

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

GEOTECHNISCHE SERIE

herausgegeben von der

Schweizerischen Geotechnischen Kommission

(Organ der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften)

Lieferung

82

MATERIAUX POUR LA GEOLOGIE DE LA SUISSE

SERIE GEOTECHNIQUE

publiés par la

Commission Géotechnique Suisse

(Organe de l'Académie Suisse des Sciences Naturelles)

Processus hydrogéologiques et hydrochimiques dans les circulations profondes des calcaires du Malm de l'arc jurassien

**(zones de Delémont, Yverdon-les-Bains, Moiry,
Genève et Aix-les-Bains)**

R. Muralt



1999

Vertrieb durch die Schweizerische Geotechnische Kommission, ETH-Zentrum, 8092 Zürich
Publiziert mit Unterstützung der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften



Thèse de doctorat

Université de Neuchâtel, Institut de Géologie, Centre d'Hydrogéologie, 1996

Directeur de thèse: Prof. Dr. F. Zwahlen

Codirecteur de thèse: Dr. F.-D. Vuataz

Experts: Dr. W. Balderer, Prof. Dr. M. Burkhard, Dr. L. Eichinger, Prof. Dr. L. Hauber, Prof. Dr. J. Mudry

Financièrement soutenue par le Fonds National de la Recherche scientifique (FN 21-32540.91 et FN 20-39116.93) et l'Académie Suisse des Sciences Naturelles (ASSN)

L'auteur a reçu le prix 1998 de la conférence AIH-AISH de Lausanne 1990 qui a partiellement financé l'impression de cette étude.

Rédaction et Layout: Commission Géotechnique Suisse

Lithographie et Impression: Fotorotar AG, 8132 Egg/ZH

Imprimé sur papier blanchi sans chlore

ISBN 3-907997-15-8; ISSN 0582-1630

VORWORT DER SCHWEIZERISCHEN GEOTECHNISCHEN KOMMISSION

Die Themenbereiche Grundwasser und Grundwasserzirkulationssysteme haben besonders in jüngerer Zeit zunehmend grosse Bedeutung erlangt, nicht zuletzt aufgrund der steigenden industriellen und volkswirtschaftlichen Nutzung der Grundwasserrecourcen sowie der daraus resultierenden Interessenskonflikte.

Die vorliegende Arbeit von Herrn R. Muralt behandelt die hydrogeologischen und hydrochemischen Prozesse, welche in den Zirkulationssystemen der Tiefengrundwässer im Jurabogen zwischen Delémont im Norden und Aix-les-Bains im Süden auftreten. Sie beruht im Wesentlichen auf einer an der Universität von Neuenburg ausgeführten Dissertation und stellt eine wertvolle Fortsetzung zu früheren hydrologischen und hydrogeologischen Publikationen in der Reihe der «Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie» dar.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, aufgrund von umfassenden hydrochemischen und isopenhydrologischen Untersuchungen Herkunft, Fliesswege, unterirdische Verweilzeiten, Reservoirtemperaturen und Mischungsverhältnisse der Tiefenwässer aufzuzeigen und teilweise auch zu quantifizieren. Dabei hat sich gezeigt, dass die Mehrheit der untersuchten Wässer Mischungen verschiedener Fliesskomponenten darstellen, die sich je nach durchflossenen Gesteinsschichten chemisch und/oder in den mittleren Verweilzeiten unterscheiden. Letztere lassen sich besonders in Thermalwässern nur schwer bestimmen und variieren zwischen einigen hundert bis hin zu einigen tausend Jahren. Die unterirdischen Verweilzeiten von kalten und subthermalen Tiefenwässern liegen dagegen bei maximal einigen Jahrzehnten. Aufgrund dieser meist nicht quantifizierbaren Mischungsverhältnisse sind mit den heute verfügbaren Daten häufig kaum Aussagen über die mittel- und langfristige Entwicklung der chemischen und hydrologischen Parameter der erbohrten Tiefengrundwässer möglich.

Eine Langzeitüberwachung der Tiefengrundwässer und deren Zirkulationssysteme drängt sich nicht nur aus wissenschaftlichen, sondern auch aus ökonomischen Gründen auf. Die Nutzer und Betreiber von Bohrungen und Thermalquellen sollten vermehrt auf die Notwendigkeit einer dauerhaften Überwachung der Qualität der Trink- und Thermalwässer aufmerksam gemacht werden. In jedem Fall sind alle hydrologischen, hydraulischen und hydrochemischen Daten von neuen Bohrungen und Quelfassungen genau aufzunehmen, um den Anfangszustand vor deren Nutzung festzuhalten. Denn nur so wird es auf lange Sicht möglich sein, Qualität und ausreichende Verfügbarkeit eines unserer wichtigsten Rohstoffe – des Grundwassers – auch in Zukunft zu gewährleisten.

Die Schweizerische Geotechnische Kommission dankt dem Autor für die Möglichkeit, diese wertvolle Arbeit in ihre Schriftenreihe aufzunehmen, sowie für die gute Zusammenarbeit und die sorgfältige Durchsicht des Manuskriptes bei der Drucklegung.

Für den Inhalt von Text, Tabellen und Figuren ist der Autor allein verantwortlich.

Zürich, im Dezember 1999

Der Präsident der Schweizerischen
Geotechnischen Kommission

V. Dietrich

REMERCIEMENTS

En premier lieu je tiens à remercier le Dr. François-David Vuataz, chargé de recherche au Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel (CHYN) et codirecteur de ma thèse. Il a initialisé le projet de cette étude comme requérant principal auprès du Fonds National de la Recherche Scientifique, et il m'a guidé dans ce travail non pas à la manière d'un chef mais d'un collègue et ami. Les nombreuses discussions, les tournées de prélèvements en commun, la relecture et la correction de mes textes en français de couleur alémanique et bien d'autres apports ont été d'une très grande importance pour cette thèse.

Nombreuses sont les personnes qui ont contribué à cette thèse et auxquelles j'aimerais exprimer ma gratitude:

- Professeur François Zwahlen, directeur du CHYN et de ma thèse et corequérant du projet de recherche du Fonds National.
- François Flury, hydrogéologue du bureau Meury, Flury, Rieben SA à Delémont, corequérant du projet de recherche et qui m'a fourni toutes les informations nécessaires concernant la géologie et l'hydrogéologie du bassin de Delémont.
- Les membres du jury de ma thèse: Dr. Werner Balderer de l'ETH à Zurich, Prof. Martin Burkhard de l'Université de Neuchâtel, Dr. Lorenz Eichinger du laboratoire d'analyses isotopiques Hydroisotop à Schweitenkirchen, en Allemagne, Prof. Lukas Hauber de l'Université de Bâle et Prof. Jacques Mudry de l'Université de Besançon.
- Dr. Annie Criaud de Nancy et Dr. Pawel Lesniak de Varsovie, qui en cours de route ont évalué mon travail et m'ont fait parvenir leurs critiques et suggestions pertinentes.
- Dr. Jean-Charles Carfantan de l'Université de Savoie, qui m'a initié à la géologie et à l'hydrogéologie de la région d'Aix-les-Bains.
- Dr. Roland Kipfer de l'EAWAG qui a analysé les gaz nobles He et Ne sur mes échantillons.
- François Bourret, technicien au CHYN qui m'a assisté pour les mesures de pression à Delémont.
- Laurent Eisenlohr, Alessandro Grasso et Kaspar Papritz du projet ISHYDRO du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, qui m'ont montré le site de

Moiry et qui m'ont fourni leurs analyses et mesures ainsi que des séries d'échantillons pour l'analyse des isotopes de l'eau.

Ce travail n'aurait pas été possible sans l'aide de nombreuses personnes dans les administrations communales et les sociétés propriétaires de forages ou de sources:

- M. Lachat des Services industriels de Delémont; M. Scherrer de la bourgeoisie de Delémont; MM. Bhend et Burdet de la société Arkina à Yverdon-les-Bains; M. Ogay, directeur du Centre thermal d'Yverdon-les-Bains et MM. Addor, Péguiron et Wyss du service technique du Centre thermal; M. Collet des Services industriels d'Yverdon-les-Bains; MM. Jenny et Burri du Bureau Géologie-Géophysique à Genève; MM. Hernandez, directeur des Thermes de Marlioz et Pavlista, chef technique; MM. Bénévisse, directeur des Thermes nationaux d'Aix-les-Bains et Grandvaux, chef technique; M. Michal, géologue aux services techniques de la ville d'Aix-les-Bains; les responsables des services techniques de Rossemaison, Courroux, Vicques, Moutier, Tavannes et Bevaix.

Je tiens également à remercier le personnel des différents laboratoires qui m'ont fourni les résultats de mes nombreuses analyses chimiques et isotopiques: le LASUR de l'Université de Neuchâtel, le Géolep de l'EPF de Lausanne, le laboratoire ANESA à Martigny, les Services Industriels de Genève et le laboratoire Hydroisotop de Schweitenkirchen.

Le travail de cette thèse a été soutenu financièrement pendant quatre ans par le Fonds National de la Recherche scientifique (FN 21-32540.91 et FN 20-39116.93).

L'impression de cette étude a été financièrement soutenu par le prix 1998 de la conférence AIH-AISH de Lausanne 1990.

Finalement j'aimerais remercier Franziska Teuscher et Selina qui, dans la phase finale de ma thèse, ont bien souffert de ma présence presque exclusive devant l'ordinateur et de l'abandon de mes obligations familiales.

Reto Muralt

TABLE DES MATIÈRES

Vorwort der Schweizerischen Geotechnischen Kommission	III		
Remerciements	IV		
Table des matières	V		
Catalogue des tableaux et figures	VII		
Catalogue des tableaux	VII		
Catalogue des figures	IX		
Résumé	XIII		
Zusammenfassung	XV		
Abstract	XVII		
1 Introduction	1		
1.1 But de l'étude	1		
1.2 Structure du rapport	2		
2 Méthodes analytiques et de prélèvement	5		
2.1 Prélèvements et mesures sur terrain	5		
2.2 Mesures en continu	6		
2.3 Analyses et laboratoires	6		
2.3.1 Analyses effectuées	6		
2.3.2 Espèces chimiques majeures et mineures	6		
2.3.3 Autres analyses	8		
2.4 Contrôle de la qualité et de la reproductibilité des analyses	8		
2.4.1 Contrôle de la qualité des analyses	8		
2.4.2 Contrôle de la reproductibilité des analyses	9		
2.4.3 Contrôle des différences entre les séries d'analyses	11		
3 Méthodes d'interprétation des paramètres chimiques et isotopiques	17		
3.1 Hydrochimie et interactions eau-roche	17		
3.2 Isotopes	19		
3.2.1 Les isotopes stables de l'eau	19		
3.2.2 Le tritium	30		
3.2.3 Les isotopes du carbone	33		
3.2.4 Les isotopes du strontium	35		
3.2.5 Les isotopes du sulfate et du sulfure	35		
3.3 Les gaz dissous	36		
3.3.1 Les gaz abondants	36		
3.3.2 Les gaz nobles	37		
3.4 Les géothermomètres	40		
3.4.1 Les géothermomètres chimiques	40		
		3.4.2 Les géothermomètres isotopiques	41
4 Résultats et interprétation	43		
4.1 Région de Delémont	43		
4.1.1 Aperçu géographique et géologique	43		
4.1.2 Sources et forages étudiés	44		
4.1.3 Typologie chimique	47		
4.1.4 Interactions eau-roche	48		
4.1.5 Evolution temporelle	52		
4.1.6 Comportement hydraulique	54		
4.1.7 Relations et mélanges entre différents types d'eau	57		
4.1.8 Température du réservoir	60		
4.1.9 Zone d'alimentation et conditions d'infiltration	60		
4.1.10 Temps de séjour souterrain	64		
4.1.11 Modèle conceptuel	70		
4.2 Région d'Yverdon-les-Bains (Yverdon-les-Bains, Mont Chamblon, Bevaix)	73		
4.2.1 Aperçu géographique et géologique	73		
4.2.2 Sources et forages étudiés	76		
4.2.3 Typologie chimique	78		
4.2.4 Interactions eau-roche	80		
4.2.5 Evolution temporelle	83		
4.2.6 Comportement hydraulique	91		
4.2.7 Relations et mélanges entre différents types d'eau	98		
4.2.8 Température du réservoir	109		
4.2.9 Zone d'alimentation et conditions d'infiltration	110		
4.2.10 Temps de séjour souterrain	115		
4.2.11 Modèle conceptuel	123		
4.3 Région de Moiry	127		
4.3.1 Aperçu géographique et géologique	127		
4.3.2 Sources étudiées	127		
4.3.3 Typologie chimique	128		
4.3.4 Interactions eau-roche	129		
4.3.5 Evolution temporelle	131		
4.3.6 Comportement hydraulique	133		
4.3.7 Relations et mélanges entre différents types d'eau	133		
4.3.8 Température du réservoir	134		
4.3.9 Zone d'alimentation et conditions d'infiltration	136		
4.3.10 Temps de séjour souterrain	138		
4.3.11 Modèle conceptuel	141		
4.4 Région de Genève-Thônex	143		
4.4.1 Aperçu géographique et géologique	143		

4.4.2	Forage étudié	145	4.5.8	Température du réservoir	191
4.4.3	Travaux de forage et contraintes d'échantillonnage	146	4.5.9	Zone d'alimentation et conditions d'infiltration	193
4.4.4	Evolution au cours de l'essai de production	147	4.5.10	Temps de séjour souterrain	197
4.4.5	Evaluation de la dilution par l'eau injectée	149	4.5.11	Modèle conceptuel	204
4.4.6	Chimisme du fluide profond	150	5	Conclusions	211
4.4.7	Température du réservoir	154	5.1	Hydrochimie et interactions eau-roche	211
4.4.8	Zone d'alimentation	155	5.2	Datation des eaux	213
4.4.9	Temps de séjour souterrain	156	5.3	Les isotopes stables et l'altitude de recharge	215
4.4.10	Post-scriptum	157	5.4	Relations hydrauliques	217
4.5	Région d'Aix-les-Bains	159	5.5	Recommandations	218
4.5.1	Aperçu géographique et géologique	159	Littérature et Cartes		221
4.5.2	Sources et forages étudiés	161	Annexe 1: Sources et forages étudiés		229
4.5.3	Typologie chimique	163	Annexe 2: Références des analyses faites dans le cadre d'autres études		233
4.5.4	Interactions eau-roche	164	Annexe 3: Abréviations et unités utilisées dans cette étude		234
4.5.5	Evolution temporelle	170			
4.5.6	Comportement hydraulique	173			
4.5.7	Relations et mélanges entre différents types d'eau	180			

CATALOGUE DES TABLEAUX ET FIGURES

Catalogue des tableaux

<i>Tableau 2.1.1: Les divers prélèvements d'échantillons d'eau effectués lors de cette étude.</i>	5	<i>Tableau 3.2.5: Comparaison des teneurs en oxygène-18 pour deux sources et un forage analysés au début des années 1980 et au cours de 1993–1994.</i>	29
<i>Tableau 2.1.2: Mesures de terrain et appareils utilisés.</i>	6	<i>Tableau 3.3.1: Rapports isotopiques $^3\text{He}/^4\text{He}$ (tirés d'ANDREWS, 1985).</i>	37
<i>Tableau 2.3.1: Aperçu global du nombre d'échantillons et des paramètres analysés.</i>	7	<i>Tableau 3.3.2: Concentration atmosphérique des gaz nobles.</i>	38
<i>Tableau 2.4.1: Résumé des résultats des analyses réalisées par deux méthodes différentes.</i>	9	<i>Tableau 3.3.3: Les coefficients expérimentaux pour la détermination de la solubilité des gaz nobles dans l'eau pure.</i>	39
<i>Tableau 2.4.2: Concentration exprimée en mg/l et variabilité (%) des échantillons en double dans les différentes séries d'analyses.</i>	11	<i>Tableau 3.3.4: La solubilité des gaz nobles dans l'eau pure dans la gamme de température de 0 à 15 °C et pour une pression atmosphérique correspondante à l'altitude de la mer.</i>	40
<i>Tableau 2.4.3: Coefficients de variabilité à l'intérieur des différentes séries d'analyses déterminés pour les échantillons du forage La Grève-1 d'Arkina d'Yverdon-les-Bains.</i>	12	<i>Tableau 3.4.1: Quelques géothermomètres de la silice.</i>	41
<i>Tableau 2.4.4: Coefficients de variabilité des éléments traces et des isotopes stables de l'eau pour le forage La Grève-1 d'Arkina.</i>	12	<i>Tableau 4.1.1: Données géologiques, température et venues d'eau dans les forages S1, S2 et S3.</i>	45
<i>Tableau 2.4.5: Coefficients de variabilité des composés majeurs et mineurs déterminés pour différentes eaux étudiées.</i>	13	<i>Tableau 4.1.2: Localisation et données d'exploitation des forages S1, S2 et S3.</i>	46
<i>Tableau 2.4.6a: Analyses de contrôle du sodium pour des échantillons analysés dans différentes séries d'analyses.</i>	14	<i>Tableau 4.1.3: Emplacement et données techniques des forages et sources karstiques. Les valeurs du débit pompé entre parenthèses sont les débits maximaux lors des essais de production.</i>	47
<i>Tableau 2.4.6b: Analyses de contrôle du strontium pour des échantillons analysés dans différentes séries d'analyses.</i>	14	<i>Tableau 4.1.4: Analyses chimiques de cuttings de calcaire des forages S1 et S2.</i>	49
<i>Tableau 2.4.6c: Analyses de contrôle de la silice pour des échantillons analysés dans différentes séries d'analyses.</i>	15	<i>Tableau 4.1.5: Différences des concentrations en calcium et magnésium pour des analyses d'eau des forages S1, S2 et S3 avant et après acidification.</i>	49
<i>Tableau 2.4.6d: Analyses de contrôle du chlorure et du sulfate dans l'eau La Grève-1 d'Arkina pour des échantillons analysés dans différentes séries d'analyses.</i>	15	<i>Tableau 4.1.6: Rapports isotopiques du strontium dans les eaux et les roches du Malm dans le bassin de Delémont.</i>	51
<i>Tableau 3.2.1: Relations entre l'altitude moyenne du bassin versant et la composition en isotopes stables des eaux souterraines.</i>	21	<i>Tableau 4.1.7: Calcul des propriétés physiques de l'aquifère captif du Malm à l'aide des pompages d'août 1992 et 1993 au forage S2 et les enregistrements du niveau au forage S3.</i>	55
<i>Tableau 3.2.2: Les sources utilisées pour tester la relation entre l'altitude moyenne du bassin versant et les isotopes stables de l'eau pour la région de Delémont.</i>	23	<i>Tableau 4.1.8: Valeurs moyennes des isotopes stables dans les forages profonds de Delémont et pour deux sources karstiques du bassin de Delémont.</i>	61
<i>Tableau 3.2.3: Les sources et forages utilisés pour tester la relation altitude moyenne du bassin versant/isotopes stables de l'eau pour la région d'Yverdon-les-Bains.</i>	24	<i>Tableau 4.1.9: Altitude de recharge de l'eau thermique de Delémont calculée à partir des différentes relations altitude/isotopes stables existants dans la littérature et définies dans cette étude.</i>	61
<i>Tableau 3.2.4: Valeurs isotopiques de la source du Mollendruz.</i>	27	<i>Tableau 4.1.10: Résultats des analyses de gaz des forages profonds de Delémont.</i>	63
		<i>Tableau 4.1.11: Température d'infiltration de l'eau thermique de l'aquifère captif du Malm à Delémont déduite des teneurs en gaz nobles de l'échantillon S1-8.</i>	63

Tableau 4.1.12: Résultats des analyses de tritium et des isotopes du carbone dans les eaux et roches de la région de Delémont.	65	Tableau 4.2.14: Résultats des analyses de gaz des eaux thermales à Yverdon.	113
Tableau 4.1.13: Hypothèses de départ pour la modélisation NETPATH (PLUMMER et al., 1993) du système du carbone dans les eaux profondes de Delémont. Exemple du forage S3, échantillon S3-6.	68	Tableau 4.2.15: Températures d'infiltration des eaux thermales de l'aquifère captif du Malm à Yverdon calculées au moyen des teneurs en gaz nobles.	114
Tableau 4.1.14: Résultats de la modélisation chimique et isotopique de l'évolution d'une eau de type source Develier-Dessus vers l'eau du forage S3 à l'exemple de l'échantillon S3-6.	68	Tableau 4.2.16: Stations utilisées pour le calcul du gradient de température de la région d'Yverdon-les-Bains.	114
Tableau 4.1.15: Résultats du calcul de l'âge radiométrique du ^{14}C des échantillons d'eau thermale de Delémont effectué avec les facteurs de fractionnement de DEINES et al. (1974), cité par PLUMMER et al. (1993).	69	Tableau 4.2.17: Teneurs en tritium des eaux du Centre thermal extrapolées pour des teneurs en chlorure de 3 mg/l.	118
Tableau 4.1.16: Ages radiométriques de l'hélium de l'eau thermale à Delémont.	70	Tableau 4.2.18: Résultats des analyses des isotopes du carbone dans les eaux et roches de la région d'Yverdon-les-Bains.	119
Tableau 4.2.1: Emplacement et données d'exploitation des forages et sources étudiés dans la région d'Yverdon-les-Bains.	76	Tableau 4.2.19: Ages radiométriques de l'hélium de l'eau de la source thermale d'Yverdon-les-Bains.	121
Tableau 4.2.2: Analyses chimiques des roches du Portlandien, du Kimméridgien et du Séquanien du Jura neuchâtelois et du Portlandien d'Yverdon-les-Bains.	80	Tableau 4.2.20: Ages radiométriques de l'hélium de l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina à Yverdon et du forage Noréaz-1.	122
Tableau 4.2.3: Résultats isotopiques du soufre dans le sulfate et sulfure dissous, de l'oxygène-18 du sulfate dissous et des rapports isotopiques du strontium dans les eaux et les calcaires et dolomies du Malm et du Berriasien d'Yverdon-les-Bains.	82	Tableau 4.3.1: Isotopes du soufre et de l'oxygène du sulfate dissous et rapport isotopique du strontium dans l'eau de la source La Cressonnière à Moiry.	129
Tableau 4.2.4 : Les sources subthermales du Mont Chamblon relevées par MAUTNER (1975–1978).	84	Tableau 4.3.2: Extrapolation de la composition chimique et isotopique de l'eau profonde subthermale de la source de La Cressonnière à Moiry.	137
Tableau 4.2.5: Extrapolation de la composition chimique de la composante profonde et subthermale dans les sources subthermales du Mont Chamblon.	98	Tableau 4.3.3: Valeurs des isotopes stables dans les eaux de Moiry.	137
Tableau 4.2.6: Les différents types d'eau connus dans la région d'Yverdon-les-Bains et du forage pétrolier de Hermrigen près de Bienne.	103	Tableau 4.3.4: Altitudes de recharge des eaux de Moiry.	138
Tableau 4.2.7: Extrapolation de la composition du fluide profond pour différentes teneurs en chlorure.	105	Tableau 4.3.5: Résultats des analyses des isotopes du carbone dans les eaux de Moiry.	140
Tableau 4.2.8: Caractéristiques extrapolées du fluide profond de l'aquifère du Dogger.	106	Tableau 4.4.1: Analyses de quelques échantillons d'eau du forage Thônex-1.	147
Tableau 4.2.9: Analyses chimiques des deux venues profondes du forage F5 d'Yverdon-les-Bains.	109	Tableau 4.4.2: Analyses isotopiques des eaux et roches du forage d'exploration géothermique Thônex-1.	150
Tableau 4.2.10: Gradients géothermiques moyens calculés pour les forages La Grève-1 et F4.	110	Tableau 4.4.3: Concentrations en chlorure et alcalino-terreux des échantillons GM-1, GM-9 et GM-13.	150
Tableau 4.2.11: Valeurs moyennes et écart-types des isotopes stables dans les eaux de la région d'Yverdon.	111	Tableau 4.4.4: Corrélations entre le chlorure et les autres espèces chimiques dans les échantillons du forage d'exploration géothermique de Thônex.	150
Tableau 4.2.12: Altitude de recharge des eaux subthermales et thermales de la région d'Yverdon calculées à partir des différentes relations altitude/isotopes stables existants dans la littérature et définies dans cette étude.	111	Tableau 4.4.5: Extrapolation de la composition chimique et isotopique de l'eau de la formation aquifère.	153
Tableau 4.2.13: Valeurs retenues de l'altitude de recharge des eaux subthermales et thermales de la région d'Yverdon.	112	Tableau 4.4.6: Altitude de recharge de l'eau de l'aquifère du Malm de Thônex.	155
		Tableau 4.5.1: Emplacement et données d'exploitation des forages et sources étudiés dans la région d'Aix-les-Bains.	162
		Tableau 4.5.2: Analyses chimiques des calcaires du Kimméridgien supérieur, du Portlandien et de l'Urgonien blanc d'Aix-les-Bains.	166
		Tableau 4.5.3: Isotopes du soufre du sulfate et des sulfures dissous, oxygène-18 du sulfate dissous et rapports isotopiques du strontium dans les eaux et les roches d'Aix-les-Bains.	168
		Tableau 4.5.4: Valeurs moyennes des isotopes stables et altitude de recharge des eaux d'Aix-les-Bains.	193

Tableau 4.5.5: Relations approximatives entre les isotopes stables de l'eau et l'altitude moyenne du bassin versant de la Région d'Aix-les-Bains.	194	Tableau 4.5.13: Ages radiométriques de l'hélium de l'eau thermique des forages Chevalley et Reine-Hortense.	203
Tableau 4.5.6: Altitudes moyennes du bassin versant des eaux d'Aix-les-Bains.	194	Tableau 4.5.14: Analyses du tritium des eaux des forages Raphy St. Simon RS3 et RS4 et de la source St. Simon.	204
Tableau 4.5.7: Résultats des analyses de gaz des eaux thermales et minérales d'Aix.	195	Tableau 5.1.1: Etat de saturation des différentes eaux subthermales et thermales étudiées par rapport à quelques minéraux importants.	212
Tableau 4.5.8: Températures d'infiltration des eaux des forages Chevalley et Ariana.	196	Tableau 5.1.2: Estimation des teneurs maximales en certaines espèces chimiques d'une eau non mélangée et non polluée dans l'aquifère étudié du Malm de l'arc jurassien.	212
Tableau 4.5.9: Analyses du tritium et des isotopes du carbone dans les eaux de Marlioz.	197	Tableau 5.2.1: Résumé des datations radiométriques des eaux thermales et subthermales effectuées dans cette étude.	214
Tableau 4.5.10: Ages radiométriques de l'hélium de l'eau du forage Ariana des Thermes de Marlioz.	199	Tableau 5.3.1: Résumé des altitudes moyennes du bassin versant des eaux thermales et subthermales étudiées, déduites des différentes relations entre les isotopes stables de l'eau et l'altitude.	216
Tableau 4.5.11: Résultats des analyses du tritium et des isotopes du carbone dans les eaux des Thermes nationaux et du calcaire du Kimméridgien de la région d'Aix-les-Bains.	200		
Tableau 4.5.12: Paramètres et résultats du modèle d'évolution des isotopes du carbone dans l'eau du forage Chevalley.	202		

Catalogue des figures

Figure 1.1: Vue d'ensemble de la région d'étude avec les sites d'étude.	2	Figure 3.2.11: Modèle d'écoulement combiné pour l'interprétation des analyses du tritium.	31
Figure 2.4.1: Comparaison des résultats des analyses du magnésium et du calcium de l'eau Arkina.	10	Figure 3.2.12: Comparaison entre les fonctions d'entrée du tritium calculées pour la région d'Yverdon-les-Bains.	32
Figure 3.2.1: Relations entre l'oxygène-18 et le deutérium.	20	Figure 3.2.13: Fonction d'entrée du tritium pour la région d'Yverdon-les-Bains 1953–1994.	32
Figure 3.2.2: Relations entre l'altitude moyenne du bassin versant et la composition isotopique de l'oxygène des eaux souterraines.	22	Figure 3.2.14: Rapport du $\delta^{34}\text{S}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ dans les évaporites en équilibre avec l'eau de mer au cours des temps géologiques.	36
Figure 3.2.3: Corrélation entre l'altitude moyenne du bassin versant et l'excédent de deutérium pour les données de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) pour la région nord-est du Jura et Forêt-Noire.	22	Figure 3.3.1: Solubilité des gaz nobles néon et xénon dans l'eau pure.	39
Figure 3.2.4: Composition isotopique des sources des régions de Delémont et d'Yverdon-les-Bains.	25	Figure 3.3.2: Détermination du facteur de correction pour la conversion des solubilités des gaz nobles.	40
Figure 3.2.5: Corrélation entre l'altitude moyenne du bassin versant et l'oxygène-18 et le deutérium dans le bassin de Delémont.	26	Figure 4.1.1: Esquisse géologique et structurale du bassin de Delémont.	43
Figure 3.2.6: Corrélation entre l'altitude moyenne du bassin versant et l'excédent de deutérium dans le bassin de Delémont.	26	Figure 4.1.2: Coupe géologique schématique N–S à travers le bassin de Delémont.	44
Figure 3.2.7: Evolution des teneurs isotopiques de la source du Mollendruz au cours des années 1989–1995.	28	Figure 4.1.3: Coupes des forages S1, S2 et S3.	45
Figure 3.2.8: Corrélation entre l'altitude moyenne du bassin versant et l'oxygène-18 et le deutérium dans la région d'Yverdon-les-Bains.	29	Figure 4.1.4: Coupes géologiques schématiques N–S des sources de Develier-Dessus et La Doux.	47
Figure 3.2.9: Les différentes corrélations entre l'altitude moyenne du bassin versant et l'oxygène-18 dans la région d'Yverdon-les-Bains.	30	Figure 4.1.5: Les eaux de la région de Delémont représentées par le diagramme de composition de type Schoeller.	48
Figure 3.2.10: Corrélation entre l'altitude moyenne du bassin versant et l'excédent de deutérium dans la région d'Yverdon-les-Bains.	30	Figure 4.1.6: Indices de saturation de quelques minéraux importants dans les eaux de la région de Delémont.	50
		Figure 4.1.7: Variations de la composition chimique des eaux des forages S1, S2 et S3 de Delémont entre 1990 et 1995.	53
		Figure 4.1.8: Evolution de quelques paramètres physiques et chimiques en cours de pompage au forage S2 en 1992 et 1993.	54
		Figure 4.1.9: Variations quotidiennes de la pression artésienne au forage S3.	56

Figure 4.1.10: Evolution de la pression artésienne au forage S3 Les Prés Roses et pluviométrie à Delémont de septembre 1994 à avril 1995.	56	Figure 4.2.16: Evolution de quelques paramètres chimiques et isotopiques de l'eau Arkina depuis 1987.	92
Figure 4.1.11: Esquisse de la partie centrale du bassin de Delémont avec les cotes du niveau piézométrique dans l'aquifère du Malm.	57	Figure 4.2.17: Rapports entre les débits des sources de la Grange-Décoppet, du Moulinet et du Cossaux.	93
Figure 4.1.12: Relations entre le chlorure et différents composés chimiques majeurs et traces des eaux de l'aquifère captif du Malm à Delémont.	58	Figure 4.2.18: Evolution de la température et la conductivité électrique dans la source thermique d'Yverdon-les-Bains en octobre 1995.	93
Figure 4.1.13: Relations entre différents éléments majeurs et traces, la température et l'oxygène-18 des eaux de l'aquifère captif du Malm à Delémont.	59	Figure 4.2.19: Evolution de la pression artésienne au forage F4 du Centre thermal d'Yverdon-les-Bains et du forage de Bevaix-Treytel.	94
Figure 4.1.14: Corrélation entre l'oxygène-18 et l'excédent de deutérium pour les eaux de la région de Delémont.	62	Figure 4.2.20: Variations de la pression artésienne pour les forages La Grève-1 d'Arkina et Noréaz-1.	95
Figure 4.1.15: Modèle conceptuel de l'écoulement souterrain et de l'évolution chimique de l'eau thermique dans le bassin de Delémont.	71	Figure 4.2.21: Evolution du niveau d'eau dans le forage Noréaz-1 et de la pression artésienne du forage F4 du Centre thermal.	95
Figure 4.2.1: Situation géographique de la région d'Yverdon-les-Bains.	73	Figure 4.2.22: Répartition des pressions artésiennes dans les différents forages et sources de la région d'Yverdon.	96
Figure 4.2.2: Esquisse géologique de la région d'Yverdon-les-Bains.	74	Figure 4.2.23: Relations entre le débit, la température et la conductivité électrique des sources subthermales du Mont Chamblon.	97
Figure 4.2.3: Coupe géologique S-N à travers les forages F4 du Centre thermal et La Grève-1 d'Arkina.	74	Figure 4.2.24: Relations entre le débit de la source haute du Cossaux et quelques paramètres chimiques et la température.	98
Figure 4.2.4: Carte des isohypses du toit du Dogger dans la région d'Yverdon-les-Bains.	75	Figure 4.2.25: Rapport entre le calcium et quelques paramètres chimiques des eaux du Mont Chamblon.	99
Figure 4.2.5: Coupe géologique du forage F4 du Centre thermal et résultats des essais au flowmètre.	77	Figure 4.2.26: Rapport entre le chlorure et différents paramètres chimiques et isotopiques des eaux subthermales et thermales d'Yverdon-les-Bains et du Mont Chamblon.	100
Figure 4.2.6: Composition chimique des eaux de la région d'Yverdon-les-Bains.	79	Figure 4.2.27: Rapport entre le chlorure et le magnésium, la silice, l'oxygène-18 et le tritium.	101
Figure 4.2.7: Indices de saturation de quelques minéraux importants dans les eaux de la région d'Yverdon-les-Bains.	81	Figure 4.2.28: Rapport entre le chlorure et différents éléments traces des eaux subthermales et thermales d'Yverdon-les-Bains et du Mont Chamblon.	102
Figure 4.2.8: Variations saisonnières des paramètres physico-chimiques des sources subthermales du Cossaux, du Moulinet et de la Grange-Décoppet.	85	Figure 4.2.29: Relation entre le chlorure et le rubidium des eaux subthermales et thermales d'Yverdon-les-Bains et du Mont Chamblon.	104
Figure 4.2.9: Variations saisonnières de quelques paramètres chimiques, de la température et du débit de la source haute du Cossaux dans les années 1992-1995.	86	Figure 4.2.30: Relation entre le chlorure et différents paramètres chimiques des eaux thermales des forages La Grève-1 d'Arkina, à Yverdon-les-Bains et Noréaz-1.	107
Figure 4.2.10: Variations saisonnières des paramètres physico-chimiques de la source thermique d'Yverdon-les-Bains entre 1971 et 1976.	87	Figure 4.2.31: Coupe géologique et technique du forage F5 d'Yverdon-les-Bains.	108
Figure 4.2.11: Evolution de différents paramètres physiques et chimiques de la source thermique d'Yverdon-les-Bains.	88	Figure 4.2.32: Simulation de l'âge moyen de la composante d'écoulement rapide de la source thermique d'Yverdon-les-Bains.	118
Figure 4.2.12: Evolution de la température, la conductivité électrique et du chlorure dans la source thermique d'Yverdon-les-Bains.	89	Figure 4.2.33: Rapports entre le $\delta^{13}\text{C}$, le tritium et le chlorure d'une part et l'activité du ^{14}C d'autre part.	120
Figure 4.2.13: Evolution du calcium dans la source thermique d'Yverdon-les-Bains et dans la source subthermale du Cossaux de 1992 à 1995.	89	Figure 4.2.34: Modèle conceptuel des écoulements souterrains de l'eau thermique d'Yverdon-les-Bains.	124
Figure 4.2.14: Evolution de la pression artésienne et de quelques paramètres chimiques dans les eaux du forage F4 et de la source thermique.	90	Figure 4.2.35: Modèle conceptuel des écoulements souterrains de l'eau thermique du système aquifère Arkina d'Yverdon-les-Bains.	125
Figure 4.2.15: Evolution de la teneur en chlorure dans les eaux du forage F4 et de la source thermique d'Yverdon-les-Bains.	90	Figure 4.3.1: Situation géographique et esquisse géologique et structurale de la région de Moiry.	127
		Figure 4.3.2: Les eaux de Moiry représentées dans un diagramme de type Schoeller.	128

Figure 4.3.3: Indices de saturation de quelques minéraux importants dans les eaux de Moiry.	128	Figure 4.5.4: Les eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains représentées dans un diagramme de type Schoeller.	165
Figure 4.3.4: Evolution de quelques paramètres chimiques et physiques de l'eau de la Cressonnière entre 1989 et 1993.	130	Figure 4.5.5: Indices de saturation de quelques minéraux importants dans les eaux d'Aix-les-Bains.	166
Figure 4.3.5: Variations saisonnières des paramètres chimiques de la source froide du Grand Record et de la source subthermale de La Cressonnière à Moiry.	131	Figure 4.5.6.: Evolution temporelle des composés chimiques dans les sources sulfureuses Adélaïde, Bonjean et Esculape.	171
Figure 4.3.6: Arrivée d'une pollution au potassium dans les sources du Grand Record et de La Cressonnière à Moiry en août 1992.	132	Figure 4.5.7: Evolution temporelle des composés chimiques et isotopiques de l'eau du forage Ariana depuis le début des analyses en 1992.	172
Figure 4.3.7: Comparaison des débits à la source de La Cressonnière et des précipitations à Baulmes entre octobre 1988 et janvier 1990.	132	Figure 4.5.8: Evolution temporelle des composés chimiques et de la température de l'eau des sources Alun et Soufre depuis 1975.	173
Figure 4.3.8: Relations entre le magnésium et différents paramètres physiques, chimiques et isotopique des eaux de Moiry ainsi qu'entre le débit et la température de La Cressonnière.	134	Figure 4.5.9: Evolution de la température, de la conductivité et du débit des sources Alun et Soufre.	174
Figure 4.3.9: Relations entre le magnésium et quelques espèces majeures, mineures et traces des eaux de Moiry analysées lors de cette étude.	135	Figure 4.5.10: Evolution temporelle des composés chimiques de l'eau du forage Reine-Hortense.	175
Figure 4.3.10: Variations saisonnières du débit total et du débit de l'eau subthermale calculés à la source de La Cressonnière.	136	Figure 4.5.11: Evolution temporelle des composés chimiques de l'eau du forage Chevalley.	176
Figure 4.3.11: Simulation du temps de séjour souterrain moyen de la composante profonde et subthermale de la source de La Cressonnière à Moiry.	139	Figure 4.5.12: Relations entre la température, la conductivité électrique et le débit des sources thermales Alun et Soufre.	177
Figure 4.3.12: Rapports entre le $\delta^{13}\text{C}$ et le magnésium d'une part et l'activité du ^{14}C d'autre part.	140	Figure 4.5.13: Répartition des pressions artésiennes dans les différents forages et sources de la région d'Aix-les-Bains.	179
Figure 4.3.13: Modèle conceptuel de l'écoulement souterrain et l'évolution chimique des eaux de Moiry.	141	Figure 4.5.14: Rapports entre le chlorure et quelques paramètres chimiques et isotopiques des eaux de Marlioz et le forage Reine-Hortense d'Aix-les-Bains.	181
Figure 4.4.1: Situation géographique et esquisse géologique et structurale de la région de Genève.	143	Figure 4.5.15: Rapports entre le sulfate et quelques paramètres chimiques et isotopiques des eaux de Marlioz et le forage Reine-Hortense d'Aix-les-Bains.	182
Figure 4.4.2: Coupe géologique à travers le bassin molassique du Genevois.	144	Figure 4.5.16: Rapport entre différents paramètres chimiques et la température dans les sources Alun et Soufre.	183
Figure 4.4.3: Stratigraphie du forage géothermique de Thônex/Genève.	145	Figure 4.5.17: Rapport entre le chlorure et différents paramètres chimiques, l'oxygène-18 et la température des sources Alun et Soufre et des autres eaux thermales d'Aix-les-Bains.	184
Figure 4.4.4: Evolution de quelques paramètres physico-chimiques lors de l'essai de production.	146	Figure 4.5.18: Rapport entre le sulfate et différents paramètres chimiques et la température des sources Alun et Soufre et les autres eaux d'Aix-les-Bains.	185
Figure 4.4.5: Rapports entre le volume de fluide total extrait et différents éléments chimiques dans les eaux du forage de Thônex.	149	Figure 4.5.19: Le système de mélange des eaux des sources thermales Alun, Soufre et Docteur d'Aix-les-Bains.	186
Figure 4.4.6: Corrélations entre le chlorure et différents autres cations dans les eaux du forage de Thônex.	151	Figure 4.5.20: Rapports entre le chlorure et différents paramètres chimiques et l'oxygène-18 des eaux des forages Chevalley et Reine-Hortense, des sources de Marlioz et de l'eau thermique du Malm du forage RS4.	188
Figure 4.4.7: Evolution des concentrations en calcium, chlorure, sodium et alcalino-terreux en fonction du débit cumulé extrait du forage Thônex-1.	156	Figure 4.5.21: Rapports entre le sulfate et différents paramètres chimiques des eaux des forages Chevalley et Reine-Hortense, des sources de Marlioz et de l'eau thermique du Malm du forage RS4.	189
Figure 4.5.1: Situation géographique et carte géologique simplifiée de la région d'Aix-les-Bains.	160	Figure 4.5.22: Rapports entre le chlorure et différents paramètres chimiques des eaux des forages Raphy St. Simon RS3 et RS4 d'Aix-les-Bains.	190
Figure 4.5.2: Coupe géologique WNW-ESE de la Montagne de La Charve au Revard en passant par Aix-les-Bains et les forages Ariana, Reine-Hortense et Chevalley.	161		
Figure 4.5.3: Localisation des sources et forages étudiés dans la région d'Aix-les-Bains.	164		

<i>Figure 4.5.23: Rapports entre le chlorure et le sulfate d'une part et différents paramètres chimiques et la température de l'eau du forage Raphy St. Simon RS3 d'autre part.</i>	191	<i>Figure 4.5.26: Rapport entre le chlorure et le sulfate d'une part et plusieurs paramètres chimiques d'autre part dans les eaux d'Aix-les-Bains.</i>	207
<i>Figure 4.5.24: Simulation de l'âge radiométrique de la composante d'eau récente dans les sources Alun et Soufre.</i>	201	<i>Figure 5.2.1: Rapport entre le $\delta^{13}\text{C}$ et l'activité en ^{14}C des analyses de cette étude.</i>	214
<i>Figure 4.5.25: Relations entre les différentes eaux minérales, subthermales et thermales d'Aix-les-Bains.</i>	206	<i>Figure 5.3.1: Rapport entre l'oxygène-18 et le deutérium pour les eaux d'Aix-les-Bains.</i>	216

RÉSUMÉ

Les circulations profondes liées à l'arc jurassien entre Delémont (CH) et Aix-les-Bains (F) ont été étudiées dans le but de mieux connaître leurs origines, leurs chemine-ments, les temps de séjour souterrain de l'eau, la tempéra-ture des réservoirs et les phénomènes de mélange. Les sites étudiés ont été sélectionnés sur la base des forages profonds produisant de l'eau thermale de l'aquifère du Malm: les forages S1, S2 et S3 à Delémont (profondeur = 414–432 m), F4 et La Grève-1 à Yverdon-les-Bains (profondeur = 600 et 666 m), Thônex-1 à Thônex près de Genève (profondeur = 2530 m), ainsi que Reine-Hortense et Chevalley à Aix-les-Bains (profondeur = 1104 et 2166 m). A titre de comparai-son, les forages profonds froids La Foule (Moutier, profon-deur = 195 m), Les Rosiers (Malleray, profondeur = 485 m), L'Arsenal (Tavannes, profondeur = 468 m) dans le Jura bernois et Treytel (Bevaix, profondeur = 300 m) entre Yverdon et Neuchâtel ont également été pris en considéra-tion. Tous ces forages exploitent un aquifère dans les calcaires fracturés et/ou karstifiés du Malm du Jura plissé ou de son pied sud. Les autres points d'eau étudiés sont la source thermale d'Yverdon-les-Bains, les sources subthermales du Cossaux près d'Yverdon-les-Bains et de La Cres-sonnière à Moiry (canton de Vaud), les sources thermales Alun et Soufre à Aix-les-Bains, ainsi que les forages d'eau subthermale Ariana et Raphy-St.Simon à Aix-les-Bains. Les sources mentionnées produisent des eaux mélangées des aquifères du Malm et du Crétacé sus-jacent, alors que les forages Ariana et Raphy-St.Simon n'exploitent que le Crétacé.

De 1992 à 1995 une étude hydrochimique et isotopique approfondie a été menée sur la base de mesures et d'ana-lyses spatio-temporelles. En combinaison avec les données hydrauliques, les résultats de cette étude permettent de reconnaître le cheminement des eaux, les roches traversées, ainsi que les phénomènes de mélange et de les quantifier partiellement. Il s'avère que toutes les eaux étudiées sont formées par des mélanges de plusieurs composantes d'écoulement, qui se différencient selon l'aquifère traversé par leur composition chimique et/ou par leur temps de transit souterrain moyen.

Dans les aquifères du Malm, toutes les eaux froides sont du type chimique $[Ca][HCO_3]$, alors que les eaux subthermales et thermales des aquifères du Malm sont représentées par le type chimique $[Ca, Mg][HCO_3]$. Tout chimisme différent de ces deux types, comme par exemple les sources thermales d'Yverdon-les-Bains et d'Aix-les-Bains, est la conséquence de mélanges avec des eaux d'autres aquifères.

L'application des géothermomètres chimiques et isoto-piques est rendue difficile voire impossible pour plusieurs raisons: la minéralogie presque exclusivement carbonatée des calcaires du Malm, les différents phénomènes de mé-lange et les températures de l'eau généralement peu élevées (10 à 70 °C, mais la plupart des eaux inférieures à 40 °C). Aucun indice d'une température du réservoir plus élevée que celle mesurée dans l'aquifère du Malm n'a pu être déduit.

Pour les régions de Delémont, Yverdon-les-Bains et Aix-les-Bains, des relations régionales entre les isotopes stables de l'eau et l'altitude moyenne du bassin versant ont été établies. L'altitude d'infiltration moyenne des différentes eaux peut ainsi être déterminée à l'aide de ces relations.

Les conditions climatiques lors de l'infiltration des eaux thermales sont estimées à l'aide des gaz nobles dissous et des isotopes stables de l'eau. Pour toutes les eaux étudiées, ces conditions climatiques ne se différencient pas de celles d'aujourd'hui, à l'exception de l'eau de l'aquifère du Cré-tacé dans le forage de Noréaz-1 près d'Yverdon-les-Bains. En effet, celle-ci s'est infiltrée dans des conditions clima-tiques nettement plus froides qu'aujourd'hui.

Les temps de séjour souterrain moyens peuvent être évalu-és à l'aide des isotopes radioactifs tritium et ^{14}C , ainsi que des réflexions paléoclimatologiques. Ces temps de séjour souterrain sont de quelques années à un maximum de quelques dizaines d'années pour toutes les eaux froides et subthermales. Les eaux thermales par contre sont nette-ment plus anciennes. Cependant, une datation fiable par la méthode du ^{14}C est généralement impossible en raison des réactions d'échange chimique et isotopique importants et difficiles à quantifier entre le carbone inorganique dissous et les minéraux carbonatés des aquifères, ainsi que des phénomènes de mélange d'eaux. Pour les eaux thermales les temps de séjour souterrain varient de quelques centaines à quelques milliers d'années, la limite d'âge supérieure étant donnée par la fin de la dernière glaciation autour de 13'000 ans avant notre ère.

Il s'est avéré pour les forages étudiés que la conductivité hydraulique de l'aquifère profond des calcaires du Malm est généralement inférieure à 10^{-5} m/s. La productivité des forages est donc relativement faible et pour un débit de 60 à 70 m³/h le rabattement se situe entre 70 et 126 m. Seule la présence de failles importantes et ouvertes, ou d'anciens systèmes karstiques augmentent la productivité des ouvra-

ges, comme par exemple les forages F4 à Yverdon-les-Bains et Chevalley à Aix-les-Bains, où des débits de l'ordre de 80 à 90 m³/h sont accompagnés d'un rabattement de 16 et 22 m seulement.

Le suivi à moyen et long terme des caractéristiques des circulations profondes est non seulement d'intérêt scientifique mais économique également. L'importance des sommes investies lors de l'exécution des forages, et l'utilisation de ces ressources pour la distribution d'eau ou le thermalisme rendent la surveillance de leur évolution intéressante pour les sociétés de distribution d'eau, les producteurs d'eau minérale et les centres thermaux. La présente étude démontre qu'avec les données disponibles, les possibilités

d'interprétation de l'évolution à moyen et long terme des eaux thermales ne sont que très incomplètes. Les maîtres d'oeuvre et les exploitants des forages et sources thermales doivent être davantage sensibilisés pour investir non seulement dans la surveillance de la qualité de leur ressource en eau, mais également dans le suivi de l'évolution des paramètres hydrauliques, hydrochimiques et isotopiques. C'est surtout au moment de l'exécution des forages, avant que la production commerciale d'eau ne commence à influencer l'aquifère, que des mesures et analyses plus complètes devraient être faites afin de connaître l'état initial au moyen de tests hydrauliques, de prélèvements entre packers, de mesure des paramètres physico-chimiques de l'eau et de leur variabilité naturelle.

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit untersucht die Tiefengrundwasserzirkulationen im Jurabogen zwischen Delémont (CH) im Norden und Aix-les-Bains (F) im Süden, mit dem Ziel ihre Herkunft, Fliesswege, unterirdischen Verweilzeiten, Reservoirtemperaturen und Mischungsphänomene zu klären. Die untersuchten Standorte wurden aufgrund des Vorhandenseins von Tiefbohrungen, die aus den Kalken des Malms Thermalwasser produzieren, ausgewählt: die Bohrungen S1, S2 und S3 in Delémont (Tiefe = 414–432 m), F4 und La Grève-1 in Yverdon-les-Bains (Tiefe = 600 und 666 m), Thônex-1 in Thônex bei Genf (Tiefe = 2530 m) sowie Reine-Hortense und Chevalley in Aix-les-Bains (Tiefe = 1104 und 2166 m). Zu Vergleichszwecken wurden die kalten Tiefbohrungen La Foule (Moutier, Tiefe = 195 m), Les Rosiers (Malleray, Tiefe = 485.5 m) und L'Arsenal (Tavannes, Tiefe = 468 m) im Berner Jura sowie Treytel (Bevaix, Tiefe = 300 m) zwischen Yverdon und Neuchâtel ebenfalls untersucht. Alle diese Bohrungen erschliessen einen Aquifer in den zerklüfteten und/oder verkarsteten Malmkalken des Faltenjuras oder dessen Südfusses. Weiter wurden die Thermalquelle von Yverdon-les-Bains, die subthermalen Quellen von Le Cossaux bei Yverdon-les-Bains und La Cressonnière in Moiry (Kanton Waadt), die Thermalquellen Alun und Soufre in Aix-les-Bains sowie die subthermalen Bohrungen Ariana und Raphy-St.Simon in Aix-les-Bains untersucht. Diese Quellen führen Mischwässer des Malm- und der darüberliegenden Kreideaquifere, während die Bohrungen lediglich die Kreide erschliessen.

Von 1992–1995 wurden umfassende hydrochemische und isopenhydrologische Untersuchungen durchgeführt. Zusammen mit der Auswertung der hydraulischen Daten erlauben sie die Fliesswege, durchströmten Aquifergesteine und Mischungsphänomene zu erkennen und teilweise zu quantifizieren. Es zeigt sich, dass sämtliche untersuchten Wässer Mischungen verschiedener Fliesskomponenten darstellen, die sich je nach durchflossenem Aquifer chemisch und/oder in der mittleren Fliesszeit unterscheiden.

Alle untersuchten kalten Wässer aus den Malmkalken sind vom hydrochemischen Typ $[Ca][HCO_3]$, während die subthermalen und thermalen Wässer des Malmaquifers den Typ $[Ca, Mg][HCO_3]$ vertreten. Ein Abweichen von diesen beiden Typen, wie zum Beispiel bei den Thermalquellen von Yverdon-les-Bains und Aix-les-Bains, ist auf Mischungsphänomene mit Wässern aus anderen Aquifern zurückzuführen.

Die Anwendung der chemischen und isotopischen Geothermometer ist aus mehreren Gründen stark erschwert bis weitgehend verunmöglicht: durch die beinahe ausschliesslich aus Calcit und Dolomit bestehende Zusammensetzung der Malmkalke, die verschiedenen Mischungsphänomene und die meist relativ bescheidenen Wassertemperaturen (10 – 70 °C, mehrheitlich tiefer als 40 °C). In keinem der untersuchten Wässer finden sich Hinweise auf eine höhere Reservoirtemperatur als diejenige, die im jeweiligen Malm-aquifer gemessen wurde.

Für die Gebiete von Delémont, Yverdon-les-Bains und Aix-les-Bains wurden regionale Beziehungen zwischen den stabilen Isotopen des Wassers und der mittleren Höhe des Einzugsgebietes erstellt. Mit diesen Beziehungen werden die Infiltrationshöhen der verschiedenen Wässer festgestellt.

Anhand der gelösten Edelgase und der stabilen Isotope des Wassers werden die klimatischen Infiltrationsbedingungen der Thermalwässer bestimmt. Diese unterscheiden sich bei keinem der untersuchten Wässer von den heutigen Bedingungen, mit Ausnahme des Wassers des Kreideaquifers in der Bohrung Noréaz-1 bei Yverdon-les-Bains, das bei deutlich kälteren Bedingungen infiltrierte.

Mit Hilfe der radioaktiven Isotope Tritium und ^{14}C sowie aufgrund paläoklimatologischer Überlegungen werden unterirdische Verweilzeiten abgeschätzt. Für die kalten und subthermalen Wässer liegen diese im Bereich von wenigen Jahren bis maximal einigen Jahrzehnten. Die Thermalwässer sind alle deutlich älter, eine zuverlässige Datierung anhand der ^{14}C -Methode ist aber in der Regel nicht möglich, weil die bedeutenden Austauschreaktionen zwischen dem gelösten inorganischen Kohlenstoff und den Aquiferkalken sowie die Mischungen verschiedener Wässer meist nicht genau quantifizierbar sind. So sind für die Thermalwässer unterirdische Verweilzeiten zwischen einigen hundert und einigen tausend Jahren möglich. Die obere Alterslimite ist aus klimatischen Gründen durch das Ende der letzten Eiszeit bei ca. 13'000 Jahren vor heute gegeben.

Bei allen untersuchten Bohrungen zeigt sich in der Regel eine hydraulische Durchlässigkeit, die kleiner als 10^{-5} m/sec ist. Die Produktivität der erschlossenen Aquifere ist relativ bescheiden, was durch hohe Wasserspiegelabsenkungen von 70 bis 126 m bei Fördermengen zwischen rund 60 und 70 m³/h zum Ausdruck kommt. Nur wenn bedeuten-

de offene Brüche oder alte Karstsysteme vorhanden sind, wie bei den Bohrungen F4 in Yverdon-les-Bains und Chevalley in Aix-les-Bains, steigt die Ergiebigkeit deutlich an und die Absenkung liegt lediglich noch bei rund 16 bis 22 m für Fördermengen von 80 bis 90 m³/h.

Die Langzeitüberwachung der Tiefengrundwasserzirkulationen liegt nicht nur im wissenschaftlichen Interesse sondern auch im ökonomischen. Für die öffentlichen Wasserversorgungen, die Mineralwasserproduzenten und die Thermalbadbetreiber ist sie interessant wegen der in die Erstellung und Nutzung der Bohrungen getätigten Investitionen. Die vorliegende Studie zeigt auf, dass mit den verfügbaren Daten häufig kaum Aussagen über die mittel-

und langfristige Entwicklung der hydraulischen, chemischen und isotopischen Parameter der erschlossenen Tiefengrundwässer möglich sind. Die Bauherren und Nutzer der Bohrungen und Quellen müssen vermehrt für die Notwendigkeit einer dauerhaften Überwachung auch ausserhalb der üblichen Analysen zur Bestimmung der Trink- und Badewasserqualität sensibilisiert werden. Insbesondere beim Erstellen der Bohrungen sollten oft zusätzliche Untersuchungen wie hydraulische Tests und Beprobungen zwischen Packern oder das Erfassen der hydraulischen und chemischen Daten sowie deren Variationsbreite vor der Inbetriebnahme durchgeführt werden, um den Initialzustand vor dem Beginn der Ausbeutung festhalten zu können.

ABSTRACT

Deep groundwater circulations in connection with the Jura range have been studied between Delémont (CH) and Aix-les-Bains (F), in order to decipher or quantify origins of the recharge, flowpaths, underground residence-time of the groundwater, maximum temperature in the reservoir and mixing phenomena. The investigated sites were selected because of the presence of deep wells producing thermal waters from limestones of the Malm aquifer: wells S1, S2 and S3 in Delémont (depth = 414 – 432 m), F4 and La Grève-1 in Yverdon-les-Bains (depth = 600 and 666 m), Thônex-1 in Thônex near Geneva (depth = 2530 m), as well as Reine-Hortense and Chevalley in Aix-les-Bains, Savoie, France (depth = 1104 and 2166 m). For comparison the cold water wells La Foule (Moutier, depth = 195 m), Les Rosiers (Malleray, depth = 485 m), L' Arsenal (Tavannes, depth = 468 m) in the Bernese Jura range and Treytel (Bevaix, depth = 300 m) between Yverdon and Neuchâtel, have also been investigated. All these wells produce waters from an aquifer in fractured and/or karstified Malm-limestones of the folded Jura range or its southern hillfoot.

In addition to the aforementioned wells the following springs and shallow wells have also been investigated: the thermal spring of Yverdon-les-Bains, the subthermal springs of Le Cossaux near Yverdon-les-Bains and La Cressonnière at Moiry (canton of Vaud), the thermal springs Alun and Soufre and the wells Ariana and Raphy-St.-Simon producing subthermal waters in Aix-les-Bains. The thermal and subthermal springs produce mixed waters from Malm and overlying Cretaceous aquifers whereas the two latter wells produce water from the Cretaceous aquifer only.

From 1992 to 1995 an exhaustive hydrochemical and isotopic study was conducted. Together with the interpretation of hydraulic data, this study has allowed to determine flowpaths, to recognise the rocks in contact with the water and to partially quantify mixing processes. All investigated waters constitute mixtures of several flow-components which show different chemical composition and/or underground residence-time as a function of the aquifer they have flown through.

All analysed cold waters from the Malm limestones are of the $[\text{Ca}][\text{HCO}_3]$ chemical type, whereas the corresponding subthermal and thermal waters are of the $[\text{Ca}, \text{Mg}][\text{HCO}_3]$ type. Any difference in chemical type of the investigated waters, as for instance observed in the thermal springs of Yverdon-les-Bains and Aix-les-Bains is due to mixing with waters from other aquifers.

For several reasons chemical and isotopic geothermometers are not applicable or only to a very restricted extent: indeed the Malm aquifers consist almost exclusively of calcite and dolomite, mixing phenomena are always present and the temperatures of the studied waters are quite low, between 10 and 70 °C, with most of the waters below 40 °C. None of the investigated waters shows indications for a higher temperature in the reservoir than the temperature measured in the Malm aquifer.

Relations between the stable water-isotopes and mean recharge altitude have been established for the regions of Delémont, Yverdon-les-Bains and Aix-les-Bains. Using these relations, mean recharge altitudes for the studied waters are determined.

The dissolved noble gases and the water stable-isotopes allow to determine the climatic conditions during infiltration of the thermal waters. None of the investigated thermal waters shows climatic conditions different from present time, with the exception of the water produced from the Cretaceous aquifer by well Noréaz-1 near Yverdon-les-Bains: this water infiltrated in a distinctly colder climate than ours.

Using radioactive isotopes and paleoclimatic arguments, underground residence-times are estimated. They lie between a few years and some tens of years for the cold and subthermal waters, whereas the thermal waters are clearly older. A precise dating of the thermal waters with the ^{14}C -method is unfortunately not possible in most cases, because of the importance of exchange reactions between the dissolved inorganic carbon (DIC) and the limestones of the aquifer and also because most mixing processes could not be quantified precisely enough. Therefore underground residence-times between a few hundred to some thousand years are possible for the thermal waters, the upper limit being fixed for climatic reasons by the end of the last glaciation ca. 13'000 years before present.

Almost all investigated wells show hydraulic conductivities smaller than 10^{-5} m/sec. The productivity of these aquifers is rather modest, which is demonstrated by high drawdowns of 70 to 126 m with production rates of some 60 to 70 m³/h. Only the presence of big open fractures or old karst-systems allow better productivities, demonstrated in the wells F4 in Yverdon-les-Bains and Chevalley in Aix-les-Bains, where drawdowns are only between 16 to 22 m for production rates of 80 to 90 m³/h.

Long-term monitoring of the deep groundwater circulations is not only in the interest of scientific knowledge but also of economic importance: public water supplies, mineral water producers and thermal spas invest important budgets for drilling and exploitation of deep wells. This study shows, that the existing data often do not allow to interpret the long term evolution of hydraulic, hydrochemical and isotopic parameters of the exploited deep aquifers. The owners and promoters of the deep wells should be more

aware of the need for a long-term surveillance of their resource, in addition to the usual drinking- and bathing-water quality survey. Especially during test and completion period of the well, additional studies like hydraulic tests, sampling between packers and continuous measuring of hydraulic and chemical parameters should be done, in order to determine the initial conditions and their variability before exploitation starts.

1 INTRODUCTION

1.1 But de l'étude

Le pied sud du Jura et certains de ses bassins internes sont le siège d'importants écoulements profonds de fluides. Suite au travail de synthèse effectué en 1983–1984 lors d'un projet de recherche financé par le NEFF (Nationaler Energie-Forschungsfonds) (BURGER & GORHAN, 1986), un certain nombre de zones aquifères se sont révélées potentiellement intéressantes pour une prospection des ressources géothermiques.

Depuis la fin du projet du NEFF, de nouveaux forages profonds ont été réalisés dans l'arc jurassien: les deux forages géothermiques de Riehen (1247 et 1547 m) et celui de Reinach (1793 m) dans la région bâloise (CALMBACH, 1992), trois forages d'eau pour la ville de Delémont d'une profondeur de 414 à 432 m (FLURY et al., 1991), le forage d'eau La Grève-1 (666 m) pour la Société Arkina à Yverdon-les-Bains (SCHNEEMANN et al., 1991), le forage géothermique de Genève (2590 m) (JENNY et al., 1995) et les forages d'eau thermale Reine-Hortense (1104 m) (EBERENTZ & JERPHANION, 1990), Chevalley (2166 m) (EBERENTZ et al., 1993) et St. Simon RS4 (492 m) (BUJENITA, 1995) à Aix-les-Bains. Tous les forages réalisés ont montré la présence de circulations profondes liées à l'arc jurassien, dans les formations calcaires du Malm (Jurassique) ou du Muschelkalk (Trias).

Les forages géothermiques de Riehen et Reinach ont déjà fait l'objet d'études très détaillées (CALMBACH, 1992 et 1995), alors qu'il restait avant le début de ce travail encore beaucoup de données à acquérir et de nombreuses questions à résoudre dans les cas de Delémont, d'Yverdon-les-Bains, de Genève et d'Aix-les-Bains.

Cette étude est centrée sur l'aquifère des calcaires du Malm, et les zones d'investigation ont été choisies en fonction de la présence de forages récents de profondeur supérieure ou égale à 400 m, qui captent celui-ci. Du nord au sud de la chaîne jurassienne, ce sont les sites de Delémont, Yverdon-les-Bains, Genève et Aix-les-Bains qui ont été pris en considération, alors qu'à Moiry, dans le canton de Vaud, une source subthermale indiquant une profondeur de circulation de plusieurs centaines de mètres dans les calcaires du Crétacé et du Malm a également été étudiée (figure 1.1). Dans les régions de Delémont et d'Yverdon-les-Bains quatre forages de 190 à 485.5 m de profondeur produisant des eaux froides dans les calcaires du Malm, ainsi qu'une source subthermale au Mont Chamblon près d'Yverdon-les-Bains, indiquant aussi l'existence d'une profondeur de circulation de plusieurs centaines de mètres

dans les calcaires du Malm ont également été inclus dans l'étude. A Aix-les-Bains, en raison de la complexité des systèmes d'écoulement, des eaux semi-profondes émergeant des aquifères calcaires du Crétacé (principalement des calcaires de l'Urgonien), ont également été étudiées.

Le but de cette étude était de poursuivre des travaux de recherche dans la direction de ceux menés lors du projet du NEFF et d'aller au delà, à l'aide des forages profonds réalisés récemment, qui donnent de nouveaux moyens d'investigation dans un milieu souterrain très peu connu. Comme de nombreuses questions subsistent quant à l'origine des bassins d'alimentation des circulations profondes, aux temps de transit souterrain, à l'extension de ces aquifères, ainsi qu'aux volumes de fluides en jeu, la présente étude devrait fournir une meilleure compréhension des systèmes d'écoulement profonds (origine, âge, salinité, mélanges d'eaux, interaction eau-roche, extension de la ressource, distribution des températures, etc.). Ainsi elle devrait servir de base scientifique pour préparer et assurer des projets de forages qui seront réalisés dans les années à venir, quel que soit leur objectif (géothermie, thermalisme, eau potable). De plus elle devrait fournir les informations nécessaires pour mieux gérer l'exploitation à long terme des ouvrages existants.

La connaissance des paramètres utilisés en hydrogéologie quantitative tels que le champ des potentiels hydrauliques, les valeurs des conductivités hydrauliques et des coefficients d'emménagement ainsi que leur distribution spatiale et les conditions aux limites, est souvent sommaire voire inexistante dans les aquifères profonds et les forages étudiés. En effet, les mesures nécessaires sont parfois très coûteuses et les budgets liés aux forages toujours serrés. C'est pourquoi, ce sont les méthodes hydrochimiques, incluant les isotopes et les gaz dissous qui ont été principalement appliquées lors de cette étude, en intégrant bien entendu toutes les mesures physiques et hydrauliques disponibles ou pouvant être réalisées à moindre frais.

Pour mieux comprendre le comportement des aquifères profonds étudiés, l'étude ne se base pas uniquement sur la répartition spatiale des paramètres hydrochimiques et isotopiques mais également sur la répartition temporelle: l'échantillonnage répété englobe jusqu'à 46 échantillons par forage ou source étudiée, prélevés dans une période de presque trois ans.

Ce travail a débuté en 1992 et a fait l'objet d'un financement du Fonds national de la recherche scientifique pendant quatre ans (FN 21-32540.91 et FN 20-39116.93).

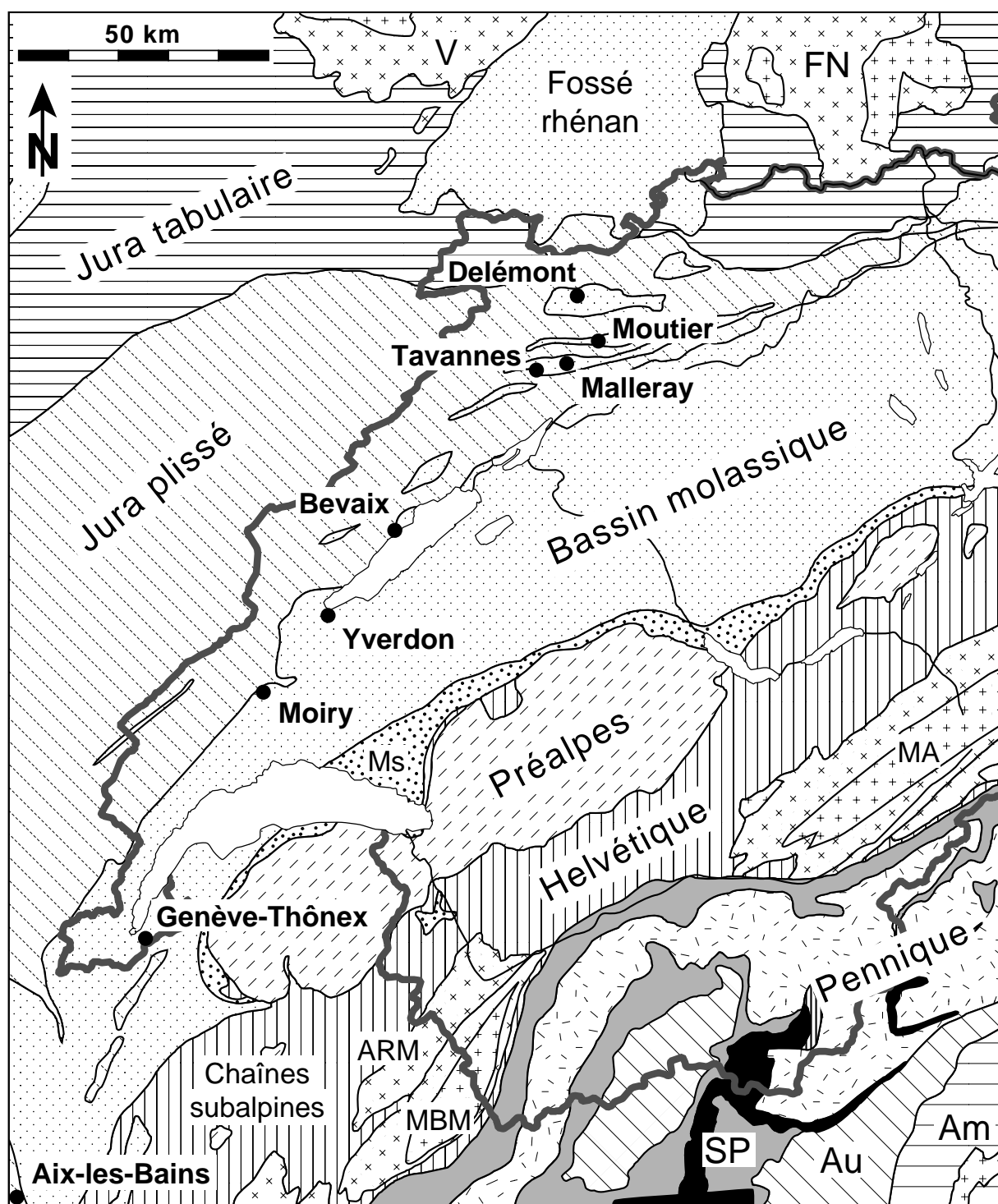


Figure 1.1: Vue d'ensemble de la région d'étude avec les sites d'étude. Base cartographique: Carte tectonique de la Suisse 1:500'000. Abréviations: Am = Alpes méridionales; ARM = Massif des Aiguilles Rouges; Au = Austroalpin; FN = Forêt Noire; MA = Massif de l'Aar; MBM = Massif du Mont Blanc; Ms = Molasse subalpine; SP = Sédiments et ophiolites du Pennique, Schistes lustrés; V = Vosges.

1.2 Structure du rapport

Le rapport présent peut être séparé en deux parties: une première partie qui décrit les aspects théoriques et les méthodes appliquées et une deuxième partie, qui décrit les résultats site par site.

Le lecteur familier avec les méthodes de l'étude hydrogéochimique et isotopique peut omettre les chapitres 2 et 3 et directement sauter au chapitre 4.

Le chapitre 2 documente les méthodes d'échantillonnage et d'analyses utilisées dans cette étude. A part d'une pure

description de ces méthodes, une partie importante du chapitre 2 est consacrée à la documentation du contrôle de la qualité des analyses chimiques et isotopiques (chapitre 2.4). En effet, il s'est avéré tout au long de l'étude, que les variations «artificielles» du chimisme induites par des erreurs analytiques pouvaient gravement influencer l'interprétation hydrochimique. Seul un contrôle de qualité rigoureux a permis de pouvoir différencier entre variations «naturelles» et «artificielles» du chimisme des eaux étudiées.

Le chapitre 3 documente les méthodes d'interprétation appliquées dans cette étude ainsi que leur «background» théorique. Il peut servir de référence par rapport aux interprétations des analyses chimiques, isotopiques et des gaz dissous dans les chapitres 4 à 5. De plus, le chapitre 3 contient la documentation d'une étude des corrélations régionales entre l'altitude moyenne d'un bassin versant et les isotopes stables de l'eau pour les régions de Delémont et d'Yverdon-les-Bains (chapitre 3.2.1.1). Grâce à cette étude, de nouvelles corrélations régionales ont pu être établies.

Les chapitres 4.1 à 4.5 présentent les résultats et les interprétations, séparément pour chaque région étudiée. Chaque chapitre – sauf le chapitre 4.4 – suit la même structure:

D'abord le contexte géologique et géographique de chaque site est présenté. Ce sous-chapitre (chapitre 4.x.1) contient également un bref aperçu des études antérieures concernant le site présenté. Le chapitre 4.x.2 décrit les sources et forages étudiés. Ensuite le chapitre 4.x.3 donne une typologie chimique descriptive des eaux étudiées et le chapitre 4.x.4 discute les interactions eau-roche reconnues pour chaque aquifère étudié. L'évolution temporelle du chimisme des eaux à court, moyen et long terme est décrite au chapitre 4.x.5. Au chapitre 4.x.6 se trouvent les données fondamentales pour l'étude hydrogéologique du comportement hydraulique des circulations profondes de chaque site. Le chapitre 4.x.7 est un chapitre clef pour chaque site. Il met en évidence et interprète les phénomènes de mélange entre différents types d'eau. Ainsi ce chapitre aide à comprendre les relations entre différents aquifères et l'évolution chimique et isotopique au cours du temps. La température du réservoir, déduite à l'aide des géothermomètres, est retenue au chapitre 4.x.8. La détermination de la zone

d'alimentation et des conditions d'infiltration des circulations profondes est décrite au chapitre 4.x.9. Ces conditions d'infiltration incluent notamment la détermination de la température ambiante lors de l'infiltration, déterminée à l'aide des isotopes stables de l'eau et des gaz nobles dissous. A l'aide des isotopes radioactifs (tritium, ^{14}C), de l'hélium et en considérant la température ambiante lors de l'infiltration du chapitre 4.x.9 et les phénomènes de mélange du chapitre 4.x.7, le temps de séjour souterrain est déduit au chapitre 4.x.10. Finalement, le chapitre 4.x.11 résume pour chaque site les résultats et interprétations décrits auparavant sous le titre du modèle conceptuel.

Le lecteur pressé peut donc lire les sous-chapitres «Aperçu géographique et géologique» (4.x.1), «Sources et forages étudiés» (4.x.2) ainsi que «Modèle conceptuel» (4.x.11) des chapitres 4.1, 4.2, 4.3 et 4.5 et il connaîtra l'essentiel des résultats concernant chaque site.

Le chapitre 4.4 (Genève-Thônex) a une structure un peu différente des autres chapitres décrivant les résultats de chaque site étudié, en raison de mauvaises conditions d'échantillonnage du forage géothermique de Thônex (acidification sans test de production préalable, très faible productivité du forage, fermeture du puits pour plus de deux ans après la fin des travaux de forage sans possibilité de prendre des échantillons). Une importante partie de ce chapitre est donc consacrée à la description du chimisme au cours de l'essai de production (chapitre 4.4.3), à l'évaluation de la dilution par l'eau et l'acide injectés (chapitre 4.4.4) et à l'interpolation du chimisme réel du fluide profond (chapitre 4.4.5). Le chapitre 4.4 ne contient par contre pas d'étude sur les interactions eau-roche, l'évolution temporelle, les phénomènes de mélange et les conditions d'infiltration. Finalement il n'a pas été possible de donner des conclusions définitives sur les écoulements profonds et aucun modèle conceptuel est donc présenté pour le site de Genève-Thônex.

Le chapitre 5 fait une synthèse des cinq sites étudiés. De plus il met l'accent sur quelques problèmes typiques des aquifères thermaux dans les calcaires purs du Malm jurassien, tels que les problèmes du chimisme peu variable, des mélanges importants entre plusieurs types d'eau jusqu'à une grande profondeur et la quasi impossibilité de se fier aux analyses isotopiques du carbone inorganique dissous pour la détermination du temps de séjour souterrain.

2 MÉTHODES ANALYTIQUES ET DE PRÉLÈVEMENT

2.1 Prélèvements et mesures sur terrain

Les méthodes de prélèvements et mesures sur terrain appliquées dans cette étude suivent les recommandations de IUNDT & ROUZAIRE (1985), FOUILLAC (1989), VUATAZ & BIANCHETTI (1991), DVWK (1992) et EICHINGER (communication personnelle).

Tous les échantillons d'eau pour les analyses chimiques ou isotopiques ont été pris en double dans des flacons de polyéthylène et stockés au frais jusqu'à l'analyse.

Pour assurer une bonne reproductibilité des mesures faites sur terrain, les mêmes appareils de mesure ont été utilisés pour toutes les tournées de prélèvement si possible. Pour

éviter des problèmes en cas de panne d'appareil, plusieurs pH-mètres et conductimètres ont été comparés et calibrés en laboratoire et sur terrain, pour ensuite pouvoir comparer et corriger les mesures faites avec différents appareils.

Des mesures de débit n'ont pas été réalisées, les sources étudiées ne pouvant être jaugées. A la source haute du Cossaux le niveau d'eau dans le captage par rapport au bord supérieur du tuyau d'évacuation a été mesuré. Les mesures de débit des forages ont été faites avec des débitmètres installés en tête de puits.

Dans les anciens travaux, les mesures de la conductivité électrique ont souvent été faites par rapport à la température de 25 °C, ou même en terme de résistivité spécifique en Ωm .

Tableau 2.1.1: Les divers prélèvements d'échantillons d'eau effectués lors de cette étude.

Paramètre	Quantité prélevée	Filtration 0.45 mm	Acidification à pH 1–2 (HNO_3 suprapur)	Remarques
Anions majeurs	100 ml	X		a)
Cation majeurs	100 ml	X	X	a)
Éléments en traces	100 ml	X	X	a)
Duretés totale et carbonatée, calcium, fluorure	500 ml	X		a)
Isotopes stables de l'eau	50 ml			a)
Tritium	500 ml			a)
Isotopes du strontium	500 ml	X	X	
Isotopes du soufre	5 – 10 l			b)
Isotopes du carbone (méthode traditionnelle)	60 – 120 l			c)
Isotopes du carbone (analyse par accélérateur)	1 l			d)
Gaz majeurs				e)
Gaz nobles				f)

- a) Prélèvement lors de chaque échantillonnage.
- b) Pour bloquer les sulfures, un réactif à l'acétate de cadmium en milieu acide a été ajouté (FOUILLAC, 1989).
- c) Aux échantillons prélevés une solution de NaOH 50% a été ajoutée pour atteindre un pH basique > 12 . Ensuite le carbone a été précipité sous forme de BaCO_3 en ajoutant du $\text{BaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Le précipitat sédimenté a été transféré dans des flacons de 1 l en polyéthylène et envoyé au laboratoire pour traitement et analyse.
- d) Des échantillons non traités ont été échantillonnés dans des flacons de 1 l en polyéthylène si l'échantillon était envoyé tout de suite au laboratoire. Au cas où l'échantillon devait être stocké pendant un certain temps, le prélèvement se faisait dans un flacon en verre.
- e) Des cylindres en acier ont été remplis sous pression.
- f) Des tubes en cuivre ont été remplis sous pression.

Tableau 2.1.2: Mesures de terrain et appareils utilisés.

Paramètre	Méthode et appareil
Température (°C)	Conductimètres WTW LF 91 et LF 95
Conductivité électrique à 20°C (µS/cm)	Conductimètres WTW LF 91 et LF 95
pH	pH-mètre Metrohm 704 avec électrode combinée
Eh (mV)	pH-mètre Metrohm 704 avec électrode combinée platinée
Oxygène dissous (mg/l et % de saturation)	Oxymètre WTW Oxi 91 et Oxi 96

La transformation des mesures de la résistivité spécifique (Ωm) en conductivité électrique ($\mu S/cm$) se fait par la formule suivante:

$$\mu S/cm = \left(\frac{1}{\Omega \cdot m} \cdot 1'000'000 \right)$$

La transformation de la conductivité électrique à une température t (°C) en conductivité électrique à 20 °C se fait d'après BURGER (1964) par la formule suivante:

$$\mu S/cm (20^{\circ}C) = \frac{1}{1 - 0.0215 \cdot (20 - t)} \cdot \mu S/cm (t^{\circ}C)$$

2.2 Mesures en continu

Des mesures en continu ont été faites sur les sites de Delémont et d'Yverdon-les-Bains. A Delémont, la pression artésienne dans le forage S3 «Les Prés Roses» a été mesurée avec une sonde de pression PR-26/8369/1–10 bars (Keller AG, Winterthur) et enregistrée par un acquiesiteur de données «data-taker» (Orbatex SA, Grenchen). Le niveau exact de la pression artésienne a été calibré avec une sonde à niveau manuelle.

A Yverdon-les-Bains, température et conductivité de la source thermique ont été mesurés et enregistrés par une station automatique MADD (Etrelec SA, Renens). La source n'étant pas jaugeable et possédant un niveau constant dans son captage, aucune mesure de débit n'a pu être obtenue.

En plus de nos propres mesures, nous avons pu obtenir des enregistrements en continu de la pression artésienne du forage La Grève-1 d'Arkina (enregistrements sur rouleaux de papier). Des relevés quotidiens (jours ouvrables) de différents paramètres nous ont été mis à disposition par le Centre thermal et l'usine Arkina d'Yverdon-les-Bains: pression artésienne, température et débit du forage F4 du Centre thermal, pression artésienne, température et débit du forage La Grève-1 d'Arkina et niveau d'eau dans l'aquifère du Crétacé du forage Noréaz-1 à Noréaz près d'Yverdon-les-Bains. Des relevés presque quotidiens de la pres-

sion artésienne et du débit du forage Treytel à Bevaix (juillet 1993 – février 1995) nous ont été transmis par le bureau B. Matthey, ingénieurs conseil à Montézillon.

2.3 Analyses et Laboratoires

2.3.1 Analyses effectuées

Répartis sur tous les sites d'investigation, 375 prélèvements d'eau ont été réalisés. Indépendamment de l'échantillonnage des eaux, une dizaine d'échantillons de roche ont été prélevés dans les régions de Delémont, Yverdon-les-Bains et Aix-les-Bains. Plusieurs échantillons de cuttings des forages ont été fournis par Meury, Flury, Rieben SA (forages S1, S2 et S3 à Delémont), par Arkina SA (forage La Grève-1 à Yverdon-les-Bains) et par le bureau Géologie-Géophysique à Carouge (forage Thônex-1, Genève). Le nombre et les paramètres analysés sur les échantillons d'eau et de roche sont donnés au tableau 2.3.1.

2.3.2 Espèces chimiques majeures et mineures

2.3.2.1 Analyses au photomètre de poche

Trois paramètres ont été analysés avec un photomètre de poche de type «Lasa-plus» (Dr. Lange SA): fluorure, sulfate (> 40 mg/l) et sulfure (essentiellement H_2S).

- Une comparaison des analyses du fluorure par électrode sélective (ANESA SA, Martigny) avec celles réalisées avec le photomètre de poche n'a montré que des différences relativement petites, les analyses par photomètre donnant une reproductibilité inférieure mais en général toujours acceptable. La grande différence de coût entre les deux types d'analyses a conduit à privilégier les analyses du fluorure avec le photomètre. L'analyse est faite par colorimétrie, le fluorure formant un complexe incolore avec le zirconium, décolorant ainsi une solution rouge de laque de zirconium.
- Toutes les analyses de sulfate des eaux d'une teneur supérieure à 40 mg/l (limite inférieure de réponse linéaire du photomètre) ont été faites avec le photomètre de poche. Une comparaison avec les résultats du LASUR

Tableau 2.3.1: Aperçu global du nombre d'échantillons et des paramètres analysés.

Échantillons d'eau	nombre d'échantillons analysés	Échantillons de roche	nombre d'échantillons analysés
Duretés (carbonatée, totale, calcium)	375	Composés majeurs	15
Composés majeurs	334	Isotopes du strontium ($^{87/86}\text{Sr}$)	10
Fluorure	162	Isotope du Carbone (^{13}C)	5
Sulfures (H_2S)	43	Isotopes du sulfate (^{34}S , ^{18}O)	6
Éléments traces (ICP-MS)	68	Uranium et Thorium	6
Isotopes stables de l'eau (^2H , ^{18}O)	346	Minéralogie	6
Tritium (^3H)	141		
Isotopes du carbone (^{13}C , ^{14}C)	33		
Isotopes du sulfate (^{34}S , ^{18}O)	16		
Isotope du sulfure (^{34}S)	3		
Isotopes du strontium ($^{87/86}\text{Sr}$)	12		
Gaz abondants	7		
Gaz nobles (He, Ne, rapports isotopiques)	14		
Gaz nobles (He, Ne, Ar, Xe, Kr, abondances)	6		

(Laboratoire de l'Institut de géologie de l'Université de Neuchâtel) a démontré, que la reproductibilité des analyses du sulfate faites au photomètre était meilleure. De plus, les balances ioniques des échantillons riches en sulfate étaient meilleures avec les analyses du sulfate par le photomètre de poche. L'analyse est faite par turbidimétrie (précipitation du sulfate sous forme de sulfate de baryum et mesure de la turbidité blanchâtre).

- La teneur en sulfure (exprimée en mg/l d'hydrogène sulfuré) des eaux réductrices a été déterminée avec le photomètre Lasa-plus directement sur le terrain pour éviter le dégazage ou l'oxydation des sulfures instables en milieu oxygéné lors du transport au laboratoire. L'analyse se fait par colorimétrie, en mesurant l'intensité du bleu de méthylène qui se forme après la réaction de l'hydrogène sulfuré avec du diméthyl-p-phénylène-diamine et l'ajout d'une solution contenant du Fe^{3+} .

2.3.2.2 Titrations

L'alcalinité a été dosée sur le terrain avec un «digital titrator» HACH pour la première année de l'étude (1992). Des essais de comparaison avec des titrations au laboratoire le lendemain ne montraient pas de différences significatives. Ainsi, toutes les analyses suivantes ont été faites au laboratoire avec une burette Metrohm Multi-Dosimat E 415. L'alcalinité titrée a été entièrement prise comme bicarbonate, en négligeant l'éventuelle présence de CO_3^{2-} , $\text{B}(\text{OH})_4^-$, H_3SiO_4^- , HS^- et d'acides organiques. La négligence du CO_3 et de l'acide silicique dissociée est justifiée

par les pH mesurés des eaux et les autres espèces chimiques sont très peu présentes dans la plupart des eaux naturelles (APPELO & POSTMA, 1993; DREVER, 1982). Il est évident, que dans les eaux sulfureuses, une petite quantité de HS^- doit être présente, mais la faible présence du H_2S indique que cette concentration est négligeable. La dureté totale (somme des cations bivalents Mg, Ca, Sr, Ba) a été dosée par titration au complexon III (sel bisodique de l'acide éthylène-diaminotetracétique (EDTA)) également avec une burette Metrohm Multi-Dosimat E 415. La teneur en calcium a été déterminée par la même méthode après avoir bloqué le magnésium par l'ajout de 2 ml de NaOH 2M à 50 ml d'échantillon. Les teneurs en strontium déterminées par absorption atomique ont été soustraites de ces analyses du calcium. Ces teneurs corrigées en calcium ont été soustraites de la dureté totale, fournissant ainsi les teneurs en magnésium.

2.3.2.3 Analyses au LASUR (Laboratoire de l'Institut de géologie de l'Université de Neuchâtel)

- Sodium, potassium et strontium ont été analysés par spectrométrie d'absorption atomique (AAS, Perkin-Elmer 5100 PC). Au début de l'étude, calcium et magnésium ont également été analysés par AAS. Une comparaison avec les résultats obtenus par titration donne la préférence à la méthode par titration (cf. chapitre 2.4.1.4).
- Le chlorure a été analysé par la méthode FIA (flow-injection-analysis; Tecator-FIAstar 5010 analyzer et

5032 spectrophotometer), où par réaction chimique avec du thiocyanate de mercure et du nitrate de fer³⁺ un complexe rouge est formé, dont l'intensité est proportionnelle à la teneur en chlorure.

- Le nitrate a été analysé par FIA, où le nitrate est réduit en nitrite qui lui-même réagit avec différents réactifs pour former un colorant pourpre dont l'intensité est proportionnelle à la teneur initiale en nitrate et nitrite.
- Le sulfate a été analysé par FIA. Après suppression des cations sur une résine d'échange ionique, une solution de bleu de méthylène et de baryum est ajoutée à l'échantillon. Le sulfate de baryum qui précipite fait diminuer l'intensité de la couleur bleue, de manière proportionnelle à la teneur en sulfate de l'échantillon.
- La silice (acide silicique H₄SiO₃ mais exprimé en SiO₂) a également été analysée par la méthode FIA. Une couleur bleue dont l'intensité est proportionnelle à la teneur en silice est formée par l'ajout de molybdate d'ammonium et de chlorure d'étain.

2.3.3 Autres Analyses

2.3.3.1 Analyse des éléments en traces

Les éléments en traces suivants ont été analysés au Géolep (Laboratoire de géologie de l'Ecole polytechnique fédérale de Lausanne) avec un ICP-MS (Induced Coupled Plasma Mass Spectrometry): aluminium, baryum, bore, brome, césium, fer, iode, lithium, manganèse, rubidium.

2.3.3.2 Analyses isotopiques

Les analyses isotopiques des échantillons d'eau et de roche ont été faites par Hydroisotop GmbH à Schweitenkirchen en Allemagne (Dr. L. Eichinger & Dr. M. Forster) ou ont été faites par l'intermédiaire de Hydroisotop GmbH dans d'autres laboratoires. Les isotopes suivants ont été analysés dans l'eau: Deutérium, tritium et oxygène-18 de l'eau, carbone-13 et carbone-14 du TDIC, soufre-34 et oxygène-18 du sulfate dissous, soufre-34 du sulfure dissous et rapport isotopique ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr du strontium dissous. Dans les échantillons de roche, les isotopes du sulfate (soufre-34 et oxygène-18), du strontium et le carbone-13 ont été analysés.

2.3.3.3 Analyses des gaz majeurs et nobles

- Les gaz majeurs (azote, oxygène, dioxyde de carbone, argon) ainsi que les gaz peu abondants hélium et hydrogène et les hydrocarbures (méthane, éthane, propane, i- et n-butane) ont été analysés par Hydroisotop GmbH.
- Les gaz nobles hélium et néon (quantité et rapports isotopiques) ont été analysés par Dr. R. Kipfer (EAWAG/ETHZ) et Dr. M. Stute (Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University).
- Les analyses quantitatives des gaz nobles hélium, néon, argon, krypton et xénon ont été faites par Dr. M. Stute (Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University).

2.3.3.4 Analyses chimiques des échantillons de roches

- Les composés majeurs sodium, potassium, magnésium, calcium, strontium, sulfate et silice ont été analysés après attaque à l'HCl au LASUR avec les mêmes méthodes que les échantillons d'eau.
- La minéralogie de quelques échantillons de roche a été déterminée par diffractométrie à l'institut de géologie de l'Université de Neuchâtel.
- Les activités en uranium et thorium ont été analysées par γ -spectrométrie chez Hydroisotop GmbH.

2.4 Contrôle de la qualité et de la reproductibilité des analyses

2.4.1 Contrôle de la qualité des analyses

2.4.1.1 Comparaison avec des analyses d'autres laboratoires

De nombreuses analyses faites antérieurement par d'autres laboratoires ont été trouvées dans la littérature publiée (NUSSBERGER et al., 1937; CARLÉ, 1975; FLURY et al., 1991; GRIMAUD, 1987; HÖGL, 1980; LAVANCHY, 1986; LAVANCHY et al., 1987; MAZOR et al., 1986; SCHOTTERER, 1980; VUATAZ, 1982), dans des rapports ou des travaux de diplôme non publiés (CODEF INGÉNIERIE, 1993; DUBOIS & FLÜCK, 1985; EBERENTZ & JERPHANION, 1990; EBERENTZ et al., 1993; MEURY, FLURY, RIEBEN SA, 1991; HOHL, 1992; LAVANCHY et al., 1986–1996; KERN, 1982; SCHNEEMANN et al. 1991; MAIRIE D'AIX-LES-BAINS/SEAB 1994; BUJENITA, 1995), dans les laboratoires cantonaux de Vaud et du Jura et dans les archives du Centre thermal et de l'usine Arkina d'Yverdon-les-Bains, des Thermes nationaux d'Aix-les-Bains et du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel. Ces analyses nous ont permis de détecter certains artefacts analytiques sur certains paramètres.

2.4.1.2 Contrôle de la balance ionique

Si tous les cations et anions dissous dans une eau étaient analysés sans erreurs, on devrait trouver autant de cations que d'anions, exprimés en milli-équivalents par litre (méq/l). Comme on n'analyse jamais tous les ions dissous et que la qualité des analyses n'est jamais parfaite, on trouve toujours un écart plus ou moins grand entre cations et anions. Si on admet que tous les ions importants ont été analysés, ce qui est certainement le cas pour les eaux de cette étude, la majeure partie de l'écart entre les sommes des cations et des anions représente des erreurs analytiques. Dans ce travail, nous définissons l'erreur sur la balance ionique comme suit:

$$E(\%) = \frac{\sum \text{cations} - \sum \text{anions}}{\sum (\text{cations} + \text{anions})} \cdot 100$$

Seules les analyses avec une erreur $\leq 3\%$ (exceptionnellement $\leq 5\%$) ont été retenues pour l'interprétation, les autres ont été rejetées ou alors les paramètres douteux ont été

réanalysées. LLOYD & HEATHCOTE (1985) proposent qu'une analyse devrait présenter une erreur sur la balance ionique inférieure à 5%, le DVWK (1992) exige même une erreur inférieure à 1% si la minéralisation totale est supérieure à 4 méq/l. Évidemment, le contrôle de la balance ionique n'informe que sur la qualité analytique des ions importants, qui dans les eaux de cette étude sont principalement le bicarbonate, le calcium et le magnésium, beaucoup plus rarement le sodium, le chlorure et le sulfate.

2.4.1.3 Contrôle des variations saisonnières de certains paramètres chimiques

Pour certains points d'eau, plusieurs paramètres sont soumis à des variations saisonnières. La source thermique d'Yverdon-les-Bains par exemple est caractérisée par des variations positivement corrélées entre sodium, potassium, strontium, chlorure, silice, température et conductivité électrique (cf. chapitre 4.2.5.2). Des analyses qui ne suivent pas la même évolution pour tous ces paramètres, sont donc a priori susceptibles de contenir des erreurs analytiques.

D'autres points d'eau sont caractérisés par une très grande stabilité de leurs propriétés chimiques et physiques dans le temps et ne montrent donc pas de variations naturelles significatives au cours du temps, comme par exemple le forage La Grève-1 d'Arkina à Yverdon-les-Bains (cf. chapitre 4.2.5.3). Des variations chimiques rencontrées dans certaines analyses sont donc a priori douteuses.

2.4.1.4 Contrôle par comparaison de différentes méthodes analytiques

Pour une partie des échantillons, le calcium et le magnésium ont été dosés par deux méthodes différentes: absorption atomique (AAS) et titration au Complexon III. De

même, le sulfate des échantillons contenant plus de 40 mg/l a été analysé par deux méthodes: FIA et turbidimétrie avec un photomètre de terrain. Pour les points d'eau dont nous considérons la composition chimique comme non variable dans le temps (cf. chapitre 2.4.2) la comparaison des résultats des deux méthodes nous permet donc de choisir la meilleure méthode.

Les analyses du calcium et du magnésium des échantillons du forage La Grève-1 d'Arkina à Yverdon-les-Bains, admis comme eau de composition chimique non variable, ont démontré que le dosage par titration était nettement plus précis et reproductible que l'analyse par absorption atomique (figure 2.4.1, tableau 2.4.1). De plus les balances ioniques sont généralement meilleures avec les résultats des titrations.

Les analyses du sulfate faites sur les échantillons des forages Reine-Hortense et Chevalley à Aix-les-Bains ont démontré que pour les concentrations > 40 mg/l, l'analyse turbidimétrique avec le photomètre de poche «Lasa-plus» était nettement plus reproductible et donnait de meilleures balances ioniques que l'analyse photométrique avec la FIA.

2.4.2 Contrôle de la reproductibilité des analyses

Afin de déterminer si certaines variations chimiques dans les analyses d'eau doivent être interprétées comme des variations naturelles ou des erreurs analytiques, la reproductibilité des analyses a été déterminée par plusieurs méthodes. La reproductibilité est exprimée en coefficient de variabilité qui est défini comme l'écart type exprimé en pour-cent de la moyenne arithmétique:

$$C_{var} (\%) = \sigma / \bar{x} \cdot 100$$

Tableau 2.4.1: Résumé des résultats des analyses réalisées par deux méthodes différentes. FA: forage La Grève-1 d'Arkina à Yverdon-les-Bains; AH: forage Reine-Hortense à Aix-les-Bains; AC: forage Chevalley à Aix-les-Bains. On remarque que le coefficient de variabilité est plus important pour les analyses faites à l'AAS et à la FIA.

Point d'eau	Paramètre	Méthode	Moyenne (mg/l)	Écart Type (mg/l)	Coefficient de variabilité (%)	Nombre d'analyses
FA	Calcium	AAS	39.5	3.6	9.1	40
FA	Calcium	Titration	39.7	0.5	1.3	44
FA	Magnésium	AAS	23.0	1.9	8.3	44
FA	Magnésium	Titration	22.1	0.31	1.4	44
AH	Sulfate	FIA	146	10.3	7	9
AH	Sulfate	Lasa-plus	171	6.2	3.6	9
AC	Sulfate	FIA	46.9	9.8	21	9
AC	Sulfate	Lasa-plus	43.2	2.85	6.7	9

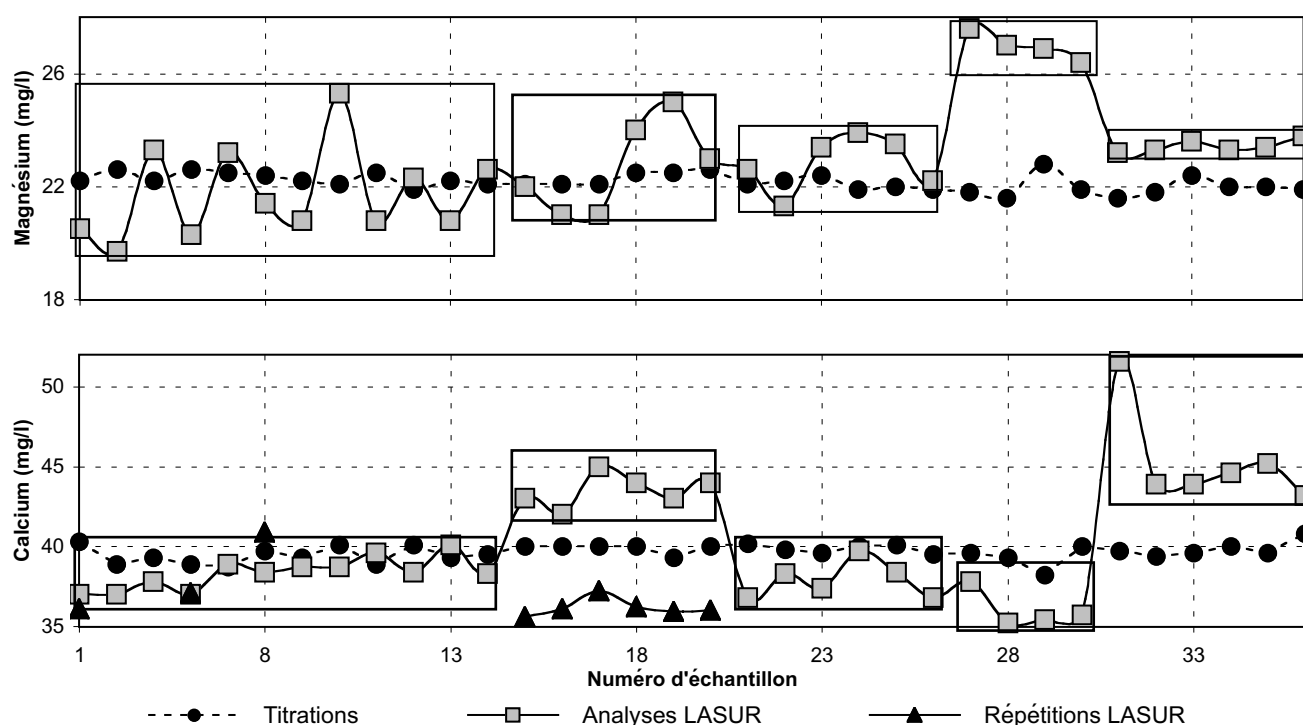


Figure 2.4.1: Comparaison des résultats des analyses du magnésium et du calcium de l'eau Arkina exécutées par titration au Complexon III ou par absorption atomique (AAS) au LASUR. On remarque la stabilité des résultats de la titration par rapport à la variabilité de celles faites à l'AAS. Les cadres renferment les échantillons analysés dans la même série d'analyses.

Dans chaque série d'analyses¹⁾ se trouvait un échantillon en double sous différents labels et mis à différents endroits dans la série. La comparaison des résultats des échantillons doubles nous informe donc sur la reproductibilité des analyses faites dans une même série d'analyses. Les résultats se trouvent dans le tableau 2.4.2.

Dans chaque série d'analyses il y avait entre quatre et six échantillons du forage La Grève-1 d'Arkina (FA) d'Yverdon-les-Bains. Cette eau-là, vendue comme eau minérale, est d'après plusieurs indices indépendants chimiquement très stable: conductivité électrique, dureté carbonatée et totale, calcium, isotopes stables de l'eau et tous les paramètres chimiques des analyses fréquentes du laboratoire cantonal du canton de Vaud et du «Mineralwasserlabor» des brasseries Suisses (plus récemment nommé «Vertrauenslabor für Spezialanalytik und Betriebshygiene, Spezialabteilung der Versuchsstation Schweizerischer Brauereien»). Il a été décidé par conséquent de considérer cette eau comme un standard. L'analyse des échantillons du forage La Grève-1 d'Arkina glissés dans des séries d'échantillons informe donc sur la reproductibilité à l'intérieur des séries d'analy-

ses et sur la reproductibilité entre les séries d'analyses. Les résultats résumés se trouvent dans les tableaux 2.4.3 et 2.4.5 et les résultats complets dans l'annexe.

- Dans plusieurs séries d'analyses des échantillons des forages Chevalley et Reine-Hortense d'Aix-les-Bains ont été inclus. Ces eaux sont considérées pour les mêmes raisons que celle du forage La Grève-1 d'Arkina comme des eaux de composition chimique très peu variable.
- Dans toutes les séries d'analyses il y avait le même échantillon de la source thermique d'Yverdon-les-Bains (SB-13, échantillonné le 31.8.1992) sous des labels différents inconnus du laboratoire. La comparaison des résultats de l'échantillon SB-13 dans les différentes séries d'analyses nous informe donc également sur la reproductibilité entre différentes séries d'analyses.

L'interprétation statistique des analyses du forage La Grève-1 et des échantillons répétés démontre, qu'en général, la reproductibilité à l'intérieur des séries d'analyses est assez bonne, avec quelques exceptions, notamment celle du sulfate (tableau 2.4.3). Par contre, les analyses des forages La Grève-1, Reine-Hortense et Chevalley ainsi que de l'échantillon SB-13 de la source thermique d'Yverdon-les-Bains démontrent qu'entre les séries d'analyses, la plupart des paramètres analysés au LASUR (composés chimiques majeurs) montrent des reproductibilités assez

¹⁾ Une série d'analyses comprenait soit 50 échantillons de 4–6 mois d'échantillonnage, soit un nombre variable d'échantillons pour des analyses de répétition.

Tableau 2.4.2: Concentration exprimée en mg/l et variabilité (%) des échantillons en double dans les différentes séries d'analyses. On observe en général une bonne reproductibilité à l'intérieur des séries d'analyses, mais le sodium, le sulfate et la silice sont nettement moins reproductibles que les autres paramètres. Ces mêmes paramètres sont aussi parmi les moins reproductibles entre les différentes séries d'analyses (tableau 2.4.5).

Echantillon	Série d'analyses	Na	K	Mg	Ca	Sr	SO ₄	Cl	SiO ₂	NO ₃
S2-8	1	6.90	1.87	22.40	59.50	0.41	14.50	2.55	10.40	
S2-8	1	7.02	1.91	22.30	59.90	–	15.40	2.48	10.10	
Δ (%)		1.74	2.14	0.45	0.67		6.21	2.75	2.88	
CH-19	3	1.00	0.64	14.00	76.00	0.30	14.40	4.59	5.45	7.73
CH-19	3	1.00	0.64	16.00	72.00	0.30	14.60	4.55	5.69	–
Δ (%)		0.00	0.00	14.29	5.26	0.00	1.39	0.87	4.40	
SB-13	5	38.60	1.74	20.17	48.20	1.40	16.90	41.10	15.30	
SB-13	5	37.20	1.69	20.88	45.50	1.30	14.60	41.00	12.30	
Δ (%)		3.63	2.87	3.52	5.60	7.14	13.61	0.24	19.61	
CH-30	6	1.59	0.62	20.20	73.80	0.33	16.40	4.83	6.23	6.63
CH-30	6	1.58	0.61	20.20	71.30	0.33	15.80	4.59	6.32	7.89
Δ (%)		0.63	1.61	0.00	3.39	0.00	3.66	4.97	1.44	19.00
AM-3	7	63.50	4.70	23.10	101.80	0.98	89.10	28.00	13.60	–
AM-3	7	64.70	4.90	22.00	93.80	0.94	85.00	28.30	13.90	3.04
Δ (%)		1.89	4.26	4.76	7.86	4.08	4.60	1.07	2.21	
FB-35	7	9.68	1.07	23.90	62.60	0.85	13.80	10.80	11.50	
FB-35	7	7.30	1.07	24.00	61.90	0.84	14.10	10.70	11.80	
Δ (%)		24.59	0.00	0.42	1.12	1.18	2.17	0.93	2.61	
SB-39	9	36.00	1.58	–	–	1.48	13.40	32.70	12.60	
SB-39	9	36.80	1.57	21.20	52.00	1.50	12.90	34.50	16.90	
Δ (%)		2.22	0.63			1.35	3.73	5.50	34.13	
AH-9	10	47.70	4.46	32.88	59.50	0.78	149.00	28.90	31.30	
AH-9	10	48.60	4.46	33.57	61.00	0.75	167.00	28.70	29.70	
Δ (%)		1.89	0.00	2.10	2.52	3.85	12.08	0.69	5.11	
Moyenne des différences (%)		4.6	1.4	3.2	3.3	2.2	5.9	2.16	9.0	
Écart Type des différences		7.6	1.51	4.55	2.6	2.46	4.26	1.96	11.0	

médiocres voire même mauvaises (tableau 2.4.5). La plupart des éléments traces et les isotopes stables de l'eau par contre montrent une reproductibilité acceptable si on tient compte des concentrations très faibles de certains de ces éléments (tableau 2.4.4).

Ce sont le fer, le manganèse et l'aluminium qui ont une reproductibilité mauvaise. Dans les forages et à la source thermale d'Yverdon-les-Bains, le tubage et l'installation du captage sont en fer et influencent donc les teneurs en fer et en manganèse. Les analyses de l'aluminium sont très difficiles à interpréter parce que celui-ci est présent partout et une contamination au cours du prélèvement se fait souvent et très facilement (communication personnelle M. BENSIMON, GEOLEP). Ce sont donc essentiellement les résultats des composés chimiques majeurs sodium, strontium, sulfate et silice qui doivent être étudiés avec le plus

d'attention et pour lesquels des variations au cours du temps pourraient surtout être liées aux problèmes analytiques et non pas à des phénomènes naturels.

2.4.3 Contrôle des différences entre les séries d'analyses

Pour échapper le plus que possible aux problèmes analytiques des composés chimiques sodium, strontium et silice, nous avons procédé à de nombreuses analyses de contrôle. Comme les coefficients de variabilité de ces composés déterminés pour l'eau Arkina sont en général petits à l'intérieur d'une série d'analyses et tout à fait acceptables, une série spéciale d'analyses de répétition a été faite. Cette série d'analyses contenait des échantillons qui avaient été analysés dans différentes séries et qui avaient donné des résultats très variables pour les eaux des forages La Grève-1,

Tableau 2.4.3: Coefficients de variabilité à l'intérieur des différentes séries d'analyses déterminés pour les échantillons du forage La Grève-1 d'Arkina d'Yverdon-les-Bains. Les coefficients de variabilité sont déterminés sur 5 à 18 échantillons mensuels analysés dans une même série d'analyses. On remarque, que les coefficients de variabilité sont en général très petits, ce qui confirme l'hypothèse d'une composition chimique non variable de l'eau Arkina. Les résultats détaillés se trouvent dans l'annexe sur CD.

Paramètre	Coefficient de variabilité à l'intérieur des différentes séries d'analyses pour le forage La Grève-1 d'Arkina (%)			
	minimum	moyenne	maximum	nombre de séries d'analyses
Sodium	0.9	2.2	4.6	9
Potassium	0.9	1.6 (4.8) ¹⁾	2.1 (24.0) ¹⁾	6 (7)
Magnésium	0.4	3.3	8.0	7
Calcium	1.5	3.2	6.9	7
Strontium	0.7	2.0	3.4	8
Sulfate	2.2	7.2	11.5	8
Chlorure	0.6	5.1	11.3	9
Silice	0.3	2.3	9.8	10

¹⁾ Les valeurs entre parenthèses sont celles avec une série d'analyses aberrante incluse.

S1, S2 et S3, Ariana, Reine-Hortense et Chevalley. Pour les eaux de la source thermique et du forage F4 d'Yverdon-les-Bains ainsi que pour la source subthermale du Cossaux où des variations saisonnières de ces paramètres sont vraisemblables, les échantillons choisis pour la série de répétition spéciale représentent des conditions d'écoulement et de mélange des eaux similaires. Pour vérifier si les teneurs en chlorure et en sulfate dans l'eau La Grève-1 d'Arkina ont vraiment évolué au cours de l'étude, des analyses de ces deux paramètres ont également été répétées pour l'eau Arkina.

La répétition du sodium, du strontium et de la silice confirme l'hypothèse que les grands coefficients de variabilité (tableau 2.4.5) déterminés pour les eaux des forages La Grève-1 d'Arkina d'Yverdon-les-Bains, Reine-Hortense et Chevalley d'Aix-les-Bains sont des artefacts de laboratoire. Ainsi, les analyses du sodium du forage Reine-Hortense entre 47.4 et 61.2 mg/l se retrouvent entre 46.4 et 49.2 mg/l et sont donc toutes identiques (tableau 2.4.6a). Les analyses du strontium de l'eau La Grève-1 d'Arkina entre 2.36 et 1.27 mg/l se retrouvent entre 1.5 et 1.64 mg/l

Tableau 2.4.4: Coefficients de variabilité des éléments traces et des isotopes stables de l'eau pour le forage La Grève-1 d'Arkina. Les erreurs 2 σ (deux écarts type) des isotopes stables de l'eau sont inférieures aux erreurs 2 σ indiquées par le laboratoire (0.15‰ pour le ¹⁸O; 1.5‰ pour le ²H). En raison du peu d'analyses, les écarts type des éléments traces ne sont à considérer qu'à titre indicatif. Les éléments traces sont exprimés en mg/l et les isotopes en ‰.

Élément/Isotope	Moyenne	Écart Type	Coefficient de variabilité (%)	Nombre d'analyses
Lithium	19	2.32	12.1	5
Rubidium	3.3	0.19	5.8	5
Césium	— ¹⁾	—	—	5
Baryum	35	3.04	8.8	5
Manganèse	1.1	0.58	53	5
Fer	— ¹⁾	—	—	5
Aluminium	2.1	1.38	65.8	5
Bromure	12	0.49	4	5
Iodure	49	4.19	8.5	5
Bore	19	1.65	8.6	5
Sulfure	1.6	0.07	4.1	8
Oxygène-18	-10.67	0.07	0.6	8
Deutérium	-74.5	0.65	0.9	8

¹⁾ Pour la plupart des analyses du césium et du fer, la teneur est inférieure à la limite de détection.

et celles du forage Chevalley qui étaient entre 0.11 et 0.37 mg/l sont toutes identiques à 0.3 mg/l (tableau 2.4.6b). La silice de l'eau Arkina se retrouve entre 14.0 et 14.7 mg/l alors qu'elle variait entre 15.6 et 17.1 mg/l dans les analyses préalables. Le forage Reine-Hortense a fourni des teneurs en silice entre 24.8 et 31.3 mg/l qui sont réduites à 20.3 à 21.6 mg/l par les répétitions alors que les teneurs dans l'eau de la source Alun baissent d'une gamme de 30.4–33.5 mg/l à 20.7–23.9 mg/l (tableau 2.4.6c). Les conclusions suivantes peuvent être tirées des résultats des analyses répétées:

- 1) Toutes les analyses du sodium du forage Reine-Hortense ne montrent aucune variation significative alors que les eaux du forage Ariana-Marlioz et de la source Alun sont soumises à des variations saisonnières du sodium. On peut également conclure des analyses de répétition du sodium que quelques balances ioniques mauvaises des eaux riches en sodium sont au moins partiellement dues aux erreurs analytiques de cet élément.
- 2) La teneur du strontium dans les eaux des forages La Grève-1 d'Arkina, S-1, S-2 et S-3 de Delémont, Reine-

Tableau 2.4.5: Coefficients de variabilité des composés majeurs et mineurs déterminés pour différentes eaux étudiées. FA: Forage La Grève-1 d'Arkina; SB-13: Echantillon no 13 de la source thermique d'Yverdon; AH, AC: Forages Reine-Hortense et Chevalley d'Aix-les-Bains. Les coefficients de variabilité sont valables soit entre un nombre d'échantillons soit entre un nombre de séries d'analyses. On observe pour plusieurs paramètres des coefficients de variabilité élevés et qui ne sont pas toujours identiques pour les hautes et les basses teneurs (p. ex strontium et fluorure).

Source/ Forage	Paramètre	Moyenne (mg/l)	Écart Type (mg/l)	Coefficient de variabilité (%)	nombre de séries d'analyses ¹⁾	Nombre d'échantillons
FA	Na	7.12	0.84	11.8	11	
SB-13	Na	36.6	4.5	12.3		10
AH	Na	54.9	5.2	9.4		9
FA	K	2.26	0.10	4.5 ²⁾	6	
SB-13	K	1.7	0.08	4.4 ²⁾		9
AH	K	4.53	0.09	2.1		9
FA	Ca ³⁾	39.5	0.57	1.4		44
AH	Ca ³⁾	84.9	1.0	1.2		9
AC	Ca ³⁾	53.0	0.85	1.6		9
FA	Ca ⁴⁾	39.5	3.6	9.3		40
SB-13	Ca ⁴⁾	48.7	3.9	8		9
FA	Mg ³⁾	22.0	0.3	0.3		44
AH	Mg ³⁾	32.2	1.3	4.1		9
AC	Mg ³⁾	17.7	0.5	3.1		9
FA	Mg ⁴⁾	23	1.9	8.1		44
SB-13	Mg ⁴⁾	21.4	1.5	6.9		9
FA	Sr	1.7	0.30	17.9	8	
SB-13	Sr	1.42	0.17	12.2		9
AH	Sr	1.05	0.22	21.1		9
AC	Sr	0.24	0.11	43.1		9
FA	HCO ₃	233.9	2.65	1.1		44
AH	HCO ₃	303.3	4.11	1.4		9
AC	HCO ₃	200.8	1.11	0.55		9
FA	Cl	2.95	0.31	10.6	9	
SB-13	Cl	40	1.5	3.7		9
AH	Cl	28.8	1.2	4		9
AC	Cl	14.2	1.3	9.3		9
FA	F	1.1	0.08	7.4		10
AH	F	1.18	0.1	8.2		9
AC	F	0.37	0.08	21.7		7
FA	SO ₄ ⁵⁾	12.8	1.5	11.8	8	
SB-13	SO ₄ ⁵⁾	14.2	1.8	12.8		9
AH	SO ₄ ⁶⁾	171	6.2	3.6		9
AC	SO ₄ ⁶⁾	43.2	2.9	6.7		9
FA	SiO ₂	15.9	1.4	8.8	10	
SB-13	SiO ₂	13.5	1.4	10.1		9
AH	SiO ₂	27.4	3.9	14.2		9
AC	SiO ₂	30.8	3.9	12.8		9

¹⁾ Une série d'analyses comprenait entre 5 et 18 différents échantillons du même forage.

²⁾ Les résultats aberrants de la première série d'analyses n'ont pas été pris en considération.

³⁾ Calcium et magnésium: Résultats des titrations.

⁴⁾ Calcium et magnésium: Résultats de l'AAS.

⁵⁾ Sulfate: Résultats LASUR

⁶⁾ Sulfate: Résultats Lasa-plus

Tableau 2.4.6a: Analyses de contrôle du sodium pour des échantillons analysés dans différentes séries d'analyses. Les concentrations sont exprimées en mg/l.

Echantillon	Analyse	Contrôle	Echantillon	Analyse	Contrôle
	Na	Na		Na	Na
Arkina FA-42	7.5	6.2	Aix Alun AA-2	32.9	30.8
Arkina FA-44	7.6	6.1	Aix Alun AA-3	32	28.2
Arkina FA-46	7.4	6.0	Aix Alun AA-6	31.2	26.5
Ariana Marlioz AM-1	64.5	63.8	Aix Alun AA-9	25.9	24.4 ¹⁾
Ariana Marlioz AM-2	70.5	64.5	Aix Hortense AH-1	48.5	48.5
Ariana Marlioz AM-3	63.5	55.6	Aix Hortense AH-2	55	48.6
Ariana Marlioz AM-6	51	44.0	Aix Hortense AH-3	61.2	48.8
Ariana Marlioz AM-9	43.9	44.8 ¹⁾	Aix Hortense AH-6	54.9	47.8
Aix Alun AA-1	34.6	34.3	Aix Hortense AH-9	47.7	46.4 ¹⁾

¹⁾ Ces analyses de contrôle ont été effectuées à une date différente des autres répétitions.

Hortense et Chevalley ainsi que de la source Grand Record à Moiry ne montre aucune variation significative et par conséquent toute variabilité des teneurs en strontium de ces eaux est artificielle. Les eaux des sources La Cressonnière à Moiry et Alun d'Aix-les-Bains et du forage Ariana à Marlioz par contre ont des variations naturelles de la concentration en strontium.

Pour toutes les eaux montrant des variations naturelles du strontium, on peut conclure que ces variations naturelles sont pour la plupart inférieures aux variations analysées et que seulement pour la source thermique d'Yverdon et la source subthermale La Cressonnière de Moiry les variations naturelles sont plus grandes que les grandes erreurs analytiques.

Tableau 2.4.6b: Analyses de contrôle du strontium pour des échantillons analysés dans différentes séries d'analyses. Les concentrations sont exprimées en mg/l.

Echantillon	Analyse	Contrôle	Echantillon	Analyse	Contrôle
	Sr	Sr		Sr	Sr
Arkina FA-8	2.36	1.6	Grand Record GR-4	0.15	0.1
Arkina FA-24	1.7	1.54 ¹⁾	Grand Record GR-5	0	0.14 ¹⁾
Arkina FA-38	1.83	1.5	Delémont S1-1	0.4	0.2
Arkina FA-42	1.27	1.64 ¹⁾	Delémont S1-4	0.11	0.2
Source thermique SB-11	1.65	1.3	Delémont S1-8	0.26	0.2
Source thermique SB-24	1.4	1.3	Delémont S2-8	0.41	0.2
Source thermique SB-38	1.55	1.3	Delémont S2-10	0.2	0.2
Forage F4 FB-8	1.12	0.8	Delémont S2-17	0.18	0.2
Forage F4 FB-19	0.9	0.8	Delémont S3-5	0.26	0.2
Forage F4 FB-27	0.84	0.8	Ariana Marlioz AM-1	1.0	1.0
Forage F4 FB-32	0.88	0.8	Ariana Marlioz AM-6	1.04	0.8
Forage F4 FB-37	1.02	0.8	Ariana Marlioz AM-7	0.62	0.88 ¹⁾
Forage F4 FB-42	0.69	0.93 ¹⁾	Aix Alun AA-1	0.9	0.8
Le Cossaux CH-13	0.55	0.4	Aix Alun AA-6	0.93	0.7
Le Cossaux CH-27	0.32	0.4	Aix Hortense AH-1	1.1	1.1
Le Cossaux CH-37	0.43	0.4	Aix Hortense AH-6	1.31	1.0
Le Cossaux CH-42	0.22	0.39 ¹⁾	Aix Hortense AH-7	0.76	1.15 ¹⁾
Cressonnière LC-2	1.87	1.8	Aix Chevalley AC-1	0.2	0.3
Cressonnière LC-5	2	1.7	Aix Chevalley AC-6	0.37	0.3
Cressonnière LC-6	1.6	1.3	Aix Chevalley AC-7	0.11	0.31 ¹⁾
Grand Record GR-1	0.02	0.1			

¹⁾ Ces analyses de contrôle ont été effectuées à une date différente des autres répétitions.

- 3) Les analyses de répétition de la silice confirment les résultats d'analyse du strontium et du sodium. Les grandes différences entre les analyses des différentes séries d'analyses qui dépassent les 30% et le fait que nous ignorons quelle série d'analyses est la plus proche de la réalité rendent assez difficile l'interprétation de la silice. Ainsi tous les calculs des équilibres et des géothermomètres de la silice sont soumis à d'importantes incertitudes. Les comparaisons entre des eaux de teneurs en silice similaires comme par exemple les trois forages de Delémont sont donc rendues presque impossibles. Pour ces forages nous avons des indices que l'eau du forage S1 soit légèrement moins riche en silice que les eaux des deux autres forages, mais la grande erreur analytique nous interdit de confirmer ces indices.
- 4) Les analyses de répétition du chlorure de l'eau Arkina (FA) mettent en évidence que le chlorure n'évolue pas au cours du temps. La tendance vers une teneur en chlorure plus élevée au cours des années 1992–1995 s'est donc avérée d'être un artefact de laboratoire.
- 5) Le même constat doit être fait pour la teneur en sulfate de l'eau Arkina (FA). Le tableau 2.4.6d met en évidence des différences entre l'analyse originale et de répétition qui dépassent les 40%. Ainsi toute discussion sur une éventuelle évolution de ce paramètre au cours du temps est rendue impossible par l'erreur analytique.

Il se confirme que la composition chimique des eaux des forages de Delémont, La Grève-1 d'Arkina d'Yverdon-les-Bains ainsi que Reine-Hortense et Chevalley d'Aix-les-Bains ne montre aucune variabilité saisonnière détectable avec certitude.

Tableau 2.4.6d: Analyses de contrôle du chlorure et du sulfate dans l'eau La Grève-1 d'Arkina pour des échantillons analysés dans différentes séries d'analyses. Les concentrations sont exprimées en mg/l.

Echantillon	Analyse	Contrôle	Analyse	Contrôle
	Cl	Cl	SO ₄	SO ₄
Arkina FA-4	2.48	3.39		
Arkina FA-8			12.4	12.2
Arkina FA-10	2.27	2.99		
Arkina FA-12	2.5	3.37		
Arkina FA-13	2.46	3.29		
Arkina FA-15	2.8	3.24	12.5	13.6
Arkina FA-19	2.85	3.30		
Arkina FA-20	3.6	3.33		
Arkina FA-23	3.43	3.51		
Arkina FA-24	2.8	3.35	13.2	14.8
Arkina FA-28			14.4	15.7
Arkina FA-30	3.13	3.51		
Arkina FA-31	3.71	3.43		
Arkina FA-34	2.86	3.35	10.8	15.4
Arkina FA-38			11.8	15.5
Arkina FA-40	3.14	3.48		

Tableau 2.4.6c: Analyses de contrôle de la silice pour des échantillons analysés dans différentes séries d'analyses. Les concentrations sont exprimées en mg/l.

Echantillon	Analyse	Contrôle	Echantillon	Analyse	Contrôle
	SiO ₂	SiO ₂		SiO ₂	SiO ₂
Arkina FA-8	15.6	14.0	Delémont S1-8	11.5	8.73
Arkina FA-24	16.7	14.1	Delémont S1-11	12.3	8.92
Arkina FA-34	17.1	14.1	Delémont S3-5	11.8	9.35
Arkina FA-38	16.5	14.2	Ariana Marlioz AM-3	13.6	10.8
Arkina FA-46	16.5	14.7 ¹⁾	Ariana Marlioz AM-6	14.0	10.1
CH-33	6.54	5.3	Ariana Marlioz AM-8	13.5	10.2 ¹⁾
CH-37	6.57	5.27	Aix Hortense AH-3	24.8	20.3
CH-44	6.74	5.41 ¹⁾	Aix Hortense AH-6	29.9	20.5
Cressonnière LC-5	8.95	6.53	Aix Hortense AH-9	31.3	21.6 ¹⁾
Cressonnière LC-6	7.96	5.16	Aix Chevalley AC-4	28.2	23.4
Cressonnière LC-7	7.63	5.53 ¹⁾	Aix Chevalley AC-6	34.3	23.7
Grand Record GR-1	6.45	5.37	Aix Chevalley AC-7	33.8	24.3 ¹⁾
Grand Record GR-4	7.37	5.53	Aix Alun AA-3	30.4	23.9
Grand Record GR-5	7.63	5.79 ¹⁾	Aix Alun AA-6	33.5	23.0
Delémont S1-4	10.9	8.7	Aix Alun AA-8	30.1	20.7 ¹⁾

¹⁾ Ces analyses de contrôle ont été effectuées à une date différente des autres répétitions.

3 MÉTHODES D'INTERPRÉTATION DES PARAMÈTRES CHIMIQUES ET ISOTOPIQUES

3.1 Hydrochimie et interactions eau-roche

La composition chimique d'une eau reflète la totalité des processus chimiques auxquels cette eau a participé: dissolution d'aérosols et de gaz dans l'atmosphère, dissolution des composantes solubles et du CO₂ dans le sol, réactions complexes de dissolution et précipitation des minéraux, échange ionique sur les argiles, réactions d'oxydoréduction et de décomposition bactérienne ainsi que le mélange de fluides de différentes origines dans l'aquifère. Une multitude de facteurs déterminant la composition chimique d'une eau doit être considérée, tels que la température ambiante, la pollution atmosphérique, l'activité biologique, la composition minéralogique du sol, la vitesse d'écoulement, le rapport des volumes eau/roche, la température et la minéralogie de l'aquifère, la présence de bactéries, etc. L'analyse chimique des eaux peut donc permettre d'étudier le cheminement de l'eau, les conditions physico-chimiques (Eh, pH, température) dans lesquels l'eau a acquis sa composition chimique ainsi que les mélanges pouvant se produire entre plusieurs types d'eau.

La présence ou l'absence d'un élément chimique ainsi que sa concentration peuvent nous informer si l'eau a effectué un trajet dans tel ou tel aquifère. Ainsi une eau s'écoulant dans une roche ne contenant que de la calcite pure, sera dépourvue de magnésium, alors qu'une eau provenant d'un aquifère dolomitique sera plus fortement chargée en magnésium.

Des variations significatives dans le chimisme d'une source au cours du temps fournissent des informations sur des processus de mélange entre plusieurs types d'eau ou sur des variations dans le mode ou le cheminement des écoulements souterrains.

Nous n'aborderons pas les théories et méthodes des calculs de la force ionique, des activités et des équilibres chimiques dans les eaux qui sont décrites dans des ouvrages tels que APPELO & POSTMA (1993), DREVER (1982), HEM (1985) ou LLOYD & HEATHCOATE (1985).

Chaque minéral peut être dissous dans l'eau en différentes proportions. Pour des conditions de Eh, pH, température, CO₂ dissous et force ionique de l'eau données, tout minéral possède une solubilité maximale dans l'eau. Cette solubilité maximale comparée à la concentration effective dans l'eau nous informe sur le degré de saturation de l'eau par rapport à ce minéral. Ce degré de saturation est générale-

ment exprimé en indice de saturation (IS) qui est le logarithme du produit d'activité ionique du minéral dans l'eau (PAI = Produit d'Activité Ionique) divisé par la constante K de réaction de dissolution du minéral ($IS = \log (PAI/K)$). Un indice de saturation < 0 ou > 0 indique respectivement une sous-saturation ou une sursaturation de ce minéral aux conditions de température, Eh, pH et force ionique admises (LLOYD & HEATHCOATE, 1985).

Une sous-saturation peut indiquer la présence des phénomènes suivants: (1) l'absence du minéral considéré dans l'aquifère; (2) la dépendance de la dissolution d'un minéral par la dissolution d'un autre (inclusions d'un minéral dans un autre); (3) un temps de séjour de l'eau dans l'aquifère trop court pour atteindre l'équilibre; (4) un mélange entre plusieurs types d'eau de chimisme différent.

Une sursaturation peut fournir des précisions sur les processus suivants: (1) l'eau chaude en équilibre avec le minéral en question s'est refroidie trop rapidement pour se rééquilibrer à la température plus basse (cf. chapitre 3.4); (2) la dissolution d'un minéral cause la sursaturation d'un autre (qui n'est pas forcément présent dans l'aquifère) mais qui admet une certaine tolérance à la sursaturation; (3) un dégazage de CO₂ avant le prélèvement peut produire la sursaturation de minéraux carbonatés.

La sursaturation de certains minéraux (p.ex. quartz, calcédoine, barytine, fluorine) qui sont plus solubles à haute température, associée à la sous-saturation d'autres minéraux (p.ex. calcite, dolomite) qui sont moins solubles à haute température peuvent indiquer que l'eau a atteint une température plus élevée dans le réservoir que celle mesurée à l'exutoire.

Le logiciel PHREEQE (PARKHURST et al., 1993) a été utilisé pour le calcul des activités, de la force ionique et des indices de saturation ainsi que pour la modélisation des températures de saturation pour les minéraux sur- et sous-saturés. Les fichiers d'entrée pour le logiciel PHREEQE ont été créés avec le logiciel FREAKIN (KÖLLING, 1992). Il faut noter que les indices de saturation calculés avec les divers logiciels PHREEQE (PARKHURST et al., 1993), NETPATH (PLUMMER et al., 1993) et SOLMINEQ88 (KHARAKA et al., 1988) sont plus ou moins différents pour certains minéraux tels que par exemple la calcite, la dolomite, la calcédoine, le quartz ou encore les minéraux d'argiles. Ainsi, SOLMINEQ88 calcule une sursaturation pour la calcédoine pour des eaux où PHREEQE et NETPATH indiquent une sous-saturation de

ce minéral (par exemple pour l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina à Yverdon-les-Bains). De plus, SOLMINEQ88 contient des données thermodynamiques pour une dolomite non ordonnée qui est nettement plus soluble que la dolomite parfaitement ordonnée, alors que les logiciels PHREEQE et NETPATH utilisent une constante de solubilité de la dolomite intermédiaire entre celle de la dolomite parfaitement ordonnée et la dolomite non ordonnée du logiciel SOLMINEQ88. Les indices de saturation calculés dépendent des données thermodynamiques utilisées par les logiciels et il nous était impossible de décider quelles sont les données thermodynamiques les plus justes. Le logiciel PHREEQE a été choisi parce qu'il est le logiciel standard de la modélisation hydrochimique et il était à disposition dans sa plus récente version (version 2.1, mai 1993), alors que le logiciel SOLMINEQ88 date de 1988. Pour le calcul des indices de saturation de certains minéraux non disponibles dans la base de données du logiciel PHREEQE, tels que la magnésite par exemple, le logiciel NETPATH (PLUMMER et al., 1993) a été utilisé. C'est également avec le logiciel NETPATH que la simulation de l'évolution chimique des eaux froides vers des eaux thermales a été faite. Le logiciel SOLMINEQ88 a été utilisé pour calculer la saturation par rapport à la dolomite non ordonnée.

Pour classer les eaux, la méthode décrite par SCHMASSMANN (1980) a été appliquée. Après avoir transformé les concentrations des ions majeurs en $\text{m}\text{eq/l}$, les ions qui participent avec plus de 20% au total des cations ou des anions sont retenus. On les groupe en ordre décroissant de leur concentration en $\text{m}\text{eq/l}$, d'abord les cations ensuite les anions. Les principaux types d'eau rencontrés dans les aquifères profonds sont les suivants:

- **[Ca][HCO₃]**. Ce type chimique est typique pour les eaux des aquifères calcaires ayant dissous essentiellement de la calcite. Ces eaux sont prédominantes dans les aquifères karstiques du Jura. Souvent il s'agit d'eaux récentes avec des vitesses d'écoulement élevées.
- **[Ca, Mg][HCO₃]**. Ce type chimique est typique pour des eaux issues des aquifères dolomitiques, d'aquifères contenant des sédiments molassiques ou des eaux ayant subi un échange ionique Ca–Mg dans des niveaux plus argileux.
- **[Ca][SO₄]**. Les eaux de ce type chimique sont typiques des aquifères contenant des roches évaporitiques à gypse ou anhydrite. On les retrouve souvent en liaison avec des couches du Trias.
- **[Na][Cl]**. Les eaux du type chimique Na–Cl sont également typiques pour les aquifères contenant des roches évaporitiques, mais à halite. Il peut également s'agir d'eau de mer fossile, piégée dans la roche au moment de sa formation comme sédiment marin (eau de formation), et plus ou moins diluée par des eaux météoriques.
- **[Na, Ca][HCO₃] ou [Na][HCO₃]**. Ce type chimique indique souvent que les eaux sont anciennes et qu'elles ont subi un échange ionique Ca–Na avec les argiles. Ce type chimique est également fréquent pour des eaux ayant circulé dans des massifs cristallins.

- **[Na][SO₄]**. Ce type chimique est également assez souvent rencontré dans des eaux circulant dans des massifs cristallins. L'origine du sulfate peut être double, avec l'oxydation de sulfures et la dissolution d'évaporites au contact cristallin-sédimentaire.

La combinaison de différents types chimiques tels que par exemple **[Na, Ca, Mg][HCO₃, Cl]** peut indiquer la présence d'un mélange de plusieurs types d'eau ou d'une minéralogie complexe de l'aquifère.

Dans le cas où la composition chimique de différentes eaux en composés majeurs est très similaire et ne peut pas être utilisée pour l'étude de différentes évolutions chimiques, les éléments traces peuvent souvent prendre la relève des majeurs. Souvent, ces éléments ne forment pas de propres minéraux mais se trouvent en quantités variables dans différents minéraux. La description sommaire suivante de certains éléments traces se base sur WEDEPOHL (1969, 1970, 1972, 1974 et 1978). Un résumé assez complet de l'interprétation des espèces en traces se trouve par exemple dans BIEHLER et al. (1993).

- Le **lithium** est surtout présent dans des minéraux silicatés typiques des roches magmatiques acides tels que tourmaline, spodumène et lépidolite. Dans les roches sédimentaires il s'accumule dans les argiles, d'où il est facilement relâché en échange avec d'autres cations alcalins et alcalino-terreux. Comme il est l'élément alcalin le moins fortement retenu par les argiles (la force de rétention diminue en général dans l'ordre $\text{Li} < \text{Na} < \text{K} < \text{Rb} < \text{Cs}$), le lithium reste dissous, une fois mis en solution. Dans les évaporites le lithium est de manière générale très rare et surtout lié à la présence de minéraux argileux.
- Le **bore** est surtout présent dans la tourmaline (minéral typique des pegmatites) et il peut former des propres sels. Il est très volatil et se met rapidement en solution lors de l'érosion. Dans les roches sédimentaires, le bore est concentré dans la matière organique et absorbé ou intégré dans des argiles de la famille des illites. Dans les roches carbonatées, la présence du bore est surtout liée à la présence d'argiles. Les roches évaporitiques à halite sont pauvres en bore, sauf si elles sont associées à des argiles ou de l'anhydrite. Le bore peut également indiquer la présence d'eau de formation (eau marine piégée dans les sédiments lors de leur formation).
- Le **brome** est surtout enrichi dans l'eau de mer, d'où il entre dans l'atmosphère avec le «sea-spray» (aérosols arrachés de l'eau de mer par le vent). Il s'enrichit dans la matière organique, les argiles et les évaporites à chlorures (halite, sylvite, etc.). Dans les sédiments le brome est corrélé de manière positive avec la teneur en matière organique.
- Le **rubidium** est étroitement associé avec le potassium et il se trouve donc enrichi dans les minéraux à potassium (feldspath potassique, biotite, muscovite, etc.), eux-mêmes nombreux dans les roches magmatiques acides. Dans les roches sédimentaires le rubidium se

trouve surtout dans les argiles alors qu'il est très peu présent dans les évaporites.

- L'**iode** est enrichi par exemple par les organismes marins et se retrouve donc concentré dans la matière organique sédimentaire et dans le pétrole. Dans les évaporites il est en général très peu présent.
- Le **césium** possède un comportement géochimique similaire au rubidium et se voit donc également enrichi dans les minéraux à potassium dans les roches magmatiques acides ainsi que dans les pegmatites. En milieu sédimentaire le césium est fortement absorbé par les argiles et il est l'élément alcalin le plus fortement retenu par ceux-ci et donc en général le moins concentré dans les eaux.
- Le **baryum** peut remplacer le potassium dans les minéraux potassiques et le calcium dans l'apatite et la calcite. Dans les roches magmatiques il se trouve surtout dans le feldspath potassique et dans les sédiments dans la barytine. Plus une roche magmatique est riche en silice, le plus riche celle-ci est en baryum. Lors de l'érosion le baryum est enrichi dans la fraction des argiles. Il est l'élément alcalino-terreux le plus fortement retenu par les argiles. La solubilité de la barytine étant très limitée, la teneur en baryum dans les eaux est souvent contrôlée par la concentration en sulfate.

3.2 Isotopes

Les propriétés chimiques d'un élément sont déterminées par le nombre d'électrons et de protons de leurs atomes. Plusieurs éléments possèdent différentes sortes d'atomes, qui se différencient seulement par le nombre de neutrons. Ainsi leur comportement chimique est identique mais leur poids atomique diffère. Cette différence de poids a pour conséquence un comportement différent par rapport à des processus physiques et biologiques dans lesquels le poids joue un rôle: précipitation, évaporation, condensation, assimilation des plantes, respiration des bactéries, formation des coquilles de mollusques, etc. Ces processus entraînent une séparation des isotopes lourds et légers qu'on appelle fractionnement isotopique. Les plantes par exemple préfèrent les isotopes légers dans l'assimilation, alors que pour la précipitation de minéraux, les isotopes lourds vont de préférence dans la phase précipitée.

L'importance, l'utilisation et la méthodologie de l'étude des isotopes de l'eau et des espèces chimiques dissoutes est décrite dans les ouvrages tels que BALDERER (1983, 1985), FRITZ & FONTES (1980), MAZOR (1991), MOSER & RAUERT (1980) et SIEGENTHALER et al. (1983).

L'étude des isotopes stables des roches et des eaux se concentre sur les différences isotopiques entre plusieurs phases, pour en déduire des informations sur les processus physiques qui ont causé ces différences. Comme il est très difficile d'analyser des concentrations exactes des différents isotopes, on analyse les rapports existants entre les isotopes. Pour comparer ces rapports isotopiques, on se

réfère à des standards internationaux. L'expression de la différence du rapport isotopique mesuré sur un échantillon par rapport au standard est exprimée en ‰, et est défini comme suit:

$$\delta(\text{‰}) = \frac{(R_{\text{mes}} - R_{\text{standard}})}{R_{\text{standard}}} \cdot 1000$$

- R = rapport isotopique entre l'isotope rare et l'isotope abondant
 R_{mes} = rapport isotopique dans l'échantillon
 R_{standard} = rapport isotopique dans le standard (MOSER & RAUERT, 1980).

Le fractionnement isotopique peut être exprimé comme les réactions chimiques par une constante de réaction K (appelée facteur de fractionnement α) qui dépend surtout de l'isotope, des phases concernées et de la température. De manière générale le fractionnement diminue avec la température, mais plusieurs réactions d'échange isotopique ne se produisent qu'à des températures élevées (p. ex. l'échange isotopique de l'oxygène entre l'eau et la roche).

Le fractionnement isotopique entre deux phases différentes A et B est décrit par le facteur de fractionnement

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B} = 1000 + \frac{\delta_A}{1000} + \delta_B$$

où R_A et R_B sont les rapports isotopiques entre l'isotope rare et l'isotope abondant dans les phases A et B respectives.

En général α est de l'ordre de $1.00x - 1.0x$. Pour les calculs de fractionnement beaucoup plus pratique que le facteur de fractionnement α est le facteur de fractionnement additif ϵ

$$\epsilon_{A-B} = \ln \alpha_{A-B} \cdot 1000$$

où, par approximation pour des valeurs α de l'ordre de $1.00x$

$$\epsilon \approx 1000 \cdot (\alpha_{A-B} - 1) = \delta_A - \delta_B$$

3.2.1 Les isotopes stables de l'eau

L'eau (H_2O) est formée par les éléments hydrogène et oxygène. Ces deux éléments possèdent plusieurs isotopes stables: 1H (99.984%) et 2H (deutérium, 0.015%) pour l'hydrogène et ^{16}O (99.76%), ^{17}O (0.037%) et ^{18}O (0.1%) pour l'oxygène (FRITZ & FONTES, 1980). Pour des études hydrogéologiques, on utilise le deutérium et l'oxygène-18.

La composition isotopique de l'eau dépend de processus physiques tels que l'évaporation et la condensation ainsi que des processus d'échange isotopique entre phases de différentes composition isotopique. Ceux-ci ne sont généralement importants qu'à température élevée et pour des

temps de réaction très longs, à l'exception de réactions avec des gaz, par exemple l'échange isotopique entre l'eau et le CO₂.

Pour les isotopes stables de l'eau on utilise comme standard le SMOW (Standard Mean Ocean Water), une eau proche de la composition isotopique moyenne des océans. Les relations isotopiques d'un échantillon d'eau sont exprimées en ‰ par rapport à ce standard SMOW.

Dans les précipitations, la composition isotopique de l'eau est déterminée par le fractionnement isotopique induit par les processus d'évaporation et de condensation. De manière résumée, les isotopes lourds (¹⁸O et ²H) ont tendance à s'enrichir dans la phase liquide et à s'appauvrir dans la phase vapeur. En effet, quand il y a évaporation ce sont surtout les molécules d'eau contenant les isotopes légers qui s'évaporent, et quand il y a condensation ce sont essentiellement les molécules d'eau possédant les isotopes lourds qui se condensent. Comme l'océan est la principale source de vapeur d'eau dans l'atmosphère, de manière générale plus on s'éloigne de la mer plus les précipitations sont appauvries en isotopes lourds. Le même phénomène d'appauvrissement en isotopes lourds se produit lorsqu'une masse d'air humide s'éloigne d'une région à température ambiante élevée et s'approche d'une région de température ambiante basse. A cette tendance générale s'ajoutent plusieurs autres facteurs qui influencent la composition isotopique des précipitations.

- Provenance des précipitations (p. ex: océan Atlantique ou mer Méditerranée).
- Localisation des précipitations (p. ex: versant ou crête de montagne, versant sud ou nord, Plateau suisse ou vallée alpine, sud ou nord de la chaîne du Jura, etc.).
- Intensité et durée des averses.

Sur le plan mondial, ces processus font varier la relation entre le δ²H et le δ¹⁸O selon l'équation mondiale des eaux météoriques (YURTSEVER & GAT, 1981; cités par KULLIN & SCHMASSMANN, 1991):

$$\delta^2H(\text{‰}) = 8.2 \cdot \delta^{18}O(\text{‰}) + 10.8$$

Pour 64 eaux de précipitation, de surface et souterraine en Suisse, KULLIN & SCHMASSMANN (1991) ont établi une droite des eaux météoriques, surtout valable pour le nord et le centre de la Suisse, et qui diffère légèrement de la droite mondiale, mais qui se situe toujours à l'intérieur des limites d'erreur de celle-ci (figure 3.2.1):

$$\delta^2H(\text{‰}) = 7.55 \cdot \delta^{18}O(\text{‰}) + 4.8$$

D'autres droites des eaux météoriques ont été définies pour des régions de climat différent, comme par exemple les régions méditerranéennes, où l'excédent de deutérium $d_{\text{ex}} = \delta^2H - 8.2 \cdot \delta^{18}O$ est nettement plus grand que les 10.8 de la droite mondiale des eaux météoriques. En raison de l'évaporation dans un air plus sec, d_{ex} augmente par rapport à l'évaporation dans un air humide.

Une eau soumise à une forte évaporation (par exemple l'eau dans le sol réchauffé par le soleil en été) perd d'avantage d'oxygène léger (¹⁶O) que d'hydrogène léger (¹H). Elle ne sera donc pas positionnée sur la droite des eaux météoriques, mais se trouvera à droite de celle-ci. En général des eaux soumises à l'évaporation s'alignent également sur une droite (droite d'évaporation) mais de pente d'environ 2–5 et donc nettement inférieure à celle de la droite des eaux météoriques (FONTES, 1980). D'autres processus tels que l'interaction avec l'oxygène de la roche à haute température peuvent faire varier la composition isotopique en dehors de la droite mondiale des eaux météoriques. Dans le cadre de cette étude, ces derniers processus n'influencent pas la composition isotopique des eaux.

Ce sont l'ensemble des différents processus de fractionnement isotopique qui déterminent la composition isotopique moyenne des précipitations pour un lieu défini. Dans une région géographique et climatiquement bien définie, la composition isotopique moyenne des précipitations montre une dépendance linéaire de l'altitude où les précipitations tombent. Pour une altitude plus élevée, donc à plus basse température, les précipitations sont davantage appauvries en isotopes lourds. Lorsque cette relation linéaire est établie quantitativement, on peut évaluer l'altitude moyenne d'un bassin versant d'une source ou d'un forage en analy-

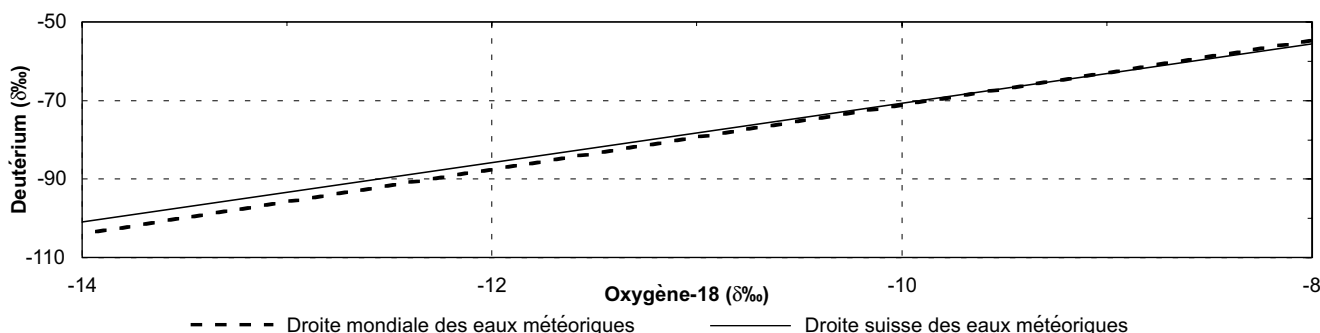


Figure 3.2.1: Relations entre l'oxygène-18 et le deutérium: droites mondiale (YURTSEVER & GAT, 1981; cités par KULLIN & SCHMASSMANN, 1991) et Suisse (KULLIN & SCHMASSMANN, 1991) des eaux météoriques.

Tableau 3.2.1: Relations entre l'altitude moyenne du bassin versant et la composition en isotopes stables des eaux souterraines.

Région	Equations	Auteurs
Vosges occidentales et Alsace	$\delta^{18}\text{O} = (-0.0021 \pm 0.0007) \cdot \text{alt.} - (7.8 \pm 0.3)$ $\delta^2\text{H} = (-0.0238 \pm 0.0043) \cdot \text{alt.} - (47.8 \pm 1.6)$	KULLIN & SCHMASSMANN, 1991
Jura Central	$\delta^{18}\text{O} = (-0.0020 \pm 0.0001) \cdot \text{alt.} - (8.2 \pm 0.1)$ $\delta^2\text{H} = -0.0164 \cdot \text{alt.} - 56.4^{1)}$	KULLIN & SCHMASSMANN, 1991
Jura Français & Jura Central Suisse	$\delta^{18}\text{O} = -0.0018 \cdot \text{alt.} - 8.62$ $\delta^2\text{H} = -0.015 \cdot \text{alt.} - 59.9^{1)}$	BLAVOUX et al., 1979
Jura du nord-est et Forêt Noire	$\delta^{18}\text{O} = (-0.0019 \pm 0.0002) \cdot \text{alt.} - (8.6 \pm 0.3)$ $\delta^2\text{H} = (-0.0107 \pm 0.0018) \cdot \text{alt.} - (63.1 \pm 1.9)$	KULLIN & SCHMASSMANN, 1991
Région d'Yverdon-les-Bains	$\delta^{18}\text{O} = -0.0033 \cdot \text{alt.} - 7.57$ $\delta^2\text{H} = -0.027 \cdot \text{alt.} - 51.3^{1)}$	KERN, 1982
Région d'Yverdon-les-Bains	$\delta^{18}\text{O} = (-0.0024 \pm 0.0002) \cdot \text{alt.} - (8.05 \pm 0.07)^{2)}$	données d'après KERN, 1982 et DUBOIS & FLÜCK, 1985
Plateau Suisse	$\delta^{18}\text{O} = (-0.0028 \pm 0.0004) \cdot \text{alt.} - (8.7 \pm 0.3)$ $\delta^2\text{H} = (-0.0186 \pm 0.0043) \cdot \text{alt.} - (63.2 \pm 1.6)$	KULLIN & SCHMASSMANN, 1991
Plateau Suisse & nord des Alpes	$\delta^{18}\text{O} = -0.00272 \cdot \text{alt.} - 8.47$ $\delta^2\text{H} = -0.0218 \cdot \text{alt.} - 57.7$	VUATAZ, 1982
Alpes Bernoises	$\delta^{18}\text{O} = (-0.0017 \pm 0.0005) \cdot \text{alt.} - (10.1 \pm 0.4)$ $\delta^2\text{H} = -0.013 \cdot \text{alt.} - 72.0^{1)}$	KULLIN & SCHMASSMANN, 1991
Préalpes lémaniques, zone Thonon/Evian	$\delta^{18}\text{O} = -0.003 \cdot \text{alt.} - 8.1^{3)}$ $\delta^2\text{H} = -0.025 \cdot \text{alt.} - 55.1^{1)}$	données d'après BLAVOUX, 1978
Alpes Maritimes, Val Corsaglia, Italie	$\delta^{18}\text{O} = (-0.00312 \pm 0.0001) \cdot \text{alt.} - (8.03 \pm 0.13)$ $\delta^2\text{H} = (-0.0249 \pm 0.008) \cdot \text{alt.} - (51.1 \pm 0.6)$	BORTOLAMI et al., 1978

- ¹⁾ Pour ces régions, le deutérium n'a pas été analysé. L'équation a été calculée à partir des données de l'oxygène-18 à l'aide de la droite mondiale des eaux météoriques: $\delta^2\text{H} = 8.2 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10.8$ (YURTSEVER & GAT, 1981, cités par KULLIN & SCHMASSMANN, 1991).
- ²⁾ Cette relation a été calculée à partir des données de KERN (1982) pour les sources de Pomy, Rouleguet et La Prairie ainsi que celles de DUBOIS & FLÜCK (1985) pour le forage de Bevaix-Treytel.
- ³⁾ Cette relation a été calculée à partir des valeurs de l'oxygène-18 pour Thonon, les sources de Versoie et Cachat ainsi que du gradient de 0.3‰ indiqués par BLAVOUX (1978).

sant les isotopes stables de l'eau. Bien entendu, cette évaluation n'est correcte que si l'on dispose d'un nombre d'analyses suffisant pour couvrir toute la variabilité de la composition isotopique du point d'eau étudié, et si le climat n'a pas changé entre la période d'infiltration de l'eau et l'établissement de la relation entre l'altitude et les isotopes stables.

3.2.1.1 Relations entre l'altitude du bassin versant et les isotopes stables dans les régions étudiées

Plusieurs chercheurs se sont intéressés aux relations entre l'altitude moyenne des bassins versants et la composition isotopique des eaux souterraines. Comme ces relations peuvent varier très fortement entre différentes régions, même voisines, on doit donc disposer de relations étalonnées dans des régions bien délimitées afin d'obtenir des

interprétations fiables. Pour les régions concernées par ce travail, ce sont surtout BLAVOUX (1978), BLAVOUX et al. (1979), SIEGENTHALER & OESCHGER (1980), SCHOTTERER & MÜLLER (1982), VUATAZ (1982) et KULLIN & SCHMASSMANN (1991) qui ont établis des relations entre les isotopes stables de l'eau et l'altitude moyenne des bassins. Les études les plus détaillées ont été réalisées dans le cadre des travaux de la CEDRA pour le nord de la Suisse et à l'Institut de physique de l'Université de Berne dans l'Oberland bernois. C'est donc surtout pour les régions du Plateau suisse central et septentrional, le Jura du nord de la Suisse et les Alpes bernoises que l'on dispose de suffisamment de données. Pour le Jura au sud de la source de l'Areuse (canton de Neuchâtel), pour le bassin molassique de la Suisse romande et la région d'Aix-les-Bains par contre, il n'existe que peu d'informations relatives à cette relation isotopes/altitude. Onze relations entre l'altitude moyenne du bassin versant et

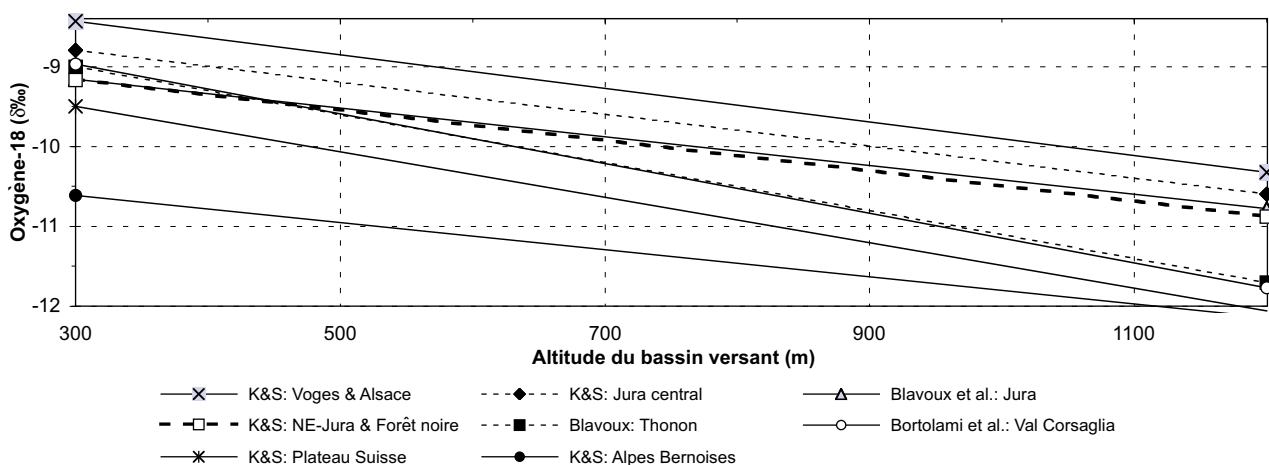


Figure 3.2.2: Relations entre l'altitude moyenne du bassin versant et la composition isotopique de l'oxygène des eaux souterraines. On remarque deux familles de relations avec des gradients différents: l'une correspond au Jura du nord de la Suisse, aux Vosges et à la Forêt Noire avec un gradient d'environ $0.2 \text{ ‰}/100 \text{ m}$, et l'autre aux Alpes maritimes, aux Préalpes lémaniques et au Plateau suisse avec un gradient d'environ $0.3 \text{ ‰}/100 \text{ m}$. K&S = KULLIN & SCHMASSMANN (1991).

les isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) des sources ont été établies pour différentes régions de Suisse, de la France et de l'Italie limitrophes qui sont plus ou moins proches de la région d'étude (tableau 3.2.1, figure 3.2.2).

Les relations altitude/isotopes stables pour le Jura plissé (Jura Central d'après KULLIN & SCHMASSMANN, 1991; Jura Français et Jura Central Suisse d'après BLAVOUX et al., 1979) ont été établies sur de très grandes surfaces. Celle pour le Jura Central (KULLIN & SCHMASSMANN, 1991) par exemple, se base sur quatre sources seulement, réparties entre la source de l'Areuse (Canton de Neuchâtel) et la source de la Vendline (Canton du Jura). Pour les régions de Delémont, Yverdon-les-Bains et Moiry se posait donc la question de la représentativité des relations existantes. Ceci d'autant plus, que le bassin de Delémont se trouve à l'extrême nord de la région du Jura Central et les régions d'Yverdon-les-Bains et de Moiry sont situées à l'extrême sud et à la limite du bassin molassique. De plus le climat de la région d'Yverdon est influencé par le lac de Neuchâtel.

Pour Genève et Aix-les-Bains les relations entre l'altitude du bassin versant et la composition isotopique de l'eau ne sont pas connues ou doivent être extrapolées d'autres données: notamment les données du nord de la Suisse, celles des Préalpes de la région de Thonon/Evian, qui est une zone fortement influencée par le lac Léman et un relief accentué ou encore à partir de la relation du Val Corsaglia en Italie (région fortement influencée par le climat méditerranéen).

Une autre possibilité de relation entre l'altitude moyenne du bassin versant d'une source et les isotopes stables de l'eau est suggérée par SCHOTTERER et al. (1993). Dans une étude sur l'évolution des teneurs isotopiques dans les précipitations et les eaux d'une source dans les Alpes suisses, ces auteurs ont trouvé que l'excédent de deutérium ($\text{dex} = \delta^2\text{H} - 8.2 \delta^{18}\text{O}$) semble augmenter avec l'altitude et une température de l'air plus basse. En effet, si on établit la relation entre l'altitude moyenne du bassin versant et l'excédent de deutérium pour les données de KULLIN & SCHMASS-

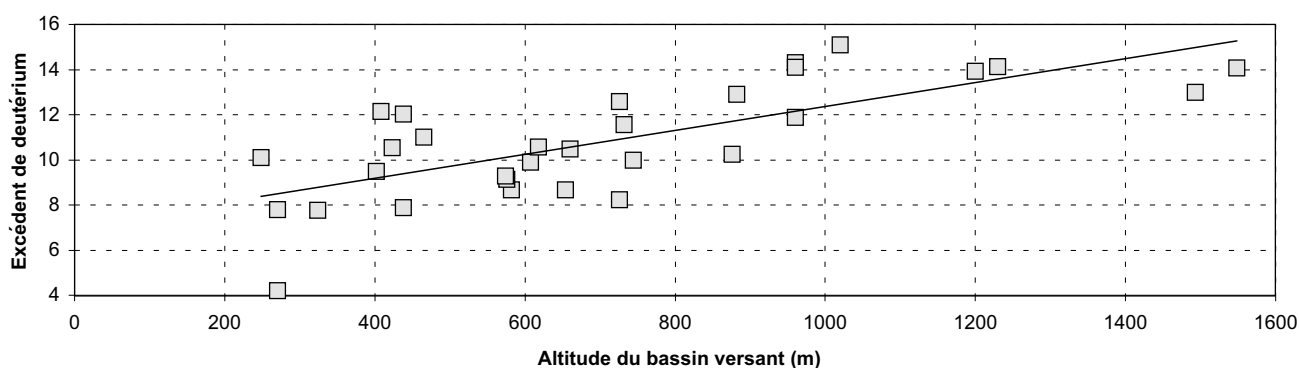


Figure 3.2.3: Corrélation entre l'altitude moyenne du bassin versant et l'excédent de deutérium ($\text{dex} = \delta^2\text{H} - 8.2 \delta^{18}\text{O}$) pour les données de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) pour la région nord-est du Jura et Forêt-Noire. L'équation de la droite de corrélation est: $\text{dex} = 0.0053 (\pm 0.00094) \cdot \text{altitude} + 7.06 (\pm 1.74)$, $r = 0.725$.

Tableau 3.2.2: Les sources utilisées pour tester la relation entre l'altitude moyenne du bassin versant et les isotopes stables de l'eau pour la région de Delémont. Les altitudes moyennes de chaque bassin versant ont été estimées d'après la topographie. Pour les petites sources l'erreur devrait être inférieure à ± 20 m. Pour les deux grandes sources, l'erreur est certainement plus grande et peut être admise à ± 100 m environ.

Source/Lieu-dit	Commune	Coordonnées (x/y)	Débit estimé (l/min)	Altitude de l'émergence (m)	Altitude moyenne estimée du bassin versant (m)	Captage/Utilisation
La Deute	Delémont	593'090 244'625	?	425	440 \pm 20	petit puits privé dans les alluvions du bassin de Delémont; alimente une ferme
En Val	Vicques	600'140 245'030	5 – 10	550	580 \pm 20	source non captée dans la forêt; donne naissance à un petit ruisseau
Montchaibeux	Rossemaison	593'550 243'300	2 – 10	580	600 \pm 20	source captée dans la forêt; captage abandonné en pente raide de la colline du Montchaibeux
Cotes sur les Nesserts	Courroux	597'475 247'275	2 – 10	750	770 \pm 20	source captée dans la forêt à pente raide; alimente la ferme de Pierreberg
Pierreberg	Courroux	598'800 247'225	5 – 10	765	780 \pm 20	source captée à la limite forêt/pâturage par un vieux captage vétuste; alimente un abreuvoir
La Haute Borne	Delémont	589'725 247'750	1 – 5	870	890 \pm 20	source captée dans la forêt à pente raide; alimente la maison des Amis de la nature
Develier-Dessus	Develier	587'450 246'320	700 – 2500	580	720 \pm 100	grande source karstique captée au fond d'une galerie; alimente la ville de Delémont
Bame	Courfaivre	586'925 241'500	0 – >1000	545	780 \pm 100	grande source karstique non captée; jaillit d'une grotte; fonctionne comme trop-plein de la source captée du Chenal

MANN (1991) dans la région nord-est du Jura et Forêt-Noire, on obtient une corrélation linéaire positive avec un facteur de corrélation $r = 0.725$ (figure 3.2.3).

Pour le Plateau suisse, une même corrélation linéaire positive mais avec un facteur de corrélation assez mauvais ($r = 0.506$) est obtenue. Il semble, qu'au moins dans certaines régions, l'excédent de deutérium puisse être utilisé comme indicateur de l'altitude moyenne du bassin versant d'une source. Néanmoins il est clair que la relation entre l'altitude du bassin versant et l'excédent de deutérium ne peut être aussi précise que les relations correspondantes de l'oxygène-18 et du deutérium, parce que dans l'excédent de deutérium les erreurs analytiques de l'oxygène-18 et du deutérium peuvent se cumuler.

Pour évaluer la représentativité des différentes relations altitude/isotopes stables de l'eau dans les régions de Delémont et d'Yverdon-les-Bains, une série de petites sources dont le bassin versant est connu ont été choisies dans les deux régions et échantillonnées à trois reprises (printemps et automne 1993, été 1994). De plus, pour quelques sources et forages faisant partie de l'étude principale, l'altitude

moyenne du bassin versant a pu être estimée. Les eaux de source ont été préférées aux précipitations pour deux raisons principales:

- Les eaux souterraines donnent en général une réponse filtrée et homogénéisée des entrées de précipitation à fortes variations isotopiques. Elles sont donc représentatives d'une période plus longue et par conséquent moins d'analyses sont nécessaires.
- Les eaux souterraines ont déjà subi des processus d'évaporation et de mélange dans la zone non saturée, processus qui ne s'observent pas de la même manière dans des échantillons de précipitation.

Le choix des sources n'est pas aisé et de même, il est difficile de trouver un nombre assez grand de sources réparties sur toute la gamme d'altitude dans des régions karstiques comme celles de Delémont et d'Yverdon-les-Bains. De plus, si l'on considère une grande source, de grandes incertitudes subsistent quant à l'étendue du bassin versant. Les petites sources par contre, sont souvent de si faible débit qu'elles tarissent en été, qu'elles sont soumises au phénomène de l'évaporation et/ou que leur réservoir

Tableau 3.2.3: Les sources et forages utilisés pour tester la relation altitude moyenne du bassin versant/isotopes stables de l'eau pour la région d'Yverdon-les-Bains. Les altitudes moyennes de chaque bassin versant ont été estimées d'après la topographie. Pour les petites sources l'erreur devrait être inférieure à ± 20 m. Pour le forage de Bevaix, l'altitude moyenne estimée sur la base de la topographie est soumise à plus d'incertitude parce que le bassin versant n'a pas pu être délimité avec certitude. L'erreur peut être admise à ± 100 m environ.

Source/Lieu-dit	Commune	Coordonnées (x/y)	Débit estimé (l/min)	Altitude de l'émergence (m)	Altitude moyenne estimée du bassin versant (m)	Captage/Utilisation
La Prairie ¹⁾	Yverdon	539°725 180°575	10 – 20	435	490 \pm 20	source captée au fond d'un puits de 9.2 m de profondeur; inutilisée
Rouleguet ¹⁾	Villars sous Champvent	535°050 181°330	1 – 40	510	540 \pm 20	source non captée dans la forêt; donne naissance à un petit ruisseau
Ri de la Vua	Valeyres sous Rances	528°950 178°700	1 – 5	570	590 \pm 20	source captée dans un pâturage; alimente un abreuvoir
Planches dessus	Valeyres sous Rances	528°700 177°600	5 – 10	585	600 \pm 20	source non captée dans la forêt à pente faible; en aval d'une grande carrière
Champs Bibaudet	Rances	528°750 179°350	2 – 10	600	610 \pm 20	source captée dans un pâturage à pente raide; alimente un abreuvoir
Perte de la Feurtille	Baulmes	530°575 181°840	50 – 2500	605	615 \pm 20	perte karstique alimentée par un ruisseau drainant le marais de Rances
La Vaux	Les Clées	524°375 176°550	1 – 5	765	775 \pm 20	source captée en aval de la forêt en pente raide; alimente la fontaine d'une ferme abandonnée
Pentes de l'Arnon	Ste. Croix	529°600 185°075	0 – 5	980	990 \pm 20	source abandonnée, captée dans un pâturage; alimente un ancien abreuvoir
Bevaix-Treytel	Bevaix	551°840 196°650	>1000	455	1050 \pm 100	forage artésien profond de 300 m; alimente le village de Bevaix
Mollendruz	Mont la Ville	517°300 167°060	0.1 – 60	1175	1200 \pm 20	petite source non captée du réseau ISHYDRO
La Jougnena	Baulmes	525°625 182°550	5 – 10	1270	1300 \pm 20	source captée en aval de la route du Col de l'Aiguillon; alimente une fontaine
Grange-Neuve	Baulmes	525°550 181°175	10 – 30	1310	1380 \pm 20	source captée dans un pâturage; alimente un abreuvoir
La Sagne	Rances	525°125 180°350	10 – 50	1355	1390 \pm 20	source captée dans un pâturage; alimente un abreuvoir

¹⁾ Ces sources ont également été utilisées par KERN (1982) pour l'établissement de sa relation altitude/oxygène-18.

n'est pas assez grand pour homogénéiser les variations naturelles des teneurs isotopiques des précipitations. Parmi d'entre les sources choisies, plusieurs ne satisfont donc pas strictement à toutes les exigences, soit qu'elles se trouvent déjà en dehors de la région étudiée sensu stricto, soit que leur débit est vraiment très faible.

Les résultats des analyses isotopiques des sources dont l'altitude moyenne du bassin versant est connue sont à première vue difficiles à interpréter. Les figures 3.2.4a et 3.2.4b démontrent que les analyses de presque toutes les sources de basse altitude et par conséquent de valeurs $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ élevées ne se retrouvent pas sur la droite des eaux

météoriques, mais sont nettement décalées vers des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ plus élevées, et elles définissent des droites de pente inférieure à celle des eaux météoriques. Ceci semble signifier, que les eaux de ces sources de basse altitude subissent une évaporation non négligeable avec un enrichissement plus fort en ^{18}O qu'en ^2H , vraisemblablement liée à un effet d'altitude (cf. plus bas dans ce chapitre).

Région de Delémont

Quand on reporte les valeurs de l'oxygène-18 par rapport à l'altitude moyenne du bassin versant, on s'aperçoit que tous les points d'eau sauf les deux sources de Pierreberg et

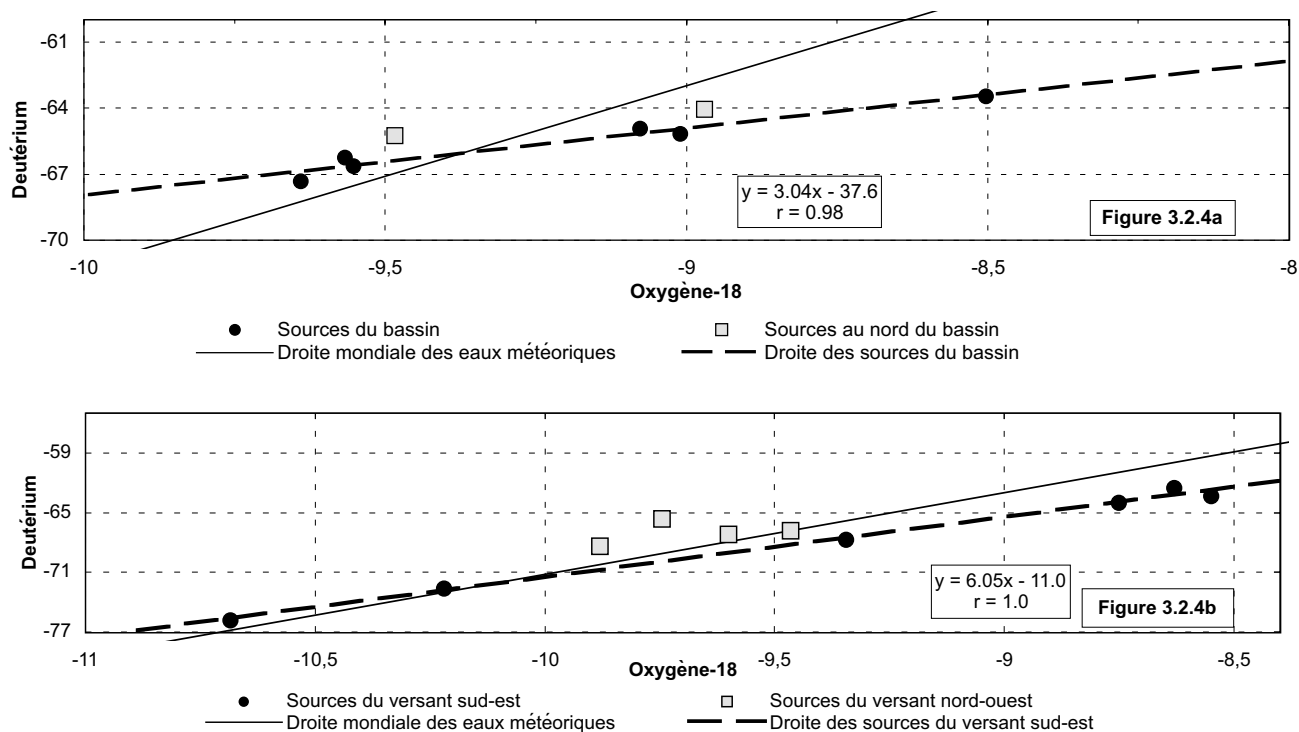


Figure 3.2.4: Composition isotopique des sources des régions de Delémont (3.2.4a) et d'Yverdon-les-Bains (3.2.4b). On note que les sources dont la composition en isotopes lourds est plus importante sont davantage enrichies en oxygène-18 qu'en deutérium, et se retrouvent à droite de la droite mondiale des eaux météoriques. Ce phénomène pourrait être induit par un effet d'altitude (cf. plus bas dans ce chapitre). Pour la séparation des sources des deux régions en deux groupes cf. paragraphes «Région de Delémont» et «Région d'Yverdon-les-Bains». Les isotopes sont indiqués en ‰.

La Haute Borne suivent très nettement une relation linéaire négative entre l'altitude et l'oxygène-18 (figure 3.2.5a). Les deux sources Pierreberg et La Haute Borne peuvent être écartées de nos considérations à cause de leur position spéciale.

La source de *Pierreberg* est la seule se trouvant à l'extérieur du bassin de Delémont sur le versant nord de l'anticlinal entourant le bassin, probablement soumise à un climat local légèrement différent de celui du bassin de Delémont sensu stricto. De plus, sa position est très proche de la crête de l'anticlinal. La composition isotopique des précipitations dans la zone de crête pourrait être influencée par des turbulences atmosphériques différentes de celles à l'intérieur du bassin. Un enrichissement similaire en oxygène-18 a été observé par LAVANCHY et al. (1986–1996, projet ISHYDRO, données non publiées) pour la station pluviométrique de la Dôle dans le Canton de Vaud, station se trouvant très proche du sommet de La Dôle.

La source *La Haute Borne* est située presque sur la crête de l'anticlinal du Vorbourg, très proche de la limite du bassin. Comme pour la source de Pierreberg, sa position exposée aux turbulences de la région de crête pourrait être à l'origine d'un comportement isotopique différent par rapport aux autres sources.

La relation linéaire entre l'altitude moyenne du bassin versant et la teneur en oxygène-18, respectivement celle en

deutérium des sources du bassin de Delémont peut être exprimée avec les équations suivantes (figure 3.2.5):

$$\delta^{18}O = -0.0033 (\pm 0.0003) \cdot \text{altitude (m)} - 7.08 (\pm 0.075), \\ r = -0.99$$

$$\delta^2H = -0.0101 (\pm 0.0013) \cdot \text{altitude (m)} - 59.07 (\pm 0.38), \\ r = -0.97$$

Pour l'oxygène-18, le gradient est nettement plus important que ceux proposés par KULLIN & SCHMASSMANN (1991) et BLAVOUX et al. (1979) pour les régions du Jura, les Vosges et l'Alsace. Pour le deutérium c'est le contraire, le gradient trouvé est beaucoup plus faible que ceux cités dans la littérature. Cette différence peut avoir plusieurs causes:

- 1) les relations altitude/isotopes stables dans la littérature ne sont pas représentatives pour le bassin de Delémont.
- 2) les eaux des sources de basse altitude subissent une assez forte évaporation.
- 3) les teneurs isotopiques ont évolué entre le temps des mesures dans la littérature (fin des années 1970, début des années 1980) et les mesures récentes (1993, 1994) en raison d'une augmentation de la température ambiante moyenne.

Le processus (3) est suggéré par SCHOTTERER et al. (1993) qui, pour les précipitations dans les Alpes suisses, la source

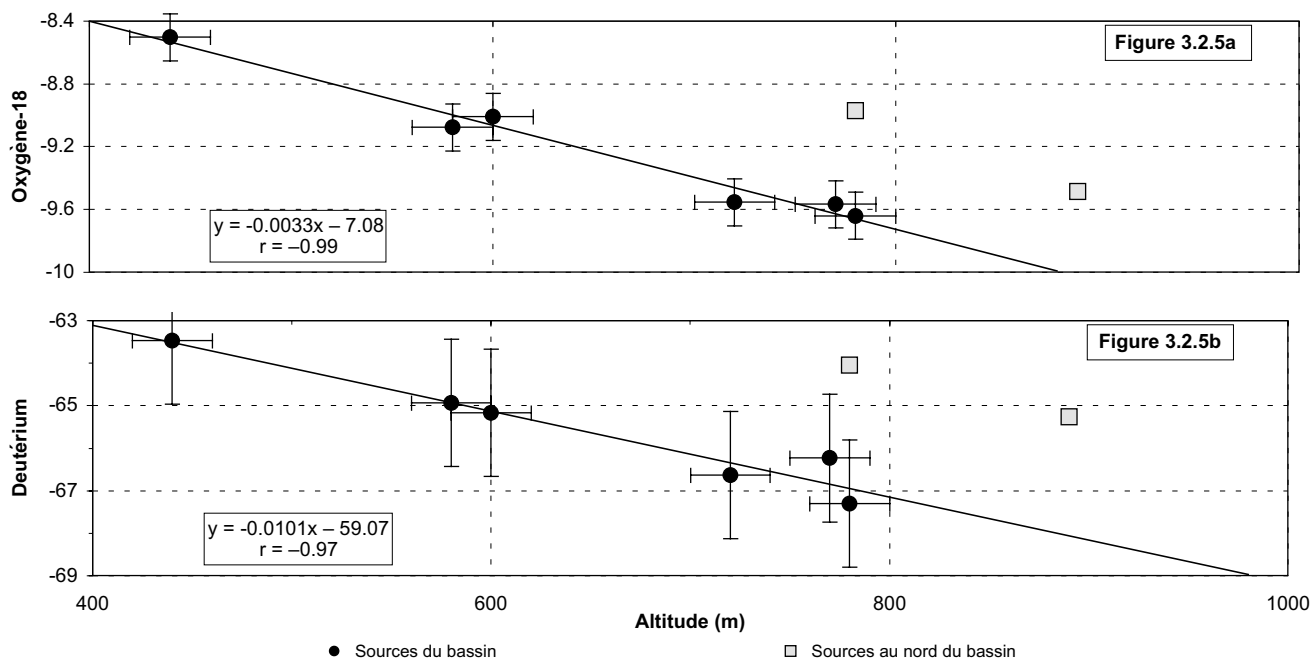


Figure 3.2.5: Corrélation entre l'altitude moyenne du bassin versant et l'oxygène-18 (3.2.5a) et le deutérium (3.2.5b) dans le bassin de Delémont. Les sources en dehors du bassin sensu stricto sont éloignées de ces corrélations. Les barres d'erreur indiquent l'erreur analytique du laboratoire ($\pm 0.15\text{‰}$ pour le ^{18}O et $\pm 1.5\text{‰}$ pour le ^2H), ainsi qu'une incertitude de ± 20 m pour la détermination de l'altitude moyenne du bassin versant. Les isotopes sont indiqués en $\delta\text{‰}$.

First à Grindelwald et les eaux du Rhône et du Rhin ont observé une augmentation très nette des teneurs en oxygène-18 entre 1985 et 1992. Cette augmentation atteint environ 0.9‰ pour les deux rivières et environ $0.5\text{--}0.6\text{‰}$ dans la source First. Les analyses de comparaison manquent et ne permettent pas d'évaluer cette possibilité pour le bassin de Delémont. Toutefois, quelques analyses de comparaison dans la région d'Yverdon-les-Bains (cf. région d'Yverdon-les-Bains) laissent supposer que l'effet (3) a vraiment une certaine influence sur la composition isotopique des eaux dans les régions de notre étude.

En dépit de l'effet (3), ce sont surtout les phénomènes (1) et (2) qui sont responsables des différences observées entre

les équations de KULLIN & SCHMASSMANN (1991), de BLAVOUX et. al (1979) et la présente étude. En effet, l'altitude moyenne du bassin versant se corrèle non seulement avec les teneurs en oxygène-18 et en deutérium mais aussi avec l'excédent de deutérium ($d_{\text{ex}} = \delta^2\text{H} - 8.2\ \delta^{18}\text{O}$; figure 3.2.6). En faisant exception des deux sources de Pierreberg et de La Haute Borne, cette corrélation est décrite par l'équation suivante:

$$d_{\text{ex}} = 0.0171 (\pm 0.002) \cdot \text{altitude (m)} - 1.05 (\pm 0.54),$$

$$r = 0.98$$

Il est donc évident que l'excédent de deutérium dépend vraiment de l'altitude moyenne du bassin versant et peut

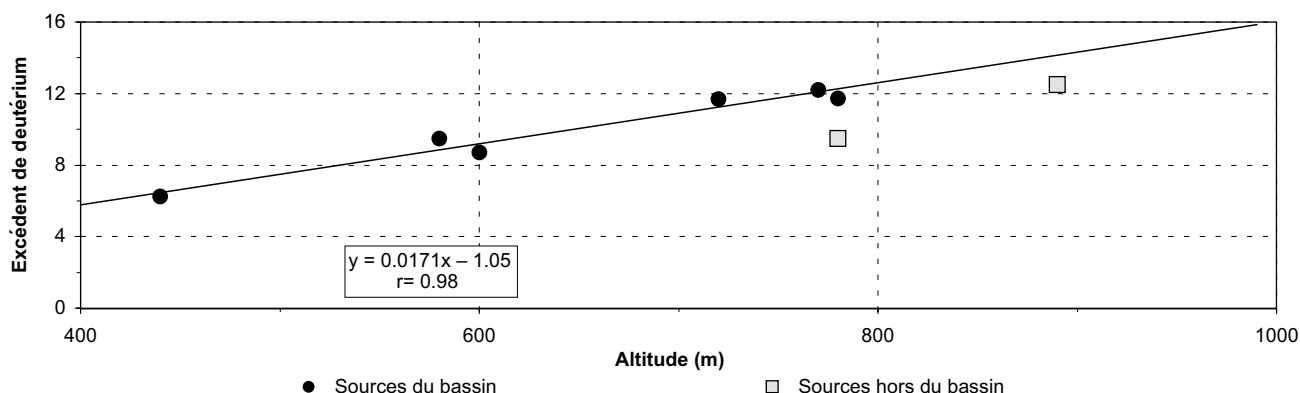


Figure 3.2.6: Corrélation entre l'altitude moyenne du bassin versant et l'excédent de deutérium dans le bassin de Delémont. Les sources hors du bassin strictement dit sont mieux corrélées avec les autres sources que dans la corrélation entre l'altitude et l'oxygène-18.

être utilisé pour l'identification de l'altitude de recharge, au moins dans la région de Delémont. Ce phénomène traduit le fait que les gradients du deutérium et de l'oxygène-18 ne sont pas identiques et il peut être expliqué comme suit.

A Delémont, comme dans toutes les régions étudiées dans ce travail, les précipitations arrivent généralement de l'ouest. Les nuages qui se vident sur le bassin de Delémont arrivent donc déjà à une altitude supérieure à environ 1000 m en franchissant les crêtes des montagnes environnantes et ne remontent pas les pentes intérieures du bassin en se vidant.

Il ne se produit donc pas le processus normal d'appauvrissement des précipitations en isotopes lourds pendant que les nuages montent en altitude, mais les précipitations pour l'ensemble du bassin tombent essentiellement de la même altitude et la différenciation isotopique selon l'altitude se fait surtout pendant que les gouttes de pluie tombent. Plus elles tombent bas, plus elles sont soumises à un processus d'évaporation qui augmente la teneur en isotopes lourds dans les précipitations (pseudo-altitude effect; MOSER & STICHLER, 1971; cités par GAT, 1980) et diminue en même temps l'excédent de deutérium. Ainsi on observe l'alignement des eaux du bassin de Delémont le long d'une droite des eaux météoriques de pente plus faible que celle valable à l'échelle mondiale, phénomène typique pour des eaux soumises à l'évaporation.

Cette pente plus petite (typiquement entre 2–5 comparé à 8 pour la droite mondiale des eaux météoriques) traduit le fait que l'oxygène-18 est plus fortement enrichi dans l'eau évaporée que le deutérium. Ainsi on trouve deux gradients d'altitude différents des isotopes de l'eau (un plus raide pour l'oxygène-18 et un de faible pente pour le deutérium) et un gradient entre l'excédent de deutérium et l'altitude.

Régions d'Yverdon-les-Bains et de Moiry

Le forage de Bevaix et les sources se trouvant au versant SE de la première chaîne du Jura suivent une relation linéaire négative entre l'altitude et l'oxygène-18, alors que les quatre sources Pentes de l'Arnon, La Jougna, Grange-Neuve et La Sagne du versant NW sont éloignées de cette

corrélation (figure 3.2.8). Les quatre sources non concordes peuvent être écartées de nos considérations à cause de leur position sur le versant nord-ouest de la chaîne du Mont Suchet et de leur proximité de la crête pour trois d'entre elles. On peut donc s'attendre comme à Delémont ou à La Dôle (projet ISHYDRO, LAVANCHY et al. 1986–1996, données non publiées) à des phénomènes de fractionnement isotopique différentes de ceux des sources du versant sud-est de la chaîne. De plus, le climat local dans la région d'Yverdon-les-Bains est influencé par le lac de Neuchâtel.

Pour la représentation graphique et le calcul des équations de corrélation, les résultats des sources Ri de la Vua, Planches Dessus, Champs Bibaudet, ainsi que de la perte karstique de La Feurtille ont été transformés en une valeur moyenne car leurs bassins versants se trouvent tous les quatre pratiquement à la même altitude. Plusieurs analyses des sources Planches dessus et Ri de la Vua, pour lesquels on devait admettre une forte évaporation ont été écartées du calcul (cf. résultats détaillées en annexe).

Dans la région de Moiry nous disposons d'une série d'analyses isotopiques mensuelles sur une période de 7 ans d'une petite source au Col du Mollendruz, à quelque 7 km à l'est de Moiry. Ces échantillons ont été prélevés dans le cadre du projet ISHYDRO (LAVANCHY et al., 1986–1996; données non publiées) et analysées dans la présente étude.

On observe une très grande variabilité des valeurs isotopiques au cours de la période d'observation, variabilité de plus que 4‰ pour l'oxygène-18 et 30‰ pour le deutérium. De plus, la différence maximale dans les valeurs isotopiques est observée entre fin octobre 1990 et début mars 1991, c'est à dire en même pas 5 mois (figure 3.2.7 et tableau 3.2.4). Cette très grande et rapide variation des valeurs isotopiques de la source du Mollendruz révèle tous les dangers de l'interprétation des isotopes stables d'une source inconnue et dont on ne dispose que de peu d'analyses isotopiques.

Evidemment des sources avec un réservoir et un temps de séjour souterrain plus grands ont tendance à tamponner ces

Tableau 3.2.4: Valeurs isotopiques de la source du Mollendruz.

	Période	^{18}O	2H
Gamme de variabilité	1989–1995	–8.38 à –12.44	–57.9 à –88.4
	1991–1995	–8.91 à –12.44	–60.5 à –88.4
Moyenne brute	1989–1995	–10.26 ± 0.73	–72.35 ± 5.6
	1991–1995	–10.48 ± 0.64	–74.17 ± 4.8
Moyenne pondérée avec le débit	1989–1995	–10.36	–73.26
	1991–1995	–10.69	–75.81

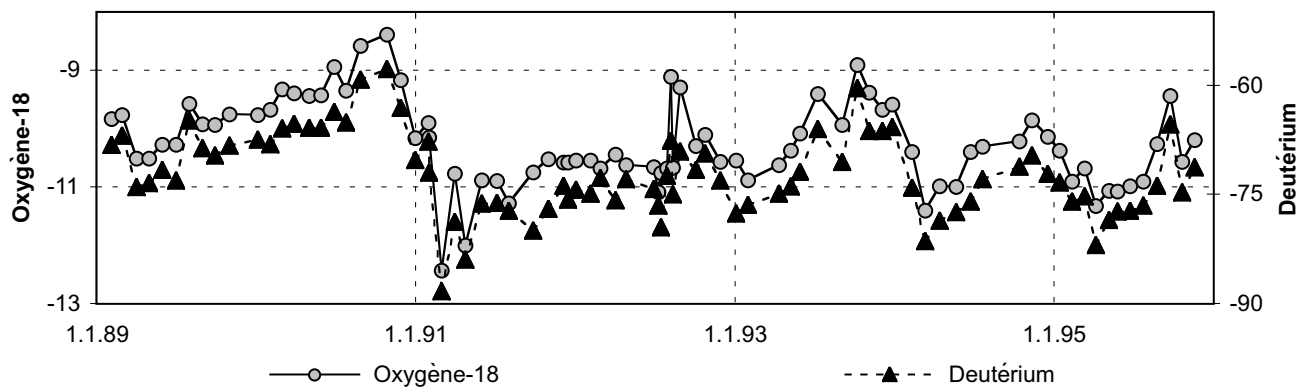


Figure 3.2.7: Evolution des teneurs isotopiques de la source du Mollendruz au cours des années 1989–1995. Les isotopes sont indiqués en ‰.

variations mais celles-ci peuvent toujours dépasser le pour-mille pour l'oxygène-18 (cf. analyses en annexe). Comme les gradients isotopiques de l'oxygène-18 sont de l'ordre de 0.2 à 0.3‰ par 100 m (tableau 3.2.1), l'incertitude sur l'altitude de recharge se rapproche rapidement des 400 à 500 m ou peut même les dépasser en l'absence d'un nombre d'analyses suffisamment grand. Pour la source du Mollendruz, le fait de prendre la moyenne des analyses sur tous les sept ans entre 1989 à 1995 (82 analyses), ou seulement sur cinq ans entre 1991 à 1995 (61 analyses), crée une différence de 0.33‰ sur l'oxygène-18 et 2.55‰ sur le deutérium. Cette différence traduit la forte influence des variations climatiques sur les isotopes stables dans les eaux météoriques, décrite pour la source First à Grindelwald par SCHOTTERER et al. (1993, 1995). La grande variabilité des isotopes stables de la source du Mollendruz met également en évidence une relativement grande incertitude sur les analyses isotopiques des petites sources du bassin de Delémont et de la région d'Yverdon-les-Bains qui ont été utilisées pour établir les relations entre l'altitude et les isotopes stables de ces régions.

Comme les échantillons utilisés pour le calcul des relations entre l'altitude et les isotopes stables ont été prélevés dans les années 1992 à 1995, nous avons écarté les valeurs élevées des isotopes stables de l'année 1990 de la source du Mollendruz et utilisé que la série d'analyses des années 1991 à 1995 pour le calcul des relations altitude/isotopes stables de la région d'Yverdon-les-Bains.

Les relations linéaires entre l'altitude moyenne du bassin versant et la teneur en oxygène-18, respectivement celle en deutérium des eaux analysées (figure 3.2.8) peuvent être exprimées avec les équations:

$$\delta^{18}O = -0.00305 (\pm 0.00025) \cdot \text{altitude (m)} - 7.0 (\pm 0.21), \\ r = -0.99$$

$$\delta^2H = -0.0187 (\pm 0.0010) \cdot \text{altitude (m)} - 53.16 (\pm 0.84), \\ r = -0.99$$

Ces équations sont comme à Delémont assez différentes de celles de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) et de BLAVOUX et al. (1979) pour le Jura central, notamment avec un gradient plus fort. La relation trouvée par KERN (1982) pour la région d'Yverdon-les-Bains est par contre proche de celle de notre étude ($\delta^{18}O = -0.0033 \cdot \text{altitude (m)} - 7.57$), mais décalée vers des teneurs plus élevées en isotopes lourds.

Pour expliquer ces résultats, les mêmes hypothèses élaborées pour Delémont semblent vraisemblables:

- 1) Les équations de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) et BLAVOUX et al. (1979) ne sont pas appropriées pour les sources de basse altitude de la région d'Yverdon-les-Bains, fortement influencée par le climat du Plateau suisse et du lac de Neuchâtel.
- 2) Les sources de basse altitude subissent une évaporation.
- 3) Les rapports isotopiques des eaux récentes ont évolué au cours des 15 dernières années. Le bien-fondé d'un décalage dans les rapports isotopiques (SCHOTTERER et al., 1993) est illustré par la comparaison entre les analyses de l'oxygène-18 du début des années 1980 (KERN, 1982; DUBOIS & FLÜCK, 1985) et celles de cette étude (tableau 3.2.5).

Dans cette comparaison on remarque un décalage vers des teneurs en isotopes plus lourds surtout pour les sources de basse altitude (La Prairie, Rouleguet). Pour le forage de Bevaix-Treytel dont le bassin versant est à une altitude moyenne d'environ 1050 m, ce décalage est nettement moins important. Ce décalage dans les valeurs isotopiques et le fait que KERN (1982) ne prenait pas en compte des eaux provenant de la première chaîne du Jura (forage de Bevaix-Treytel), pourraient expliquer la différence entre les relations altitude/isotopes stables de cette étude par rapport aux équations de KERN (1982). Les différences par rapport aux équations établies pour le Jura central s'expliquent par le climat local assez spécial de la région d'Yverdon-les-Bains, qui fait surtout varier les teneurs isotopiques des sources avec bassin versant de basse altitude. La plupart des

Tableau 3.2.5: Comparaison des teneurs en oxygène-18 pour deux sources et un forage analysés au début des années 1980 et au cours de la période 1993–1994. Les valeurs d’oxygène-18 représentent une moyenne arithmétique de 2 à 4 analyses.

Echantillon	Altitude du bassin versant (m)	Année	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Référence
Source La Prairie	435	1981	−9.16	KERN (1982)
		1993/1994	−8.63	cette étude
Source Rouleguet	510	1981	−9.34	KERN (1982)
		1993/1994	−8.75	cette étude
Forage Bevaix-Treytel	1050	1982/1983	−10.52	DUBOIS & FLÜCK (1985)
		1993/1994	−10.22	cette étude

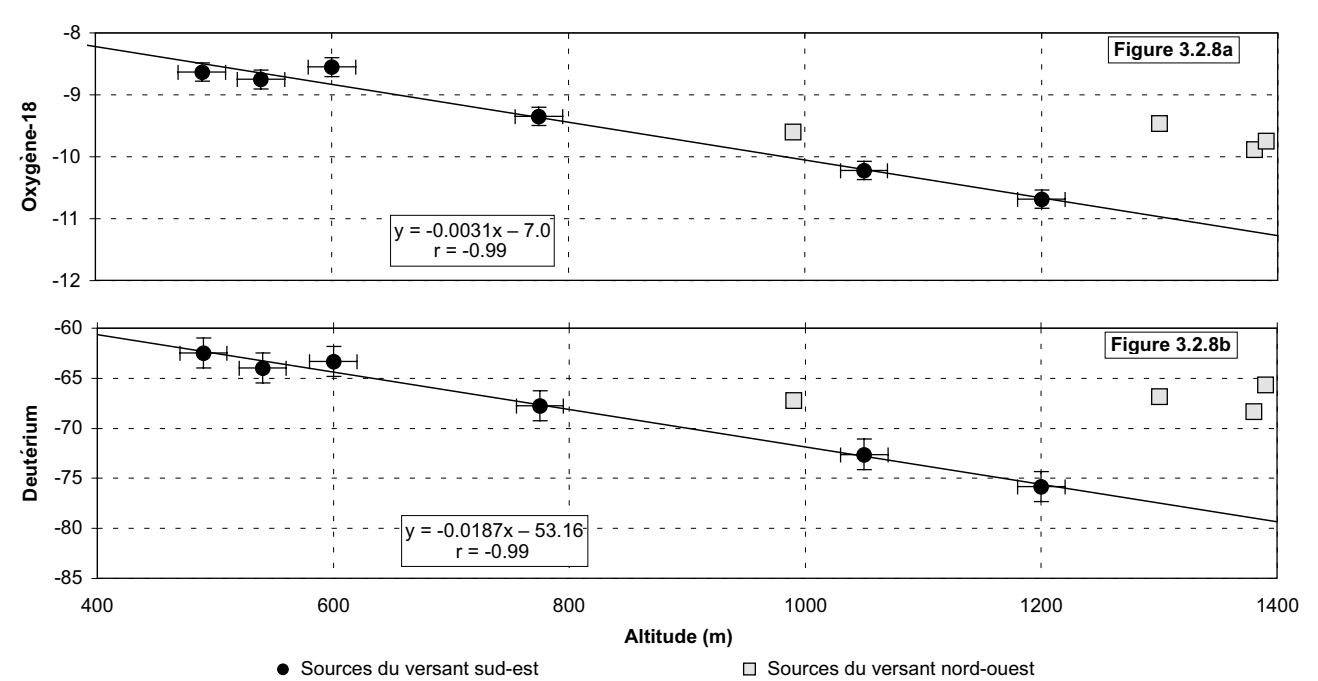


Figure 3.2.8: Corrélation entre l’altitude moyenne du bassin versant et l’oxygène-18 (3.2.8a) et le deutérium (3.2.8b) dans la région d’Yverdon-les-Bains. Les sources du versant nord-ouest de la première chaîne du Jura sont éloignées de ces corrélations. Les barres d’erreur indiquent l’erreur analytique du laboratoire ($\pm 0.15\text{‰}$ pour le ^{18}O et $\pm 1.5\text{‰}$ pour le ^2H), ainsi qu’une incertitude de $\pm 20\text{ m}$ pour la détermination de l’altitude moyenne du bassin versant. Les isotopes sont exprimés en $\delta\text{‰}$.

précipitations viennent de l’ouest et les nuages doivent d’abord traverser tout le Jura pour arriver sur la région à une altitude d’au moins 1600 m (altitude du Mont Suchet). D’autre part l’influence climatique du Plateau suisse et du lac de Neuchâtel doivent jouer un rôle important, surtout pour les sources de basse altitude. Ainsi on observe que dans la gamme d’environ 900 à 1400 m d’altitude, les trois relations altitude/isotopes stables établies par KULLIN & SCHMASSMANN (1991) pour le Jura central, KERN (1982) combinée avec les analyses de DUBOIS & FLÜCK (1985) du forage de Bevaix-Treytel et celle définie dans cette étude coïncident à l’intérieur des limites d’erreurs analytiques et statistiques (figure 3.2.9).

Comme à Delémont, l’altitude moyenne du bassin versant se corrèle non seulement avec les teneurs en oxygène-18 et en deutérium mais aussi avec l’excédent de deutérium ($d_{\text{ex}} = \delta^2\text{H} - 8.2 \cdot \delta^{18}\text{O}$; figure 3.2.10). Cette corrélation, en faisant exception des quatre sources du versant nord-ouest est décrite par l’équation:

$$d_{\text{ex}} = 0.0064 (\pm 0.0012) \cdot \text{altitude (m)} + 4.17 (\pm 1.0),$$

$$r = 0.93$$

Pour expliquer cette relation entre l’altitude moyenne du bassin versant et l’excédent de deutérium nous admettons les mêmes effets qu’à Delémont.

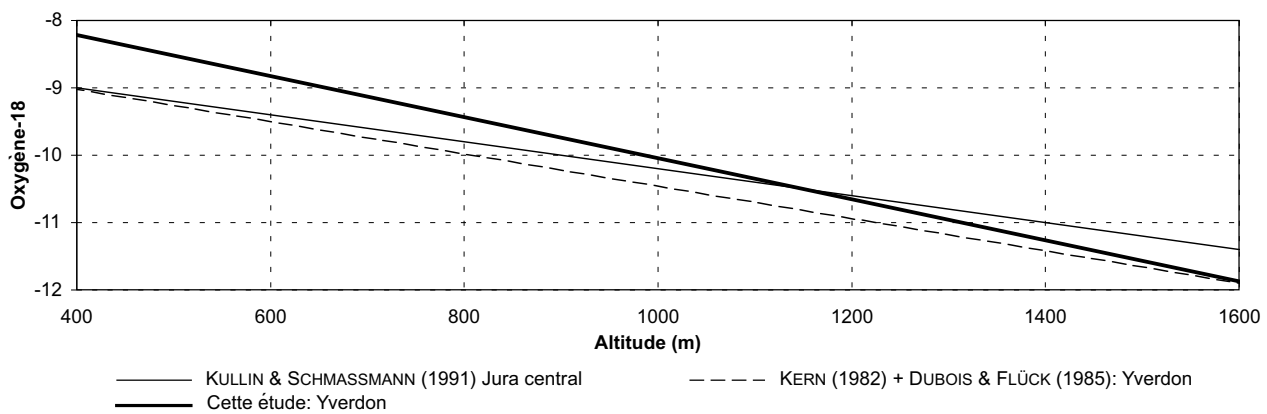


Figure 3.2.9: Les différentes corrélations entre l'altitude moyenne du bassin versant et l'oxygène-18 dans la région d'Yverdon-les-Bains. On observe que les corrélations de KULLIN & SCHMASSMANN (1991), celle d'après les données de KERN (1982) et DUBOIS & FLÜCK (1985) ainsi que celle établie dans cette étude coïncident à l'intérieur des limites d'erreurs analytiques et statistiques dans la gamme d'environ 900–1400 m. L'oxygène-18 est exprimé en $\delta\%$.

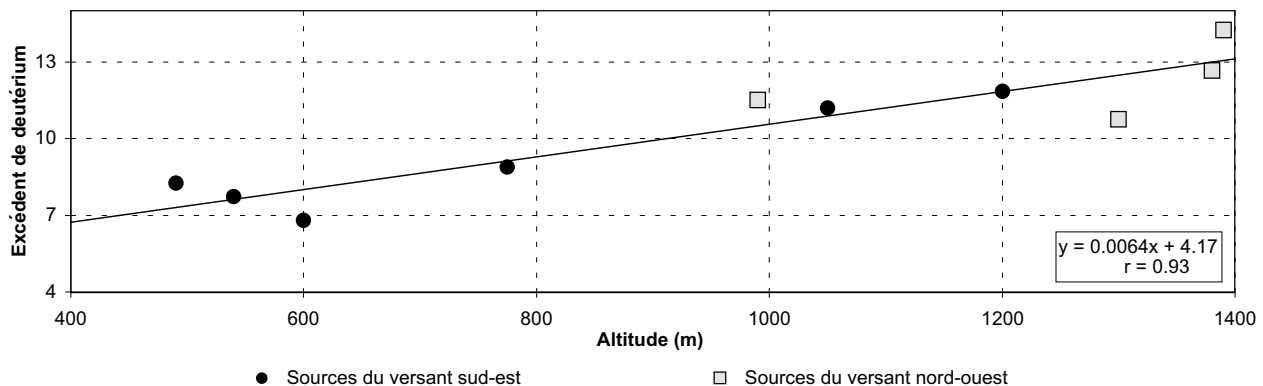


Figure 3.2.10: Corrélation entre l'altitude moyenne du bassin versant et l'excédent de deutérium dans la région d'Yverdon-les-Bains. Les sources du versant nord-ouest sont mieux corrélées avec les autres sources que dans la corrélation entre l'altitude et l'oxygène-18. En effet, les corrélations comprenant que les sources du versant sud-est et celle comprenant toutes les sources sont identiques.

3.2.2 Le tritium

Le tritium (^3H) est le troisième isotope de l'hydrogène. Cet isotope radioactif avec une période de demi-vie de 12.43 ans (KAESS, 1992) est produit naturellement dans l'atmosphère par les rayons cosmiques et artificiellement, surtout par l'explosion des bombes thermonucléaires dans l'atmosphère. Les concentrations en tritium sont exprimées en unités tritium (UT). Une unité tritium correspond à un atome de tritium sur 10^{18} atomes d'hydrogène ou à une radioactivité de 3.2 pCi/l. La concentration naturelle du tritium se situe entre 4 et 25 UT selon les régions et les saisons (GAT, 1980). Les essais thermonucléaires dans l'atmosphère exécutés dans les années 1950 et 1960 ont brutalement augmenté la teneur en tritium dans les précipitations, et au début des années 1960 ces teneurs ont dépassé 2000 UT. Depuis l'arrêt des tests dans l'atmosphère au milieu des années 1960, la concentration en tritium a fortement diminué et tend à se rapprocher aujourd'hui des teneurs naturelles.

La courte demi-vie de 12.43 ans et les grandes variations du signal d'entrée depuis 1953 (début des mesures régulières dans les précipitations) ont fait du tritium un traceur important de l'eau. Il sert à détecter des eaux s'étant infiltrées dans le sous-sol avant 1953 et qui par conséquent, ne contiennent pas de tritium mesurable. On peut également l'utiliser pour mettre en évidence des mélanges entre des eaux anciennes et des eaux plus récentes que 1953, voire même pour dater des eaux récentes.

La datation peut se faire à partir de la loi de la désintégration radioactive:

$$t = \frac{t_{1/2}}{\ln 2} \cdot \ln \frac{C_0}{C_t}$$

t = âge radiométrique

$t_{1/2}$ = demi-vie

C_0 = concentration initiale de l'isotope radioactif

C_t = concentration au temps t

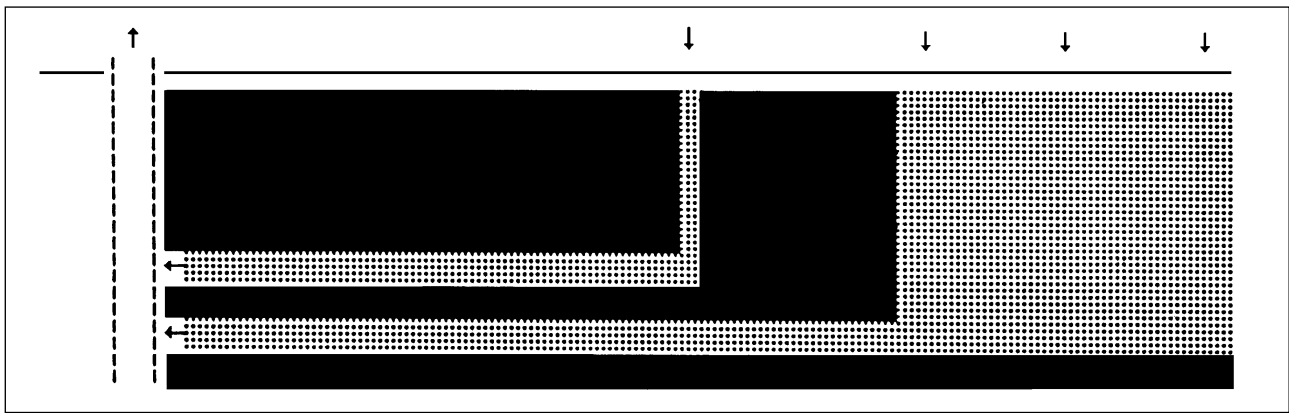


Figure 3.2.11: Modèle d'écoulement combiné pour l'interprétation des analyses du tritium. Dans la source deux composantes d'écoulement différentes se mélangent. L'une représente un aquifère homogène libre qui suit un modèle de type exponentiel (EM) et qui devient captif et se transforme en écoulement de type piston-flow (PF). L'autre représente dès le début une composante d'écoulement de type piston flow (d'après RICHTER & SZYMCAK, 1992).

La datation d'une eau nous indique le temps moyen que cette eau a séjourné dans le sous-sol. Elle dépend non seulement de la demi-vie de l'isotope en question et de sa concentration initiale, mais également du modèle d'écoulement qu'on admet pour l'eau. Dans ce travail, la datation à l'aide du tritium a été effectuée avec le logiciel MULTIS (RICHTER & SZYMCAK, 1992), dans lequel plusieurs types de modèles d'écoulement et des mélanges entre différents modèles peuvent être simulés. Dans l'interprétation du tritium nous avons surtout appliqué les modèles suivants:

- 1) Le «piston-flow» (modèle PF), où l'eau s'infiltré dans une région bien délimitée et s'écoule ensuite sans mélange comme dans un tube vers la source.
- 2) L'écoulement «exponentiel» (modèle EM), où l'infiltration se fait sur une grande surface qui va jusqu'au point d'émergence de la source et où des eaux d'âges différents se mélangent de manière exponentielle (les eaux jeunes sont pondérées plus fortement que les eaux anciennes).
- 3) L'écoulement «linéaire» (modèle LM), où l'infiltration se fait sur une grande surface qui va jusqu'au point d'émergence de la source mais l'aquifère devient de plus en plus épais vers la source. Le mélange d'eau se fait de manière linéaire, c'est-à-dire, toutes les composantes d'âges différents ont le même poids dans la distribution d'âge. Le modèle LM est équivalent à une multitude de modèles PF qui s'écoulent en parallèle dans le même aquifère.
- 4) Les modèles EM ou LM qui se transforment en cours de l'écoulement en modèle PF (modèles EM/PF et LM/PF). C'est le cas d'un aquifère homogène libre qui devient captif.
- 5) Les modèles EM, LM et PF peuvent être combinés pour simuler l'écoulement de deux composantes d'eau qui se mélangent dans la source ou le forage (modèles EM-EM, EM-LM, EM-PF, LM-LM, LM-PF et PF-PF).
- 6) Les modèles de type (4) (EM/PF et LM/PF) peuvent également être combinés avec un deuxième modèle de

type PF en parallèle pour simuler par exemple une composante de circulation lente et une de circulation rapide (modèles EM/PF-PF et LM/PF-PF) (figure 3.2.11). Si la composante EM/PF ou LM/PF est dépourvue de tritium, les résultats de ces modèles sont identiques à ceux du modèle PF-PF.

Le modèle PF fournit comme résultat le temps de séjour souterrain absolu des molécules d'eau lors du prélèvement alors que les modèles EM et LM ne fournissent que le temps de séjour souterrain moyen de l'eau, qui représente un mélange entre des molécules d'eau d'âges fortement différents. Plus compliqué un modèle est, plus il demande au modélisateur de faire des hypothèses. Ainsi pour appliquer un modèle EM/PF-PF par exemple on doit fournir au modèle deux des quatre paramètres (1) temps de transit de la composante PF, (2) temps de transit de la composante EM/PF, (3) pourcentage de l'écoulement EM dans l'écoulement EM/PF, (4) pourcentage de l'écoulement PF de l'écoulement total. Les deux autres paramètres seront calculés par le modèle.

Depuis que les teneurs en tritium dans les précipitations se sont rapprochées des teneurs naturelles, la datation devient de plus en plus difficile. Dans certaines régions comme par exemple le Jura Neuchâtelois ou Bernois, les émissions de tritium liées à l'industrie horlogère ou aux décharges sont souvent plus élevées que les teneurs naturelles des précipitations actuelles, rendant ainsi impossible la datation des eaux jeunes (CORNAZ, 1995).

La question de la datation exige la connaissance de la fonction d'entrée du tritium depuis le début des essais thermonucléaires dans l'atmosphère. Les teneurs en tritium dans les précipitations sont mesurées à de nombreuses stations d'observation réparties sur tout le globe. La plus longue chronique existe à Ottawa (Canada), où les mesures ont commencé en 1953 (INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, 1969–1990). Pour la Suisse et les régions limitro-

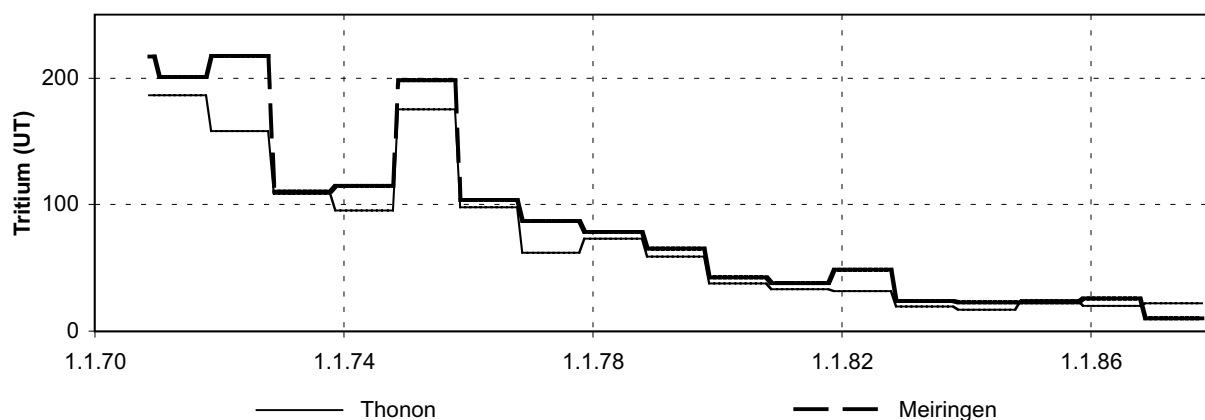


Figure 3.2.12: Comparaison entre les fonctions d'entrée du tritium calculées pour la région d'Yverdon-les-Bains à partir des séries de mesures de Meiringen et de Thonon. On constate que les deux séries sont très semblables. Elles ont été calculées en pondérant les mesures de tritium avec les précipitations de sorte que 70% de l'eau s'infiltre en hiver (novembre–avril) et 30% en été (mai–octobre).

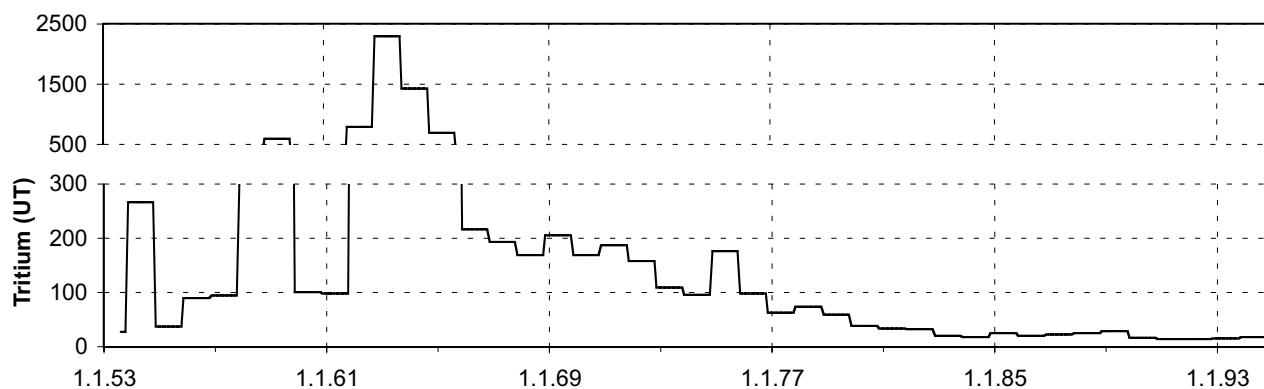


Figure 3.2.13: Fonction d'entrée du tritium pour la région d'Yverdon-les-Bains 1953–1994. Pour une meilleure représentation, les valeurs en dessus de 300 UT sont représentées à une échelle différente.

phes des données existent depuis 1961 à Stuttgart (Allemagne), depuis 1963 à Thonon (France), en Suisse depuis 1970 à Locarno, Grimsel, Guttannen, Meiringen et Berne (INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, 1969–1990; ARAGUAS, communication écrite). Depuis 1992 le service hydrologique et géologique national Suisse (SHGN) a installé un réseau de surveillance des isotopes de l'eau en Suisse, avec 11 stations qui surveillent les précipitations, dont les stations à Changins et à la Brévine se trouvent proches de la région d'étude (STOCKER et al., 1994; SCHOTTERER et al., 1995). En raison de la position géographique de Locarno au sud des Alpes et de Grimsel, Guttannen et Meiringen à l'intérieur des Alpes même, ces stations n'ont pas été utilisées pour construire la fonction d'entrée du tritium pour la région étudiée en milieu jurassien. La station de Berne quant à elle, est fortement influencée par les émissions de tritium d'une usine, et les données de tritium sont donc inutilisables. Une comparaison entre les fonctions d'entrée calculées pour la région d'Yverdon-les-Bains à partir des mesures de Meiringen ou de Thonon-les-Bains n'a pas montré de différence significative (figure 3.2.12).

Comme la chronique à Thonon est plus longue que celle de Meiringen et que la situation géographique de Thonon est plus proche des régions d'étude que Meiringen ou Stuttgart, les fonctions d'entrée du tritium sont essentiellement basées sur les données de Thonon.

Les données de Thonon ont été complétées par les mesures de Stuttgart et d'Ottawa pour les années manquantes (1953–1963). Ces mesures-là ont été transformées à l'aide des corrélations linéaires entre les données de Thonon, Stuttgart et Ottawa. Pour tenir compte de l'infiltration diminuant en période de végétation, les analyses mensuelles du tritium ont été transformées en valeurs annuelles en les pondérant avec les précipitations, en admettant que 70% de l'infiltration se fait en hiver (novembre–avril) et 30% en été (mai–octobre) (figure 3.2.13). Cette hypothèse n'est pas vérifiée mais supportée par l'observation des débits des sources thermale d'Yverdon et subthermale du Cossaux qui réagissent beaucoup plus fortement aux précipitations en hiver qu'en été (cf. chapitre 4.2.5).

3.2.3 Les isotopes du carbone

Le carbone est un des éléments les plus importants de la chimie des eaux souterraines, surtout pour les eaux ayant circulé dans des aquifères formés de calcaires. Il est composé de deux isotopes stables (le ^{12}C qui est l'isotope abondant et le ^{13}C , l'isotope rare) et de plusieurs isotopes radioactifs, dont le ^{14}C est utilisé dans les études d'hydrogéologie isotopique.

Le ^{14}C sert à la datation des eaux souterraines, suivant la loi de la désintégration radioactive (cf. chapitre 3.2.2). Comme la demi-vie du ^{14}C est de 5730 ans, le domaine de datation s'étend théoriquement entre 1000 et 50'000 ans. En pratique la limite supérieure est généralement nettement plus basse et se situe vers 20'000–25'000 ans environ (FONTES, 1980) en raison de différents processus qui diminuent la teneur en carbone-14 dans les eaux souterraines indépendamment de la désintégration radioactive (cf. chapitre 3.2.3.1). La teneur en ^{14}C d'un échantillon est généralement exprimée en activité de ^{14}C , et l'activité elle-même est exprimée en pour-cent de carbone moderne (pcm). 100 pcm représentent environ l'activité naturelle du carbone avant les essais thermonucléaires dans l'atmosphère et sont définis comme 13.56 désintégrations par minute et par gramme de carbone (dpm $^{14}\text{C}/\text{g C}$) ou 0.226 Bq $^{14}\text{C}/\text{g C}$. Les essais thermonucléaires ont augmenté l'activité du ^{14}C à environ 180–200 pcm à la fin des années 1960. Depuis lors, cette activité a rapidement baissé et se retrouve aujourd'hui autour de 110–120 pcm (LEVIN et al., 1992, cité par GEYER, 1993).

Le ^{13}C peut être utilisé comme indice de la provenance du carbone dissous dans l'eau. Suivant la source de ce carbone (CO_2 de l'atmosphère, du sol, magmatique ou métamorphique, carbone des carbonates dissous, CO_2 de la décomposition de matière organique dans l'aquifère, etc.) le rapport isotopique entre ^{13}C et ^{12}C peut varier. Une autre application est le contrôle de l'évolution du carbone inorganique dissous (TDIC = Total Dissolved Inorganic Carbon) au cours de l'écoulement souterrain, par exemple dans le cas de réactions de dissolution ou de précipitation de minéraux carbonatés qui introduisent des changements dans la composition isotopique du TDIC.

Comme pour les autres isotopes stables (cf. chapitre 3.2.1), la teneur en ^{13}C est exprimée en valeurs $\delta\text{‰}$ par rapport à un standard, qui pour le carbone est une bélemnite de la Pee Dee-formation aux USA (standard PDB).

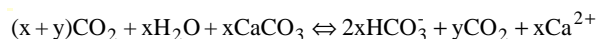
3.2.3.1 Les modèles de correction pour la datation au carbone-14

Pour dater du bois ou des os, le carbone-14 est un isotope idéal parce qu'il fait partie de la structure de la matière à dater elle-même et l'activité initiale A_i ne diminue que par désintégration radioactive. Dans l'eau par contre, le carbone est sous forme dissoute (CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-} , matière organique) et il peut participer à de nombreuses

réactions de dissolution/précipitation, adsorption/désorption, échange isotopique avec des gaz ou des minéraux et de décomposition de la matière organique. Ces différents processus influencent très sensiblement la teneur initiale A_i en ^{14}C . En général ils diminuent l'activité en ^{14}C dans l'échantillon, augmentant ainsi l'âge radiométrique apparent de l'eau. Pour pouvoir calculer un temps de séjour souterrain moyen de l'eau, il est donc impératif de connaître au mieux possible l'activité du ^{14}C après tout ces processus qui «vieillissent» l'eau sans désintégration radioactive, activité appelée A_0 . Plusieurs chercheurs ont donc proposé des modèles de correction pour évaluer la «vraie» activité initiale¹⁾ A_0 du ^{14}C .

Le ^{14}C est introduit dans l'eau avec le CO_2 qu'elle dissout surtout de l'air du sol, dans lequel le CO_2 est fortement enrichi par rapport à l'atmosphère. Ce CO_2 possède une activité en ^{14}C de 100 pcm (valeur avant les essais thermonucléaires dans l'atmosphère) et généralement on admet un $\delta^{13}\text{C}$ entre -20 à -25‰ pour ce même CO_2 dans nos climats tempérés et humides (EICHINGER, 1981: -22.8‰ pour 15 échantillons d'air du sol). Une fois dissous dans l'eau, ce CO_2 permet la dissolution de minéraux carbonatés dans la zone non saturée et dans l'aquifère, et dans lesquels le ^{14}C a en général déjà complètement disparu par désintégration radioactive. Pour les carbonates marins on admet une valeur de $\delta^{13}\text{C}$ autour de 0 à $+1\text{‰}$ environ (EICHINGER, 1981: 1.0 ± 1.3 pour 7 échantillons du Malm).

La réaction simplifiée pour l'acquisition de la teneur en carbone d'une eau est la suivante:



A partir de cette équation, et en admettant une activité du ^{14}C de 0 pcm pour la calcite, la teneur initiale A_0 est (d'après INGERSON & PEARSON, 1964; cités par EICHINGER, 1981) donnée par:

$$A_0 = \frac{\{(\text{CO}_2)_{aq} + \frac{1}{2}(\text{HCO}_3^-)\} \cdot A_g}{(\text{CO}_2)_{aq} + (\text{HCO}_3^-)}$$

A_g = l'activité en ^{14}C du CO_2 biogénique
(CO_2)_{aq} = le CO_2 du sol dissous dans l'eau exprimé en mol
(HCO_3^-) = le bicarbonate dissous dans l'eau exprimé en mol.

Ce modèle appelé modèle de mélange chimique ou modèle de Tamers, n'est valable de manière stricte que pour les conditions de la dissolution de calcite en système fermé, c'est-à-dire dans la zone saturée et sans contact avec le CO_2

¹⁾ Le terme «initiale» ne veut pas dire que toutes les réactions qui diminuent l'activité du ^{14}C se passent avant que la désintégration radioactive ne commence, mais indique l'activité du ^{14}C que l'eau aurait si la seule raison pour sa diminution se trouvait dans ces réactions chimiques et d'échange isotopique.

du sol après dissolution de la calcite. Dans ce cas, l'activité initiale du ^{14}C serait proche de 50 pcm et le $\delta^{13}\text{C}$ autour de -12.5‰ . En système ouvert, où l'eau reste en contact avec l'air du sol et dans des conditions de système ouvert et fermé mixte, A_0 serait plus élevée à cause d'un échange chimique et isotopique entre le carbone dissous et celui dans l'air du sol. VOGEL (1970) donne une valeur moyenne de A_0 de 85 ± 5 pcm, déterminée sur environ 100 eaux souterraines peu profondes en Europe.

En plus de la simple réaction de dissolution de calcite à l'aide du CO_2 du sol, plusieurs autres réactions influencent – surtout à la baisse – l'activité initiale A_0 du ^{14}C et, partiellement le $\delta^{13}\text{C}$ également (THILO & MÜNNICH, 1970; MOOK, 1980):

- L'échange ionique de calcium et de magnésium avec le sodium permet de dissoudre plus de minéraux carbonatés dans l'aquifère, ce qui dilue le ^{14}C et augmente la valeur de $\delta^{13}\text{C}$.
- Le réchauffement de l'eau lors de l'écoulement en profondeur a pour conséquence la précipitation de minéraux carbonatés. Ce processus n'influence que peu l'activité du ^{14}C , mais diminue la valeur de $\delta^{13}\text{C}$. Par contre, un refroidissement pendant la remontée peut entraîner une dilution du ^{14}C par dissolution de carbonates accompagnée d'une augmentation de la valeur de $\delta^{13}\text{C}$.
- La dissolution de gypse entraîne une sursaturation de la calcite et par conséquent une précipitation de celle-ci. La diminution de la concentration en calcium engendrée par cette précipitation peut conduire à une sous-saturation en dolomite, qui pourrait alors être d'avantage dissoute. Ce processus entraîne une dilution du ^{14}C et une légère augmentation de la valeur de $\delta^{13}\text{C}$.
- Une eau saturée en calcite qui dissout de la dolomite va précipiter de la calcite (dissolution incongruente de la dolomite). A nouveau, la dissolution de la dolomite entraîne une dilution du ^{14}C et une légère augmentation de la valeur de $\delta^{13}\text{C}$.
- La réduction du nitrate ou du sulfate libre du CO_2 issu de la matière organique oxydée ($5\text{CH}_2\text{O} + 4\text{NO}_3^- + 4\text{H}^+ = 5\text{CO}_2 + 2\text{N}_2 + 7\text{H}_2\text{O}$; $2\text{CH}_2\text{O} + \text{SO}_4^{2-} + \text{H}^+ = 2\text{CO}_2 + \text{HS}^- + \text{H}_2\text{O}$; « CH_2O » représente la matière organique; STUMM & MORGAN, 1981). Suivant l'âge de la matière organique, l'activité du ^{14}C est diluée ou augmentée, la valeur de $\delta^{13}\text{C}$ diminue. L'ajout de CO_2 augmente la solubilité des minéraux carbonatés et entraîne donc une dissolution supplémentaire de ceux-ci avec les conséquences qu'elle implique.
- L'apport de CO_2 magmatique ou métamorphique dilue le ^{14}C et entraîne les mêmes réactions décrites dans le paragraphe précédent. La valeur de $\delta^{13}\text{C}$ peut être augmentée ou diminuée, suivant l'origine du CO_2 et du $\delta^{13}\text{C}$ de l'eau.
- L'échange isotopique entre le TDIC de l'eau et les minéraux carbonatés de l'aquifère diminue l'activité du ^{14}C et augmente la valeur de $\delta^{13}\text{C}$. Cet échange pourrait surtout jouer un rôle dans les aquifères thermaux carbonatés.
- L'échange isotopique entre le TDIC et du méthane de provenance d'un réservoir de gaz souterrain diminue l'activité du ^{14}C et baisse la valeur de $\delta^{13}\text{C}$.
- Dans une roche finement fissurée, le ^{14}C peut être retardé par la diffusion dans des microfissures et des pores. Ce processus augmente artificiellement l'âge radiométrique de l'eau mais n'influence pas la valeur du $\delta^{13}\text{C}$.

Si l'on connaît les processus qui ont agi sur la teneur en carbone de l'eau, on peut au moins partiellement corriger l'activité initiale du ^{14}C à l'aide du $\delta^{13}\text{C}$, mais la complexité de la chimie du carbone dans l'eau et le grand nombre de processus possibles pouvant influencer la composition isotopique du carbone dissous rendent presque impossible la connaissance de l'ensemble de ces processus et leur importance relative, surtout dans les aquifères carbonatés.

Pour intégrer les processus qui diminuent l'activité initiale A_0 du ^{14}C dans le calcul du temps de séjour souterrain des eaux, différents modèles de correction ont été proposés (INGERSON & PEARSON, 1964, cités par PLUMMER et al., 1993; VOGEL, 1970; PEARSON & HANSHAW, 1970; MOOK, 1976; WIGLEY et al., 1978, 1979; REARDON & FRITZ, 1978; FONTES & GARNIER, 1979; EICHINGER, 1981). Ces modèles n'arrivent pas à prendre en compte tous les processus mentionnés. De plus, d'après MOOK (1980), les âges élevés de ^{14}C dans les aquifères essentiellement carbonatés et surtout à température élevée doivent être considérés avec suspicion. Pour notre étude, toutes les eaux proviennent d'aquifères carbonatés profonds et possèdent une température plus ou moins élevée. L'interprétation des datations au ^{14}C doit donc en tenir compte et par conséquent, le ^{14}C sera considéré plutôt comme un outil de datation semi-quantitatif.

Le calcul des différents modèles de correction a été réalisé à l'aide du logiciel NETPATH (PLUMMER et al., 1993). Ce logiciel calcule d'abord la répartition des espèces aqueuses et l'état de saturation par rapport aux minéraux importants. Ensuite, si on connaît la composition chimique et isotopique de l'eau initiale ou si on a des arguments pour les admettre, le logiciel modélise l'évolution chimique et isotopique de l'eau initiale vers l'eau finale. En tenant compte des facteurs de fractionnement isotopiques du carbone et des processus de fractionnement isotopique selon une distillation Rayleigh¹⁾, NETPATH calcule la balance de masse chimique et isotopique et en déduit l'activité initiale A_0 du ^{14}C ainsi que la valeur correspondante du $\delta^{13}\text{C}$. Cette deuxième valeur peut ensuite être comparée avec le $\delta^{13}\text{C}$ effectivement mesuré dans l'eau finale, ainsi offrant un certain contrôle de qualité du modèle d'évolution chimique et isotopique de l'eau choisi. Néanmoins, tout contrôle est impossible pour des phénomènes qui influencent l'activité

¹⁾ Une distillation Rayleigh est un processus qui se déroule en un nombre infini de pas et pendant lequel chaque pas change la composition isotopique initiale de la solution, ce qui influencera le prochain pas et de suite.

initiale du ^{14}C mais n'influencent pas le $\delta^{13}\text{C}$ ou pire encore, baissent l'activité du ^{14}C et le $\delta^{13}\text{C}$ simultanément sans laisser de traces chimiques (cas de l'échange isotopique avec le méthane). Un certain problème pour ces calculs est le choix des facteurs de fractionnement. En gros ils existent deux facteurs de fractionnement du ^{13}C différents dans la littérature (MOOK, 1980 et DEINES et al., 1974; cités dans PLUMMER et al. 1993). L'utilisation de l'un ou de l'autre peut introduire des différences d'âge radiométrique de plusieurs milliers d'années (cf. chapitre 4.1.10).

Les difficultés de la méthode de datation au ^{14}C du TDIC de l'eau sont soulignées par la datation au ^{14}C du DOC (Dissolved Organic Carbon) de la même eau. GEYER (1992, 1993) décrit plusieurs cas où la datation des deux formes du carbone dans la même eau a fourni des résultats fort différents, l'âge du DOC étant nettement inférieur à celui du TDIC. Cette observation corrobore l'hypothèse de l'échange isotopique et chimique entre le TDIC et les carbonates de l'aquifère.

Sachant que toutes les eaux de cette étude circulent dans des aquifères carbonatés, que leur température est relativement élevée et qu'en général le $\delta^{13}\text{C}$ du TDIC s'est déjà fortement approché de celui de la roche (cf. chapitres 4.1.10, 4.2.10, 4.3.10 et 4.5.10), tous les âges radiométriques obtenus doivent être considérés comme trop élevés et ne représentent donc qu'une limite supérieure.

3.2.4 Les isotopes du strontium

Le strontium est composé d'une douzaine d'isotopes environ, dont seulement quatre sont stables (^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr et ^{88}Sr ; BREUER, 1981). Le ^{87}Sr est formé par la désintégration radioactive du ^{87}Rb . Ce processus est largement utilisé pour la datation radiométrique des roches et des minéraux riches en rubidium et pauvres en strontium. Le poids atomique élevé du strontium fait qu'aucun fractionnement isotopique entre différents minéraux ou par précipitation du strontium dissous dans l'eau n'est observé. De plus, le strontium, contrairement au carbone ou au soufre par exemple, ne fait pas partie du métabolisme des plantes, bactéries ou animaux. Ainsi, le rapport isotopique entre le ^{87}Sr et les autres isotopes stables du strontium dans une eau (généralement on utilise le rapport $^{87}/^{86}\text{Sr}$ pour les études isotopiques) ne dépend que de la roche ou des minéraux dissous. Pour ces derniers, le rapport isotopique dépend de celui du strontium incorporé lors de leur formation, de la teneur en rubidium et de l'âge radiométrique, c'est-à-dire du temps pendant lequel du ^{87}Sr supplémentaire a pu s'accumuler dans la roche. Le rapport isotopique $^{87}/^{86}\text{Sr}$ est généralement entre 0.704 (roches volcaniques jeunes) et 0.72 (roches acides anciennes) (FAURE, 1986), le rapport le plus bas mesuré dans des météorites basaltiques est de 0.69899 (PAPANASTASSIOU & WASSERBURG, 1971; cités par FAURE, 1986). Plus les roches sont acides (granites p.ex.) plus le rapport isotopique est élevé. Dans les roches carbonatées pauvres en rubidium, le rapport isotopique $^{87}/^{86}\text{Sr}$ est également assez bas, autour de 0.706 à 0.709. D'après FAURE

(1986, figure 11.2, p. 188), le rapport isotopique du strontium dans les carbonates marins a varié au cours du temps: au Trias il était entre 0.704 et 0.7078, au Jurassique entre 0.7068 et 0.7076, au Crétacé entre 0.7071 et 0.7077 et au Tertiaire entre 0.7077 et 0.709.

Comme des processus de fractionnement isotopique du strontium lors de la dissolution ou la précipitation de minéraux ne sont pas connus, le rapport isotopique $^{87}/^{86}\text{Sr}$ dans l'eau reflète le même rapport dans les minéraux de l'aquifère où le strontium a été dissous. Il est donc un excellent traceur pour déterminer la roche réservoir, le cheminement souterrain de l'eau et d'éventuels processus de mélange.

3.2.5 Les isotopes du sulfate et du sulfure

La description des processus influençant les isotopes du sulfate et du sulfure est basée sur un rapport exhaustif de BALDERER (1985) et sur les travaux de différents auteurs cités dans ce même rapport.

Le soufre comporte quatre isotopes stables, dont seulement le ^{32}S (95% du soufre total) et le ^{34}S (4.2% du soufre) sont utilisés dans les études isotopiques. Le rapport isotopique $^{34}/^{32}\text{S}$ est exprimé en $\delta\text{‰}$ par rapport au standard CD, la troilite d'un météorite trouvé à Canyon Diablo aux USA.

Le soufre fait partie du métabolisme de plantes et bactéries, et peut être présent dans plusieurs états d'oxydation. Il est donc soumis à un fractionnement assez fort ce qui conduit à des rapports isotopiques $^{34}/^{32}\text{S}$ qui varient pour le sulfate entre -20 et $+30$ $\delta\text{‰}$. Dans l'anion sulfate on peut également étudier les variations du rapport isotopique de l'oxygène-18, exprimé en $\delta\text{‰}$ par rapport au standard SMOW. Les processus suivants influencent les rapports isotopiques dans le sulfate dissous:

- 1) Dans la dissolution de minéraux sulfatés, le sulfate dissous conserve le rapport isotopique du sulfate solide. Comme la composition isotopique des dépôts évaporitiques a varié au cours du temps géologique, et que cette variation est assez bien connue (CLAYPOOL et al., 1980) (figure 3.2.14), les rapports isotopiques du sulfate dissous peuvent nous informer sur l'âge du dépôt évaporitique dissous, ainsi que sur l'aquifère dans lequel l'eau a circulé. Le $\delta^{34}\text{S}$ dans les évaporites varie approximativement entre $+10$ à $+30\text{‰}$, alors que le $\delta^{18}\text{O}$ est situé entre $+6$ et $+14\text{‰}$.
- 2) Lors de la dissolution de pyrite ou d'autres minéraux sulfurés, suivie par l'oxydation en sulfate, le rapport isotopique du soufre est également conservé dans le sulfate dissous. Le rapport isotopique de l'oxygène dans le sulfate dissous dépend de la provenance de l'oxygène (oxygène de l'eau, oxygène atmosphérique dissous dans l'eau). D'après LLOYD (1968; cité dans BALDERER, 1985), la valeur de l'oxygène-18 du sulfate est donnée par l'équation suivante (d'autres auteurs donnent des équations légèrement différentes):

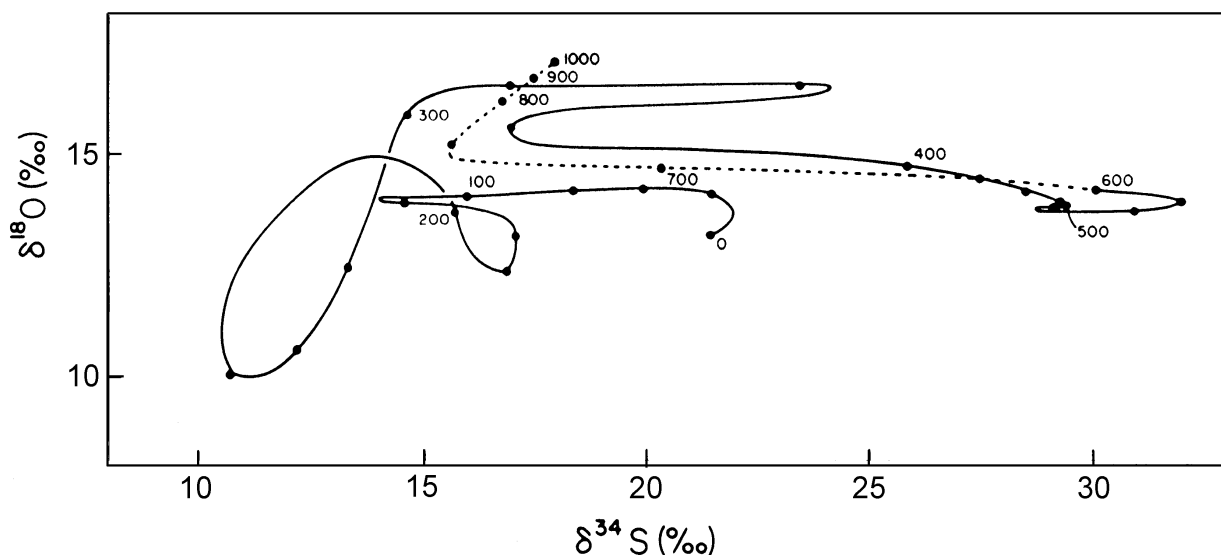


Figure 3.2.14: Rapport du $\delta^{34}\text{S}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ dans les évaporites en équilibre avec l'eau de mer au cours des temps géologiques (d'après CLAYPOOL et al., 1980). Les nombres expriment l'âge géologique en millions d'années.

$$\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4^{2-})_{\text{aq}} = \frac{1}{3}\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O}) + \frac{2}{3}\{\delta^{18}\text{O}(\text{O}_2)_{\text{aq}} - 8.7\}$$

D'après BALDERER (1985), le $\delta^{18}\text{O}$ de l'oxygène atmosphérique est approximativement +23‰. Le rapport isotopique du soufre dans les pyrites diffère en général nettement de celui dans les évaporites. De plus il est souvent différent dans les pyrites sédimentaires ou d'origine magmatique (valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ des pyrites sédimentaires < +7‰ jusqu'à -60‰; pour les pyrites magmatiques la moyenne est autour de +5‰). Le $\delta^{18}\text{O}$ du sulfate formé par l'oxydation de la pyrite diffère également de celui du sulfate des évaporites, il est en général négatif.

- 3) L'échange isotopique entre l'eau et le sulfate dissous pourrait théoriquement introduire un fractionnement jusqu'à 31‰ (à 25 °C), c'est-à-dire le $\delta^{18}\text{O}$ du sulfate serait de 31‰ plus élevé que celui de l'eau à l'état d'équilibre isotopique. Cet échange isotopique dépend de la température et il est très lent. Plus la température est élevée, plus le fractionnement est petit. L'équation suivante décrit la dépendance de cette réaction du temps t , de la température (T = température absolue en °K) et du pH, mais il reste des doutes quant à l'extrapolation à des systèmes réels de cette équation définie en laboratoire:

$$\log t_{1/2}(\text{heures}) = \frac{2.15 \cdot 10^3}{T} + 0.44\text{pH} - 3.09$$

Pour une température de 25 °C et un pH de 7, la période de demi-équilibre serait de 1830 ans environ, pour une température de 75 °C et le même pH elle ne serait que de 168 ans. Un pH plus acide accélère fortement cette mise à l'équilibre, un pH plus basique la ralentit au contraire.

- 4) La réduction du sulfate dissous en H_2S entraîne un fort fractionnement isotopique du soufre avec un appauvrissement du H_2S en ^{34}S qui sous condition d'équilibre thermodynamique serait d'environ 74‰ à 25 °C. Plus souvent on peut observer la réduction du sulfate en raison de l'activité de bactéries sulfato-réductrices. Sous ces conditions-là, le fractionnement du ^{34}S est moins élevé. L'oxygène-18 dans le sulfate est également enrichi, mais d'un facteur 2 à 4 fois moins élevé que le ^{34}S .

3.3 Les gaz dissous

Les gaz dissous dans l'eau renseignent sur le déroulement de certains processus souterrains dans l'aquifère, mais aussi sur les conditions d'infiltration. Ainsi les gaz nobles donnent par exemple un outil de datation semi-quantitatif (cf. chapitre 3.3.2.1) ou un outil pour déterminer la température lors de l'infiltration des eaux (cf. chapitre 3.3.2.2). Les gaz sont souvent mesurés en cm^3 STP/g (Standard Temperature and Pressure), c'est-à-dire en cm^3 de gaz par gramme d'eau à 0 °C et 1 atm de pression. Les chimistes et physiciens préfèrent l'expression des résultats en mol/kg. La conversion est faite en multipliant les cm^3 avec le facteur $4.4615 \cdot 10^{-2}$, qui est basé sur le volume de 22.4 l que prend une mole de gaz parfait aux conditions standard.

3.3.1 Les gaz abondants

Les gaz abondants qui peuvent être dissous dans l'eau sont tout d'abord ceux de l'atmosphère: azote, oxygène, dioxyde de carbone (CO_2) et argon. Par des processus de réduction dans le sous-sol peuvent s'ajouter des gaz tels que le méthane (CH_4) ou l'hydrogène sulfuré (H_2S). Le méthane et d'autres hydrocarbures gazeux peuvent également se dissoudre dans l'eau à partir de réservoirs d'hydro-

carbures. En général, ce sont l'azote (le gaz le plus abondant dans l'atmosphère) et le CO₂ (le gaz atmosphérique le plus soluble et qui se trouve en concentration élevée dans le sol), qui dominent les gaz dissous dans l'eau. L'oxygène dissous est consommé par plusieurs réactions d'oxydoréduction telles que l'oxydation de minéraux sulfurés ou de la matière organique. Dans une eau profonde et chaude tout l'oxygène dissous a en général été consommé. Si elle en contient quand-même, ceci peut être dû à la présence d'une composante d'eau de circulation rapide et donc récente.

Le rapport entre l'azote et l'argon dissous dans une eau qui s'infiltre dans le climat et les altitudes de notre région d'étude (500–1000 m), se situe autour de 37–38 environ (37.8 pour une eau à 10 °C, une pression de 1 atm et une salinité de 0‰, solubilités d'après WEISS, 1970). Si ce rapport est plus élevé, on doit admettre un apport souterrain d'azote, par exemple par réduction du nitrate dissous, ou alors une dissolution d'air supplémentaire («excess-air», cf. chapitre 3.3.2.2) en déséquilibre par rapport aux conditions de température et pression atmosphérique pendant l'infiltration. D'après MAZOR (1991), cet air en excès serait typique pour la recharge de type karstique pendant que HEATON & VOGEL (1981) l'expliquent par l'incorporation de petites bulles d'air dans l'eau lors de la recharge dans la zone de la frange capillaire.

3.3.2 Les gaz nobles

Les gaz nobles ou inertes sont des gaz qui se trouvent à l'état de traces dans l'atmosphère et qui en conditions naturelles ne réagissent pas avec d'autres éléments. Dans l'eau ils sont présents en raison essentiellement de la dissolution des gaz atmosphériques au moment de l'infiltration et reflètent ainsi les conditions de l'infiltration. Quelques uns de ces gaz sont également produits par des réactions de désintégration radioactive dans le sous-sol (p.ex. ⁴He, ⁴⁰Ar).

3.3.2.1 Hélium

L'hélium est le gaz noble le plus léger, avec ses deux isotopes, le ³He (isotope rare) et le ⁴He (isotope abondant). Ils sont produits par des réactions de désintégration radioactive, le ³He à partir du ⁶Li et du ³H (tritium) et le ⁴He à partir de la chaîne de désintégration de l'uranium et du thorium. Dans différents réservoirs, le rapport isotopique de l'hélium n'est pas le même. Dans l'étude des structures profondes et des réservoirs géothermiques, la différence du rapport ³He/⁴He des roches crustales et des roches du manteau reflètent des différences géochimiques de ces deux parties de l'écorce terrestre et la présence de gaz primordial dans le manteau. L'hélium produit par désintégration radioactive dans la roche peut diffuser dans l'eau contenu dans les pores ouvertes ou les fissures. Ainsi s'accumule dans l'eau non seulement l'hélium atmosphérique, dissous au moment de l'infiltration, mais également l'hélium produit dans le sous-sol et contenu dans les roches. Si le rapport isotopique ³He/⁴He de l'eau augmente et s'approche du rapport existant dans le manteau, on est en

Tableau 3.3.1: Rapports isotopiques ³He/⁴He (tirés d'ANDREWS, 1985).

Domaine	Rapport isotopique	Rapport isotopique normalisé (R/R _{atm})
Air	1.386·10 ⁻⁶	–
Croûte terrestre (H _{erad})	0.11–2.23·10 ⁻⁸	0.005–0.02
Manteau (H _{eman})	1.1·10 ⁻⁵	8

présence d'une composante mantellique de l'hélium dans l'eau. Par conséquent des structures tectoniques profondes et/ou un amincissement de la croûte terrestre aident au transport de cet hélium profond vers la surface.

Dans les études des isotopes de l'hélium on utilise le rapport isotopique dans l'atmosphère R_{atm} (³He/⁴He) = 1.386·10⁻⁶ comme valeur de référence (tableau 3.3.1). On exprime les rapports mesurés (R_{mes}) dans les échantillons normalisés avec le rapport atmosphérique: R_{mes}/R_{atm}. Dans les roches de la croûte terrestre on appelle le rapport ³He/⁴He rapport radiogénique R_{rad} et on admet que R_{rad}/R_{atm} est d'environ 0.005–0.02 (ANDREWS, 1985) (tableau 3.3.1). Pour le manteau on admet une valeur de R_{man}/R_{atm} d'environ 8. D'après MARTY et al. (1992), un rapport R_{mes}/R_{atm} supérieur à environ 0.2 dénote la présence d'hélium mantellique. Pour des rapports entre 0.01 et 0.2, une certaine ambiguïté subsiste, parce que ces valeurs sont non seulement possibles à la suite d'un petit apport d'hélium mantellique mais également en raison d'une composition chimique exceptionnelle de la roche encaissante (teneur très élevée en lithium).

Une autre utilisation possible de l'hélium est celle d'un outil de datation semi-quantitatif (ANDREWS & LEE, 1979; ANDREWS, 1985; MAZOR & BOSCH, 1987, 1992). Etant donné que le ⁴He est produit par la désintégration radioactive des séries de l'uranium et du thorium on peut théoriquement dater l'eau si on connaît les concentrations en uranium [U] et thorium [Th] dans la roche, la porosité ϕ de l'aquifère, le poids spécifique ρ (g/cm³) de la roche et la facilité du transfert de l'hélium produit de la roche vers l'eau:

$$t = \frac{[{}^4\text{He}] \cdot \phi}{\rho \cdot P({}^4\text{He}) \cdot \Lambda}$$

- [⁴He] = concentration en ⁴He mesurée
- Λ = coefficient de transfert de l'hélium de la roche vers l'eau
- P(⁴He) = (1.19E⁻¹³ [U] + 2.88E⁻¹⁴ [Th]), taux de production du ⁴He en cm³ STP/g · g⁻¹ de roche · an⁻¹ (ANDREWS & LEE, 1979).

Sous la condition qu'il n'y a ni perte d'hélium par diffusion vers le haut, ni apport d'hélium par diffusion des couches plus profondes que l'aquifère, on peut donc calculer un âge moyen de l'eau ou plus précisément un temps de séjour moyen de l'eau. En général, la connaissance des paramètres de l'aquifère (la porosité, le coefficient de transfert Λ qui dépend entre autres du diamètre des pores ou des fractures ouvertes) n'est pas assez complète pour permettre un calcul précis de l'âge. De plus, on doit s'attendre à des processus qui ajoutent de l'hélium d'une plus grande profondeur, surtout dans une zone tectonisée. Les âges obtenus sont souvent très élevés et sont à considérer comme un ordre de grandeur de la limite supérieure possible.

Pour pouvoir interpréter les analyses d'hélium, on doit d'abord soustraire de la valeur analysée la contribution atmosphérique, c'est-à-dire l'hélium qui a été dissous au moment de l'infiltration. Dans ce but, on mesure parallèlement la concentration du néon et le rapport isotopique $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$. Le rapport $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ dans l'atmosphère est connu, il atteint 9.805 (OZIMA & PODOSEK, 1983). Si le rapport mesuré est le même que le rapport atmosphérique, on peut admettre les hypothèses suivantes: tout le néon mesuré est du néon atmosphérique, il n'y a pas d'apport de néon produit dans le sous-sol et la totalité du néon mesuré a donc été dissous pendant l'infiltration. En choisissant une température et une altitude d'infiltration (ou en déterminant la température par la méthode décrite en chapitre 3.3.2.2), on peut calculer les quantités d'hélium et de néon dans l'eau saturée en gaz nobles en équilibre avec l'air, et ensuite soustraire ces quantités des concentrations mesurées. Le reste du néon doit provenir de bulles d'air entraînées par l'eau lors de l'infiltration (cf. chapitre 3.3.2.2). Simultanément une quantité d'hélium correspondante au rapport $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ atmosphérique (0.3181) doit avoir été entraînée. La composante atmosphérique de l'hélium dans l'eau se calcule donc d'après les équations suivantes:

$$^4\text{He}_{\text{atm}} = ^4\text{He}_{\text{mes}} - ^4\text{He}_{\text{asw}} - \left[\left(\frac{^4\text{He}}{^{20}\text{Ne}} \right)_{\text{atm}} \cdot (^{20}\text{Ne}_{\text{mes}} - ^{20}\text{Ne}_{\text{asw}}) \right]$$

et

$$^3\text{He}_{\text{atm}} = \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{atm}} \cdot ^4\text{He}_{\text{atm}}$$

où les indices atm = atmosphérique, mes = mesuré, asw = eau saturée en air (air saturated water) à la température et l'altitude de recharge admises. L'hélium qui subsiste après la soustraction de l'hélium atmosphérique est donc celui accumulé dans l'eau pendant son séjour souterrain et peut être utilisé pour l'interprétation hydrogéologique.

3.3.2.2 Néon, Argon, Krypton, Xénon

Les gaz nobles sont présents dans l'atmosphère en différentes concentrations (tableau 3.3.2). Leur solubilité dans

Tableau 3.3.2: Concentration atmosphérique des gaz nobles (d'après VERNANI, 1966; cité dans PINTI, 1993).

Gaz	Poids moléculaire	Fraction volumique dans l'air
Air sec	28.964	1
Hélium	4.0026	$5.24 \cdot 10^{-6}$
Néon	20.179	$1.818 \cdot 10^{-5}$
Argon	39.948	$9.34 \cdot 10^{-3}$
Krypton	83.80	$1.14 \cdot 10^{-6}$
Xénon	131.30	$8.7 \cdot 10^{-8}$

l'eau à l'équilibre avec l'air dépend de la température, de la pression atmosphérique et de la salinité de l'eau. La pression atmosphérique est directement liée à l'altitude. Comme les eaux de recharge sont en général très peu minéralisées, on peut sans danger négliger l'influence de la salinité. La concentration des différents gaz nobles dans l'eau de recharge reflète donc la température lors de l'infiltration et l'altitude moyenne du bassin versant. Une fois arrivés dans la zone saturée de l'aquifère, les gaz restent en général dissous et l'analyse des gaz nobles à l'exutoire peut donc nous informer sur la température et l'altitude du bassin d'alimentation.

Si nous pouvons estimer l'altitude du bassin d'alimentation (p.ex. à l'aide des isotopes stables de l'eau, cf. chapitre 3.2.1), la température lors de l'infiltration peut être déduite des gaz nobles. Plusieurs chercheurs ont utilisé les gaz nobles pour estimer la température de recharge de l'eau et pour des études paléoclimatologiques (p.ex. HERZBERG & MAZOR, 1979; ANDREWS & LEE, 1979; RUDOLPH et al., 1983; ANDREWS et al., 1985; STUTE & SONNTAG, 1992; STUTE et al., 1995). Bien évidemment, cette hypothèse n'est valable que si aucun apport important de gaz nobles dans l'aquifère ne se produit. Ainsi l'hélium, qui connaît une très forte production souterraine ne peut pas être utilisé pour la détermination de la température d'infiltration. Les équations suivantes décrivent la solubilité des gaz nobles (SMITH & KENNEDY, 1983):

$$\ln X^i = D_j^i + \frac{D_2^i}{Z} + D_3^i \ln Z$$

et

$$D_j^i = A_j^i - M \cdot C_j^i$$

X^i = solubilité du gaz i en fraction molaire
 Z = température absolue en °K divisée par 100.
 M = salinité de l'eau exprimée en moles NaCl (pour le cas d'une eau pure, $D_j^i = A_j^i$, tableau 3.3.3)

A_j^i, C_j^i = coefficients expérimentaux valables pour le gaz i

Tableau 3.3.3: Les coefficients expérimentaux pour la détermination de la solubilité des gaz nobles dans l'eau pure (d'après SMITH & KENNEDY, 1983).

Gaz	D1	D2	D3
Hélium	-41.4611	42.5962	14.0094
Néon	-52.8573	61.0494	18.9157
Argon	-57.6661	74.7627	20.1398
Krypton	-66.9928	91.0166	24.2207
Xénon	-74.7398	105.21	27.4664

La solubilité C^i en mol/kg se calcule selon la formule:

$$C^i = \frac{1000}{18} X^i F^i$$

F^i = fraction volumique du gaz i (tableau 3.3.2)
1000/18 = nombre de moles d'eau dans un litre.

En approximation très proche, les solubilités des gaz nobles dans l'eau calculées à partir des coefficients de SMITH & KENNEDY (1983) peuvent être exprimées par des équations polynomiales de deuxième ordre (équations quadratiques) pour la gamme de température entre 0–15 °C (tableau 3.3.4 et figure 3.3.1). Pour des gammes de température plus étendues, des équations polynomiales de troisième, voire quatrième ordre sont nécessaires.

Souvent l'eau souterraine entraîne des bulles d'air en excès par rapport à la quantité d'air dissous en équilibre (HEATON & VOGEL, 1981; MAZOR, 1991). HEATON & VOGEL (1981) attribuent cet air en excès à l'incorporation de petites bulles d'air dans l'eau dans la frange capillaire. MAZOR (1991) par contre l'explique par la recharge de type karstique. Dans l'aquifère, ces bulles d'air en excès sont dissoutes sous l'effet de la pression hydrostatique et l'analyse des gaz nobles peut donc fournir des résultats montrant une sursaturation de ces gaz. Cette sursaturation (exprimée en % par rapport à la saturation du gaz en question) est d'autant plus grande que le gaz noble est moins soluble, par rapport à son abondance atmosphérique. Comme les gaz lourds (krypton, xénon) sont nettement plus solubles par rapport à leur abondance atmosphérique que les gaz légers (hélium, néon), leur sursaturation sera moins grande que celle des gaz légers. Ainsi on observe une sursaturation décroissante des gaz légers au gaz lourds: Ne > Ar > Kr > Xe. Alors que le néon et l'argon sont souvent fortement sursaturés, le krypton et le xénon se trouvent en général très proches de la saturation.

Pour corriger les analyses des gaz nobles pour l'effet de l'air en excès, un procédé itératif est appliqué (STUTE, 1989). D'abord on admet que la température d'équilibre moyenne indiquée par l'argon, le krypton et le xénon soit la vraie température. La quantité de Néon qui est supérieure à l'équilibre à cette température est considérée comme Néon en excès et déduite de la quantité totale mesurée. Ensuite, les quantités des autres gaz nobles qui correspondent à ce Néon en excès sont calculées en appliquant les rapports atmosphériques des différents gaz nobles et déduites des quantités mesurées. Ce procédé est répété jusqu'à ce qu'on

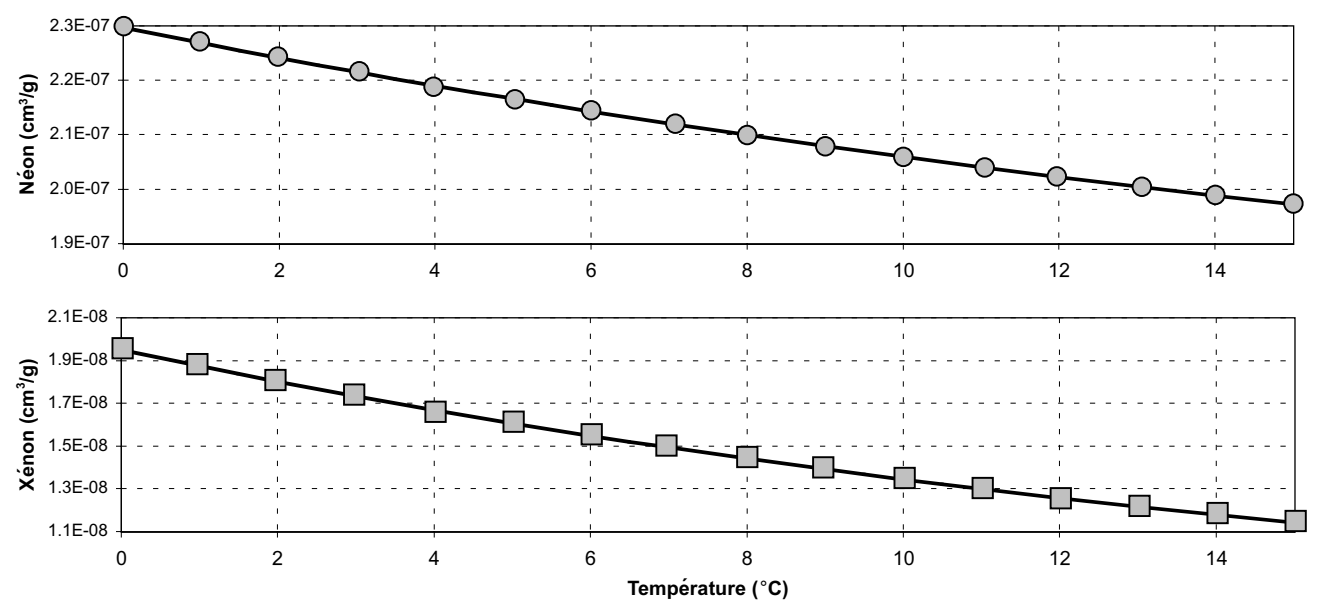


Figure 3.3.1: Solubilité des gaz nobles néon et xénon dans l'eau pure entre 0 et 15 °C et à une pression atmosphérique équivalente à l'altitude de la mer. Les symboles indiquent les valeurs calculées d'après les équations de SMITH & KENNEDY (1983) alors que les courbes indiquent l'approximation par les équations quadratiques du tableau 3.3.4.

Tableau 3.3.4: La solubilité des gaz nobles en cm³/g dans l’eau pure dans la gamme de température de 0 à 15 °C et pour une pression atmosphérique correspondante à l’altitude de la mer. Les équations sont calculées à partir des solubilités de SMITH & KENNEDY (1983).

Gaz	Equation
Hélium	Solubilité (cm ³ /g) = 5.387 · 10 ⁻¹² T ² (°C) – 2.810 · 10 ⁻¹⁰ T(°C) + 4.949 · 10 ⁻⁸ ; r ² = 1.0
Néon	Solubilité (cm ³ /g) = 4.406 · 10 ⁻¹¹ T ² (°C) – 2.813 · 10 ⁻⁹ T(°C) + 2.296 · 10 ⁻⁷ ; r ² = 1.0
Argon	Solubilité (cm ³ /g) = 2.006 · 10 ⁻⁷ T ² (°C) – 1.271 · 10 ⁻⁵ T(°C) + 4.978 · 10 ⁻⁴ ; r ² = 1.0
Krypton	Solubilité (cm ³ /g) = 6.923 · 10 ⁻¹¹ T ² (°C) – 3.992 · 10 ⁻⁹ T(°C) + 1.253 · 10 ⁻⁷ ; r ² = 0.99
Xénon	Solubilité (cm ³ /g) = 1.405 · 10 ⁻¹¹ T ² (°C) – 7.451 · 10 ⁻¹⁰ T(°C) + 1.945 · 10 ⁻⁸ ; r ² = 0.99

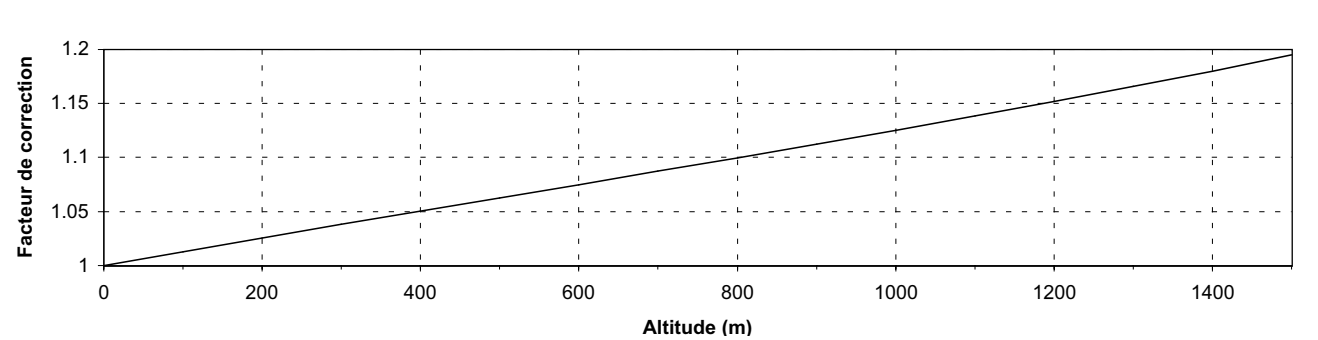


Figure 3.3.2: Détermination du facteur de correction pour la conversion des solubilités des gaz nobles à l’altitude de la mer à celles à l’altitude de recharge. Les données ont été déduites de la figure 12.2, p. 200 dans MAZOR (1991).

trouve la meilleure coïncidence entre les températures indiquées par tous les gaz nobles et on prend la température moyenne (égale à la température du néon) comme résultat de l’analyse. Bien évidemment, pour faire les calculs de la température d’infiltration, les solubilités à l’altitude de recharge de l’eau doivent être prises en considération. Celles-ci sont plus faibles que les solubilités à l’altitude de la mer et sont calculées à l’aide d’un facteur de correction f ($f = 1.014 \cdot 10^{-11} \cdot \text{alt.}^3 \text{ (m)} - 1.572 \cdot 10^{-8} \cdot \text{alt.}^2 \text{ (m)} + 1.308 \cdot 10^{-4} \cdot \text{alt. (m)} + 1$), déduit de la figure 12.2, page 200 dans MAZOR (1991), par lequel on divise les solubilités au niveau de la mer (figure 3.3.2).

3.4 Les géothermomètres

Plusieurs paramètres chimiques et isotopiques peuvent être utilisés comme indicateurs de la température maximale atteinte par l’eau dans son réservoir profond. Ces paramètres et les équations qui les lient à la température ont été décrits par nombreux auteurs. Dans notre étude, nous avons utilisé les géothermomètres décrits dans les articles de FOURNIER (1981), GIGGENBACH et al. (1983), KHARAKA & MARINER (1989) et dans la thèse de CALMBACH (1995) mais partiellement développés par d’autres auteurs. Pour le calcul des géothermomètres chimiques, les logiciels

SOLMINEQ88 (KHARAKA et al., 1988) et HYDROWIN (CALMBACH, 1995) ont été utilisés.

3.4.1 Les géothermomètres chimiques

Plusieurs réactions eau/roche dépendent fortement de la température. L’exemple typique est la dissolution du quartz ou de la calcédoine. Si l’eau a atteint l’équilibre avec le quartz ou la calcédoine, la concentration en SiO₂ est proportionnelle à la température de cet équilibre. Pour les différentes formes de la silice, plusieurs formules de géothermomètres existent (tableau 3.4.1). En pratique il est souvent difficile de décider avec quelle forme de silice l’eau est en équilibre. Pour faire le choix du géothermomètre de la silice, on doit tout d’abord réfléchir sur le domaine de plausibilité des températures du réservoir. Pour des eaux très salines, très chaudes, à une très grande pression ou de pH très basique, une correction de l’activité de la silice doit être appliquée (KHARAKA & MARINER, 1989).

D’autres géothermomètres chimiques sont basés principalement sur les éléments alcalins (Li, Na, K) et alcalino-terreux (Ca, Mg), mais ils ne sont en général valables que dans des conditions restreintes (température élevée, chimisme de l’eau non déterminé par gypse, calcite ou dolomite). Souvent, ces géothermomètres ne donnent des résultats

Tableau 3.4.1: Quelques géothermomètres de la silice (d'après FOURNIER, 1981).

Géothermomètre	Equation	Gamme de température (°C)
Quartz (sans perte de vapeur)	$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1309}{5.19 - \log \text{SiO}_2} - 273.15$	0–250 (70–250) ¹⁾
Calcédoine	$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1032}{4.69 - \log \text{SiO}_2} - 273.15$	0–250 (30–70) ¹⁾
a-Cristobalite	$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1000}{4.78 - \log \text{SiO}_2} - 273.15$	0–250

¹⁾ d'après FOURNIER (1981) ces géothermomètres sont valables de 0–250 °C. KHARAKA & MARINER (1989) proposent que le géothermomètre du Quartz soit utilisé à partir de 70 °C et celui de la calcédoine de 30 à 70 °C.

corrects que dans des systèmes géothermiques de haute enthalpie dont les fluides sont à une température supérieure à 100 °C et/ou dont les roches réservoirs sont formées de minéraux silicatés. Plusieurs conditions doivent être respectées pour que la température déterminée par les géothermomètres corresponde à la température maximale atteinte par l'eau dans le réservoir:

- Les minéraux spécifiques comme par exemple le quartz, le feldspath sodique ou potassique doivent être présents en quantité suffisante dans l'aquifère pour que l'eau puisse atteindre la saturation par rapport à ces minéraux.
- Le temps de résidence de l'eau dans le réservoir profond doit être assez long pour que l'eau atteigne l'équilibre avec la roche de l'aquifère à l'endroit de la température maximale.
- Plusieurs géothermomètres exigent une température de l'eau à l'équilibre élevée (> 100 °C) pour être fiables.
- La remontée de l'eau doit être rapide, afin que l'équilibre chimique atteint à la température maximale ne soit pas modifié à une température plus basse.
- Absence de réactions avec des minéraux qui ajoutent des éléments propres au géothermomètres (p.ex. le calcium avec dissolution de gypse).
- Des mélanges avec d'autres eaux de composition chimique et de température différentes doivent être limités.

Dans le cas de sources naturelles et de forages qui interceptent plusieurs niveaux aquifères, ces conditions sont rarement totalement respectées et le calcul des géothermomètres donne en général des résultats fort différents et souvent sans signification. Pour les eaux de notre étude, la plupart des géothermomètres proposés dans la littérature ne peuvent pas donner des résultats fiables, parce que le chimisme déterminé par les roches calcaires et la température modeste des eaux sont contraires aux exigences de fonctionnement de ces géothermomètres, et parce que dans les sources thermales le mélange des eaux profondes avec des eaux plus froides est assez important.

3.4.2 Les géothermomètres isotopiques

Plusieurs auteurs ont proposé des géothermomètres basés sur le fractionnement isotopique entre l'oxygène du sulfate dissous et celui de l'eau. Pour le géothermomètre $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4\text{--H}_2\text{O})$ les deux équations

$$1000 \cdot \ln \alpha = 3'251'000 \cdot (273.15 + T(^{\circ}\text{C}))^{-2} - 5.6$$

et

$$1000 \cdot \ln \alpha = 2'880'000 \cdot (273.15 + T(^{\circ}\text{C}))^{-2} - 4.1$$

ont été proposés par LLOYD (1968) respectivement MIZUTANI & RAFTER (1969), (cités par GIGGENBACH et al., 1983). Ces deux équations coïncident presque à 200 °C et donnent des résultats assez semblables (± 10 °C) dans l'intervalle de 0–300 °C. Transformée, l'équation de MIZUTANI & RAFTER devient

$$T(^{\circ}\text{C}) = \sqrt{\frac{2'880'000}{1000 \cdot \ln \alpha + 4.1}} - 273.15$$

Bien évidemment, ce géothermomètre ne peut donner des résultats fiables que si les processus de réduction, dilution, précipitation etc. n'influencent pas ou de manière négligeable la composition isotopique du sulfate lors de la période d'équilibre isotopique. Comme démontré dans le paragraphe 3.2.6, la vitesse de mise à l'équilibre isotopique de l'oxygène entre le sulfate dissous et l'eau dépend fortement de la température. Pour des eaux en dessous de 25 °C par exemple, plusieurs milliers d'ans sont nécessaires pour que l'eau atteigne l'équilibre isotopique. On doit donc s'attendre à des résultats inutilisables pour les eaux tièdes et froides et que les rapports isotopiques du sulfate dans ces eaux reflètent surtout ceux des minéraux dissous et d'éventuels processus d'oxydoréduction. Un autre problème est que le rapport entre l'oxygène-18 de l'eau et du sulfate dissous peut fournir une température plausible sans qu'un équilibre entre l'eau et le sulfate se soit installé (CALMBACH, 1995). D'autres géothermomètres isotopiques existent tels que l'équilibre du $\delta^{34}\text{S}$ entre sulfate dissous et H_2S ou du $\delta^{13}\text{C}$ entre le méthane et le dioxyde de carbone, mais ne sont utilisables que pour des eaux très chaudes (> 100 °C) et n'ont donc pas d'intérêt pour cette étude.

4 RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION

4.1 Region de Delémont

4.1.1 Aperçu géographique et géologique

La ville de Delémont, capitale du canton du Jura, se trouve à l'extrême nord-ouest de la Suisse dans un vaste bassin, d'une longueur de 22 et d'une largeur de 4 km environ. Ce bassin est constitué d'un large synclinal dans le Jura plissé, formé par les calcaires jurassiens et recouvert par des sédiments tertiaires de type mollassique. Au nord, le bassin de Delémont est fermé par l'anticlinal du Vorbourg et au sud par celui de Vellerat (LINIGER, 1925; HECKENDORN, 1974). Ces deux anticlinaux atteignent des altitudes maximales de 900–1050 m environ. Le bassin de Delémont est divisé en trois parties dans la direction est-ouest par les deux plis transversaux de Vicques et de Develier. Ces deux petits anticlinaux ont des axes de direction NNE–SSW, parallèle au Fossé rhénan et à la fracturation régionale dominante (FLURY et al., 1983). Les grandes failles de Develier, Courrendlin et Vicques, également de direction

NNE–SSW découpent le bassin jusqu'à la profondeur des calcaires mésozoïques (Malm, Dogger), voire même jusqu'au socle (SUTER, 1978) (figure 4.1.1). A l'ouest de Delémont, SUTER (1978) a mis en évidence une zone de fracturation transversale (Querstörungszone).

Sur les flancs des anticlinaux, de vastes surfaces sont recouvertes par les calcaires affleurants du Malm, de sorte que l'aquifère du Malm dispose d'une grande zone d'alimentation. Au pied des pentes, ces calcaires sont recouverts par les sédiments peu perméables du Tertiaire (limons et argiles de la Molasse), qui forment un aquiclude et par conséquent mettent en charge l'aquifère du Malm. Au contact Malm–Tertiaire émergent plusieurs sources karstiques de débordement (cf. chapitre 4.1.2.2). Sous l'aquifère du Malm, les marnes de l'Oxfordien fonctionnent comme aquiclude par rapport à l'aquifère de la grande oolithe du Dogger (figures 4.1.2 et 4.1.3). La Birse a coupé des cluses

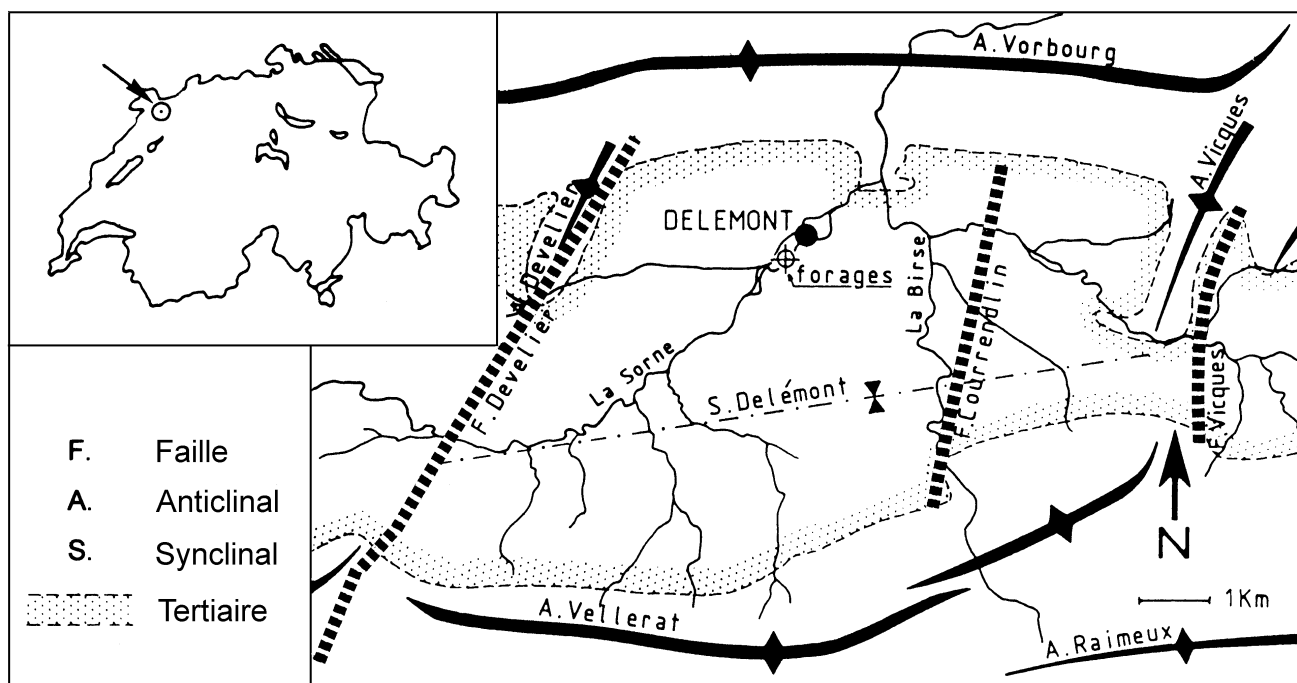


Figure 4.1.1: Esquisse géologique et structurale du bassin de Delémont. (d'après SUTER, 1978, modifié par FLURY et al., 1991).

dans les deux anticlinaux de Vellerat et du Vorbourg: elle entre au sud par la cluse de Moutier-Choindex et sort au nord par la cluse du Vorbourg. Le fond de la cluse du Vorbourg avec une altitude de 400–410 m constitue l'unique exutoire du bassin de Delémont, les calcaires du Malm y sont affleurants.

La vallée de Tavannes, vallée parallèle au bassin de Delémont et située au sud de celui-ci se présente de manière très similaire au bassin de Delémont. Elle aussi est formée d'un synclinal où les calcaires du Malm sont recouverts de sédiments peu perméables du Tertiaire de type molassique. Ainsi, comme à Delémont, un aquifère captif s'est formé dans les calcaires du Malm recouverts.

4.1.2 Sources et forages étudiés

L'étude à Delémont a été centrée sur les trois forages S1 Rossemaison, S2 Régie des alcools et S3 Les Prés Roses. Ces trois forages atteignent la profondeur de 430 m environ et produisent une eau thermique et artésienne, issue des calcaires du Séquanien et du Rauracien (Oxfordien) (FLURY et al., 1991). A titre de comparaison, plusieurs sources karstiques froides dans les calcaires du Malm du bassin de Delémont ont également été prélevées, ainsi que des forages profonds à Moutier, Malleray et Tavannes, produisant eux-aussi des eaux karstiques et froides.

4.1.2.1 Les forages S1, S2 et S3

Les trois forages S1, S2 et S3 ont été forés en 1990 dans le but d'assurer l'approvisionnement en eau potable de la ville de Delémont (MEURY, FLURY, RIEBEN SA, 1991). Les forages se trouvent à Delémont même (S2 et S3) et dans la commune voisine de Rossemaison (S1). La plus grande distance entre les trois forages est d'environ 1 km (S1–S3). Les sites de forage ont été déterminés par géophysique (sismique-réflexion) en visant des failles subverticales repérées (FLURY et al., 1991), qui devraient permettre une circulation d'eau souterraine dans des aquifères calcaires à priori peu perméables. Après avoir traversé quelques 150 m de sédiments tertiaires, les trois forages ont rencontré plusieurs zones productrices dans les calcaires de l'Oxfordien supérieur et moyen (Séquanien et Rauracien) (figure 4.1.3). Les forages sont artésiens jaillissants et produisent une eau thermique ($\approx 19\text{--}23\text{ }^{\circ}\text{C}$) peu minéralisée. Ce n'est que dans le forage S1 Rossemaison qu'une diaggraphie par micromoulinet a pu être effectuée. Quant aux deux autres forages, on ne connaît que qualitativement la répartition des venues d'eau (tableau 4.1.1).

Malheureusement aucun prélèvement d'eau n'a été réalisé sur des venues d'eau isolées, on ignore donc si toutes les venues sont identiques ou non. La même remarque est valable pour la répartition de la pression artésienne et de la conductivité hydraulique. Les essais de débit ont permis de

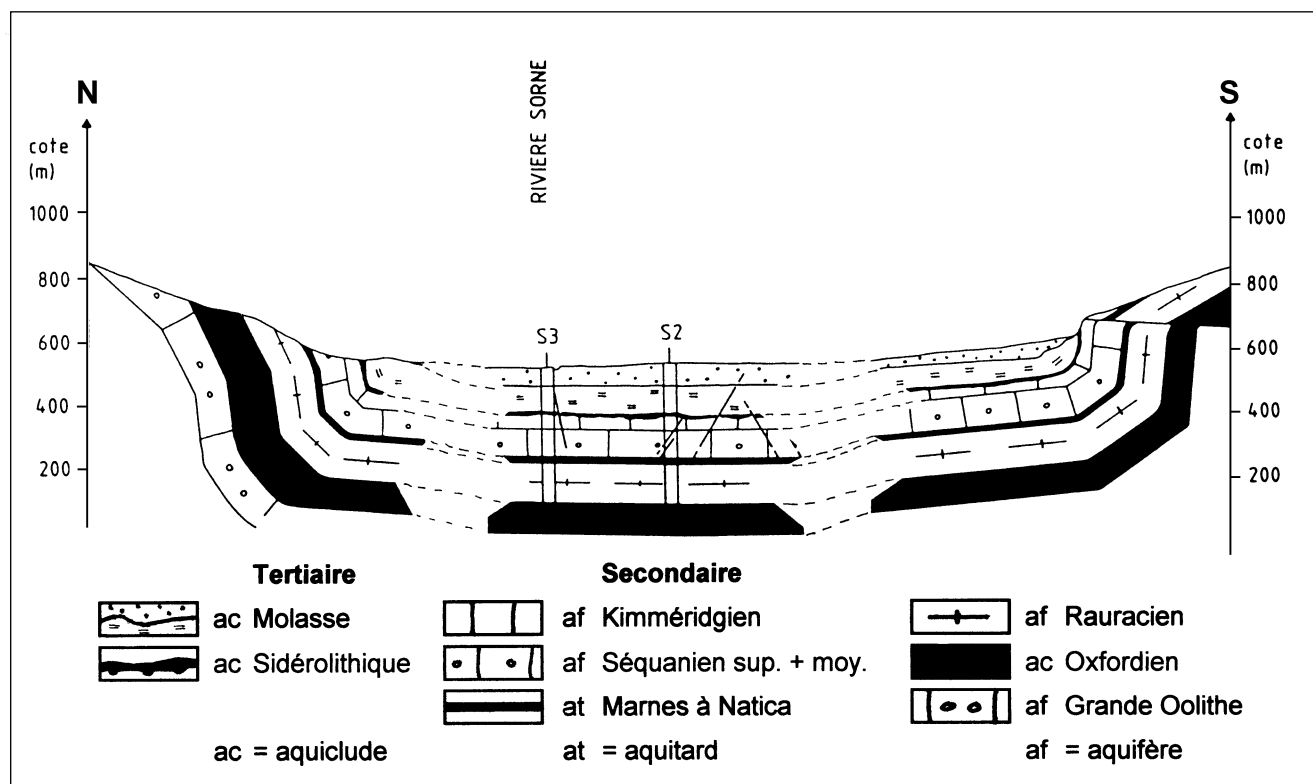


Figure 4.1.2: Coupe géologique schématique N-S à travers le bassin de Delémont (modifié d'après FLURY et al., 1991).

Tableau 4.1.1: Données géologiques, température et venues d'eau dans les forages S1, S2 et S3. Seul le forage S1 a été mesuré de façon quantitative au micromoulinet. D'après les températures mesurées pendant les pompages ($\approx 20.6\text{ }^{\circ}\text{C}$), la plupart de l'eau du forage S2 provient du Séquanien (d'après FLURY et al., 1991).

Forage	Profondeur (m sous sol)	Formation	Température ($^{\circ}\text{C}$)	Part du débit total en pompage (%)
S1	208–225	Séquanien	16.8–17.8	10–15
S1	231	Séquanien	21.1	70–75
S1	262	Séquanien	21.3	0–6
S1	268	Séquanien	21.3	5–6
S1	311	Rauracien sup.	22.0	4–6
S1	348–352	Rauracien moy.	22.3	2
S2	246	Séquanien	21.0	?
S2	380	Rauracien moy.	23.2	?
S3	268–275	Séquanien	22.3	$\ll 50$
S3	388–400	Rauracien inf.	22.6	$\gg 50$

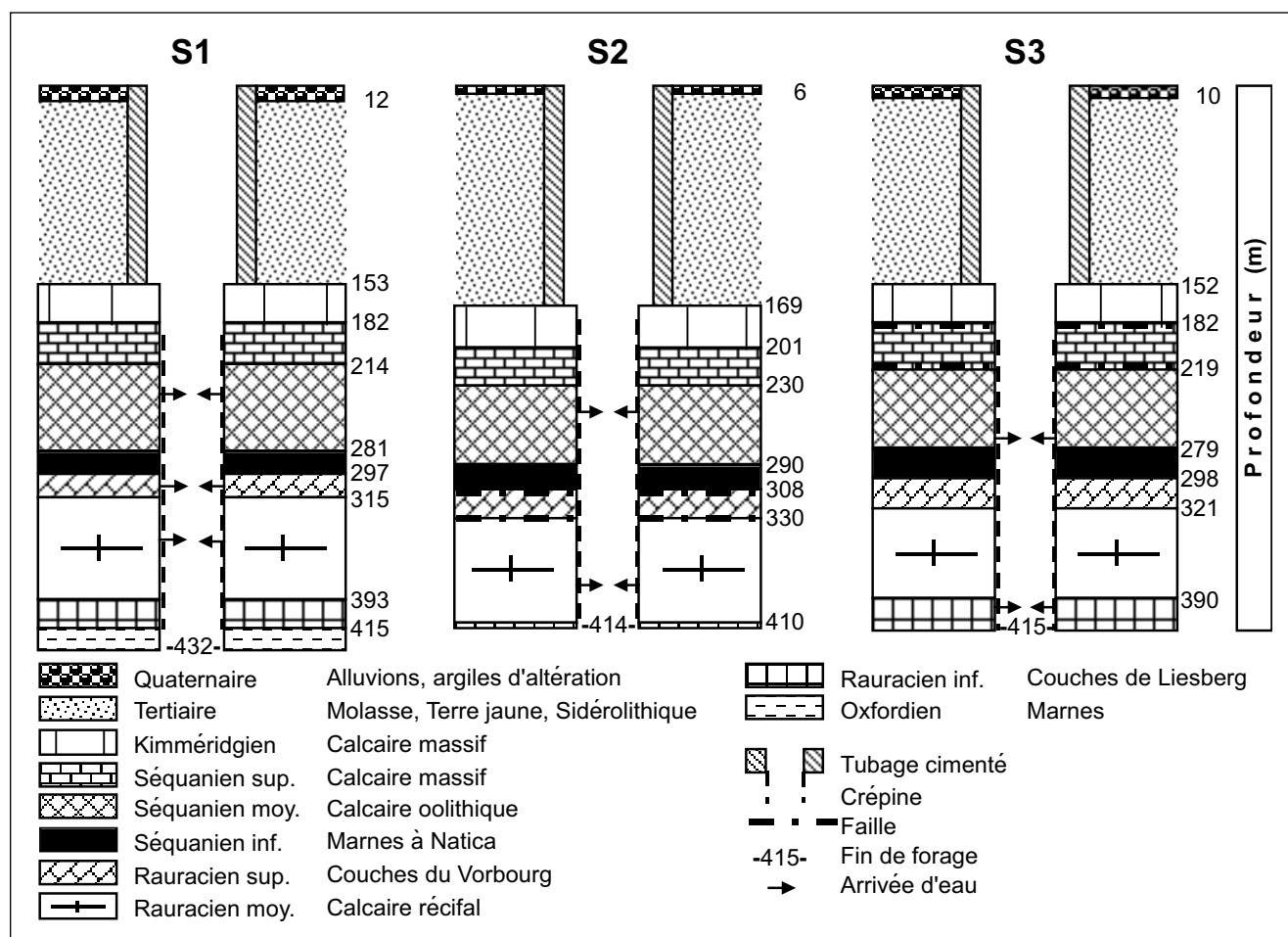


Figure 4.1.3: Coupes des forages S1, S2 et S3 (d'après FLURY et al., 1991).

Tableau 4.1.2: Localisation et données d'exploitation des forages S1, S2 et S3. Le débit pompé entre parenthèses est le débit maximal lors des essais de production (d'après FLURY et al., 1991).

Forage	Lieu-dit	Coordonnées (x/y/z)	Profondeur (m sous sol)	Débit artésien (m ³ /h)	Débit pompé (m ³ /h)
S1	Rossemaison	592'869 / 244'479 / 426.06	432	> 25	(102)
S2	Régie des alcools	592'290 / 244'610 / 422.62	414	> 25	≈ 65 (102)
S3	Les Prés Roses	592'061 / 244'993 / 422.65	415	> 25	(102)

calculer les transmissivités et les coefficients d'emmagasinement pour les trois forages. Les valeurs se situent entre 5 et $10 \cdot 10^{-4}$ m²/s pour la transmissivité et 0.6 à $3 \cdot 10^{-4}$ pour le coefficient d'emmagasinement (FLURY et al., 1991).

Les essais de débit ont mis en évidence une relation hydraulique très étroite et directe entre les trois forages, le pompage dans l'un des trois ayant comme résultat un rabattement important dans les deux autres. FLURY et al. (1991) ont estimé la ressource exploitable à quelques 120 m³/h pour l'ensemble des trois forages. Plusieurs facteurs ont restreint le libre choix du rythme d'échantillonnage lors de cette étude:

- Seul le forage S2 Régie des alcools est équipé d'une pompe, mais il n'est exploité que périodiquement en automne, quand les autres ressources d'eau potable de Delémont deviennent trop faibles. Ainsi, en 1992 il a été exploité pendant trois mois de fin août à fin novembre, en 1993 pendant deux mois de mi-août à mi-octobre et en 1994 pas du tout. Comme il n'est pas question de laisser couler l'eau artésienne librement (le forage est entouré de champs cultivés), les prélèvements ont été restreints aux périodes de production.
- Le forage S3 n'a pu être échantillonné que par artésianisme. Etant équipé d'une sonde de pression, il n'était pas souhaitable de perturber les mesures. Ce forage n'a donc été échantillonné qu'à trois reprises après l'avoir ouvert complètement et en laissant l'eau s'écouler pendant quelques jours.
- Le forage S1, situé en zone agricole à côté d'un drainage a pu être laissé ouvert pendant une année entière de mars 1994 à avril 1995. Il a donc été possible de l'échantillonner mensuellement pendant cette période.

4.1.2.2 Les sources et forages karstiques

Quatre sources karstiques émergeant des calcaires du Malm sur les flancs intérieurs des anticlinaux entourant le bassin de Delémont ont été échantillonnées sporadiquement (2–4 fois) (tableau 4.1.3):

- La Bame à Courfaivre
- La source de Develier-Dessus à Develier-Dessus
- La Doux à Delémont
- La Recolaine à Vicques

Toutes ces sources sauf La Bame à Courfaivre sont utilisées pour l'approvisionnement en eau potable des communes de Delémont, Develier et Vicques. Les sources de Develier-Dessus, La Bame et Vicques émergent directement des calcaires du Malm pendant que celle de La Doux est alimentée par les eaux du Malm, mais émerge dans un terrain constitué de compartiments du Malm tassé, couchés sur des sédiments tertiaires (COLOMBI SCHMUTZ DORTHE, 1977; MEURY, 1981; RIEBEN, & BAPST, 1991; HOHL, 1992) (figure 4.1.4).

Trois forages semi-profonds à profonds produisant des eaux froides karstiques ont été échantillonnés à trois reprises (tableau 4.1.3):

- Le forage de Moutier La Foule, profond de 195 m et recoupant les calcaires aquifères du Kimméridgien et Séquanien (Oxfordien sup.) a été foré en 1967 (MORNOD et al., 1970). Il produit une eau légèrement subthermale de 12.0–13.7 °C. Jusqu'à présent le forage n'a pas été mis en production, la ville de Moutier n'ayant pas grandi selon les estimations des années 1960. Lors d'un essai de traçage à la perte des eaux usées de Champoz à environs 1 km du forage, une petite quantité du traceur a été retrouvée dans le forage après 48 h (MORNOD et al. 1970).
- Le forage de Malleray Les Rosiers a été foré en 1980 (MORNOD & BERTRAND, 1975, 1982). Il atteint la profondeur de 485.5 m et produit une eau karstique froide et artésienne jaillissante, utilisée comme eau potable pour les communes de la vallée de Tavannes. Les zones aquifères se trouvent dans les calcaires du Portlandien, Kimméridgien et Séquanien (Oxfordien sup.). SCHOTTERER (1980) conclut sur la base de plusieurs analyses de tritium, qu'un tiers environs de l'eau des forages de Moutier et Malleray serait plus ancienne que 10–17 ans.
- Le forage de Tavannes L'Arsenal a été foré en 1988 pour l'approvisionnement en eau potable de la commune de Tavannes (KELLERHALS, 1992; ZIEGLER, 1992). Il atteint la profondeur de 468 m et produit une eau artésienne jaillissante, karstique et froide issue des calcaires du Kimméridgien. D'une part l'eau possède une turbidité élevée et d'autre part, un traceur injecté à environ 2.5 km de distance est apparu dans le forage après 27 h seulement. Le caractère karstique et la grande vulnérabilité de l'eau de ce puits sont clairement démontrés.

Tableau 4.1.3: Emplacement et données techniques des forages et sources karstiques. Les valeurs du débit pompé entre parenthèses sont les débits maximaux lors des essais de production.

Forage/Source	Lieu-dit	Coordonnées (x/y/z)	Profondeur (m sous sol)	Débit artésien (m³/h)	Débit pompé (m³/h)
Malleray	Les Rosiers	585°900 / 231°630 / 740	485.5	147–192	(351)
Moutier	La Foule	593°550 / 235°300 / 585	195	–	(540)
Tavannes	L’Arsenal	581°530 / 229°650 / 765	468	10–15	(99)
Courfaivre	La Bame	586°925 / 241°500 / 545	–	?	
Delémont	La Doux	592°750 / 246°420 / 445	–	40–140	
Develier-Dessus	Develier-Dessus	587°450 / 246°320 / 580	–	40–141	
Vicques	La Recolaine	598°700 / 244°450 / 460	–	?	

4.1.3 Typologie chimique

Pour les eaux de la région de Delémont, des analyses antérieures à l’étude de plusieurs auteurs étaient disponibles (FLURY et al., 1991; Laboratoire cantonal du canton du Jura, 1962–1992; HOHL, 1992; SCHOTTERER, 1980, 1991).

Les sources et forages prélevés lors de cette étude sont décrits au chapitre 4.1.2. Toutes les eaux froides étudiées (toutes les sources ainsi que les forages de Malleray et Tavannes) possèdent un chimisme typique des eaux karstiques, issues d’un aquifère calcaire. Elles sont faiblement minéralisées (conductivité électrique entre 260 et 470 µS/

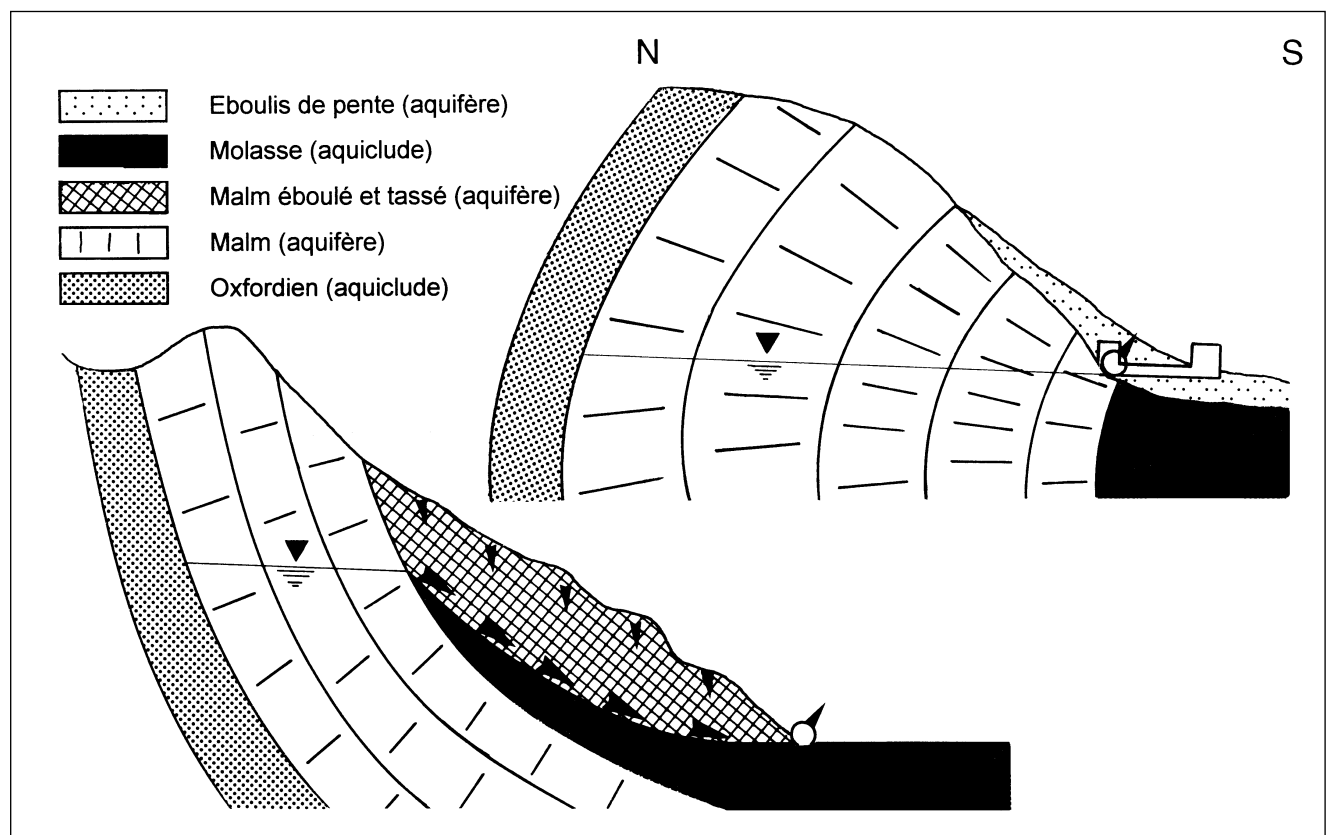


Figure 4.1.4: Coupes géologiques schématisiques N–S des sources de Develier-Dessus (haut) et La Doux (bas) (modifié d’après COLOMBI SCHMUTZ DORTHE, 1977). La longueur des profils est d’environ 0.5 km et 1.75 km respectivement, l’altitude maximale est de 750 m et 680 m alors que les sources se trouvent aux cotes approximatives de 590 m (Develier-Dessus) et 440 m (La Doux). Pour l’emplacement des sources cf. figure 4.1.11.

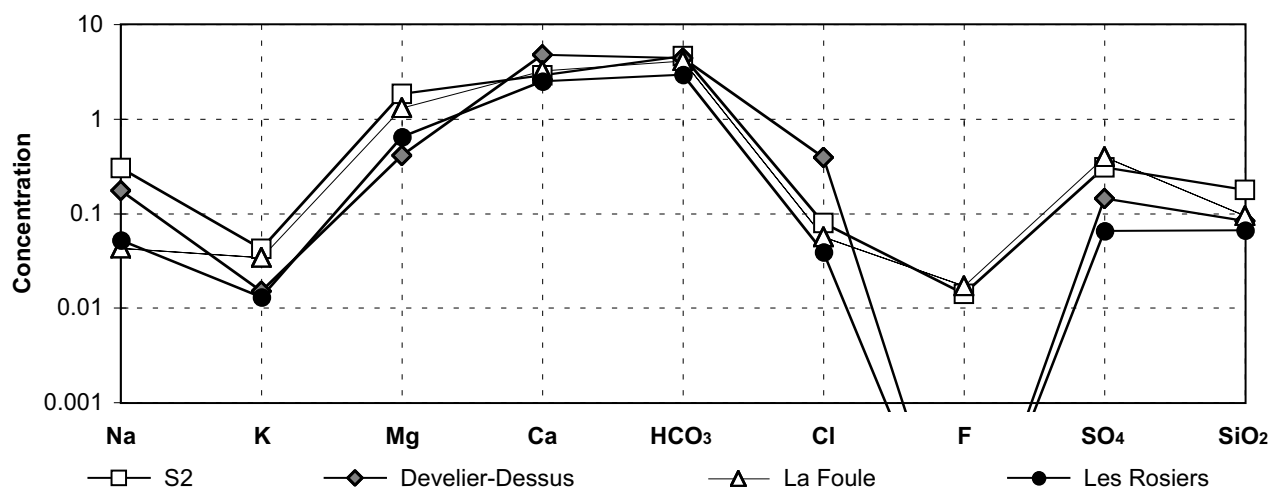


Figure 4.1.5: Les eaux de la région de Delémont représentées par le diagramme de composition de type Schoeller. Les concentrations sont exprimées en méq/l, sauf la silice qui est exprimée en mmol/l. Toutes les eaux sont très semblables. A l'exception du sodium et de la silice, les eaux des puits S2 et La Foule sont spécialement proches l'une de l'autre. Les puits S1 et S3 non représentés dans cette figure, montrent des courbes presque identiques à celle du puits S2, les petites différences disparaissant dans la représentation logarithmique.

cm) et dominées par le calcium et le bicarbonate, c'est-à-dire qu'elles sont du type chimique $[Ca][HCO_3]$, sauf l'eau du forage La Foule qui est du type $[Ca, Mg][HCO_3]$ (figure 4.1.5).

L'eau la plus minéralisée est celle de la source de La Doux à Delémont, la seule eau qui n'émerge pas directement des calcaires du Malm mais d'un mélange de blocs de calcaires du Malm tassés et de sédiments de type molassique (figure 4.1.4). C'est l'eau qui indique le plus nettement une pollution anthropogène avec une teneur en nitrate supérieure à 20 mg/l, ce qui est logique en raison de son point d'émergence en aval de terrains agricoles et d'une ferme. Sa dureté totale est de quelques 5.4 méq/l. Toutes les autres sources et forages froids montrent également des signes de pollution par le nitrate et/ou le NaCl/KCl du salage des routes. Dans ce dernier cas, c'est surtout la source de Develier-Dessus qui est assez riche en chlorure (14 mg/l).

L'eau la moins minéralisée est celle du forage Les Rosiers de Malleray. C'est une eau douce (dureté totale = 3.14 méq/l) qui ne montre que de faibles signes de pollution d'origine agricole. Ses faibles teneurs en bicarbonate et en nitrate confirment l'altitude élevée de son bassin versant (donc des terrains moins intensément cultivés et avec une activité biologique du sol moins importante), indiquée par les isotopes stables de l'eau entre 1200 et 1400 m (cf. chapitres 3.2.1.1 et 4.1.9).

Dans toutes les eaux froides, aucun indice d'une composante d'eau plus profonde que l'aquifère du Malm n'a pu être décelé.

Les eaux thermales des trois puits S1, S2 et S3 sont également d'une minéralisation faible (conductivité électrique entre 380 et 400 $\mu S/cm$ et dureté totale de 4.7 méq/l)

et leur chimisme est typique pour des eaux issues d'un aquifère calcaire, dominé par le calcium et le bicarbonate, mais cette fois-ci également par le magnésium. Le type chimique est donc $[Ca, Mg][HCO_3]$. Les eaux sont pauvres en oxygène et en général ne contiennent pas de nitrate en quantité décelable. A part la teneur plus élevée en magnésium et l'absence de nitrate, les eaux thermales ne se différencient des eaux froides que par des nuances. Leur teneurs en traces et éléments mineurs (Li, Ba, Rb, Sr, F, etc.) sont plus élevées mais restent toujours faibles. La concentration en silice est, conformément à la température, plus élevée alors que la teneur en calcium est plus basse. Une différence sensible par rapport aux eaux froides est le rapport molaire Na/Cl, qui pour les eaux froides est presque toujours < 1 et pour les eaux thermales est toujours entre 2 et 3.5.

L'eau du puits La Foule à Moutier prend une position intermédiaire entre les eaux froides et les eaux thermales. Elle est légèrement subthermale, et son chimisme s'approche très nettement de celui des eaux thermales à l'exception du sodium, de la silice et du lithium qui sont moins concentrés dans l'eau de La Foule. Comme les eaux thermales de Delémont, l'eau de La Foule est du type chimique $[Ca, Mg][HCO_3]$.

4.1.4 Interactions eau-roche

Les interactions eau-roche des eaux de la région de Delémont sont assez restreintes à cause de la minéralogie très monotone des calcaires du Malm, minéralogie dominée à plus que 90% par la calcite. D'après les analyses de roche, le magnésium est présent entre 0.14 et 1.1% dans la roche (tableau 4.1.4). Les analyses de roche ont été réalisées sur quelques échantillons de cuttings de forage seulement et ne représentent donc pas tout l'aquifère.

Tableau 4.1.4: Analyses chimiques de cuttings de calcaire des forages S1 et S2. Les espèces sont indiquées en % de poids. Le complément par rapport à 100% est constitué presque exclusivement du ion carbonate.

Forage	S1	S1	S1	S1	S1	S2
Lithologie	Séquanien moyen	Séquanien moyen	Séquanien moyen	Rauracien moyen	Rauracien inférieur	Rauracien moyen
Intervalle de profondeur (m)	240–243	258–260	261–268	374–380	393–400	380–385
Sodium	0.005	0.011	0.011	0.006	0.013	0.0063
Potassium	0.008	0.013	0.013	0.009	0.021	0.0079
Calcium	40.02	38.95	38.7	39.55	35.0	40.37
Magnésium	0.68	0.235	0.231	0.294	1.092	0.14
Strontium	0.01	0.018	0.021	0.016	0.032	0.016
Silice	0.14	0.227	0.27	0.21	0.43	0.225
Résidu insoluble	2.51	3.54	5.46	4.01	11.04	8.9

Des analyses d'eau après l'acidification des forages permettent également de calculer le pourcentage du magnésium dans la roche de l'aquifère captif du Malm (tableau 4.1.5): les différences de la concentration en calcium et magnésium avant et après acidification indiquent une teneur de magnésium du total des alcalino-terreux entre 3 et 20% de poids. Ces chiffres sont soumis à une grande incertitude à cause de l'erreur analytique de ± 5 à 10% pour les analyses du calcium et du magnésium. De plus, ces valeurs ne sont pas nécessairement représentatives pour les zones aquifères des calcaires du Malm car nous ignorons si l'eau ne circule pas de préférence dans des couches plus ou moins riches en magnésium que la moyenne et si latéralement le pourcentage du magnésium ne varie pas. De plus nous ignorons si la teneur en magnésium est la même pour la matrice de la roche et le ciment et si l'eau réagit préférentiellement avec la matrice ou le ciment. Toutefois la répartition des teneurs en magnésium dans les trois forages coïncide logiquement avec les teneurs en magnésium dans les eaux des trois forages (cf. chapitre 4.1.7).

L'analyse diffractométrique des échantillons de roche confirme l'analyse chimique: les calcaires du Malm de Delémont sont en général très pauvres en minéraux autres que la calcite. Ce sont surtout les échantillons de plus grande profondeur qui contiennent également un peu de dolomite, du quartz et des phyllosilicates. Le dosage semi-quantitatif des trois échantillons S1 (261–268 m), S1 (393–400 m) et S2 (380 m) indique l'absence de dolomite dans l'échantillon S1 (261–268 m), alors que l'échantillon S1 (393–400 m) en contient environ 2.8% ainsi que 4% d'ankérite. Dans les phyllosilicates c'est la kaolinite qui domine. C'est l'échantillon le plus profond S1 (393–400 m) qui représente la partie de l'aquifère empruntée par l'eau du forage S3 alors que l'échantillon S1 (261–268 m) représente plutôt la partie de l'aquifère empruntée par l'eau du forage S1.

Tableau 4.1.5: Différences des concentrations en calcium et magnésium pour des analyses d'eau des forages S1, S2 et S3 avant et après acidification. Les concentrations sont exprimées en mg/l et les pourcent en % de poids.

Forage	S1	S2	S3
Calcium avant acidification	46	57	46
Calcium après acidification	420	108	58
Différence du calcium	374	51	12
Magnésium avant acidification	22	23	24
Magnésium après acidification	33	25	27
Différence du magnésium	11	2	3
Magnésium en % de la somme des différences du calcium et du magnésium	2.9	3.8	20

L'analyse minéralogique indique que la partie profonde de l'aquifère est la plus riche en dolomite, quartz et phyllosilicates et qu'elle devient légèrement marneuse. Il est intéressant de noter que l'échantillon S1 (393–400 m) est le seul qui contient de la pyrite alors que les autres échantillons contiennent de la goéthite. D'autres minéraux tels que les feldspaths sont très rares dans les roches du Malm. La dominance de la calcite et la presque absence d'autres minéraux nettement solubles font que les eaux de l'aquifère captif du Malm ne sont saturées ou proches de la saturation que par rapport à peu de minéraux (figure 4.1.6).

- Toutes les eaux sont légèrement sursaturées par rapport à la calcite. D'une part, cette légère sursaturation peut être due à des phénomènes de dégazage du CO₂ avant la

mesure du pH. D'autre part, pour les eaux thermales des forages S1, S2 et S3 et l'eau subthermale du forage La Foule, cette sursaturation pourrait également être due à la dissolution incongruente¹⁾ de la dolomite et la lente cinétique de précipitation de la calcite devenue sursaturée. Une autre possibilité serait que la présence de magnésium génèrerait la précipitation de la calcite par adsorption du magnésium à la surface des cristaux de calcite (APPELO & POSTMA, 1993), effet non observé pour l'aragonite. La solubilité du calcium serait donc contrôlée par l'aragonite. En effet, celle-ci se trouve très proche de la saturation dans toutes les eaux avec une teneur relativement élevée en magnésium (S1, S2, S3 et La Foule).

- Les eaux thermales et celles du puits de La Foule sont également sursaturées en dolomite qui est vraisemblablement dissoute dans l'aquifère profond. La sursaturation pourrait indiquer que la dolomite présente dans l'aquifère est non ordonnée et donc plus soluble que la dolomite parfaite. En effet, l'indice de saturation de la dolomite non ordonnée est inférieur à 0, calculé avec le logiciel SOLMINEQ88 (KHARAKA et al., 1988), alors que celui de la dolomite ordonnée est nettement supérieur à 0. La dolomite tolère une forte sursaturation parce que la cinétique de précipitation est très lente à basse température et la dolomite ne précipite par exemple pas dans l'eau marine, bien qu'elle y est fortement sursaturée (APPELO & POSTMA, 1993). Une autre possibilité pour expliquer la sursaturation en dolomite serait l'échange ionique du calcium par le magnésium sur des argiles.

¹⁾ La dissolution incongruente est la dissolution d'un minéral, accompagné de la précipitation d'un autre. Une eau saturée en calcite qui dissout de la dolomite doit précipiter de la calcite devenue sursaturée par cette dissolution.

- La sursaturation du quartz n'est vraisemblablement pas due à un équilibre par rapport à ce minéral à une température plus élevée que celle du prélèvement (cf. chapitre 4.1.8). La température modeste (10–22 °C) des eaux souterraines de la région de Delémont est plutôt compatible avec un équilibre par rapport à la calcédoine. Celle-ci étant sous-saturée dans toutes les eaux, on peut admettre que l'aquifère du Malm est très pauvre en minéraux siliceux et qu'en général le temps de résidence souterrain des eaux est trop court pour que l'eau puisse se saturer par rapport à la calcédoine. Cette hypothèse est soulignée par le fait que les eaux thermales des forages de Delémont (les eaux avec le temps de séjour souterrain le plus long) sont les moins sous-saturées par rapport à la calcédoine de toutes les eaux étudiées dans la région de Delémont. De plus nous avons des indices que l'eau du forage S3 est légèrement plus riche en silice que l'eau du forage S1, ce qui serait logique à cause de la plus grande concentration de quartz dans la partie profonde de l'aquifère où s'écoule l'eau du forage S3. Malheureusement les problèmes analytiques de la silice interdisent de démontrer si ces indices sont significatifs (cf. chapitre 2.4.3). La pauvreté de l'aquifère en minéraux siliceux se confirme par la concentration très basse de la silice dans les attaques à l'HCl des échantillons de roche des forages S1 et S2, qui est d'environ 0.14–0.4% (tableau 4.1.4) et par la faible présence de quartz dans les analyses minéralogiques.
- Tous les autres minéraux sont nettement sous-saturés pour toutes les eaux étudiées, à l'exception de certains minéraux du fer pour quelques analyses des forages. Ce phénomène peut être expliqué par la corrosion du tubage des forages ou par l'oxydation de la pyrite qui met en solution du fer. La plupart des eaux analysées est légèrement sous-saturée par rapport au Fe(OH)₃ amorphe, qui semble contrôler la solubilité du fer. Seulement dans les eaux des forages de La Foule à Moutier, S1 et S3 à Delémont à l'état artésien et du forage S2 au début

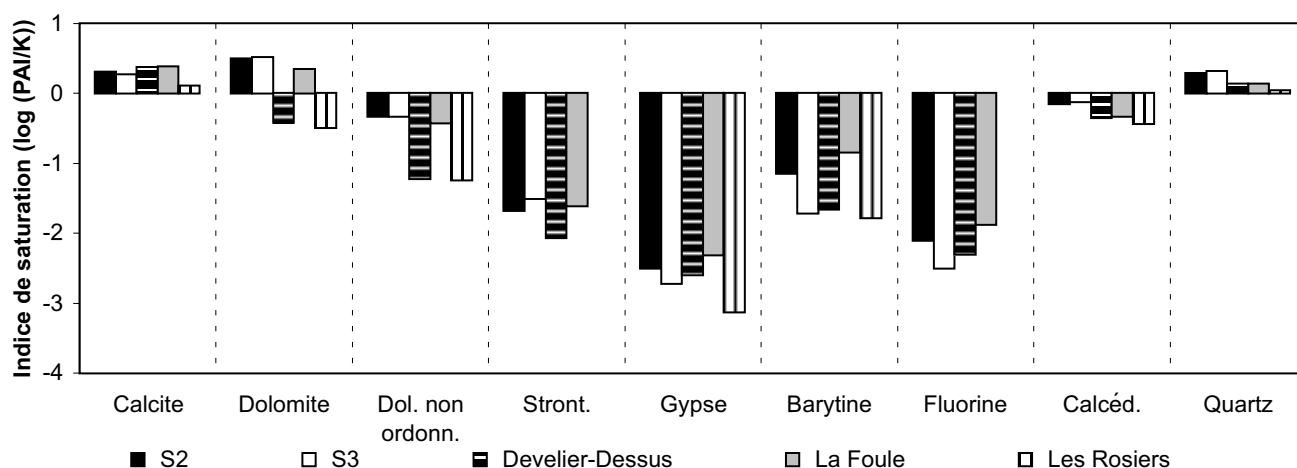


Figure 4.1.6: Indices de saturation de quelques minéraux importants dans les eaux de la région de Delémont. On constate qu'à part la calcite, la dolomite ordonnée et le quartz, tous les minéraux sont sous-saturés dans toutes les eaux. Les analyses d'eaux de la région de Delémont non représentées dans cette figure montrent les mêmes tendances.

de la production, la solubilité du $\text{Fe}(\text{OH})_3$ est largement dépassée. Dans ces eaux-là c'est la sidérite qui contrôle la solubilité du fer et qui est à saturation dans les eaux S1-1 et S3-1 par exemple. Cette sursaturation par rapport au $\text{Fe}(\text{OH})_3$ amorphe est certainement due à la corrosion du tubage.

- Les indices de saturation pour les minéraux argileux sont assez ambiguës. Nous disposons pour les mêmes eaux d'une part d'analyses où la teneur en aluminium n'atteint même pas la limite de détection ($0.1\mu\text{g/l}$) et d'autre part d'analyses avec des teneurs en aluminium qui font que les eaux concernées sont sursaturées par rapport à plusieurs minéraux argileux (kaolinite, montmorillonite). La saturation par rapport à l'illite par contre n'est jamais atteinte. Le fait que plusieurs analyses n'ont même pas révélé $0.1\mu\text{g/l}$ d'aluminium nous fait conclure que pour la plupart des analyses avec des teneurs en aluminium plus élevées, des problèmes de contamination lors du prélèvement ou lors de l'analyse existent.

Dans l'eau thermique, les teneurs en sodium sont nettement plus élevées par rapport au chlorure que dans les eaux froides. C'est très probablement l'indice d'un certain échange ionique calcium-sodium dans l'aquifère profond, peut-être au contact avec les marnes à Natica entre le Séquanien et le Rauracien et les marnes de l'Oxfordien sous-jacent au Rauracien. Une deuxième possibilité serait celle d'un petit apport d'eau d'un aquifère plus profond que celui du Malm.

Les teneurs en éléments traces alcalins (lithium, rubidium et césium) sont nettement plus élevées dans les eaux thermales de Delémont que dans les autres eaux du Malm de cette étude qui ne sont pas fortement influencées par l'apport d'eaux provenant d'autres aquifères (p.ex. Arkina, Yverdon-les-Bains). Ces éléments alcalins sont typiques des roches cristallines acides. Leur présence pourraient indiquer un certain apport d'eau provenant de la Molasse qui recouvre directement le Malm dans le bassin de Delémont. Cette Molasse contient entre autres des sédiments détritiques issus de roches cristallines, provenant des Vosges.

Les isotopes du sulfate dissous dans l'eau thermique du puits S2 indiquent très nettement l'oxydation des minéraux sulfurés comme source pour le sulfate. Le $\delta^{34}\text{S}$ atteint -7.25‰ et -8.8‰ (CD) pour deux analyses, valeurs typiques pour la pyrite sédimentaire (BALDERER, 1985). Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ sont de 6.25‰ et 5.7‰ (SMOW). Calculé avec la formule de LLOYD (1968), citée dans BALDERER (1985) (cf. chapitre 3.2.6) et en admettant un $\delta^{18}\text{O}$ de l'oxygène dissous de $+23\text{‰}$ (valeur typique de l'oxygène atmosphérique d'après BALDERER, 1985), le $\delta^{18}\text{O}$ du sulfate produit à partir de l'oxydation des minéraux sulfurés dans l'eau de Delémont serait de 6.27‰ . Par contre, les valeurs des isotopes du sulfate dans la roche (échantillons des profondeurs 228–229 et 352–354 m) sont de 10.94‰ et 2.51‰ pour le ^{34}S et de 16.1‰ et 16.21‰ pour le ^{18}O . Ce n'est donc pas ce sulfate qui se retrouve dissous dans l'eau.

Les rapports isotopiques du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les eaux et les roches du bassin de Delémont (tableau 4.1.6) sont tous assez proches les uns des autres. Les valeurs des échantillons de roche sont de plus typiques des roches sédimentaires calcaires du Jurassique (FAURE, 1986). Néanmoins, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les eaux des forages S2 et S3 est trop élevé pour être expliqué par la seule dissolution du strontium des roches analysées. On doit donc admettre une des trois hypothèses suivantes:

- 1) Les rapports isotopiques du strontium mesurés dans les trois échantillons de roche ne sont pas représentatifs pour l'aquifère du Malm. Cette hypothèse semble peu probable, car toutes les analyses du rapport isotopique du strontium des roches du Kimméridgien effectuées dans ce travail (Delémont, Yverdon-les-Bains, Genève-Thônex, Aix-les-Bains) ont des valeurs comprises entre 0.706982 (Yverdon) et 0.707818 (Delémont). De plus, le rapport isotopique dans les roches carbonatées du Jurassique varie entre 0.7068 et 0.7076 d'après FAURE (1986).
- 2) Les rapports isotopiques du strontium mesurés dans la roche ne représentent que des valeurs moyennes de différentes générations de calcite dans la roche (p.ex.

Tableau 4.1.6: Rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) dans les eaux et les roches du Malm dans le bassin de Delémont. Les échantillons de roche sont des cuttings des forages S1 et S2 des profondeurs indiquées, qui correspondent approximativement à la profondeur de venues d'eau dans les forages (tableau 4.1.1).

Echantillon	Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Eau de la source de Develier-Dessus, 13.9.1993	$0.70785 \pm 1.4 \cdot 10^{-5}$
Eau du forage S2-14, 24.11.1992	$0.708442 \pm 1.2 \cdot 10^{-5}$
Eau du forage S3-6, 9.5.1995	$0.708137 \pm 1.0 \cdot 10^{-5}$
Roche du Séquanien moyen (228–229 m)	$0.70746 \pm 1.4 \cdot 10^{-5}$
Roche du Rauracien moyen (352–354 m)	$0.707818 \pm 1.4 \cdot 10^{-5}$
Roche du Rauracien inférieur (396 m)	$0.707203 \pm 0.9 \cdot 10^{-5}$

ciment et oolithes). L'eau ne dissout de préférence qu'une de ces différentes générations de calcite qui aurait un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevé que la moyenne. Comme nous ne disposons pas d'analyses des isotopes du strontium pour différentes générations de calcite, cette hypothèse ne peut être ni vérifiée ni rejetée.

- 3) Les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevés dans les eaux thermales prouvent un mélange d'eaux de différents cheminements d'écoulement souterrain. C'est surtout un apport d'eau du remplissage molassique du bassin de Delémont ou de l'eau ayant eu contact avec ces sédiments qui est envisageable. Ce remplissage contient entre autres des sables et graviers vosgiens (Miocène), contenant des débris de roches cristallines alors que la Molasse alsacienne d'âge oligocène contient des grès micacés (Glimmersande; LINIGER, 1925). Des affleurements de sables et graviers vosgiens ainsi que des grès micacés de la Molasse alsacienne ont été décrits par LINIGER (1925) entre autres dans la région de Develier-Dessus (Cras des Fourneaux, Pâturage de Robe). Des grès de la Molasse alsacienne ont été décrits à Châtillon ou au Montchaibeux près de Rossemaison. Les roches cristallines et spécialement les micas sont plus riches en rubidium-87 (l'isotope mère du ^{87}Sr) et leur rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ doit donc être nettement plus élevé que celui des calcaires. Cette hypothèse est plausible, parce que soutenue par les concentrations en rubidium et césium dissous dans l'eau, concentrations toujours assez basses mais nettement plus élevées que dans les eaux thermales d'Yverdon-les-Bains par exemple (cf. plus haut dans ce chapitre et chapitre 4.2.7) et indiquant eux aussi un certain contact direct ou indirect avec des roches cristallines. Un deuxième argument en faveur de cette hypothèse est le fait que l'eau du forage S2 possède un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevé que celle du forage S3. La plus grande partie de l'eau du forage S3 sort d'une profondeur de 388–400 m, et d'après la température de l'eau, la plus grande partie de l'eau du forage S2 doit sortir de la profondeur de 246 m, donc beaucoup plus proche de la base de la Molasse (tableau 4.1.1). De plus, le rabattement introduit par le pompage pendant l'échantillonnage au forage S2 favoriserait l'intrusion d'eau de la Molasse dans l'aquifère du Malm. Par contre l'eau du forage S3 a été échantillonnée en état d'artésianisme jaillissant, pendant lequel l'infiltration d'eau de la Molasse est quasi-impossible.

En résumé les interactions eau-roche suivantes peuvent être considérées pour les eaux thermales de l'aquifère captif du Malm à Delémont:

- La dissolution incongruente de la dolomite suivie de la précipitation de calcite pure entraîne une baisse de la concentration de calcium et une augmentation de celle en magnésium. Les indices de saturation de la calcite et de la dolomite sont plus grands que 0. Cette sursaturation de la calcite pourrait être due à la présence de magnésium qui générerait la précipitation de la calcite,

alors que la dissolution de dolomite non ordonnée dans l'aquifère du Malm pourrait entraîner la sursaturation de la dolomite ordonnée (processus n° 1).

- La dissolution de minéraux siliceux dans l'aquifère n'augmente que légèrement la teneur en silice dissoute à cause de la très faible présence de ces minéraux dans les roches du Malm à Delémont, ceci combiné avec un temps de séjour souterrain d'une partie de l'eau trop court. Ainsi l'équilibre par rapport à la calcédoine n'est pas atteint (processus n° 2).
- Un certain échange ionique Ca–Na dans les argiles des couches marneuses augmente la concentration du sodium et le rapport Na/Cl dans l'eau profonde (processus n° 3).
- L'oxydation de la pyrite ajoute un peu de sulfate à l'eau et diminue la teneur en oxygène dissous (processus n° 4).
- La dénitrification fait disparaître le nitrate (processus n° 5).

Une modélisation à l'aide du logiciel NETPATH (PLUMMER et al., 1993) démontre que chimiquement et isotopiquement (à l'exception des isotopes du strontium) une évolution d'une eau du type source Develier-Dessus vers une eau du type forage S1, S2 ou S3 est tout à fait possible (cf. chapitre 4.1.7) en tenant compte des processus (1), (2) et (3). Les deux autres processus n'ont pas été modélisés mais ne posent aucun problème dans l'évolution des eaux.

4.1.5 Evolution temporelle

Les forages profonds S1, S2 et S3 de la ville de Delémont ont été forés en 1990: le temps écoulé depuis est donc trop court pour décrire une évolution à long terme. De plus, après les travaux de forage et de développement des puits, seul le forage S2 a été mis en production de manière très irrégulière. Si la production introduisait des changements dans le système d'écoulement et par conséquent une variation des paramètres physiques, chimiques et isotopiques de l'eau de l'aquifère profond, le temps écoulé depuis la construction des forages est trop court, et la quantité d'eau produite est trop petite pour s'en apercevoir.

L'évolution à court et moyen terme des trois forages profonds de Delémont peut être suivie grâce aux analyses existantes depuis 1990. Malheureusement, la plupart des analyses des forages S1 et S2 de 1990 sont influencées par les acidifications à l'acide chlorhydrique (HCl) et par conséquent inutilisables pour déterminer l'évolution hydrochimique.

L'évolution chimique et isotopique depuis 1990 est assez inhomogène pour les trois forages, et sera donc discutée forage par forage.

L'évolution du forage S1 de 1990 jusqu'au début de notre étude en 1992 est difficile à suivre, parce que toutes les analyses antérieures, sauf la première, sont influencées par les effets de l'acidification (figure 4.1.7). En comparaison avec la période de 1992–1995, la première analyse de 1990

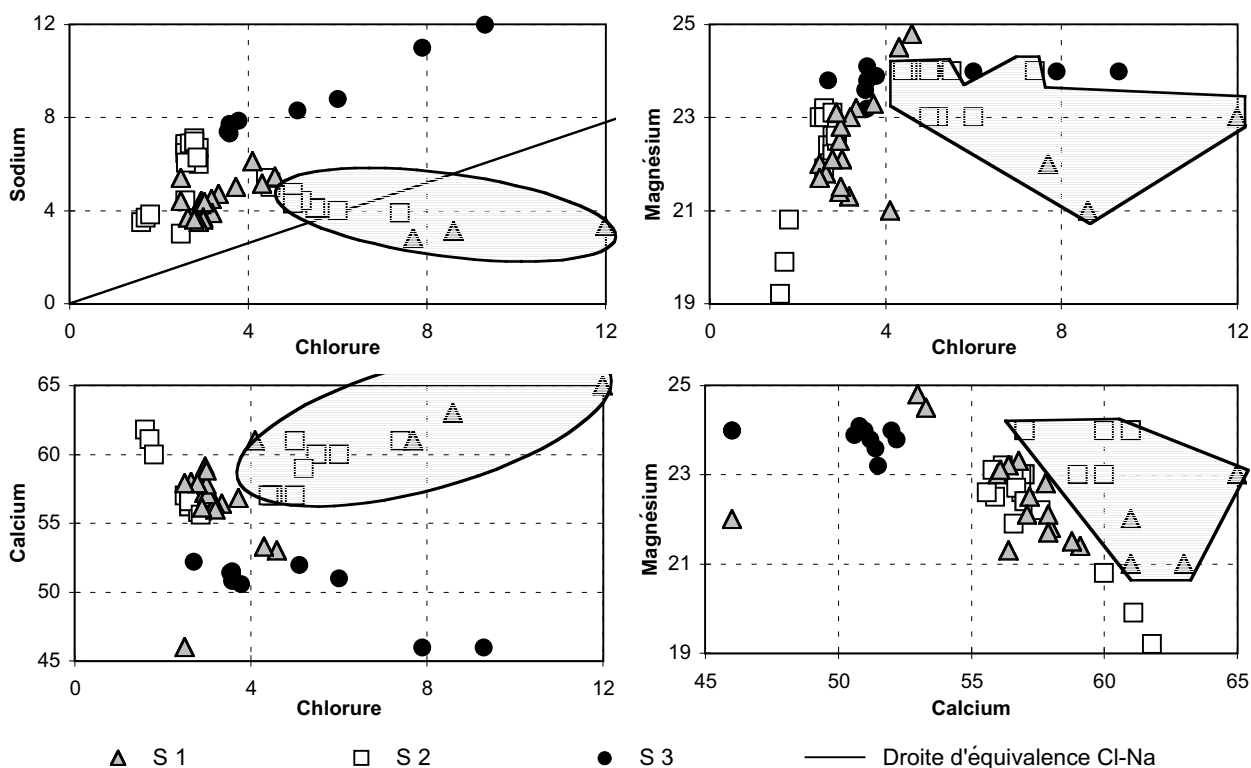


Figure 4.1.7: Variations de la composition chimique des eaux des forages S1, S2 et S3 de Delémont entre 1990 et 1995. On remarque la forte influence des acidifications sur la composition chimique de la plupart des analyses des forages S1 et S2 avant 1992, marquée par la surface encadrée. Les deux échantillons du forage S3 avec les teneurs les plus élevées en chlorure ont été prélevés avant l'acidification du forage. Les concentrations sont exprimées en mg/l, la droite dans la représentation chlorure/sodium représente l'équivalence entre le chlorure et le sodium.

montre des concentrations en calcium et en bicarbonate nettement plus basses (similaires au forage S3), alors que le reste des composantes chimiques ne se différencie pas par rapport à la gamme de variabilité des analyses 1992–1995. De plus, la température était également la plus élevée jamais mesurée et elle semble diminuer nettement au cours de l'année 1990 alors que la teneur en oxygène dissous augmente. Au cours des années 1992–1995 on observe une évolution nette du chimisme de l'eau: les concentrations en sodium, magnésium et chlorure diminuent alors que le calcium, le sulfate, la silice et la plupart des éléments trace augmentent. Les autres paramètres chimiques, physiques et isotopiques restent stables, c'est-à-dire ne varient pas plus que l'erreur analytique. Cette évolution chimique rapproche l'eau du forage S1, pour la plupart des composés chimiques, de celle du forage S2, à l'exception du sodium (figure 4.1.7).

Seule la première analyse de 1990 du forage S2 n'est pas influencée par les effets de l'acidification. Cette analyse-là se trouve dans la gamme de variabilité des analyses faites en 1992–1993. Celles-ci démontrent deux aspects différents de la variabilité du chimisme et de la composition isotopique du forage S2. Au début du pompage, le chimisme est nettement différent de celui qui s'installera après 4–5 jours de pompage à 60 m³/h (figure 4.1.8). De plus, la température baisse après quelques jours de production et

l'eau contient du tritium qui disparaîtra dans les échantillons prélevés après huit jours de pompage.

Lors des premiers jours de pompage, l'eau du forage S2 évolue vers une composition chimique stable, moins riche en calcium, sans tritium mais plus riche dans les autres composantes chimiques (espèces majeures, mineures et traces). Les isotopes stables de l'eau par contre ne montrent pas de variabilité plus grande que l'erreur analytique. La même composition chimique et isotopique stable après quelques jours de pompage se retrouve en 1992 et en 1993. Les analyses de 1990 et 1991 s'intègrent très bien dans l'évolution constatée en 1992–1993. Le premier échantillon en 1990 est nettement plus chaud que tous les autres et sa composition est pour plusieurs paramètres très proche de celle en début de production en août 1992 (sodium, potassium, sulfate). Le reste des analyses, avec l'influence décroissante des effets d'acidification, s'approche de plus en plus de l'état de stabilité chimique et isotopique constaté après quelques jours de pompage en 1992 et 1993 (figure 4.1.8).

Pour le forage S3, deux analyses ont été effectuées avant le développement à l'acide en 1990 et deux analyses en 1991 assez longtemps après l'acidification pour que ces effets soient négligeables. Ces analyses sont particulièrement intéressantes, parce qu'elles indiquent une nette évolution

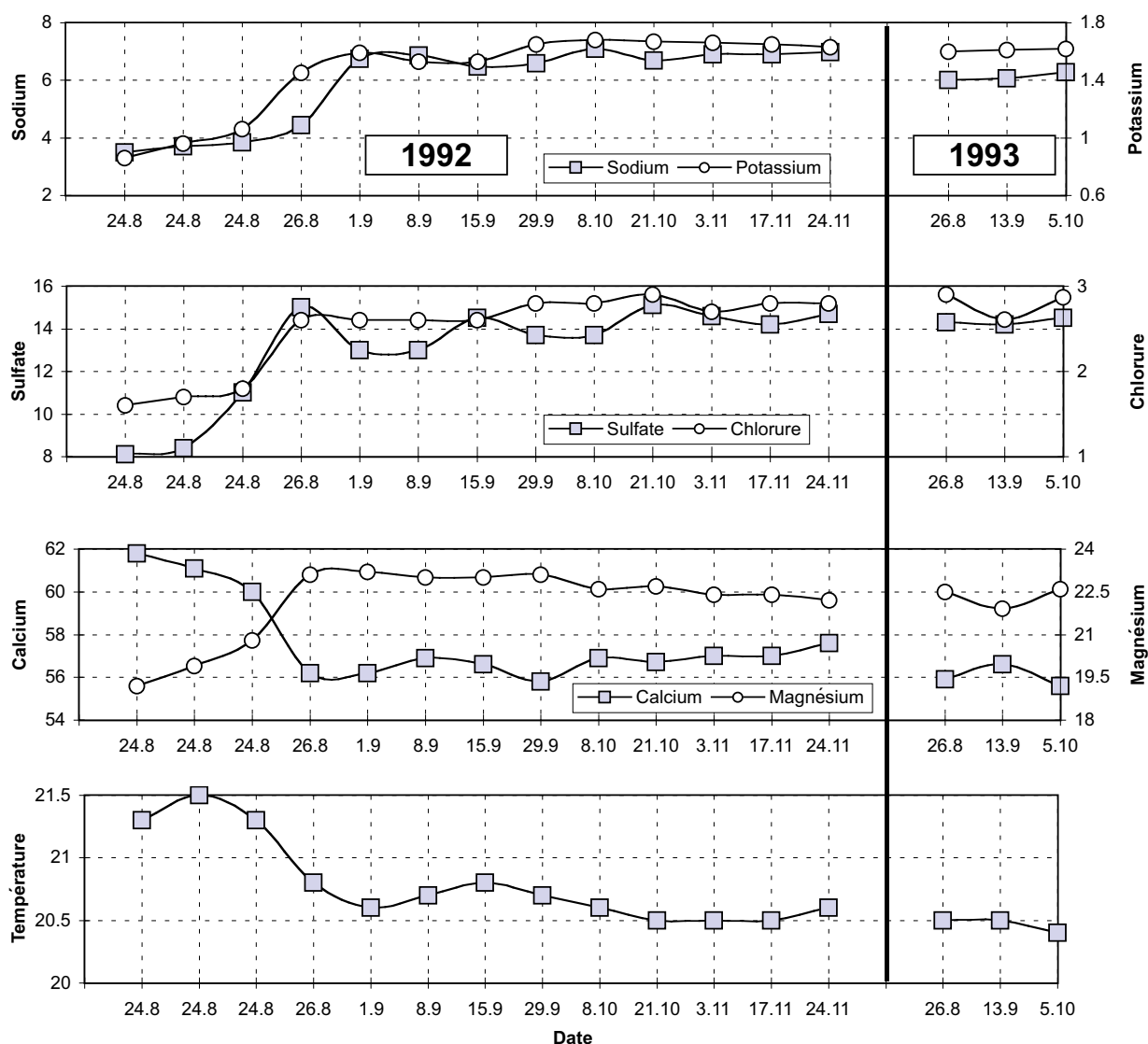


Figure 4.1.8: Evolution de quelques paramètres physiques et chimiques en cours de pompage au forage S2 en 1992 et 1993. L'échelle des abscisses représente l'ordre chronologique des échantillons mais n'est pas à l'échelle du temps. Les concentrations sont exprimées en mg/l.

de l'eau. Dès le début, les teneurs en sodium et en chlorure ont diminué alors que la concentration en calcium a augmenté (figure 4.1.7). Cette diminution des teneurs en sodium et chlorure se fait parallèlement à la droite d'équivalence entre le sodium et le chlorure. Mais cette diminution n'influence pas du tout le magnésium et la température. Les autres composés chimiques majeurs diminuent (potassium, sulfate) ou augmentent (calcium) avec la diminution du chlorure et du sodium. L'évolution du sulfate est un peu douteuse, vue les petites différences de concentration et l'erreur analytique généralement assez élevée sur le sulfate. Les échantillons prélevés entre 1992 et 1995 confirment l'évolution chimique des années 1990 et 1991 et se trouvent tous très proches des derniers échantillons de 1991.

En résumé, les trois forages produisent des eaux qui pour la plupart du temps sont très stables d'un point de vue chimique et qui se ressemblent fortement. Néanmoins, on ob-

serve des variations à court et moyen termes dans les trois forages, ainsi que des petites différences significatives entre les eaux de tous les forages. Les variations à court et moyen termes ne se corrélaient pas avec les saisons, mais semblent plutôt être liées à la durée et au mode de production (artésianisme ou pompage). Elles indiquent en plus des changements dans les conditions de l'écoulement induites par la construction, le développement à l'acide et la mise en production des trois forages. Ces changements font preuve de l'existence de plusieurs composantes d'écoulement dans l'aquifère captif du Malm à Delémont (cf. chapitre 4.1.7).

4.1.6 Comportement hydraulique

L'enregistrement en continu de la pression artésienne au forage S3 Les Prés Roses démontre la bonne relation hydraulique qui existe entre les trois forages, relation déjà

Tableau 4.1.7: Calcul des propriétés physiques de l'aquifère captif du Malm à l'aide des pompages d'août 1992 et 1993 au forage S2 et les enregistrements du niveau au forage S3. La distance x entre les deux forages S2 et S3 est de 446.24 m.

Début de pompage	Dernière mesure	Rabattement maximal mesuré (m)	Débit moyen (m^3/s)	Pente c (m)	t_0 (s)	Transmissivité T (m^2/s)	Coefficient d'emmagasinement S
24 août 1992; 10:00	13 sep. 1992	31.5	0.0163	44.39	336 746	$6.7 \cdot 10^{-5}$	$2.55 \cdot 10^{-4}$
16 août 1993; 10:30	19 oct. 1993	61.1	0.0154	56.49	442 612	$5.0 \cdot 10^{-5}$	$2.50 \cdot 10^{-4}$

nettement établie par FLURY et al. (1991). Ainsi, la pression artésienne du forage S3 réagit à l'ouverture de la vanne du forage S1 Rossemaison (distant d'un kilomètre environ) après 7 heures seulement. Au pompage dans le forage S2 Régie des Alcools (distant de 446 m, $Q = 63 \text{ m}^3/\text{h}$) en août 1993, on constate un temps de réaction inférieur à une heure. La perméabilité assez faible de l'aquifère captif du Malm ($2\text{--}4 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$ d'après FLURY et al., 1991) est démontrée par le fort rabattement de 61 m (rabattement non stabilisé) dans le forage S3 induit par le pompage au forage S2 avec un débit moyen de $55.4 \text{ m}^3/\text{h}$ pendant 64 jours. Le temps de remontée du niveau piézométrique observé au forage S3 était très long, supérieur à cinq mois.

Bien que les conditions d'un essai de production n'étaient pas vraiment remplies pour le pompage au S2 en août 1993 (le débit n'est pas connu très exactement et il diminuait en fonction du rabattement, le début du pompage n'est pas connu à la minute près), la courbe de rabattement permet un calcul approximatif de la transmissivité T et du coefficient d'emmagasinement S à l'aide de l'approximation logarithmique de JACOB (1950), cité par CASTANY (1982):

$$T = \frac{0.183 \cdot Q^2}{c} \quad (m^2/s)$$

$$S = \frac{2.25 \cdot T \cdot t_0}{x^2}$$

Q = débit en m^3/s

c = accroissement du rabattement au cours d'un module logarithmique (=pente de la droite représentative)

t_0 = point d'intersection de la droite représentative avec le niveau piézométrique initial

x = distance entre le puits pompé et le puits d'observation en m.

Les données utilisées pour les calculs et les résultats se trouvent au tableau 4.1.7. La remontée de pression ne peut pas être utilisée pour le calcul de la transmissivité parce que nous ignorons l'heure exacte de la fin de production au forage S2.

La valeur de la transmissivité calculée à l'aide du pompage en 1993 de $5.0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ est certainement plus significative que celle du pompage en 1992 de $6.7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. En 1992

l'enregistrement du rabattement s'est arrêté avant que la pente du rabattement en fonction du logarithme du temps soit devenue maximale alors qu'en 1993 on observe vers la fin du pompage une légère diminution de la pente. Néanmoins, les valeurs calculées pour les deux pompages sont assez proches et elles concordent très bien avec la valeur trouvée par FLURY et al. (1991) lors de l'essai de production de 25 jours au forage S3 et qui est de $6.8 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Le coefficient d'emmagasinement déterminé par FLURY et al. (1991) entre les forages S3 et S2 est de $3.1 \cdot 10^{-4}$ et donc également très proche de la valeur déterminée pendant le pompage de 64 jours en 1993 de $2.5 \cdot 10^{-4}$.

Un autre phénomène apparaît des enregistrements de la pression artésienne: des variations quotidiennes de la pression de l'ordre de 5 à 15 cm (figure 4.1.9). Comme ces variations quotidiennes ont été mesurées par deux sondes différentes, on peut exclure qu'il s'agisse d'un artefact de mesure. Pour expliquer ce phénomène, l'hypothèse la plus plausible est celle de l'incidence des marées terrestres et des variations de la pression atmosphérique sur le niveau piézométrique. D'après MARSAUD et al. (1993), on peut estimer les caractéristiques physiques des aquifères profonds à partir de ces variations de pression artésienne, mais il est nécessaire d'avoir une chronique d'enregistrement d'une année au moins. Malheureusement, les pompages au forage S2, les quelques interruptions de l'enregistrement de la pression artésienne au forage S3 et les interventions sur la vanne du forage S1 ont réduit les chroniques utilisables à quelques mois seulement. De plus, la précision de mesure de 0.1 % de la sonde de pression pour une gamme de mesure de 100 mètres (10 bars) est trop petite comparée à l'amplitude des variations quotidiennes.

L'interprétation d'éventuelles variations saisonnières de la pression artésienne est rendue très difficile à cause des interventions dans le régime hydraulique de l'aquifère du Malm: pompages du forage S2 et ouvertures répétées des vannes des forages S1 et S3 pour prélèvements d'eau. De plus, les enregistrements effectués avec la première sonde de pression (février à septembre 1992) sont inutilisables, en raison d'un mauvais étalonnage. Plusieurs interruptions dans la chronique des mesures de la deuxième sonde (mars 1993 à avril 1995) ont été provoquées par des surtensions sur l'appareil d'enregistrement en raison de la foudre.

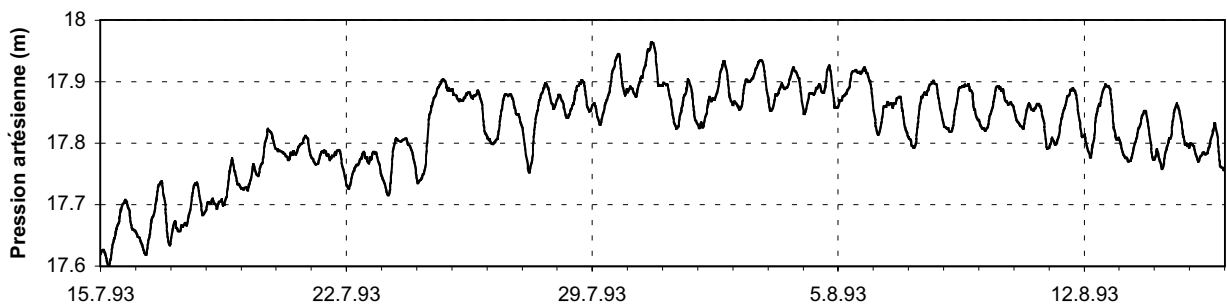


Figure 4.1.9: Variations quotidiennes de la pression artésienne au forage S3 du 15 juillet au 15 août 1993, dues aux variations de la pression barométrique et aux marées terrestres.

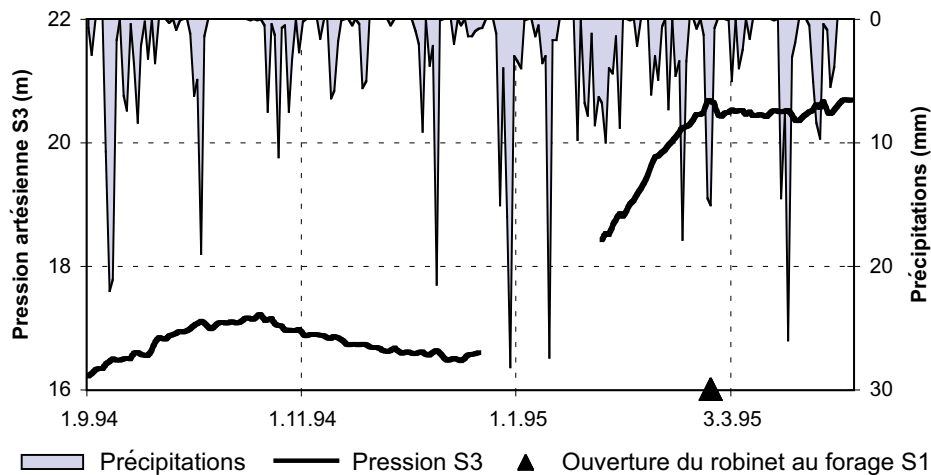


Figure 4.1.10: Evolution de la pression artésienne au forage S3 Les Prés Roses et pluviométrie à Delémont de septembre 1994 à avril 1995. On remarque l'effet de l'étiage autumnal (mi-octobre à mi-décembre) suivi par la forte augmentation de la pression vers fin 1994/début 1995, qui se corrèle bien avec la pluviosité très élevée de cet hiver. Entre mi-décembre et fin janvier les données ont été perdues, probablement à cause de la foudre.

En dépit de ces problèmes, deux évolutions différentes du niveau piézométrique dans le forage S3 sont observées (figure 4.1.10): en automne 1994, de mi-octobre à mi-décembre l'étiage se fait remarquer par une légère baisse de la pression de 1.2 m; à partir de mi-décembre, l'hiver extrêmement pluvieux 1994/1995 a pour conséquence une forte augmentation du niveau piézométrique de 4 m jusqu'à fin février 1995. Ainsi, la pression artésienne au forage S3 a atteint une valeur de 20.5 m au dessus de la tête de puits, ce qui équivaut à une cote d'environ 444 m, cote la plus élevée mesurée depuis 1990. La recharge et donc le renouvellement de l'eau de l'aquifère du Malm est alors évidente.

Au nord de Delémont, la mise en charge de l'aquifère profond du Malm se fait autour de la cote de 530–550 m (limite entre les calcaires du Malm et la couverture peu perméable de la Molasse). Le gradient hydraulique entre l'altitude de mise en charge et le forage S3 (niveau piézométrique maximal mesuré de 444 m) est très élevé, atteignant 3.5%. A Develier, à l'ouest de Delémont, l'altitude de mise en charge est donnée par les affleurements du Malm à environ 500 m d'altitude et la source assez grande de La Golatte, qui jaillit des calcaires du Malm à 490 m, c'est-à-

dire seulement 46 m au dessus de la pression artésienne au forage S3. Cette différence d'altitude représente un gradient hydraulique de 1.5% (figure 4.1.11), donc nettement inférieur au précédent. En raison du plis transversal et de la faille de Develier, une relation hydraulique est peu probable entre les sources et les affleurements du Malm à l'ouest de Develier d'une part et les forages de Delémont d'autre part.

Au sud de Delémont, l'altitude de mise en charge de l'aquifère du Malm est similaire à celle au nord, elle est autour de 530–550 m. Par rapport au forage S3 cela implique un gradient hydraulique de 2.5%. Au sud-est et au nord-est, les calcaires du Malm affleurent dans les cluses de Choindez et du Vorbourg, recoupés par la Birse. Les altitudes minimales sont de 440 m au sud et de 405 m au nord, c'est-à-dire de 4 et de 39 m plus bas que la pression maximale mesurée au forage S3. On trouve donc un gradient du forage vers ces deux endroits de 0.1 et 1.2%.

La conductivité hydraulique dans l'aquifère du Malm du bassin de Delémont doit être fortement anisotrope et surtout orientée NNE–SSW, parallèlement à la «Querstö-

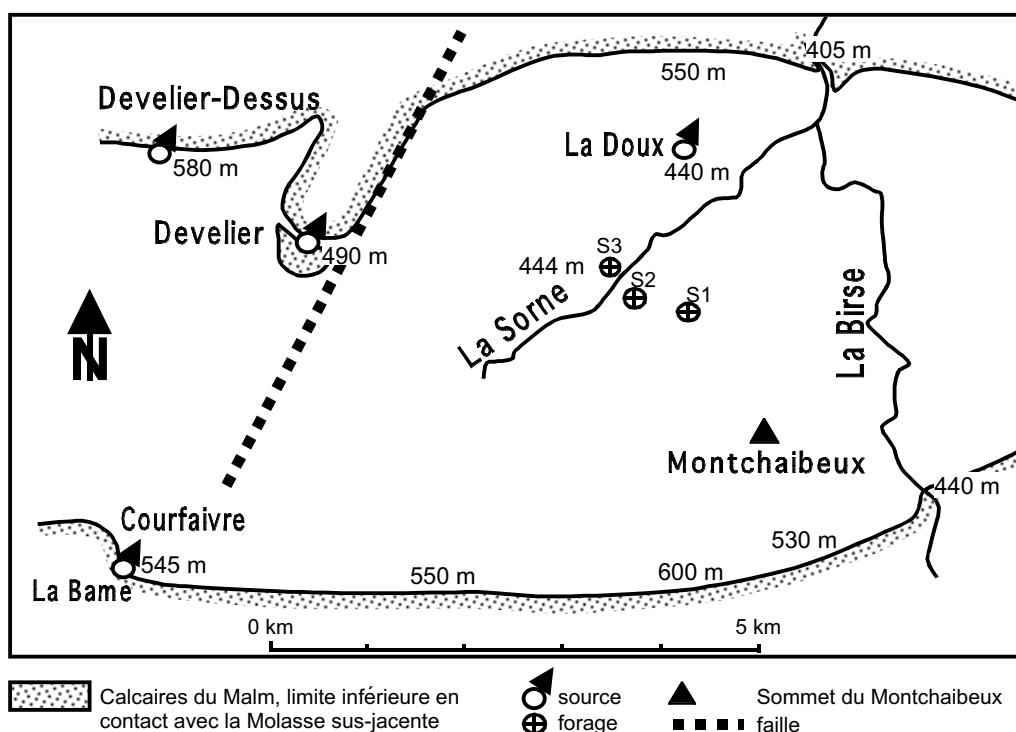


Figure 4.1.11: Esquisse de la partie centrale du bassin de Delémont avec les cotes du niveau piézométrique dans l'aquifère du Malm, déduites de l'emplacement des sources, des affleurements des calcaires du Malm et des mesures de la pression artésienne au forage S3.

rungszone» d'après SUTER (1978) et aux failles de Develier, Courrendlin et Vicques (FLURY et al., 1981). L'existence de l'importante source de La Doux à Delémont souligne cette observation. Elle jaillit à une altitude de 440 m à Delémont à 1.5 km de l'unique exutoire du bassin de Delémont, la cluse du Vorbourg où les calcaires du Malm affleurent à 405 m d'altitude. D'après COLOMBI SCHMUTZ DORTHE (1977), la source de La Doux est alimentée par le débordement de l'aquifère du Malm à une altitude d'environ 530–550 m (figure 4.1.4) sur l'anticlinal du Vorbourg. Entre cette cote et l'exutoire de la cluse du Vorbourg, le gradient hydraulique est très élevé de l'ordre de 10%, c'est-à-dire plus que deux fois plus élevé qu'entre la même région et le forage S3! Néanmoins, l'eau s'écoule vers la source de La Doux et le forage S3 (dans la cluse du Vorbourg aucune grande résurgence karstique ou venue d'eau thermique n'ont été observées, mais MEURY & FLURY (1989) décrivent une certaine sous-alimentation des alluvions de la cluse du Vorbourg par l'aquifère du Malm). La forte anisotropie de la conductivité hydraulique favorise l'alimentation de l'aquifère profond des forages S1, S2 et S3 à partir des directions sud et nord, alors que l'alimentation en provenance des directions est et ouest est probablement assez faible. On doit donc s'attendre à ce que l'eau de l'aquifère profond se renouvelle assez rapidement à partir des aires de recharge sur les anticlinaux nord et sud, lorsque les forages seront mis en production permanente. Ce renouvellement pourrait se faire remarquer par une augmentation des teneurs en tritium et des indicateurs de pollution (nitrate et chlorure) ainsi que par une baisse de température. De même une

diminution de la concentration en magnésium et une augmentation de l'activité en ^{14}C pourraient également être observés. Néanmoins, ces évolutions se produiront de manière graduelle, et ne seront probablement pas observées pendant assez longtemps encore.

4.1.7 Relations et mélanges entre différents types d'eau

L'étude de la variabilité à court et moyen terme a démontré des différences petites mais toujours significatives dans le chimisme de l'eau des trois forages (figures 4.1.7 et 4.1.8): d'une part les eaux des trois forages sont différentes l'une de l'autre, et d'autre part les eaux montrent des variations temporelles. Les seuls paramètres qui ne montrent pas de différence entre les trois forages et aucune évolution dans le temps sont les isotopes stables de l'eau (figure 4.1.13). Tous les autres paramètres, chimiques et isotopiques montrent des différences entre les trois forages et pour un même forage. Les relations entre le chlorure et les éléments majeurs calcium et magnésium font à première vue penser à un système de mélange à deux composantes (figure 4.1.12). D'autres comme les relations entre chlorure et sodium ou chlorure et silice montrent plutôt des liaisons triangulaires, typiques de systèmes de mélange à trois composantes. D'autres encore comme celles entre chlorure et les éléments en traces lithium, rubidium, baryum, césium et bore semblent indiquer un système de mélange à quatre composantes! Pour la plupart des relations entre chlorure et

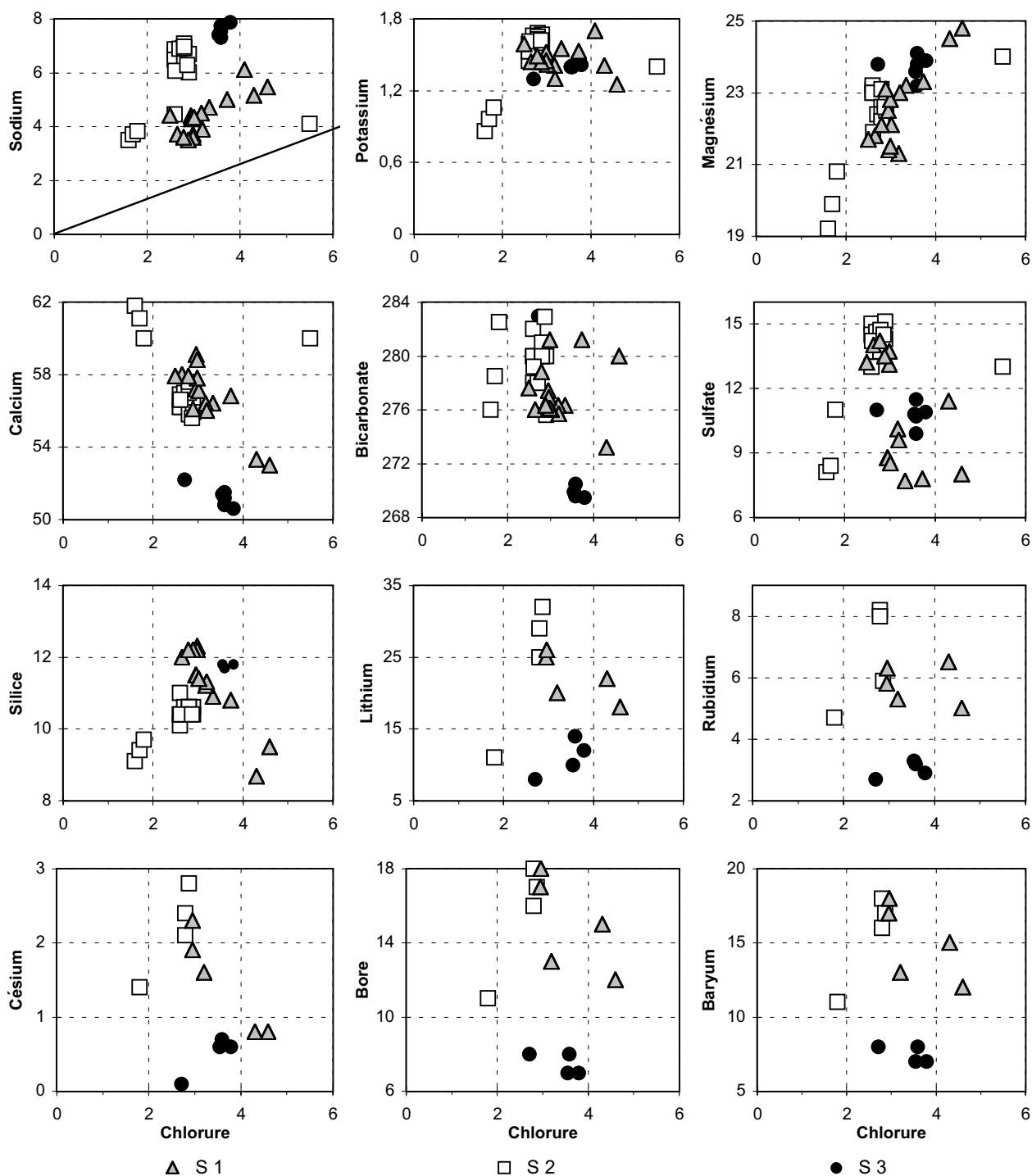


Figure 4.1.12: Relations entre le chlorure et différents composés chimiques majeurs et traces des eaux de l'aquifère captif du Malm à Delémont. Les majeurs (Na, K, Ca, Mg, HCO_3 , Cl, SO_4 , SiO_2) sont exprimés en mg/l, les traces (Li, Rb, Cs, B, Ba) en $\mu\text{g/l}$.

d'autres composés chimiques on pourrait conclure que les eaux des deux forages S1 et S2 évoluent vers un type d'eau commun (p. ex. chlorure/calcium, chlorure/magnésium, chlorure/lithium, chlorure/baryum), mais la relation entre chlorure et sodium rend impossible cette évolution (figure 4.1.12).

En effet, l'eau du forage S1 évolue au cours du temps vers un rapport molaire chlorure/sodium de 0.48 à 0.5 tandis que l'eau du forage S2 évolue vers un rapport de 0.25. En tenant

compte de l'excellente relation hydraulique et de la petite distance entre les trois forages, ainsi que du fait qu'ils recoupent exactement les mêmes couches géologiques, on devrait conclure qu'on est en présence d'un système de mélange d'au moins quatre composantes différentes d'eau dans l'aquifère captif du Malm à Delémont. A cette conclusion s'oppose le manque de variabilité des isotopes stables de l'eau (figure 4.1.13). Cette stabilité de la teneur de l'oxygène-18 et du deutérium dans le temps et entre les

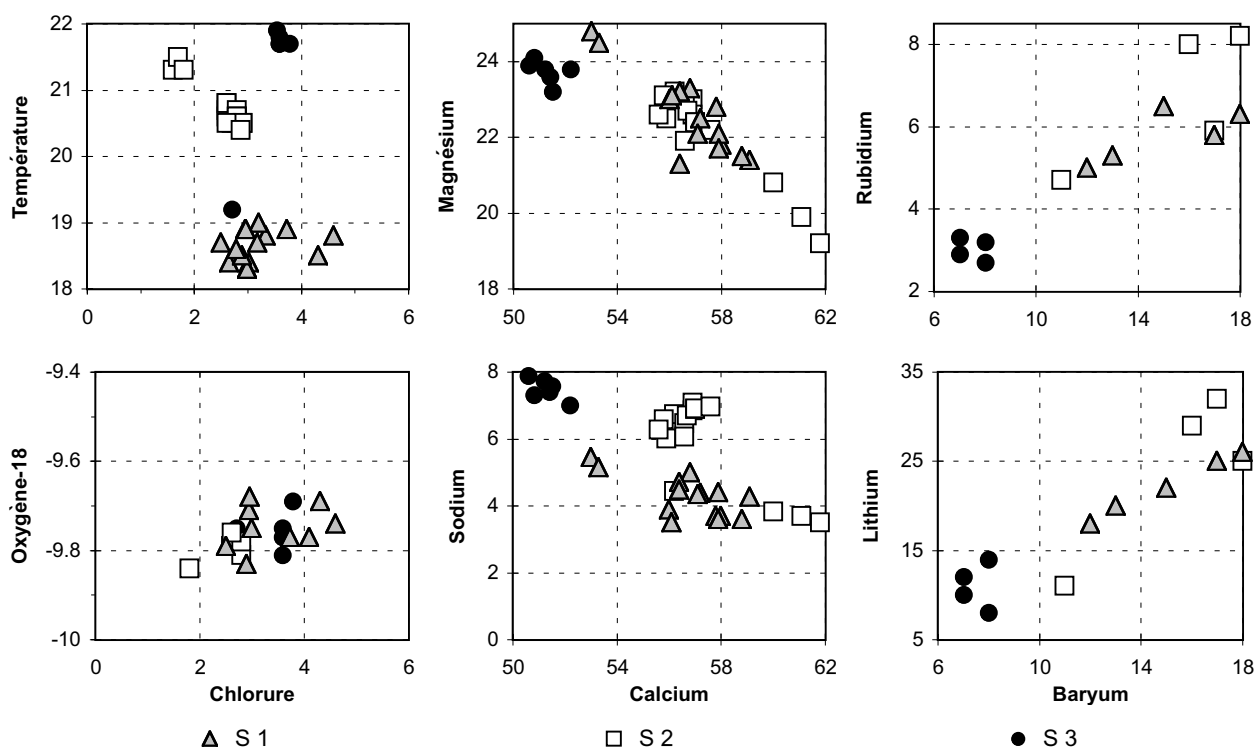


Figure 4.1.13: Relations entre différents éléments majeurs et traces, la température et l'oxygène-18 des eaux de l'aquifère captif du Malm à Delémont. Les majeurs (Cl, Mg, Ca, Na) sont exprimés en mg/l, les traces (Ba, Rb, Li) en μg/l, la température en °C et l'oxygène-18 en ‰.

différents forages prouve qu'on est en présence d'un seul type d'eau original dans l'aquifère captif du Malm et qui s'est infiltré à la même altitude et sous les mêmes conditions climatiques.

La seule possibilité d'expliquer cette contradiction apparente est que les différences chimiques et isotopiques (isotopes du carbone, soufre et strontium) sont dues à des cheminements souterrains et des vitesses d'écoulement différents de la même eau de départ. Ce sont les inhomogénéités lithologiques et donc minéralogiques, la présence de l'aquitard des marnes à Natica entre le Séquanien et le Rauracien ainsi que l'anisotropie de la conductivité hydraulique due à la fracturation qui font que l'aquifère du Malm est un aquifère multicouche, composé de plusieurs sous-aquifères. Dans ceux-ci, l'eau s'écoule à des vitesses différentes, descend plus ou moins en profondeur, se réchauffe donc différemment et rencontre des compositions minéralogiques légèrement différentes de la roche. Ainsi les eaux de ces sous-aquifères développent de petites différences chimiques et isotopiques parmi les paramètres réactifs et instables tels que sodium, calcium, magnésium, bicarbonate, silice, tritium, etc., alors que les isotopes stables de l'eau étant des traceurs intrinsèques de la molécule d'eau ne varient pas.

A ces sous-aquifères dans l'aquifère captif du Malm s'ajoute éventuellement une très petite contribution d'une composante plus profonde qui apporte du NaCl (dans les premiè-

res analyses du puits S3; figure 4.1.7), mais elle n'influence pas ou seulement de manière non décelable les autres paramètres. Ce sont des différences de conductivité hydraulique et de pression artésienne dans l'aquifère multicouche, ainsi que l'anisotropie spatiale de ces paramètres (encore augmentée par les acidifications des forages) qui permettent de remarquer les différences chimiques et isotopiques dans les trois forages et à l'intérieur d'un même forage. Au cours du pompage le mélange entre des parties de l'aquifère multicouche de pression artésienne et de conductivité différentes change. Ainsi, des parties moins conductrices mais soumises à plus grande pression artésienne contribuent pour une portion plus importante d'eau au début du pompage et diminuent leur contribution du débit total après un certain temps et la vidange de la zone plus perméable autour du forage créée par l'acidification.

Globalement on peut envisager trois sous-aquifères principaux dans l'aquifère captif du Malm à Delémont et deux zones d'écoulement rapide. Ces trois sous-aquifères sont caractérisés comme suit:

- 1) Le sous-aquifère du Séquanien moyen est le moins profond et donc le moins chaud. Une partie de son eau est en contact avec des sédiments de la Molasse qui fournissent des petites quantités d'éléments traces typiques des roches cristallines et des micas présents dans certaines couches de la Molasse (lithium, rubidium, césium): elle est donc la plus riche en ces éléments. Ce

contact peut être d'une part direct lors de l'infiltration en bordure du bassin de Delémont, où la Molasse alsacienne et les graviers et sables vosgiens affleurent (régions de Develier-Dessus ou de Châtillon). D'autre part un contact indirect est envisageable par l'infiltration d'eau de la Molasse à cause du rabattement dans l'aquifère du Malm introduit par la production au forage S2 et en raison du gradient hydraulique entre la colline molassique du Montchaibeux au sud de Rossemaison et l'aquifère captif du Malm. L'eau dans le Séquanien moyen est plus riche en calcium et plus pauvre en magnésium que celle du sous-aquifère du Rauracien inférieur (3). Si l'eau dans le Séquanien moyen s'écoule plutôt dans sa partie profonde comme dans les forages S2 et S3, elle est en contact avec les marnes à Natica ou elle s'enrichit en sodium par échange ionique Ca/Na. Si elle s'écoule plutôt dans la partie élevée, comme au forage S1, elle est nettement moins riche en sodium et plus froide. L'eau du forage S3, dans laquelle cette composante d'eau se trouve en quantité moindre, est logiquement la moins riche en éléments traces issus de la Molasse.

- 2) Le sous-aquifère du Rauracien moyen est nettement plus chaud que le précédent. Cette eau-là est encore plus riche en calcium et moins riche en magnésium, sodium, potassium, chlorure et sulfate que la précédente, ce qui se remarque dans les premiers échantillons du forage S2 lors du pompage en 1992, dans lesquels l'eau de ce sous-aquifère prédomine. Ultérieurement c'est la composante (1) qui devient la plus importante dans le mélange, et on observe que température et calcium diminuent alors que les autres composés chimiques augmentent (figure 4.1.8). La dominance du calcium sur le magnésium s'explique par la chimie du calcaire du Rauracien moyen, qui est le plus pauvre en magnésium de toutes les parties de l'aquifère captif du Malm analysées lors de ce travail (tableau 4.1.4). Dans le sous-aquifère du Rauracien moyen existe probablement une zone d'écoulement rapide qui apporte du tritium dans l'eau du forage S2 au début du pompage en 1992.
- 3) Le sous-aquifère du Rauracien inférieur n'est présent que dans le forage S3 où il représente la composante principale (figure 4.1.3 et tableau 4.1.1). C'est la partie la plus chaude de l'aquifère du Malm et sa minéralogie est la plus riche en dolomite et en ankérite (tableau 4.1.4). Par conséquent son eau est la plus riche en magnésium. Le Rauracien inférieur est en contact avec les marnes de l'Oxfordien sous-jacents et son eau s'enrichit donc en sodium par échange ionique Ca/Na. Une très petite quantité d'un fluide plus chargé en NaCl et provenant des marnes de l'Oxfordien s'introduit éventuellement dans le sous-aquifère du Rauracien inférieur. Ce fluide détecté au début de l'existence du forage S3 en 1990 (figure 4.1.7) rend l'eau légèrement plus riche en chlorure que celles des autres forages. Ce même fluide est également présent dans le forage S1, probablement par infiltration directe des marnes de l'Oxfordien que seul le forage S1 atteint (figure 4.1.3). Dans le Rauracien inférieur existe probablement une

deuxième zone d'écoulement rapide qui apporte le tritium dans le mélange d'eau du forage S3.

4.1.8 Température du réservoir

Les seuls minéraux à l'état de saturation ou sursaturation dans l'eau sont la calcite, la dolomite et le quartz. Tout les autres minéraux susceptibles d'être présents en quantité notable dans l'aquifère sont sous-saturés. La simulation de l'eau thermale à des températures plus élevées pour trouver celle où les indices de saturation des minéraux sursaturés et sous-saturés convergent vers $IS = 0$, met en évidence que seul le quartz atteint la saturation à une température inférieure à 100 °C. La température d'équilibre du quartz avec l'eau thermale de Delémont serait d'environ 41 °C. Traduit en profondeur à l'aide du gradient géothermique de 3.05–3.25 °C/100 m calculé par FLURY et al. (1991), l'eau devrait avoir atteint une profondeur de 950–1000 m. Cette profondeur-là est très peu probable d'un point de vue géologique et hydrochimique, parce que l'eau devrait avoir traversé les roches très peu perméables de l'Oxfordien et devrait également être beaucoup plus minéralisée qu'elle ne l'est. Un petit apport d'eau à travers les marnes de l'Oxfordien ne peut pas être exclu, par contre il n'est pas possible que ce soit la plus grande partie de l'eau qui emprunte ce cheminement. Les indices de saturation ne permettent donc pas d'envisager une température plus élevée que celle rencontrée au fond des forages.

Les géothermomètres chimiques et isotopiques n'indiquent également aucune température vraisemblable plus élevée que celle mesurée. Dans l'environnement chimique présent, dominé par les minéraux carbonatés, seul le géothermomètre de la calcédoine n'est pas chimiquement perturbé. La température qu'il indique est plus faible que celle mesurée en tête de forage, ce qui est la conséquence logique de la légère sous-saturation de la calcédoine dans toutes les eaux de Delémont (cf. chapitre 4.1.4). Probablement une partie de l'eau dans l'aquifère captif du Malm possède un temps de séjour trop court pour s'équilibrer avec la calcédoine dans cet aquifère si pauvre en minéraux siliceux.

On peut donc conclure, que la grande majorité de l'eau thermale de Delémont n'a jamais été plus chaude que la température mesurée en fond de forage et qu'elle ne remonte pas d'un aquifère plus profond, comme par exemple l'aquifère du Dogger.

4.1.9 Zone d'alimentation et conditions d'infiltration

Zone d'alimentation

Le bassin de Delémont étant une cuvette presque fermée, il est logique d'admettre que l'eau thermale des forages de Delémont possède sa zone d'alimentation à l'intérieur du

Tableau 4.1.8: Valeurs moyennes des isotopes stables dans les forages profonds de Delémont et pour deux sources karstiques du bassin de Delémont.

Forage/Source	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	Excédent de deutérium dex	Nombre d'échantillons
S1, S2 et S3	-9.76 ± 0.05	-68.5 ± 1.01	11.55 ± 1.0	19
Develier-Dessus	-9.55 ± 0.01	-66.6 ± 0.72	11.70 ± 0.63	3
La Bame, Courfaivre	-9.64	-67.3	11.75	2

Tableau 4.1.9: Altitude de recharge de l'eau thermique de Delémont calculée à partir des différentes relations altitude/isotopes stables existants dans la littérature et définies dans cette étude (cf. chapitre 3.2.1.1).

Equation	Altitude calculée (m)
KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Jura central (^{18}O)	780
KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Jura central (^2H)	740
BLAVOUX et al. (1979), Jura central et français (^{18}O)	630
KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Jura du nord-ouest et Forêt Noire (^{18}O)	610
KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Jura du nord-ouest et Forêt Noire (^2H)	505
MURALT (cette étude), bassin de Delémont (^{18}O)	810
MURALT (cette étude), bassin de Delémont (^2H)	930
MURALT (cette étude), bassin de Delémont (dex)	740

bassin. La chimie de l'eau, les gradients hydrauliques et la très faible perméabilité des sédiments limono-argileux molassiques rendent très peu probable une alimentation importante à travers la Molasse. La zone de recharge vraisemblable est donc à chercher sur les flancs intérieurs des anticlinaux entourant le bassin de Delémont, dans les calcaires du Malm affleurants.

Les analyses des isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^2H) confirment ces réflexions. Non seulement les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont remarquablement stables dans l'eau thermique, même si la composition chimique varie, mais les valeurs sont tout à fait compatibles avec celles des sources karstiques du bassin de Delémont (tableau 4.1.8). En admettant que l'eau thermique des forages profonds de Delémont s'est infiltrée sous des conditions climatiques plus ou moins identiques à celles d'aujourd'hui (cf. plus bas dans ce chapitre), on peut calculer l'altitude moyenne de la zone d'alimentation à l'aide des différentes relations entre l'altitude du bassin versant et les teneurs en isotopes stables de l'eau (tableau 4.1.9).

Comparées aux altitudes moyennes du bassin versant déterminées pour les deux sources karstiques de Develier-Dessus (720 m) et de La Bame à Courfaivre (780 m), les altitudes calculées avec les équations de BLAVOUX et al. (1979) et de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) pour le Jura du

nord-ouest et la Forêt Noire pour les eaux des forages S1, S2 et S3 sont trop basses de 100 à 200 m. Les altitudes calculées avec les équations de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) pour le Jura central et celles définies dans cette étude coïncident assez bien pour l'oxygène-18 et l'excédent de deutérium. Cette coïncidence est logique parce que les droites de corrélation altitude/oxygène-18 de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) et celle définie dans cette étude se croisent dans la région des valeurs isotopiques des forages S1, S2 et S3. Pour le deutérium, la différence est assez grande, probablement due au fait que l'équation de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) n'a pas été établie avec des valeurs mesurées, mais à partir de valeurs calculées en admettant que les relations isotopiques suivent la loi de la droite des eaux météoriques mondiales. Ceci implique un excédent de deutérium constant pour les eaux de différentes altitudes, une hypothèse qui visiblement n'est pas correcte. De ces calculs on peut retenir une altitude moyenne de la zone d'alimentation de l'eau thermique de Delémont d'environ 800 m, en admettant un climat identique à celui d'aujourd'hui lors de l'infiltration.

Les deux sources karstiques de Develier-Dessus et de La Bame à Courfaivre fonctionnent comme trop-pleins de l'aquifère du Malm au contact de celui-ci avec les couches peu perméables de la Molasse. On peut donc admettre que les eaux de ces deux sources représentent isotopiquement et

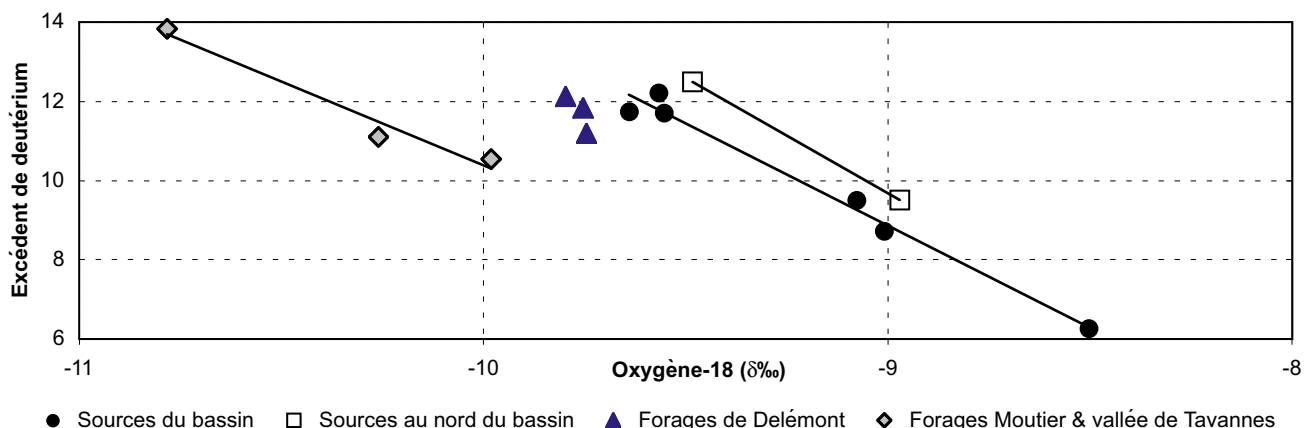


Figure 4.1.14: Corrélation entre l'oxygène-18 et l'excédent de deutérium pour les eaux de la région de Delémont. On remarque que les sources tout au nord du bassin de Delémont, celles à l'intérieur du bassin et les forages de Moutier et de la vallée de Tavannes s'alignent le long de trois corrélations linéaires presque parallèles et déplacées du nord au sud vers des valeurs plus négatives de l'oxygène-18. Les forages profonds du bassin de Delémont se retrouvent entre les deux corrélations des sources du bassin et des forages de Moutier et de la vallée de Tavannes.

chimiquement plus ou moins le mélange des eaux dans l'aquifère du Malm du côté nord et sud du bassin de Delémont respectivement, toujours en tenant compte d'une certaine influence de l'infiltration locale, rapide et directement liée aux sources.

Comme la presque totalité de l'eau profonde de l'aquifère captif du Malm du bassin de Delémont doit s'être infiltrée dans les affleurements du Malm des anticlinaux entourant le bassin de Delémont, on peut également admettre que ces eaux représentent le mélange des eaux de l'aquifère karstique libre du Malm. Tandis que leur composition chimique évolue au cours de l'écoulement souterrain, leur composition isotopique doit rester inchangée pour les isotopes stables de l'eau. Ainsi les isotopes stables de l'eau doivent avoir approximativement les mêmes teneurs dans les sources karstiques et dans les forages profonds de Delémont. En effet, les valeurs de l'oxygène-18 et du deutérium sont très proches pour les sources karstiques et les forages (tableau 4.1.8). Dans les forages le $\delta^{18}\text{O}$ est de 0.21‰ et le $\delta^2\text{H}$ de 1.9‰ inférieur à la source de Develier-Dessus, de 0.12‰ et 1.2‰ inférieur à la source de La Bame. Ces petites différences sont explicables par un climat légèrement plus froid lors de l'infiltration de l'eau profonde, mais cette différence de température est très faible, en tout cas plus petite que 1 °C. Une deuxième possibilité serait l'existence de petites différences locales dans la composition isotopique des sources de Develier-Dessus et La Bame de Courfaivre.

Un climat légèrement plus froid qu'aujourd'hui est également indiqué par l'altitude moyenne de la zone d'alimentation calculée. Les 800 m d'altitude moyenne sont trop élevés pour les affleurements du Malm de l'anticlinal du Vorbourg au nord de Delémont. Celui-ci représente par contre l'endroit le plus plausible pour l'infiltration de l'eau profonde, le gradient hydraulique entre la zone de mise en charge de l'aquifère captif sur cet anticlinal et les forages

profonds étant le plus élevé. Une altitude moyenne entre 600 et 700 m serait donc plus vraisemblable pour la zone d'alimentation de l'eau profonde, ce qui impliquerait également une légère différence climatique par rapport à aujourd'hui.

Un dernier argument pouvant expliquer cette légère différence climatique, est tiré du rapport entre l'oxygène-18 et l'excédent de deutérium (figure 4.1.14). Les sources au nord du bassin de Delémont, celles à l'intérieur du bassin et les forages de Moutier et de la vallée de Tavannes se retrouvent sur des corrélations linéaires plus ou moins parallèles et déplacées du nord au sud vers des valeurs plus négatives de l'oxygène-18. Apparemment le rapport entre le $\delta^{18}\text{O}$ et l'excédent de deutérium exprime non seulement une relation avec l'altitude mais également avec le climat local. Les eaux des forages profonds de Delémont se retrouvent sur aucune des corrélations linéaires mais entre celles des sources du bassin et les forages de Moutier et de la vallée de Tavannes, indiquant ainsi un climat légèrement différent lors de l'infiltration de celui d'aujourd'hui à l'intérieur du bassin.

Une autre interprétation possible de la position des eaux profondes dans ce diagramme ainsi que de l'altitude de la zone d'alimentation, calculée plus élevée que celle des sources karstiques, serait une infiltration préférentielle de l'eau profonde sur l'anticlinal de Vellerat au sud de Delémont. Dans cette zone-là, les calcaires du Malm se retrouvent à une altitude moyenne nettement plus élevée que sur l'anticlinal du Vorbourg au nord de Delémont, autour de 800 m environ. La position des eaux des forages S1, S2 et S3 sur le diagramme $\delta^{18}\text{O}$ /excédent de deutérium entre les corrélations de l'intérieur du bassin et la vallée de Tavannes (figure 4.1.14) s'expliquerait dans cette hypothèse par la position rapprochée de l'anticlinal de Vellerat des aires d'alimentation des eaux de Moutier et de la vallée de Tavannes.

Tableau 4.1.10: Résultats des analyses de gaz des forages profonds de Delémont. Les résultats sont indiqués en cm^3 STP. Le CO_2 correspond à la somme totale du carbone inorganique dissous.

Echantillon	N_2	O_2	CO_2	CH_4	Hélium	Néon	Argon	Krypton	Xénon
S2-16	$2.25 \cdot 10^{-2}$	$2.10 \cdot 10^{-4}$	$1.08 \cdot 10^{-1}$	$1.0 \cdot 10^{-6}$	$2.26 \cdot 10^{-7}$	$3.45 \cdot 10^{-7}$	$3.8 \cdot 10^{-4}$	–	–
S1-8	–	–	–	–	$3.30 \cdot 10^{-7}$	$5.87 \cdot 10^{-7}$	$5.92 \cdot 10^{-4}$	$1.16 \cdot 10^{-7}$	$1.54 \cdot 10^{-8}$

Tableau 4.1.11: Température d'infiltration de l'eau thermique de l'aquifère captif du Malm à Delémont déduite des teneurs en gaz nobles de l'échantillon S1-8. Les quantités de gaz nobles dissous ont été corrigées pour l'air en excès et pour l'effet d'altitude à 800 m.

Gaz	Quantité mesurée	Quantité corrigée	Température d'infiltration ($^{\circ}\text{C}$)
Néon	$5.87 \cdot 10^{-7}$	$1.933 \cdot 10^{-7}$	6.73
Argon	$5.92 \cdot 10^{-4}$	$3.898 \cdot 10^{-4}$	6.01
Krypton	$1.16 \cdot 10^{-7}$	$9.131 \cdot 10^{-8}$	7.10
Xénon	$1.54 \cdot 10^{-8}$	$1.352 \cdot 10^{-8}$	7.10
Moyenne	–	–	6.73 ± 0.51

Comme le gradient hydraulique entre la zone de mise en charge de l'aquifère captif du Malm et les forages de Delémont est plus élevé du côté nord que du côté sud, l'hypothèse de l'alimentation principale des eaux des forages S1, S2 et S3 depuis l'anticlinal de Vellerat impliquerait que sur l'anticlinal du Vorbourg la mise en charge ne se fait pas au contact Malm/Molasse à une altitude d'environ 530–550 m mais plus bas. Cette hypothèse serait plausible, si l'interprétation de l'alimentation de la source de La Doux par COLOMBI SCHMUTZ DORTHE (1977) (figure 4.1.4) était fautive et qu'en réalité l'alimentation de celle-ci se faisait au moins partiellement de l'aquifère captif du Malm à travers la couverture de Molasse et de blocs de Malm entassés, à l'aide d'une faille NNE–SSW de la «Querstörungszone» d'après SUTER (1978).

Cette hypothèse-là pourrait également expliquer la température très stable et légèrement trop élevée de source de La Doux, qui atteint en moyenne 10.5°C (FLURY et al., 1981), alors que la température moyenne ambiante à Delémont est de 8.4°C seulement (SCHÜEPPE & ZINGG, 1965). La source serait donc partiellement alimentée par la remontée d'une eau légèrement subthermale de l'aquifère du Malm sous Delémont. Comme la source de La Doux émerge à une altitude de 439 m et que le niveau piézométrique maximal au forage S3 est de l'ordre de 444 m, le gradient hydraulique serait plutôt dirigé du sud au nord pour cette hypothèse. Malheureusement nous ne disposons pas de mesures simultanées des niveaux piézométriques de l'aquifère captif du Malm à l'état de repos pour les différents forages, et on ne peut donc pas décider si l'hypothèse de l'alimentation préférentielle sur l'anticlinal de Vellerat est plausible ou doit être rejetée.

Conditions d'infiltration

La température ambiante moyenne lors de l'infiltration de l'eau de l'aquifère captif du Malm de Delémont a été déterminée par l'analyse des gaz nobles de l'échantillon S1-8 (tableaux 4.1.10 et 4.1.11).

Le rapport azote/argon est de 59 et donc trop élevé pour une eau saturée en gaz en équilibre avec l'atmosphère (valeur autour de 38). Comme l'eau profonde de Delémont est plus ancienne que l'influence anthropogène sur le cycle de l'azote, l'eau a toujours été pauvre en nitrate et la teneur élevée en azote ne peut pas être expliquée par la réduction du nitrate en azote. Parallèlement à la teneur élevée de néon (sa solubilité dans l'eau à 10°C et 600 m d'altitude atteint $1.92 \cdot 10^{-7} \text{ cm}^3$ STP), ce rapport entre azote et argon indique une présence assez élevée d'air en excès. D'après MAZOR (1991) cet excédent d'air est typique pour une recharge karstique. Les analyses de l'oxygène et du CO_2 confirment les mesures de l'oxygène dissous faites sur place ainsi que la mesure du pH et l'analyse du bicarbonate. La faible présence de CH_4 prouve que les isotopes du carbone ne sont que très peu influencés par le méthane.

Après les corrections pour l'air en excès et la solubilité plus faible des gaz nobles à l'altitude de recharge admise de 600 à 800 m (cf. paragraphe précédent), les quatre gaz nobles néon, argon, krypton et xénon de l'échantillon S1-8 donnent des températures d'infiltration très proches l'une de l'autre, avec une température moyenne de $6.73 \pm 0.51^{\circ}\text{C}$ (1σ) (tableau 4.1.11).

La température de 6.73 °C est tout à fait compatible avec la température moyenne actuelle pour une altitude de 800 m. Pour Delémont à l'altitude de 416 m, la température annuelle moyenne est de 8.4 °C pour les années 1931 à 1960 (SCHÜEPP & ZINGG, 1965). Si on admet un gradient de température de 0.5 °C/100 m (SCHÜEPP, 1981; KIRCHHOFFER, 1982; cités par KULLIN & SCHMASSMANN, 1991), la température à 800 m serait de 6.5 °C. De manière générale, KULLIN & SCHMASSMANN (1991) proposent l'équation suivante pour la relation entre l'altitude et la température moyenne annuelle de la Suisse septentrionale:

$$T\ (^{\circ}\text{C}) = -0.005 \cdot \text{altitude (m)} + 10.6$$

Avec cette équation-là, on obtient une température ambiante moyenne de 6.6 °C, ce qui prouve encore une fois, que l'eau profonde de l'aquifère captif du Malm à Delémont s'est infiltrée dans des conditions climatiques absolument similaires aux nôtres.

4.1.10 Temps de séjour souterrain

L'aquifère profond du Malm dans le bassin de Delémont n'a pas d'exutoire naturel connu comme par exemple une source thermique. Il y a certainement une partie de l'eau de cet aquifère qui s'exfiltre par drainance dans les couches de la Molasse superposée ou directement dans la Birse au niveau de la cluse du Vorbourg par des suintements non détectés ou par l'intermédiaire des alluvions du Quaternaire (MEURY & FLURY, 1989). Néanmoins, ce débit-là doit être relativement faible comparé au débit d'exploitation prévu pour les trois forages (60 à 120 m³/h). Le temps de séjour souterrain de cette eau est, avant qu'une exploitation en continu ait commencé, certainement nettement plus élevé qu'il ne le sera après quelques années d'exploitation en régime permanent. Cette exploitation augmentera fortement les vitesses d'écoulement et raccourcira par conséquent le temps de séjour souterrain.

Plusieurs indices indépendants suggèrent un temps de séjour souterrain assez élevé de l'eau profonde de l'aquifère captif du Malm à Delémont:

- L'absence de source thermique et un niveau piézométrique se situant à environ 20 m au dessus de la plaine de Delémont prouvent que l'eau de l'aquifère captif ne peut s'en échapper de manière naturelle que par drainance vers la Molasse peu perméable et par suintements dans la Birse. Ainsi, la vitesse d'écoulement avant l'exécution des forages et leur exploitation a été lente et le temps de séjour dans l'aquifère assez long.
- La température de l'eau profonde est conforme à un gradient géothermique «normal» de 3.05–3.25 °C/100 m (FLURY et al., 1991; température de surface admise à 10.5 °C) ou même un gradient géothermique légèrement élevé de 3.55 à 3.75 °C/100 m (pour une température de surface admise à 8.4 °C, cf. chapitre 4.1.9). Cet équilibre thermique de l'eau avec la roche de l'aquifère

fait également preuve d'une vitesse d'écoulement lente et d'un temps de séjour souterrain élevé.

- Le chimisme de l'eau profonde par rapport à celui des sources karstiques indique également un temps de séjour prolongé dans l'aquifère. Les processus suivants ont été mis en évidence: l'enrichissement en magnésium et l'appauvrissement en calcium par dissolution incongruente de la dolomite, l'échange partiel du calcium par le sodium et l'enrichissement relatif en éléments traces.

En plus de ces indices hydrauliques et physico-chimiques indirects, les isotopes radioactifs du tritium et du carbone-14 indiquent également un temps de séjour prolongé par rapport aux eaux de type karstique.

Tritium

Dans l'aquifère captif du Malm à Delémont, le tritium n'est présent que dans une minorité des analyses et en concentrations très faibles d'au maximum 2.3 UT (tableau 4.1.12).

La présence du tritium est inégale entre les trois forages: alors qu'aucune analyse du forage S1 n'a détecté du tritium (l'échantillon S1-1 fait éventuellement exception), il est présent dans toutes les analyses du forage S3 et seulement une fois dans l'eau du forage S2. Comme démontré dans le chapitre 4.1.6, ces différences reflètent la présence de plusieurs composantes d'écoulement dans l'aquifère captif du Malm dans des zones de perméabilité et pression artésienne différentes. De manière schématique, on peut approcher l'ensemble de ces écoulements par un modèle exponentiel (EM), dans lequel des eaux de tout âge du plus récent au plus ancien, se mélangent. Le calcul du temps de transit souterrain à l'aide d'un modèle EM donne des âges entre 1000 et 1500 ans pour les échantillons du forage S3 (2.3 UT en 1994; 1.9 UT en 1992) et l'échantillon S2-4 (2.3 UT). La portion de l'eau tritiée, c'est-à-dire l'eau plus jeune que 42 ans est de l'ordre de 3 à 4% du débit total. Ainsi la composante tritiée aurait une teneur moyenne en tritium d'environ 50 à 80 UT. Une autre approche est celui d'un modèle linéaire qui se transforme en piston flow le long du chemin d'écoulement (modèle LM/PF). Ce modèle-là est identique à une division de l'écoulement en plusieurs modèles de type piston-flow et on obtient des âges radiométriques moyens de l'eau thermique compris entre 50 et 550 ans. Une troisième approche est celui d'un modèle de deux écoulements en parallèle dont l'un contenant du tritium et s'écoulant de type piston flow et l'autre dépourvu de tritium, pour lequel le mode d'écoulement ne joue donc pas de rôle. Avec ce modèle-là, la composante jeune aurait un âge entre 4 et 12 ans et un pourcentage de 10% de l'écoulement total, alors que la composante sans tritium ne peut pas être datée. La composante tritiée aurait donc une teneur en tritium d'environ 15 à 25 UT. D'autres modèles sont encore imaginables et nous ne pouvons pas décider lequel est le plus proche de la réalité. Il n'est donc pas possible de dater l'eau de l'aquifère captif du Malm à l'aide du tritium seulement, mais on peut en conclure que la plus

Tableau 4.1.12: Résultats des analyses de tritium et des isotopes du carbone dans les eaux et roches de la région de Delémont.

Echantillon	Date de prélèvement	Tritium (UT)	^{14}C (pcm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Forage S1-1	13.08.92	0.9 ± 0.8		
Forage S1-2	17.06.93	< 0.9		
Forage S1-3	25.03.94	< 1.5		
Forage S1-7	23.08.94	< 1.0		
Forage S1-8	22.09.94	< 1.0	7.0 ± 1.7	-6.6
Forage S1-12	25.01.95	< 1.0		
Forage S1-13	22.02.95	< 0.8		
Forage S1-15	09.05.95	< 0.8	8.7 ± 0.3	-6.07
Forage S2-4	24.08.92	2.1 ± 0.8		
Forage S2-6	01.09.92	< 1.0		
Forage S2-9	29.09.92	< 1.5		
Forage S2-10	08.10.92	< 1.2	5.0 ± 2.0	-5.25
Forage S2-16	13.09.93	< 1.0	7.0 ± 2.0	-7.24
Forage S3-1	25.06.92	1.9 ± 1		
Forage S3-2	23.08.94	1.6 ± 1.5		
Forage S3-3	23.08.94	1.0 ± 0.9	12.9 ± 0.2	-6.5
Forage S3-5	24.08.94	2.3 ± 1.2		
Forage S3-6	09.05.95	1.1 ± 0.8	7.4 ± 0.3	-5.2
Source Develier-Dessus	24.06.92	25.7 ± 2.4		
Source Develier-Dessus	13.09.93	28.6 ± 1.5	83.2 ± 0.6	-12.25
Source Develier-Dessus	22.09.94	25.5 ± 1.8		
Source La Bame	24.06.92	30.4 ± 2.0		
Source La Bame	22.09.94	25.8 ± 2.0		
Forage Moutier La Foule	06.07.93	30.7 ± 1.9		
Forage Moutier La Foule	17.11.93	24.7 ± 2.1		
Forage Moutier La Foule	25.03.94	27.1 ± 1.5		
Forage Malleray Les Rosiers	06.07.93	37.6 ± 1.8		
Forage Malleray Les Rosiers	17.11.93	33.5 ± 2.6		
Forage Malleray Les Rosiers	25.03.94	27.9 ± 2.8		
Forage Tavannes L'Arsenal	06.07.93	31.8 ± 1.7		
Forage Tavannes L'Arsenal	25.03.94	22.5 ± 1.8		
Calcaire kimméridgien du forage S1 à 228–229 m de profondeur				-1.88

grande partie de l'eau des forages S2 et S3 ainsi que la totalité de l'eau du forage S1 s'est infiltrée avant 1953, date des premiers grands essais thermonucléaires dans l'atmosphère. Cette eau possède donc un temps de résidence souterrain d'au moins 42 ans et probablement nettement plus. Néanmoins, il y a un indice que dans tous les échantillons prélevés, y inclus ceux sans tritium mesurable, il

pourrait y avoir un certain pourcentage d'eau assez récente: dans tous les échantillons de l'oxygène dissous est présent. Comme l'oxygène dissous dans l'eau souterraine est consommé par différentes réactions (oxydation de la matière organique, oxydation des minéraux sulfurés), des eaux très anciennes sont presque toujours dépourvues d'oxygène dissous.

Contrairement aux eaux profondes, les eaux des sources et forages karstiques contiennent des teneurs en tritium relativement élevées, plus élevées d'un facteur 1.5 à 2 par rapport aux précipitations actuelles à Thonon, Meiringen ou Changins (SCHOTTERER et al., 1995).

Calculés avec un modèle de type PF on trouve un âge moyen d'environ 15 ans et avec un modèle de type exponentiel ou linéaire les âges se situent entre 11 et 45 ans pour les sources de Courfaivre et Develier-Dessus. Des modèles plus réalistes d'écoulement combinés (modèles LM-PF ou EM-PF; cf. chapitre 3.2.3) fournissent des résultats similaires. En admettant une composante de circulation rapide de type PF et de temps de séjour souterrain d'un mois, on trouve un âge moyen de quelques 13 ans et un pourcentage du débit total de presque 90% pour la composante de type LM ou EM de la source La Bame à Courfaivre. Une composante de temps de séjour souterrain inférieur à un mois a été démontrée par HOHL (1992) et elle est également suggérée par la contamination bactérienne de cette source (HOHL, 1992). Le même modèle, mais avec un temps de séjour souterrain de la composante rapide variant entre un mois et une année, appliqué à la source de Develier-Dessus fournit un temps de séjour moyen de la composante linéaire ou exponentielle entre 13 et 37 ans. Le pourcentage du débit total de la composante lente est entre 80 et 90%.

Pour les forages de Tavannes, Malleray et Moutier qui captent une nappe captive, des modèles d'écoulement combinés (EM/PF-PF, LM/PF-PF, cf. chapitre 3.2.3) ont été utilisés. Pour le forage Les Rosiers de Malleray des analyses du tritium des années 1975, 1976, 1980 et 1981 sont disponibles de SCHOTTERER (1980) et SCHMASSMANN (1990). En admettant une composante de circulation relativement rapide de type PF et d'un âge de 5 ans environ, les modèles combinés fournissent des résultats qui intègrent très bien les valeurs analysées. L'âge moyen de la composante LM/PF ou EM/PF serait entre 30 et 45 ans et elle ferait environ un tiers du débit total. Ce résultat est compatible avec l'interprétation de SCHOTTERER (1980), qui avait déduit qu'environ un tiers de l'eau des forages de Pontenet (il s'agit en réalité du forage de Malleray) et La Foule à Moutier s'était infiltré avant 1963 par rapport à l'année 1976.

Pour le forage La Foule de Moutier, des analyses du tritium de SCHOTTERER (1980) des années 1973 à 1976 sont disponibles. Le même modèle que celui utilisé pour le forage de Malleray fournit des résultats assez similaires. En admettant un âge entre 1 et 2 ans pour la composante rapide de type piston-flow, la composante LM/PF ou EM/PF aurait un âge moyen de 27 à 45 ans et elle représenterait entre 40 et 80% du débit total.

Pour le forage L'Arsenal de Tavannes nous ne disposons que d'analyses des années 1993 et 1994, et les résultats des simulations sont donc soumis à une plus grande incertitude. Un même modèle combiné LM/PF-PF a été appliqué mais cette fois au pas mensuel. A la composante PF a été

attribuée l'âge minimal d'un mois, en se basant sur les résultats d'un essai de traçage (KELLERHALS, 1992), où le traceur arrivait après deux jours seulement au forage. Le résultat de cette simulation indique un âge moyen d'environ 16 ans pour la composante d'écoulement lent de type LM/PF et cette composante ferait environ un tiers du débit total.

Ces résultats sont bien évidemment soumis à beaucoup d'incertitudes, surtout en raison des conditions d'écoulement inconnues mais admises pour formuler les hypothèses du modèle (âge de la composante rapide, répartition entre écoulement EM et PF, choix du type d'écoulement EM, LM ou PF, etc.). Ainsi un grand nombre de simulations différentes peuvent fournir des résultats raisonnables et mathématiquement «justes». Il reste donc impossible de déterminer avec certitude les âges moyens de ces eaux et la répartition quantitative en différentes composantes. Néanmoins, les résultats des différentes simulations avec le logiciel MULTIS (RICHTER & SZYMCAK, 1992) convergent vers la conclusion suivante: les trois forages de Moutier, Malleray et Tavannes ainsi que les deux sources de Develier-Dessus et de Courfaivre contiennent une composante d'écoulement rapide avec un temps de séjour souterrain compris entre quelques jours (Tavannes) et peut-être cinq ou six ans (Malleray) et une deuxième composante d'écoulement plus lent et qui a un âge moyen entre environ 15 à 45 ans. Cette division en au moins deux composantes d'écoulement traduit de façon très nette la dualité du Karst, avec des drains hautement perméables à circulation rapide et des blocs de roche peu perméables à circulation lente (KIRALY, 1973).

Les âges moyens calculés de la composante d'écoulement lent ne sont pas irréalistes. Néanmoins, il subsiste un certain doute quant à la représentativité de la fonction d'entrée du tritium admise pour la région de Delémont. Les valeurs de cette fonction ont été déterminées à Thonon-les-Bains au bords du lac Léman et donc assez loin du bassin de Delémont et dans d'autres conditions de climat local. De plus, la région du Jura bernois et du Canton du Jura est connue pour son industrie horlogère. Celle-ci est souvent à l'origine d'émissions de tritium qu'elle utilise pour la fabrication des chiffres lumineux. Ainsi, les teneurs relativement élevées en tritium des eaux karstiques de la région de Delémont pourraient également être dues à une contamination par des émissions de tritium industriel, phénomène observé par exemple au Val de Travers (Jura neuchâtelois) par CORNAZ (1995). Comme nous ne connaissons pas les teneurs en tritium des précipitations de la Région de Delémont, cette possibilité ne peut être ni exclue ni confirmée.

Isotopes du carbone

Un premier examen des valeurs isotopiques des eaux des trois forages de Delémont met en évidence une différence faible mais significative entre l'échantillon S2-10 en 1992 d'une part et les deux échantillons du forage S3 et celui du forage S1 en mai 1995 (S1-15) d'autre part (tableau 4.1.12).

Ce phénomène traduit la présence de plusieurs composantes d'écoulement dans l'aquifère thermal du Malm (cf. paragraphe précédent et chapitre 4.1.6), qui possèdent une composition isotopique du carbone légèrement différente. La présence de tritium dans les échantillons du forage S3 n'est pas nécessairement liée à une activité plus élevée en ^{14}C , ce qui est démontré par les échantillons S1-15 et S3-6, où l'échantillon du forage S1 est dépourvu de tritium mais contient plus de ^{14}C que l'échantillon du forage S3 qui lui contient du tritium. Dans les échantillons S1-8 et S3-3 par contre, l'échantillon S3-3 contenant du tritium montre l'activité du ^{14}C la plus élevée. La présence de ^{14}C dans les échantillons sans tritium prouve qu'on ne peut pas conclure que tout le ^{14}C présent dans les eaux de l'aquifère captif du Malm provienne de la composante tritiée, et que le reste de l'eau soit dépourvue de ^{14}C . On doit donc admettre pour les trois forages, qu'au moins une partie de l'eau non tritiée contienne également du ^{14}C .

Comme cela a été mis en évidence au paragraphe précédent et au chapitre 4.1.7, on est en présence de plusieurs composantes d'écoulement, différenciées par leur cheminement différent, par exemple dans les grandes failles ou dans les petites fissures, en dessus des marnes à Natica ou en dessous. Ces cheminements différents ont pour conséquence des vitesses d'écoulement et des interactions eau-roche variables et par conséquent des teneurs en ^{14}C variant significativement. L'âge moyen de l'eau profonde de Delémont est donc l'expression d'un mélange entre toutes ces composantes et englobe des eaux très jeunes (<42 ans) et des eaux très anciennes.

Pour déterminer l'activité initiale du ^{14}C et le $\delta^{13}\text{C}$ initial de l'eau profonde de Delémont, un échantillon de la source karstique Develier-Dessus a été analysé, en admettant que cette source représente l'état isotopique d'une eau souterraine jeune dans les calcaires du Malm à l'intérieur du bassin de Delémont. En effet, la teneur en carbone-14 analysée atteint 83.2 pcm dans l'eau de la source de Develier-Dessus ce qui est typique pour une eau récente et très proche des 85 pcm indiqué par VOGEL (1970) comme valeur moyenne pour les eaux souterraines modernes. Actuellement, l'activité du ^{14}C dans l'atmosphère se situe autour de 115 pcm au lieu des 100 pcm avant les essais thermonucléaires dans l'atmosphère des années 1950 et 1960 (cf. chapitre 3.2.3). Comme démontré précédemment, l'eau profonde de Delémont s'est infiltrée pour sa plus grande partie avant 1953, et l'activité initiale du ^{14}C de cette eau profonde n'était donc pas les 83 pcm mesurés dans l'eau récente de Develier-Dessus mais environ 72 pcm (réduction proportionnelle de l'activité du ^{14}C , $115:100 = 83:72$).

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ dans les différents échantillons d'eau profonde de Delémont entre -5.2‰ et -7.24‰ se sont éloignées assez fortement de celle de l'eau plus ou moins récente de Develier-Dessus à -12.25‰ et rapprochées de la valeur du calcaire du Malm à -1.88‰ . On doit donc admettre l'influence de réactions chimiques et/ou d'échange isotopique sur le système isotopique du carbone dans les

eaux profondes. Ces réactions ont sans doute fortement diminué l'activité en ^{14}C , et donc artificiellement augmenté l'âge radiométrique de l'eau. Les processus qui agissent sur l'évolution chimique de l'eau profonde à partir d'une eau de type Develier-Dessus ont déjà été énumérés au chapitre 4.1.4. Plusieurs de ces réactions interviennent sur le système isotopique du carbone des eaux de Delémont:

- La décomposition de la matière organique en présence d'oxygène dans l'aquifère augmente la concentration du TDIC (Total Dissolved Inorganic Carbon) et ajoute d'une part du ^{14}C de la matière décomposée et d'autre part du carbone «mort» (carbone ne contenant plus de ^{14}C) par dissolution du calcaire de l'aquifère. Comparé à la teneur initiale du TDIC, ce processus n'est quantitativement pas important à Delémont.
- La dénitrification (réduction du nitrate en azote) augmente également le TDIC mais encore une fois, ce processus peut être négligé d'un point de vue quantitatif ($4\text{NO}_3 + 5\text{CH}_2\text{O} = 2\text{N}_2 + 5\text{CO}_2 + 7\text{H}_2\text{O}$; « CH_2O » représente la matière organique; STUMM & MORGAN 1981).
- L'échange ionique du calcium par le sodium dans les argiles diminue la concentration en calcium et peut donc entraîner une sous-saturation en calcite et la dissolution de ce minéral. Dans les eaux des forages S2 et S3, cet échange ionique est de l'ordre de 0.25 méq/l, dans le forage S1 de 0.1 méq/l, et donc pas très important.
- Le processus chimique le plus important est celui de l'échange du calcium par du magnésium. Entre l'eau de Develier-Dessus et celles des forages, environ 1.5 méq/l de calcium sont remplacés par du magnésium. On formule l'hypothèse que cet échange se fait par dissolution incongruente de la dolomite et de l'ankérite présentes en petites quantités dans l'aquifère du Malm.
- Le rapprochement du $\delta^{13}\text{C}$ du TDIC de l'eau au $\delta^{13}\text{C}$ de la roche est surtout dû à l'échange isotopique entre le TDIC et la roche.

Les calculs de l'âge radiométrique du ^{14}C ont été effectués à l'aide du logiciel NETPATH (PLUMMER et al., 1993) avec les hypothèses résumées dans le tableau 4.1.13 pour l'échantillon S3-6. Pour les autres échantillons, le modèle se base sur la même eau initiale et seuls varient les valeurs de l'eau finale et la quantité de l'échange isotopique. Pour l'échantillon S3-6, les résultats du modèle sont résumés dans le tableau 4.1.14. En appliquant le même modèle mais en utilisant les méthodes de correction de l'activité initiale décrites par différents auteurs et intégrées dans NETPATH (PLUMMER et al., 1993) (cf. chapitre 3.2.3.1), ce modèle donne des âges entre -3480 ans (méthode de FONTES & GARNIER, 1979) et $+1340$ ans (méthode de VOGEL, 1970).

Le même modèle mais avec les facteurs de fractionnement du carbone de MOOK (1980) au lieu de ceux de DEINES et al. (1974), cités par PLUMMER et al. (1993), nécessite un échange isotopique de 5.2 mmol/l et donne un âge radiométrique de 6400 ans, les autres méthodes du calcul de l'activité initiale donnant une fourchette de 2700 à 7700 ans.

Tableau 4.1.13: Hypothèses de départ pour la modélisation NETPATH (PLUMMER et al., 1993) du système du carbone dans les eaux profondes de Delémont. Exemple du forage S3, échantillon S3-6. Le $\delta^{13}\text{C}$ de la dolomite n'est pas connu. Pour les calculs, le même $\delta^{13}\text{C}$ que pour la roche totale (-1.88‰) a été admis.

Paramètre	Eau initiale, source Develier-Dessus	Eau finale, forage S3-6	Paramètres du modèle
Température (°C)	10.2	22	
pH	7.57	7.59	
Sodium (mg/l)	1.5 ¹⁾	7.6	
Calcium (mg/l)	93.2	51.5	
Magnésium (mg/l)	5.0	23.2	
Bicarbonate (mg/l)	263.2	270.8	
$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	-12.25	-5.2	
^{14}C (pcm)	72.3 ²⁾	7.4	
$\delta^{13}\text{C}$ de la dolomite (‰)			-1.88
Facteurs de fractionnement			DEINES et al. (1974)

1) Valeur corrigée en admettant que la valeur analysée est trop élevée à cause du salage des routes.

2) Valeur corrigée pour les effets des essais thermonucléaires dans l'atmosphère.

Tableau 4.1.14: Résultats de la modélisation chimique et isotopique de l'évolution d'une eau de type source Develier-Dessus vers l'eau du forage S3 à l'exemple de l'échantillon S3-6. Les valeurs de départ se trouvent au tableau 4.1.13. Le signe négatif indique une précipitation, le signe positif une dissolution. On remarque que la valeur élevée du $\delta^{13}\text{C}$ de l'échantillon exige un échange isotopique très élevé ce qui réduit très fortement l'activité initiale du ^{14}C .

Paramètre	Valeur modélisée
Calcite	-1.84 mmol/l
Echange isotopique avec calcite	8.80 mmol/l
CO ₂ gaz	+0.044 mmol/l
Dolomite	+0.93 mmol/l
Echange Ca/Na	0.132 mmol/l
$\delta^{13}\text{C}$	-5.20‰
activité initiale ^{14}C	7.46 pcm
Age radiométrique	67 ans

Les autres échantillons ont été traités de la même manière et ont révélé des âges radiométriques entre 2800 et 10'300 ans pour les facteurs de fractionnement de DEINES et al. (1974) cité par PLUMMER et al. (1993) (tableau 4.1.15) et entre 5900 et 12'300 pour les facteurs de fractionnement de MOOK (1980) cité par PLUMMER et al. (1993).

Les différences du $\delta^{13}\text{C}$ et du ^{14}C mesurés ainsi que celles des quantités d'échange isotopique et de l'âge radiométrique calculés dépassent nettement ce qu'on pourrait admettre comme variations d'un mélange de différentes composantes d'eau dans l'aquifère captif du Malm. Plusieurs explications peuvent être données quant à ce sujet:

- L'échantillon S2-16 révèle un $\delta^{13}\text{C}$ moins élevé que les autres échantillons. Toute la série d'analyses des échantillons préparés avec la méthode conventionnelle (précipitation du carbone avec le baryum; analyse du ^{14}C par comptage) de 1993 montre des valeurs nettement plus basses en $\delta^{13}\text{C}$ que les échantillons de l'année précédente et traités de la même façon (cf. chapitre 4.2.10). Cette différence pourrait donc être due au traitement de l'échantillon et non pas à des variations naturelles, lorsqu'elle se retrouve à Delémont et à Yverdon-les-Bains.
- L'échantillon S3-3 qui montre l'activité en ^{14}C la plus élevée a été mesuré par la méthode de l'accélérateur. Dans la même série d'analyses, il y avait un autre échantillon (AC-6; cf. chapitre 4.5.10.3) qui a donné un résultat complètement faux à la première mesure (75.3 pcm au lieu de 12.7 pcm). Malheureusement on n'avait plus assez d'échantillon pour répéter l'analyse du S3-3, et l'activité du ^{14}C élevée (12.9 pcm) de cet échantillon reste douteuse.
- L'erreur analytique indiquée par le laboratoire est de $\pm 0.3\text{‰}$ pour le $\delta^{13}\text{C}$, les erreurs sur l'analyse du ^{14}C par comptage sont de l'ordre de ± 2 pcm. Avec le modèle de correction admis, qui introduit un abaissement très fort

Tableau 4.1.15: Résultats du calcul de l'âge radiométrique du ^{14}C des échantillons d'eau thermique de Delémont effectué avec les facteurs de fractionnement de DEINES et al. (1974), cité par PLUMMER et al. (1993).

Echantillon	Echange isotopique avec calcite (mmol/l)	$\delta^{13}\text{C}$ mesuré (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ calculé (‰)	^{14}C A0 calculé (pcm)	^{14}C mesuré (pcm)	âge radio-métrique (ans)
S1-8	5.1	-6.6	-6.59	18.1	7.0	7900
S1-15	6.3	-6.07	-6.04	13.95	8.7	3900
S2-10	9.9	-5.25	-5.25	6.9	5.0	2700
S2-16	3.65	-7.24	-7.24	24.2	7.0	10'300
S3-3	4.3	-6.50	-6.49	19.0	12.9	3200
S3-6	8.8	-5.20	-5.20	7.46	7.4	67

de l'activité initiale du ^{14}C par échange isotopique, ces erreurs analytiques peuvent entraîner des différences de plusieurs milliers d'années dans l'âge radiométrique. Les échantillons S1-8 et S1-15 par exemple sont identiques dans les erreurs analytiques du $\delta^{13}\text{C}$ et du ^{14}C alors que la différence dans leurs âges radiométriques calculés est de 4000 ans.

Si on tient compte des erreurs analytiques, tous les échantillons se retrouvent assez proches les uns des autres dans le calcul de l'âge radiométrique. Celui-ci peut être délimité entre quelques dizaines d'années au minimum et quelques milliers d'années au maximum. La limite d'âge supérieure est d'ailleurs fixée par le paléoclimat à 10'000 à 13'000 ans, période de fin de la dernière glaciation. Comme démontré dans le chapitre 4.1.9, le climat lors de l'infiltration des eaux profondes de Delémont n'était guère différent du nôtre: les isotopes stables sont presque identiques aux valeurs des eaux karstiques récentes et la température d'infiltration déterminée par les gaz nobles est tout à fait compatible avec celle d'aujourd'hui. Pendant la dernière glaciation (77'000 – 13'000 ans avant notre ère) la température moyenne en Suisse était par contre d'environ 8 à 12 °C plus froide qu'aujourd'hui (FRENZEL, 1980; HÄBERLI, 1991; cités dans SPECK, 1994). L'eau n'a donc pas pu s'infiltrer lors de cette période et la présence de ^{14}C interdit un âge plus grand que 30'000 à 40'000 ans environ.

Si nous admettons par contre que tout le ^{14}C dans l'eau de l'aquifère profond du Malm soit apporté par une faible portion d'eau relativement jeune et que la plupart de l'eau soit dépourvue de ^{14}C , l'argument climatique (isotopes stables de l'eau, gaz nobles dissous) interdit toujours une infiltration en période glaciaire d'une grande partie de cette eau. Un âge de cette eau supérieur à 77'000 ans (début de la dernière glaciation) paraît par contre très peu vraisemblable dans les conditions hydrogéologiques du bassin de Delémont (gradients hydrauliques élevés, profondeur relativement faible de l'aquifère captif du Malm, dimension très restreinte du bassin et donc taille de réservoir très limitée). Quelle que soit la teneur en ^{14}C des différentes composantes d'écoulement, un temps de séjour souterrain

inférieur à 13'000 ans est donc l'hypothèse la plus vraisemblable pour la très grande majorité de l'eau profonde de Delémont.

Hélium

L'analyse de l'uranium et du thorium a été effectuée pour connaître la production d'hélium dans les roches de l'aquifère. Dans les cuttings du Rauracien inférieur du forage S1 de Delémont des concentrations très faibles ont été obtenues: 0.8 ppm d'uranium et 1.5 ppm de thorium. Le calcul de l'âge radiométrique de l'hélium a été réalisé en admettant les hypothèses suivantes:

- La concentration en uranium et thorium pour tout l'aquifère du Malm est égale à celle mesurée dans l'échantillon de 396 m de profondeur dans le Rauracien inférieur du forage S1: 0.8 ppm en uranium et 1.5 ppm en thorium.
- Trois valeurs de porosité de l'aquifère sont admises: 0.1, 1 et 5%. BONACCI (1987) cite pour 20 aquifères karstiques des valeurs de porosité efficace entre 0.17 et 6%, la grande majorité se trouvant en dessous de 1%. BURGER & PASQUIER (1984), cités par BONACCI (1987), donnent par exemple une valeur entre 0.2 et 0.4% pour l'aquifère karstique de la vallée de la Brévine dans le Jura neuchâtelois. VILLINGER (1977, 1982), cité par SCHMASSMANN (1990), indique une porosité inférieure à 1% pour le Karst captif du Malm de la Schwäbische Alb en Allemagne du sud. MOTOR COLUMBUS (1981) donnent une valeur de la porosité efficace des calcaires du Malm du bassin du Laufonais de 0.45%.
- Tout l'hélium produit dans la roche de l'aquifère est immédiatement transféré dans l'eau, c'est-à-dire que le facteur de transfert est de 1.
- Le poids spécifique du calcaire est admis à 2.5 g/cm³ (le poids spécifique de la calcite est 2.7 g/cm³; 0.2 g/cm³ sont soustraits pour rendre compte du fait que la roche contient certainement des vides non interconnectés).

L'âge radiométrique calculé avec ces hypothèses se situe entre 400 et 25'000 ans pour les échantillons S2-16 et S1-8 (tableau 4.1.16).

Tableau 4.1.16: Ages radiométriques de l'hélium de l'eau thermale à Delémont. Les concentrations mesurées de l'hélium-4 sont corrigées pour l'apport d'hélium atmosphérique par dissolution à l'équilibre à 6.73 °C et une altitude de 800 m, alors que l'air en excès est déterminé à l'aide du néon (cf. chapitre 3.3.2.2).

Echantillon	^4He mesuré (cm^3 STP)	^4He radiogénique (cm^3 STP)	Age radiométrique (ans)		
			porosité 0.1%	porosité 1%	porosité 5%
S2-16	$2.261 \cdot 10^{-7}$	$1.391 \cdot 10^{-7}$	400	4000	20'000
S1-8	$3.30 \cdot 10^{-7}$	$1.732 \cdot 10^{-7}$	500	5000	25'000

Pour les porosités faibles de l'ordre de 0.1 à 2.5%, l'ordre de grandeur de l'âge radiométrique de l'hélium est identique à l'âge radiométrique du ^{14}C . Notons bien que ces âges sont calculés avec un facteur de transfert de l'hélium de la roche vers l'eau de 1, ce qui est certainement trop optimiste. En réalité l'âge radiométrique correspondant aux porosités admises serait plus élevé. Si on exclut un apport d'hélium profond, et qu'on admet que la fourchette d'âge radiométrique indiquée par le ^{14}C est juste, on peut donc conclure du calcul de l'âge radiométrique de l'hélium que la porosité totale de l'aquifère captif du Malm à Delémont est de l'ordre de grandeur de 0.1 à 2 pour-cent au maximum, d'autant plus que des âges entre 13'000 et 77'000 ans environ ne sont pas possibles pour des raisons paléoclimatiques (cf. chapitre 4.1.9).

Le rapport isotopique R ($^3\text{He}/^4\text{He}$) dans l'eau de l'aquifère captif du Malm à Delémont normalisé avec le rapport isotopique dans l'air R_a (R/R_a) mais non corrigé pour l'entraînement d'hélium atmosphérique lors de l'infiltration est à 0.42 et 0.53 pour les deux échantillons S2-16 et S1-8. Ces valeurs-là indiqueraient l'apport d'une certaine quantité d'hélium mantellique, mais la correction pour l'hélium atmosphérique dissous dans l'eau diminue le rapport R/R_a à 0.057 et 0.1 pour les deux échantillons. Le rapport corrigé se trouve donc entre les valeurs typiques de l'hélium d'origine purement crustale et celles de l'hélium qui contient certainement une composante mantellique (MARTY et al., 1992). Par conséquent, il subsiste une incertitude quant à l'influence des structures tectoniques profondes du fossé rhénan sur le bassin de Delémont. De toute façon cette influence doit être peu importante en raison de la valeur R/R_a corrigée très petite.

4.1.11 Modèle conceptuel

L'eau thermale captée par forage dans l'aquifère captif du Malm à Delémont est une eau météorique qui s'est infiltrée sur les versants intérieurs du bassin de Delémont à une altitude moyenne d'environ 600–800 m. La température ambiante moyenne lors de l'infiltration était de 6.7 ± 0.5 °C, identique à la température actuelle. Le principal bassin d'alimentation se trouve vraisemblablement dans une zone large de 4 à 5 kilomètres seulement au nord de Delémont

entre la cluse du Vorbourg et le village de Develier et/ou au sud de Delémont entre la cluse de Choindez et le village de Courfaivre dans les roches affleurantes du Malm. Au moment de l'écoulement vers la partie captive de l'aquifère du Malm, l'eau possède un chimisme similaire à celui des sources karstiques de Develier-Dessus, La Bame à Courfaivre ou La Recolaine à Vicques, de type chimique [Ca] [HCO_3]. Dans la partie captive de l'aquifère du Malm, l'eau est séparée en plusieurs composantes d'écoulement par les marnes à Natica situées entre le Séquanien du Rauracien d'une part, et d'autre part par des zones plus ou moins perméables à cause de leur lithologie, de la fracturation ou de l'existence d'une paléokarstification. Cette séparation a pour conséquence des variations chimiques petites, mais néanmoins significatives entre les trois forages S1, S2 et S3, parce que le mélange des différentes composantes d'écoulement ne se fait pas de la même manière dans les trois forages. De plus, des différences de pression artésienne et de perméabilité dans les différentes couches aquifères font varier les mélanges selon que la production est artésienne ou par pompage, selon la durée du pompage et le rabattement induit.

Trois sous-aquifères principaux peuvent être différenciés à l'aide des résultats chimiques et isotopiques et des diagrammes au flowmètre (cf. chapitre 4.1.7 et tableau 4.1.1). L'eau qui s'écoule dans le sous-aquifère du Séquanien moyen est en contact avec la couverture molassique. Celle-ci fournit des éléments traces comme lithium, rubidium et césium, éléments typiques des roches cristallines dont les débris se trouvent dans les sédiments de la Molasse.

L'apport de ces éléments traces est également facilité par le rabattement lors de la production par pompage, qui peut introduire un écoulement par drainance des roches peu perméables de la Molasse vers l'aquifère captif du Malm. Si l'eau du sous-aquifère du Séquanien moyen s'écoule plutôt dans la partie basse de l'aquifère, elle entre en contact avec les marnes à Natica où elle s'enrichit légèrement en sodium par échange ionique Ca/Na.

L'eau qui s'écoule dans le sous-aquifère du Rauracien moyen en dessous des marnes à Natica est plus chaude que la précédente, plus riche en calcium et moins riche en magnésium. Elle contient une composante de circulation

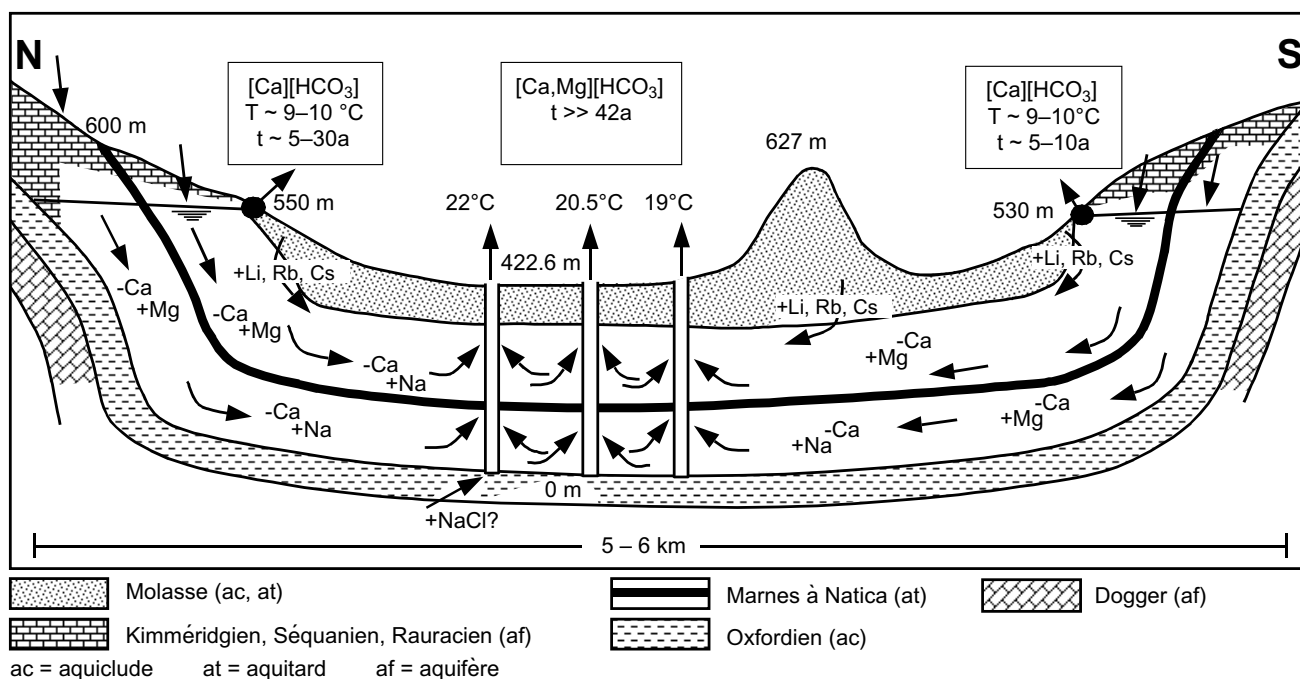


Figure 4.1.15: Modèle conceptuel de l'écoulement souterrain et de l'évolution chimique de l'eau thermique dans l'aquifère captif du Malm dans le bassin de Delémont. La coupe n'est pas à l'échelle.

rapide avec du tritium. L'eau dans le sous-aquifère du Rauracien inférieur atteint une température similaire à celle du Rauracien moyen mais elle est la plus pauvre en calcium et la plus riche en magnésium de toutes. Elle est en contact avec les marnes de l'Oxfordien où elle est soumise à un échange ionique du calcium avec le sodium et desquelles elle reçoit un petit apport d'une eau plus riche en NaCl surtout. L'eau se charge en magnésium par dissolution incongruente de la dolomite présente en petite quantité dans l'aquifère et elle en devient sursaturée. La silice par contre est peu abondante dans l'aquifère et le temps de séjour souterrain de l'eau n'est pas assez long pour que l'eau puisse atteindre la saturation par rapport à la calcédoine.

Il résulte de l'hétérogénéité de la conductivité hydraulique dans l'aquifère captif du Malm que les différentes composantes d'écoulement varient fortement par leur vitesse d'écoulement et donc par leur temps de séjour souterrain. On trouve ainsi une composante de moins de 42 ans mélangée à des composantes âgées de plusieurs centaines voire milliers d'années. Le temps de séjour souterrain moyen de l'eau se situe entre quelques centaines et quelques milliers d'années au maximum. En tout cas, la dernière glaciation pose une limite supérieure au temps de séjour de la plus grande partie de l'eau qui est de 13'000 ans environ, car tous les indices disponibles n'autorisent pas l'infiltration de l'eau sous des conditions climatiques fortement différentes de celles d'aujourd'hui. La porosité moyenne de l'aquifère captif du Malm peut être estimée à 0.1-2% au maximum. Les structures tectoniques profondes du Fossé rhénan n'influencent pas ou très peu la composition isotopique de l'hélium dans l'eau profonde du bassin de Delémont.

La plus grande partie de l'eau du forage S1 s'écoule dans la partie haute du sous-aquifère du Séquanien moyen. Cette eau est donc la plus froide des trois forages et elle est moins soumise à l'échange ionique entre le calcium et le sodium, ce qui se remarque dans les concentrations de ces deux éléments. Elle est par contre relativement enrichie en éléments traces issues de la Molasse. Le forage S1 atteignant les marnes de l'Oxfordien, un petit apport d'une eau plus profonde que le Malm calcaire ajoute une teneur supplémentaire faible mais significative de NaCl à l'eau du forage S1.

Dans le forage S2, au début du pompage l'eau du sous-aquifère du Rauracien moyen mélangée à une composante d'écoulement rapide contenant du tritium prédomine. Après quelques jours de pompage, la température s'abaisse car l'eau du sous-aquifère du Séquanien moyen devient dominante mais s'écoule plutôt dans la partie basse de ce sous-aquifère. Simultanément, la composante d'écoulement rapide devient négligeable et les éléments traces indicateurs de roches cristallines (Molasse) augmentent.

Dans le forage S3, la plus grande partie de l'eau vient du sous-aquifère du Rauracien inférieur. Par conséquent, son eau est la plus chaude des eaux de Delémont, la plus riche en magnésium et la moins riche en éléments traces issus des sédiments de la Molasse. Lors de l'écoulement artésien, une composante d'écoulement rapide et donc tritiée est toujours présente en quantité mesurable. Eventuellement, un petit apport d'eau plus profonde ajoute du NaCl dans l'eau du forage S3.

4.2 Région d'Yverdon-les-Bains (Yverdon-les-Bains, Mont Chamblon, Bevaix)

4.2.1 Aperçu géographique et géologique

L'ancienne ville savoyarde d'Yverdon-les-Bains est située à l'extrémité sud du lac de Neuchâtel, à une altitude de 435 m. A moins de 10 kilomètres à l'ouest s'élève la première grande chaîne jurassienne, d'où les roches mésozoïques du Jura (Jurassique et Crétacé) plongent en direction est-sud-est et disparaissent sous la couverture des sédiments de la Molasse tertiaire du Plateau suisse. Les sommets les plus proches de la première chaîne jurassienne, Le Chasseron et Le Suchet ne sont éloignés que de 10 à 12 km et ont des altitudes de 1607 m, respectivement 1588 m.

Sur les flancs du Suchet et du Chasseron affleurent les roches mésozoïques de l'Oxfordien au Barrémien, notamment celles du Kimméridgien et du Portlandien (calcaires et dolomies) qui forment un aquifère karstique régional important, dont témoigne par exemple la grande source karstique Les Fontanets à Vugelles-La Mothe. Cet aquifère karstique libre devient captif au pied du Jura, mis en charge par des séries de marnes et de marno-calcaires peu perméables du crétacé et de la Molasse. Cette mise en charge doit se faire entre 550 m (altitude de la source Les Fontanets) et 600 m (cote approximative du recouvrement molassique dans la région de Baulmes à l'ouest d'Yverdon-les-Bains).

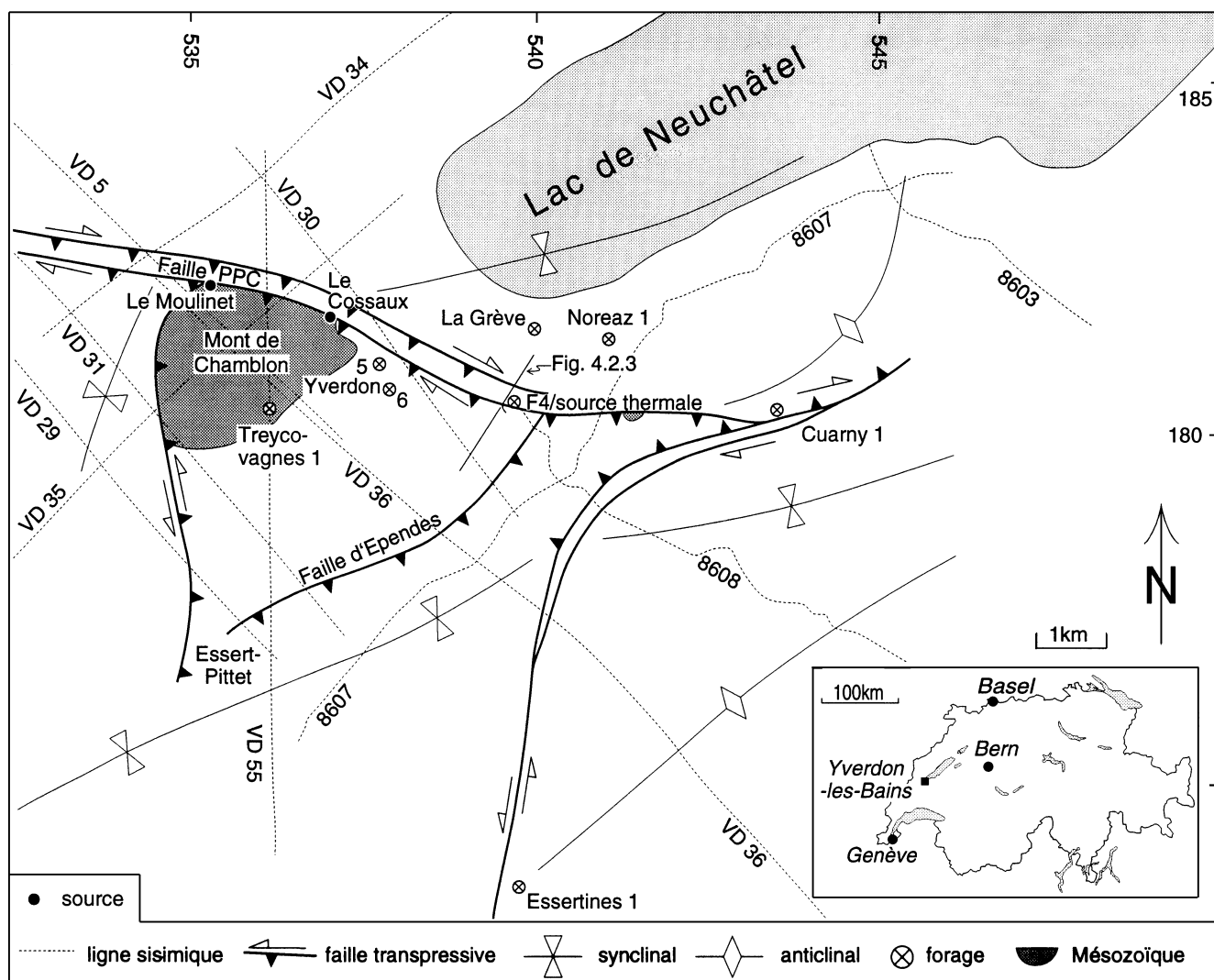


Figure 4.2.1: Situation géographique de la région d'Yverdon-les-Bains, localisation des lignes sismiques, des éléments structuraux et des sources et forages (d'après SCHÖNBORN, dans MURALT et al., 1996).

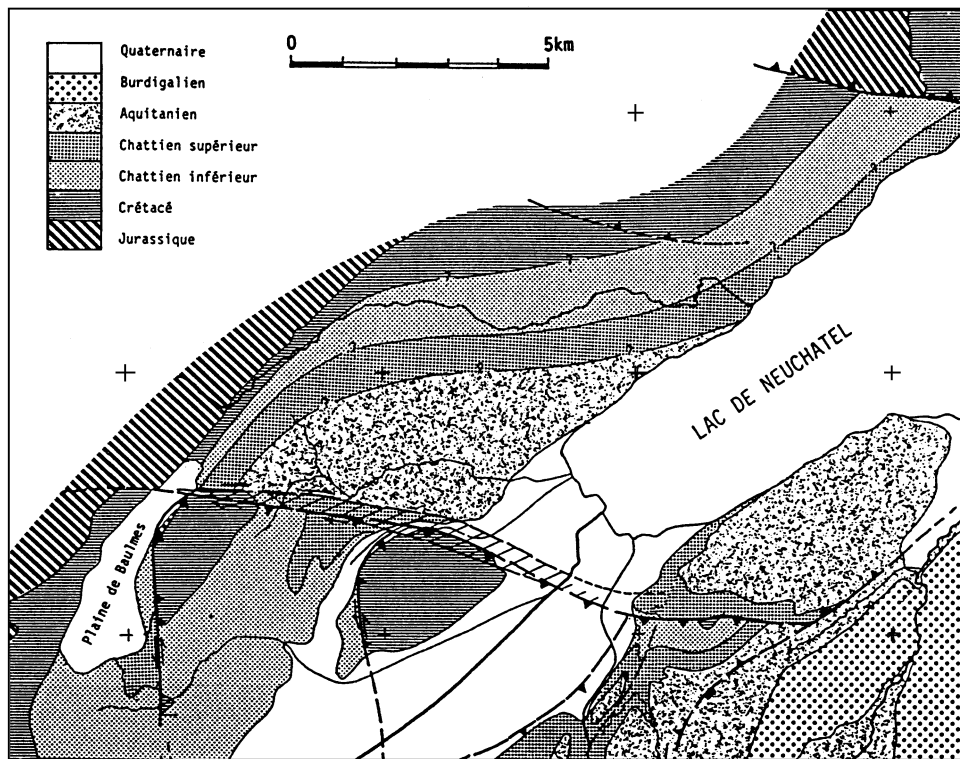


Figure 4.2.2: Esquisse géologique de la région d'Yverdon-les-Bains (d'après JORDI, 1993).

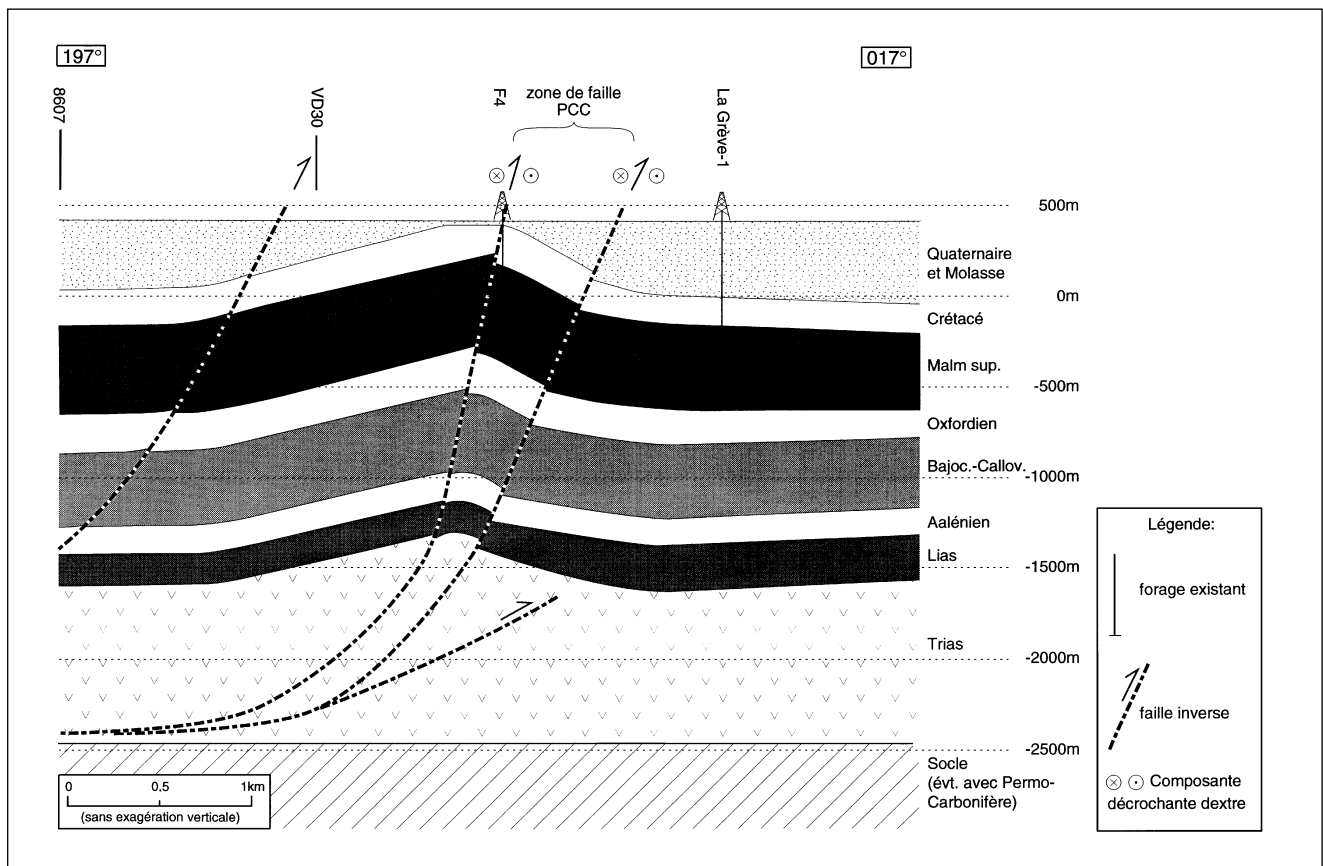


Figure 4.2.3: Coupe géologique S-N à travers les forages F4 du Centre thermal et La Grève-1 d'Arkina (d'après SCHÖNBORN, dans MURALT et al., 1996).

La distance jusqu'à Yverdon étant d'environ 7–8 km, le gradient hydraulique peut être estimé à environ 1–2%. Dans les calcaires du Crétacé, des aquifères de moindre importance existent et alimentent par exemple des petites sources au Mont Chamblon, quelques kilomètres au sud-est de la ville d'Yverdon-les-Bains. A Noréaz, un village à environ 1 km à l'est d'Yverdon, un forage a rencontré un aquifère modeste dans les couches de l'Hauterivien et du Valanginien (Crétacé).

La région d'Yverdon-les-Bains est recoupée par deux jeux de failles décrochantes conjugués. Des failles sénestres sont orientées N–S et des failles dextres sont orientées E–W à ESE–WNW. Toutes ces failles ont non seulement un mouvement décrochant mais aussi une composante compressive, ce qui fait que l'un des compartiments est surélevé par rapport à l'autre.

La plus importante famille de failles dans la région d'Yverdon est une zone de failles dextres, large de plusieurs centaines de mètres et qui s'étend du Jura près de Baulmes vers Yverdon et Cuarny en direction ESE–WNW. Cette zone de failles, appelée zone de faille du Pipechat-Chamblon-Chevressy (PCC) par JORDI (1990; 1993) est limitée au sud et au nord par deux failles de forte inclinaison vers le sud et qui s'enracinent dans les couches du Trias (MURALT et al. 1996) (figures 4.2.1 à 4.2.3).

La structure de cette zone de faille est celle d'un pli à vergence nord et recoupé dans les charnières par deux failles. La région directement au sud de la PCC est surélevée d'environ 200 m par rapport à la région au nord de la PCC (figures 4.2.3 et 4.2.4). Au droit de la faille sud de la zone PCC, les calcaires aquifères du Crétacé sont partiellement dégagés de la couverture molassique très peu perméable, ce qui donne naissance à des sources karstiques et subthermales importantes au Mont Chamblon et la source thermale à Yverdon (figures 4.2.2 et 4.2.3). Plusieurs failles sénestres orientées N–S rejoignent la zone PCC. De l'ouest à l'est se sont par exemple le chevauchement de Rances-Pipechat, le chevauchement occidental du Chamblon et la faille inverse d'Ependes (JORDI, 1990; 1993).

Le chevauchement de Rances-Pipechat, à 1 km du pied du Jura seulement est à l'origine de la colline du Pipechat, qui se trouve à 1 km à l'est du village de Baulmes. Ici les roches du Portlandien se retrouvent à la surface. Dans ces roches du Portlandien s'est formée une perte karstique, la Perte de la Feurtille. A quelques 5 km à l'est de Baulmes, on retrouve une autre colline, le Mont Chamblon, haut de 552 m, où des roches du Crétacé (Berriasien-Barrémien, JORDI, 1955) se retrouvent à la surface, dégagées de la couverture molassique en raison notamment du chevauchement occidental du Chamblon et de la faille sud de la zone PCC. Au pied du Mont Chamblon jaillissent plusieurs

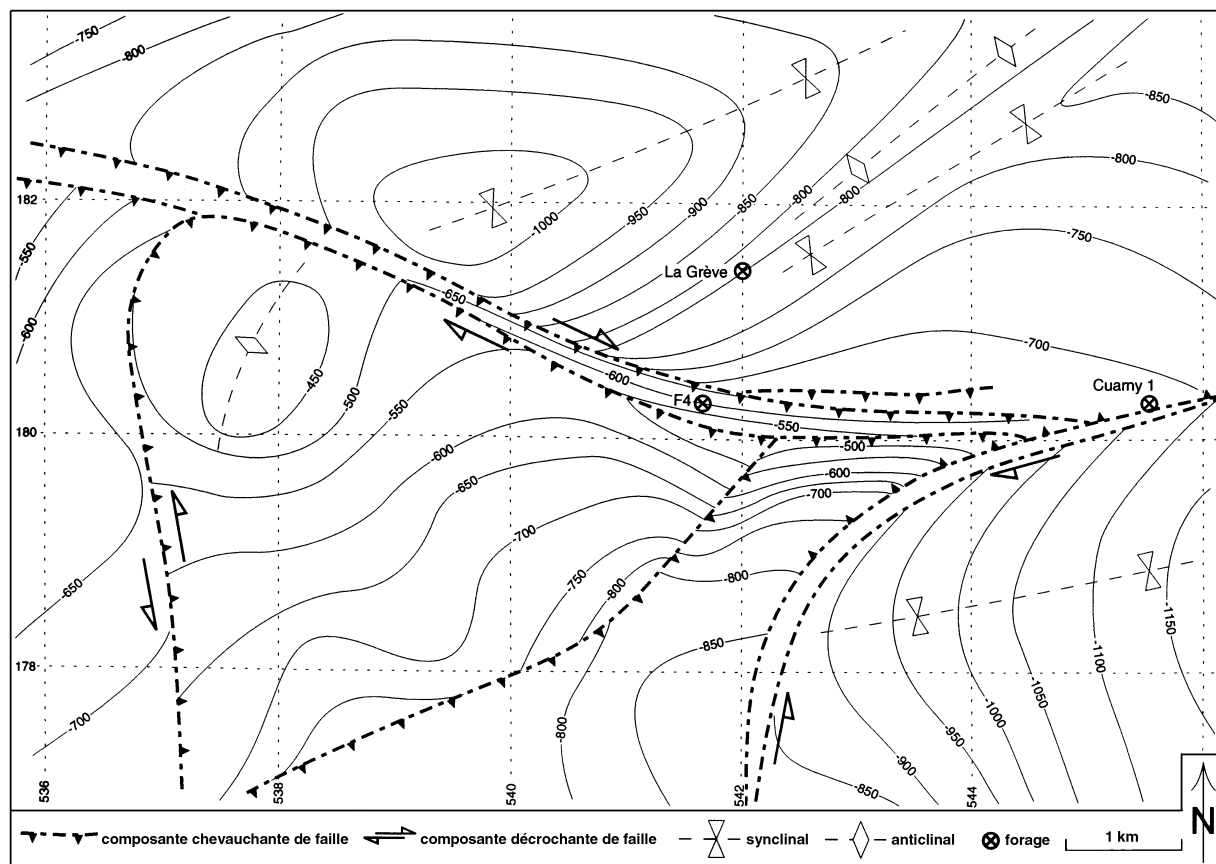


Figure 4.2.4: Carte des isohypses du toit du Dogger dans la région d'Yverdon-les-Bains (cotes absolues) (d'après SCHÖNBORN, dans MURALT et al., 1996).

Tableau 4.2.1: Emplacement et données d'exploitation des forages et sources étudiés dans la région d'Yverdon-les-Bains.

Forage/Source	Coordonnées (x/y/z)	Profondeur (m sous sol)	Débit artésien (m ³ /h) ¹⁾	Débit pompé (m ³ /h) ²⁾
Source thermique, Yverdon	539'690 / 181'325 / 438	13.8	5–11	–
F4, Centre thermal, Yverdon	539'675 / 181'335 / 438	598	≈ 18 (100)	(110)
La Grève-1 d'Arkina, Yverdon	540'020 / 181'447 / 432	666.4	≈ 12 (53.6)	(75.6)
Source Haute, Le Cossaux	536'880 / 181'525 / 445	–	28–205	–
Source Basse, Le Cossaux	536'860 / 181'545 / 440	–	80–116	–
Source Fontaine, Le Cossaux	536'900 / 181'525 / 440	–	1.15–1.7	–
Le Moulinet, Mont Chamblon	535'375 / 181'810 / 450	–	47–250	–
Rouleguet, Mont Chamblon	535'050 / 181'330 / 510	–	0.07–2.2	–
Les Fontanets, La Mothe	533'400 / 185'775 / 550	–	> 3600	–
La Prairie, Yverdon	539'725 / 180'575 / 435	9.2	0.5–2.1	–
Perte de la Feurtille, Pipechat	530'575 / 181'840 / 605	–	2.8–148	–
Bevaix-Treytel	551'840 / 196'650 / 455	300	330	120

¹⁾ Débit artésien des forages: débit d'exploitation sans parenthèses et débit maximum entre parenthèses.

²⁾ Débit pompé des forages: débit maximum lors des essais entre parenthèses.

sources froides et subthermales de régime karstique, alimentées par l'aquifère régional du Malm et qui émergent grâce à la PCC et qui sont partiellement alimentées par la Perte de La Feurtille. Dans la prolongation de la zone PCC, avant qu'elle ne soit rejointe par la faille inverse d'Ependes, émerge la source thermique d'Yverdon-les-Bains.

A Yverdon-les-Bains, les roches mésozoïques sont recouvertes par les sédiments tertiaires de la Molasse du Chattien au Burdigalien. De manière générale, ces roches essentiellement marneuses peuvent être considérées comme des aquicludes ou des aquitards. Typiques de la région d'Yverdon-les-Bains sont les couches gypsifères du Chattien, qui influencent considérablement le chimisme des eaux de la Molasse. En effet, ces eaux sont souvent fortement minéralisées de type [Ca][SO₄].

Le pied du Mont Chamblon est l'endroit le plus bas de la région où affleurent les calcaires du Mésozoïque. Il joue donc le rôle d'exutoire naturel des circulations dans l'aquifère du Malm. Un deuxième exutoire naturel des circulations profondes dans le Malm est représenté par la source thermique, où la couverture molassique a été érodée et où l'épaisseur du Quaternaire n'est pas très importante. L'altitude de la source thermique est à peu près égale à celle des sources du Mont Chamblon.

Un peu en dehors de la région d'Yverdon-les-Bains proprement dit, se trouve le village de Bevaix, également au pied du Jura mais à environ 20 km au nord-est de la ville. Il est situé au pied de la Montagne de Boudry, haute de 1387.4 m sur la rive nord du lac de Neuchâtel. Ici, la géologie est

similaire à celle d'Yverdon-les-Bains, mais la couverture de roches molassiques n'existe pas à l'endroit du forage profond de Treytel (MORNOD & BERTRAND, 1971).

4.2.2 Sources et forages étudiés

L'étude à Yverdon-les-Bains a été centrée sur la source thermique, le forage F4 du Centre thermal et le forage La Grève-1 d'Arkina à Yverdon-les-Bains et la source haute du Cossaux au pied du Mont Chamblon. Ces quatre points d'eau ont été échantillonnés de juillet 1992 à mars 1995 de la manière suivante: d'abord quotidiennement pendant une semaine, ensuite une fois par semaine pendant un mois, puis tous les quinze jours pendant deux mois et finalement mensuellement pour le reste de la période. A titre de comparaison, quatre sources froides dans différents environnements géologiques, deux sources légèrement subthermales, le forage de Treytel, produisant une eau légèrement subthermale du Portlandien, et l'eau de la perte de La Feurtille ont également été prélevés, mais seulement sporadiquement de 1 à 4 fois. La description des forages et sources se base sur la littérature suivante: données non publiées du Centre thermal et de l'usine Arkina, MORNOD & BERTRAND (1971); MORNOD & BERTRAND (1972); ZAHNER et al. (1974); MAUTNER (1975–1978); BADOUX & SAVARY (1977); KERN (1982); VUATAZ (1982); COMMUNE DE BEVAIX (1983); GEOTEST (1981–82; 1984); PRAKLA-SEISMOS GEOMECHANIK GMBH (1982); SMG (1985); BURGER & GORHAN (1986); BLANC (1990); SCHNEEMANN et al. (1991). Les emplacements et données d'exploitation des différents forages et sources étudiés se trouvent au tableau 4.2.1.

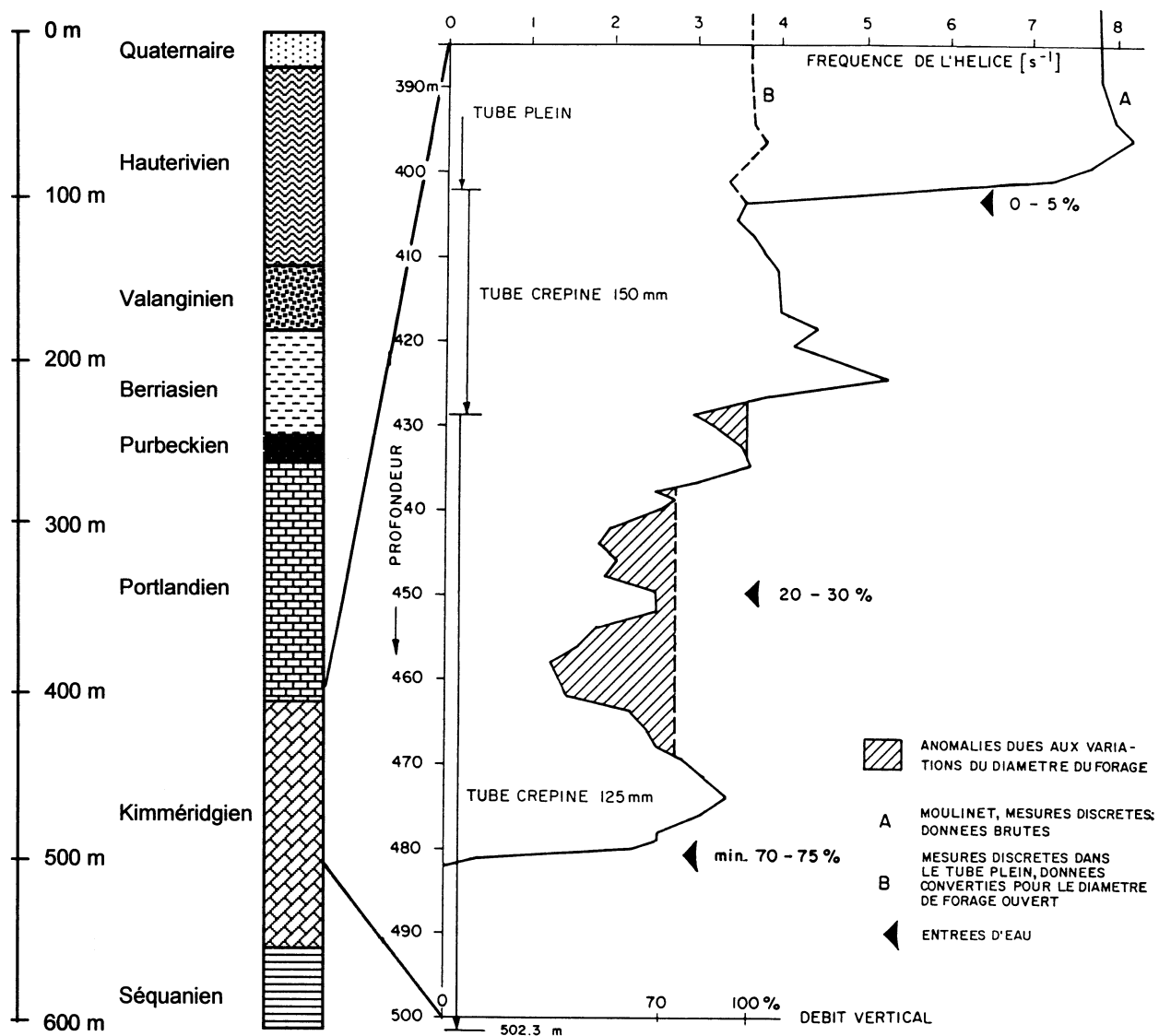


Figure 4.2.5: Coupe géologique du forage F4 du Centre thermal et résultats des essais au flowmètre (d'après BURGER & GORHAN, 1986; modifié).

4.2.2.1 Les eaux thermales d'Yverdon-les-Bains

La source thermique est connue depuis le temps des Romains. Jusqu'à l'exécution du forage F4, elle était utilisée pour l'alimentation du Centre thermal. Depuis lors, elle a été mise hors service. Elle est captée par un puits de 14 m de profondeur et alimente une fontaine dans le parc du Grand-Hôtel des Bains. La source émerge au droit de la faille sud de la zone PCC, là où les roches du Crétacé se rapprochent le plus de la surface et ne sont pas recouvertes par les roches peu perméables de la Molasse. La source thermique a une température entre 18 et 22 °C, le débit varie de 4.8 à 10.8 m³/h et l'eau est faiblement minéralisée.

Le forage F4 du Centre thermal a été foré en 1981–1982 dans le but de recapter l'eau de la source thermique à plus grande profondeur, avec un débit supérieur et une tempéra-

ture plus élevée. Il est localisé à quelques 15 m seulement de la source thermique et atteint une profondeur de 598 m dans les couches du Séquanien (Oxfordien sup.), mais les derniers 100 m ne sont plus accessibles pour des appareils de diagraphie. Le forage a rencontré de nombreuses venues d'eau avec des fluides similaires à celui de la source thermique. Seules les venues d'eau entre 400 et 500 m de profondeur sont captées et produisent une eau artésienne jaillissante à une température d'environ 28 °C en tête de puits. La venue la plus importante entre 480–490 m produit 70–75% du débit total (figure 4.2.5). Le débit artésien maximal mesuré est de l'ordre de 100 m³/h. Les venues captées se trouvent essentiellement dans les calcaires du Kimméridgien avec un petit apport du Portlandien. L'exploitation se fait de façon irrégulière selon les besoins du Centre thermal et uniquement par artésianisme, aucune pompe n'étant installée.

Le forage La Grève-1 d'Arkina a été foré en 1987 pour la recherche d'eau minérale. Il se trouve à 1.2 km au nord du Centre thermal et donc au nord de la zone PCC. Il atteint la profondeur de 666 m dans les calcaires et dolomies du Portlandien. Plusieurs venues d'eau entre 619 et 641 m de profondeur dans les couches du Portlandien fournissent une eau faiblement minéralisée, artésienne jaillissante et chaude d'environ 31.5 °C en tête de puits. Le débit artésien maximal mesuré est de l'ordre de 55 m³/h. Un essai de pompage n'a pas mis en évidence la moindre influence sur le forage F4 du Centre thermal ni sur la source thermique. L'exploitation est irrégulière selon les besoins de l'usine d'embouteillage Arkina et se fait uniquement par artésianisme, aucune pompe n'étant installée.

Le forage Noréaz-1 a été foré en 1984 pour la recherche d'eau minérale. Bien que ce forage n'ait pas été étudié lors de ce travail, il est d'une certaine importance pour la compréhension des écoulements profonds à Yverdon-les-Bains et il convient de le mentionner ici. Ce forage se trouve dans le village de Noréaz, à 1 km à l'est du forage La Grève-1. Il atteint à la profondeur de 571 m les couches peu perméables du Purbeckien. Dans les calcaires de l'Hauterivien et du Valanginien (Crétacé) ainsi qu'à la limite entre le Berriasien et le Purbeckien (Malm) il a rencontré des venues d'eau faiblement minéralisées, artésiennes jaillissantes et chaudes de 29–31 °C en tête de puits. Le débit exploitable étant insuffisant, ce forage n'a jamais été mis en production. Le niveau piézométrique du forage de Noréaz-1 a fortement réagi avec un rabattement de 36.6 m pour un rabattement par pompage de 126 m dans le forage La Grève-1. Depuis la mise en production du forage La Grève-1 d'Arkina, l'artésianisme à Noréaz n'est plus jaillissant.

4.2.2.2 Les sources subthermales et froides de la région d'Yverdon-les-Bains

La source haute du Cossaux se trouve au pied du Mont Chamblon près de l'ancien Moulin Cossaux. Elle jaillit des calcaires du Berriasien (Crétacé) et elle alimente la ville d'Yverdon-les-Bains en eau potable. Son eau est faiblement minéralisée, la température varie entre 13.5–14.5 °C environ et le débit entre 28–205 m³/h. Des essais de traçage à la perte de La Feurtille (SCHARDT, 1910 et 1920; LOOSER, 1990) ainsi qu'au Mont Chamblon (CSD, 1976) ont démontré la présence d'alimentations partielles de la source à partir de la perte de La Feurtille et du Mont Chamblon.

La source basse du Cossaux se trouve à 20 m seulement de la source haute. Elle alimente également la ville d'Yverdon-les-Bains en eau potable. Son eau est légèrement plus minéralisée que celle de la source haute, sa température varie de 10.7 à 13.8 °C et son débit entre 80 et 116 m³/h.

La source de la fontaine du Cossaux émerge au fond d'une cave, environ 30 m à côté de la source haute. Elle alimente une fontaine au Cossaux. Son eau est généralement très similaire à celle de la source haute, la température varie de 12.4 à 14.4 °C et son débit entre 1.15 et 1.7 m³/h.

Les sources du Moulinet se trouvent à 2 km à l'ouest du Cossaux. Elles jaillissent également au pied du Mont Chamblon des calcaires du Berriasien (Crétacé). Deux sources captées alimentaient jadis la ville d'Yverdon-les-Bains en eau potable. Leur degré élevé de pollution due à la forte influence de la perte de La Feurtille a causé la mise hors service de ces sources. Aujourd'hui elles alimentent avec plusieurs venues non captées une pisciculture et un ruisseau. Les sources du Moulinet sont en étroite liaison avec celles du Cossaux. La température des sources captées varie entre 8.3 et 12.2 °C et le débit de 47 à 250 m³/h.

La source du Rouleguet émerge sur le flanc ouest du Mont Chamblon dans les calcaires de l'Hauterivien (Crétacé). Elle n'est pas captée, son eau alimente un petit ruisseau dans la forêt, qui disparaît dans un tuyau à la lisière. Elle est toujours faiblement minéralisée mais plus fortement que les autres eaux du Mont Chamblon. Sa température varie entre 7.9 et 13.6 °C et son débit de 0.07 à 2.2 m³/h.

La source Les Fontanets à Vugelles-La Mothe émerge directement des calcaires du Malm au pied du Jura. Il s'agit de plusieurs griffons d'une grande source karstique qui peut débiter plusieurs m³/sec. La source n'est pas captée et alimente un ruisseau.

La source La Prairie est captée par un puits de 9.2 m de profondeur dans les dépôts morainiques et se trouve à 300 m au sud du Centre thermal. Jadis elle a été utilisée comme la première source d'eau minérale Arkina, mais elle a dû être abandonnée à cause de son petit débit et d'une pollution excessive. Elle est très légèrement subthermale avec des températures autour de 12 °C. Son débit varie entre 0.5 et 2.1 m³/h. L'eau de la source La Prairie circule dans la Molasse du Chattien, elle est alors plus fortement minéralisée en gypse dissous ([Ca][SO₄]).

Le forage de Bevaix-Treytel est situé au sud du village de Bevaix sur la rive nord du lac de Neuchâtel. Il atteint à la profondeur de 300 m les calcaires du Kimméridgien et produit une eau artésienne jaillissante dont les 90% émergent des calcaires du Portlandien entre 205–208 m de profondeur. Environ 5% du débit total émergent des calcaires du Valanginien. Le forage alimente le village de Bevaix en eau potable. La température est légèrement subthermale et varie entre 12.5 et 14.3 °C, le débit pompé peut atteindre plus de 120 m³/h.

4.2.3 Typologie chimique

Pour les eaux de la région d'Yverdon-les-Bains, des analyses contenues dans plusieurs études antérieures étaient disponibles (NUSSBERGER et al., (1937); MORNOD & BERTRAND (1971); KERN, 1982; VUATAZ, 1982; DUBOIS & FLÜCK, 1985; MAZOR et al., 1986; SCHNEEMANN et al., 1991; Laboratoire cantonal du canton de Vaud, 1921, 1962–1992; Vertrauenslabor für Spezialanalytik und Betriebshygiene, Spezialabteilung der Versuchsstation Schweizerischer Brauereien, 1987–1992).

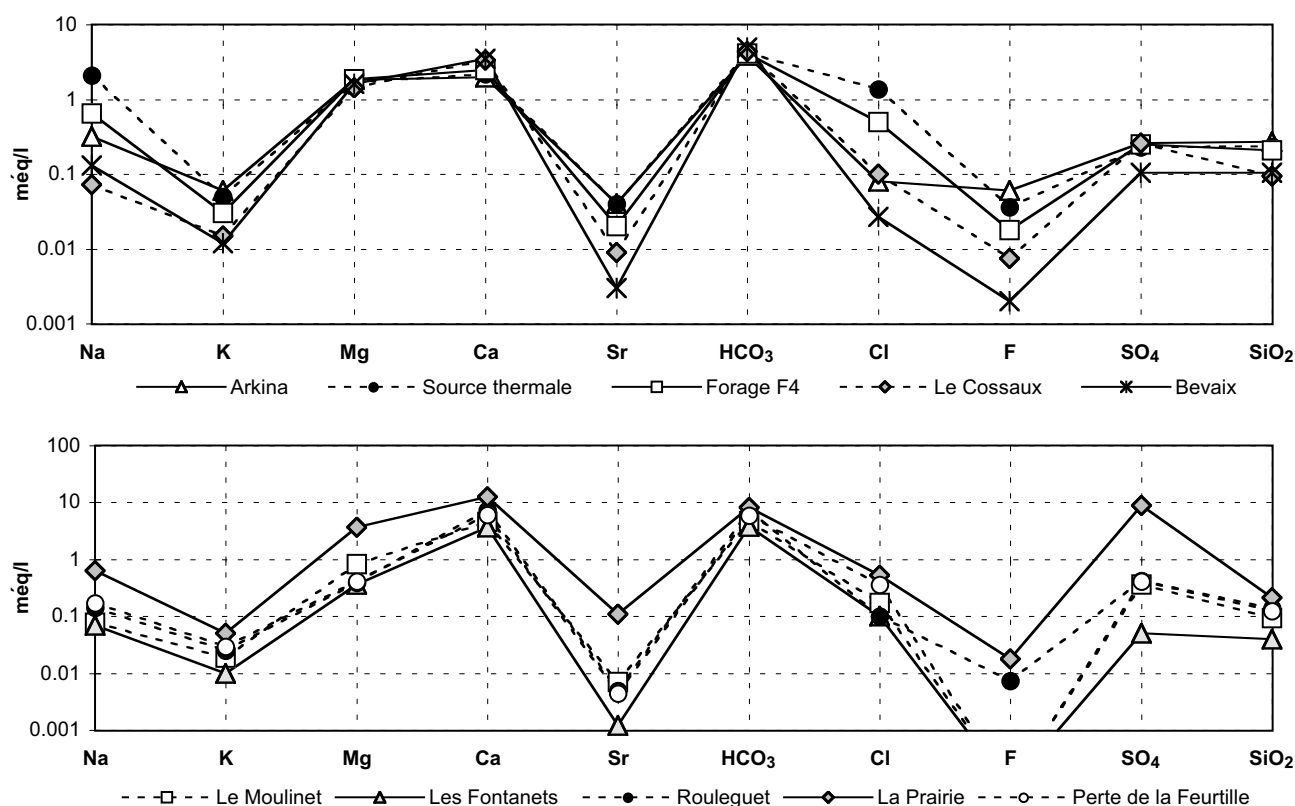


Figure 4.2.6: Composition chimique des eaux de la région d'Yverdon-les-Bains représentées au moyen d'un diagramme de composition chimique de type Schoeller. Les concentrations sont exprimées en meq/l, la silice est exprimée en mmol/l.

Les sources froides ou légèrement subthermales de l'aquifère du Malm (sources des Fontanets et du Moulinet), possèdent un chimisme typique des eaux karstiques, issues d'un aquifère calcaire (figure 4.2.6). Elles sont faiblement minéralisées (conductivité électrique entre 322 et 438 $\mu\text{S}/\text{cm}$, dureté totale entre 3.8 et 5.3 meq/l), leur minéralisation est dominée par le calcium et le bicarbonate, elles sont donc du type chimique $[\text{Ca}][\text{HCO}_3]$. La source du Moulinet, qui s'écoule au moins partiellement dans l'aquifère dolomitique du Portlandien et qui contient une composante subthermale, est en plus enrichie en magnésium (10 mg/l). La petite source du Rouleguet qui émerge du Crétacé au Mont Chamblon ne possède pas de caractère karstique, mais elle est plus fortement minéralisée que les deux sources karstiques mentionnées auparavant. Il s'agit d'une eau dure (dureté totale de 7.8 meq/l), sa conductivité électrique est de 630–650 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et son type chimique est $[\text{Ca}][\text{HCO}_3]$. Les mêmes remarques sont valables pour la perte karstique de La Feurtille, qui draine le marais de Rances et des surfaces agricoles: elle est très dure (dureté totale entre 7.6 et 9.6 meq/l) et du type chimique $[\text{Ca}][\text{HCO}_3]$. Avec des teneurs élevées en sulfate, chlorure et nitrate, l'eau de cette perte est assez fortement polluée. L'eau la plus minéralisée étudiée dans la région d'Yverdon est celle de la source La Prairie à Yverdon même. C'est la seule eau qui provient de la Molasse chattienne et qui par conséquent se charge en gypse dissous. En même temps elle est très chargée en

bicarbonate et riche en magnésium. Elle a une conductivité électrique de l'ordre de 1200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et une teneur en sulfate de 400 mg/l. Elle est du type chimique $[\text{Ca}, \text{Mg}][\text{SO}_4, \text{HCO}_3]$. De plus, elle est moyennement chargée en nitrate, indiquant ainsi la pollution qui l'a rendue impropre à la consommation. Les eaux subthermales des sources du Cossaux et du forage de Bevaix se ressemblent fortement. Elles se différencient chimiquement des eaux froides karstiques surtout par leur teneurs en magnésium, strontium et silice plus élevées. Ces eaux sont faiblement minéralisées avec une conductivité électrique de l'ordre de 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$, une dureté totale de quelques 5 meq/l, et elles sont de type chimique $[\text{Ca}, \text{Mg}][\text{HCO}_3]$.

Les deux sources Basse et Fontaine du Cossaux se voient refroidies lors des crues, leur chimisme change pour devenir de type $[\text{Ca}][\text{HCO}_3]$, et elles deviennent plus fortement minéralisées et polluées par le nitrate, le sulfate et le chlorure.

Les eaux thermales des deux forages La Grève-1 d'Arkina et F4 du Centre thermal sont également d'une minéralisation faible (conductivité électrique entre 330 et 410 $\mu\text{S}/\text{cm}$, dureté totale entre 3.8 (Arkina) et 4.4 meq/l (F4)) et leur chimisme est presque identique à celui des eaux subthermales sauf pour des modifications liées à leur température et à leur temps de séjour souterrain plus élevé (cf. chapitre 4.2.7). Le type chimique est donc également $[\text{Ca},$

Tableau 4.2.2: Analyses chimiques des roches du Portlandien, du Kimméridgien et du Séquanien du Jura neuchâtelois et du Portlandien d'Yverdon-les-Bains. Les échantillons du Portlandien d'Yverdon-les-Bains ont été prélevés des cuttings du forage La Grève-1 d'Arkina. Les données chimiques du Jura neuchâtelois sont tirées de KIRALY (1973). Les espèces sont indiquées en % de poids. Le complément par rapport à 100% est constitué presque exclusivement du ion carbonate.

Lieu	Yverdon		Jura neuchâtelois		
Géologie	Portlandien	Portlandien	Portlandien	Kimméridgien	Séquanien
Profondeur (m)	621–623	638–640	–	–	–
Nombre d'analyses	1	1	147	38	26
Sodium	0.016	0.031	0.011	0.006	0.012
Potassium	0.006	0.005	0.017	0.008	0.014
Calcium	25.07	21.83	31.8	37.4	36.9
Magnésium	9.32	12.16	4.8	0.7	0.34
Strontium	0.019	0.012	0.026	0.021	0.014
Silice	0.010	0.069	n.d.	n.d.	n.d.
Résidu insoluble	9.29	5.64	3.1	1.2	3.5

Mg][HCO₃]. Ces eaux sont fortement réductrices et donc dépourvues d'oxygène et de nitrate, et elles contiennent de l'hydrogène sulfuré. Leur teneurs en éléments traces et mineurs (Li, Ba, Rb, Sr, F, etc.) ainsi qu'en magnésium sont plus élevées que dans les eaux froides et subthermales mais restent toujours assez faibles. La concentration en silice est plus élevée et celle en calcium plus basse, conformément à la température.

La source thermique produit l'eau la plus minéralisée des eaux thermales d'Yverdon-les-Bains. Sa conductivité électrique est de l'ordre de 415–500 µS/cm, sa dureté totale entre 3.7 et 4.4 méq/l et son chimisme peut varier entre les types [Ca, Mg][HCO₃] et [Ca, Na, Mg][HCO₃, Cl] (figure 4.2.6). Elle est également fortement réductrice, ne contient ni oxygène, ni nitrate et elle possède la teneur la plus élevée en hydrogène sulfuré des eaux d'Yverdon. De plus, en période d'étiage elle est également la plus riche en éléments traces lithium, rubidium, baryum, bromure, iode et bore.

4.2.4 Interactions eau-roche

Comme pour les eaux de Delémont, les interactions eau-roche des eaux de la région d'Yverdon-les-Bains sont assez restreintes à cause de la minéralogie très monotone des calcaires du Kimméridgien et du Séquanien et des dolomies du Portlandien et des températures relativement basses. Dans le canton de Neuchâtel, région certainement représentative de la région d'Yverdon-les-Bains, les calcaires du Kimméridgien et du Séquanien sont constitués à plus que 90% par la calcite. Le Séquanien ne contient que des traces de dolomite alors que le Kimméridgien en contient en

moyenne 4.7% (KIRALY, 1973). MOUCHET (1995) décrit le profil du Kimméridgien dans la gorge de l'Areuse à Combe Garot, où il a fréquemment trouvé des rhomboédres de dolomite dans les deux tiers supérieurs de la coupe.

La roche totale du Portlandien du forage La Grève-1 d'Arkina contient entre 9.3 et 12.2% de magnésium (tableau 4.2.2; résultats de deux analyses). Un dosage semi-quantitatif par diffractométrie indique la présence de 11.3% de dolomite, 47.4% d'ankérite et 31% de calcite. KIRALY (1973) donne une moyenne de 23.9% de dolomite pour 147 échantillons du Portlandien du Jura neuchâtelois.

Le quartz n'est présent qu'en traces dans le Kimméridgien et il ne dépasse pas 1.6% en moyenne dans le Séquanien et 1.1% dans le Portlandien (KIRALY, 1973). L'analyse semi-quantitative de l'échantillon de cuttings du Portlandien n'indique que 0.4% de quartz alors que les feldspaths sont presque absents de la dolomie. Les faibles pourcentages du résidu insoluble (en moyenne 1.2 à 3.5% de la roche totale) des calcaires du Malm neuchâtelois démontrent la pauvreté de l'aquifère du Malm en minéraux autres que calcite et dolomite. KIRALY (1973) signale la présence des minéraux phyllitiques chlorite, kaolinite, illite, montmorillonite et interstratifiés, dont l'illite est nettement le plus abondant. La dolomie du forage La Grève-1 d'Arkina est un peu plus riche en résidu insoluble, et elle ne contient que peu d'illite, mais c'est la kaolinite qui domine les argiles. Cette minéralogie presque exclusivement constituée par la calcite et la dolomite a pour conséquence que les eaux ne sont saturées ou proches de la saturation que par rapport à un petit nombre de minéraux (figure 4.2.7).

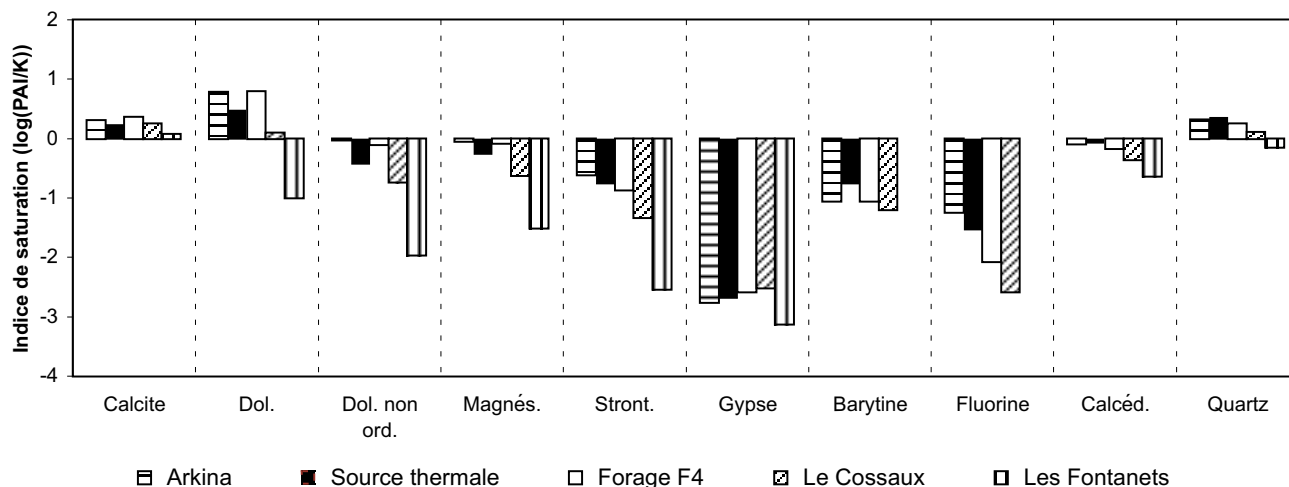


Figure 4.2.7: Indices de saturation de quelques minéraux importants dans les eaux de la région d'Yverdon-les-Bains. On constate qu'à l'exception des minéraux calcite, dolomite et quartz tous les autres sont sous-saturés dans toutes les eaux. Les analyses d'eaux de la région d'Yverdon-les-Bains non représentées dans cette figure montrent les mêmes tendances.

- Toutes les eaux sont légèrement sursaturées par rapport à la calcite. Cette légère sursaturation peut être due à des phénomènes de dégazage du CO₂ avant la mesure du pH, mais la très grande stabilité du pH mesuré au cours des trois ans de prélèvements semble exclure cette possibilité pour la plupart des eaux. Pour les eaux thermales et subthermales, cette sursaturation pourrait être due à la dissolution incongrue de la dolomite dans les couches du Portlandien et la lente cinétique de précipitation de la calcite devenue sursaturée. Une autre possibilité serait que la présence de magnésium génère la précipitation de la calcite par adsorption du magnésium à la surface des cristaux de calcite (APPELO & POSTMA, 1993), effet non observé pour l'aragonite. La solubilité du calcium serait donc contrôlée par l'aragonite. En effet, celle-ci se trouve très proche de la saturation dans toutes les eaux avec une teneur relativement élevée en magnésium (Bevaix-Treytel, Le Cossaux, La Grève-1, F4, source thermique).
- Alors que les eaux froides sont nettement sous-saturées par rapport à la dolomite, les eaux subthermales ayant circulé plus longtemps dans les couches du Portlandien, sont très légèrement sursaturées. En période de forte crue avec dilution par de l'eau froide, les eaux subthermales du Mont Chamblon deviennent sous-saturées par rapport à la dolomite. Toutes les eaux thermales sont nettement sursaturées par rapport à la dolomite du fait de leur séjour souterrain encore plus long. Les analyses de l'eau d'Arkina et de l'eau du forage F4 du Centre thermal la moins diluée par de l'eau froide, sont pratiquement à saturation par rapport à la magnésite. Elles pourraient donc suggérer le contrôle de la teneur en magnésium des eaux thermales d'Yverdon-les-Bains par la solubilité de la magnésite. Toutefois, d'après le calcul avec le logiciel SOLMINEQ88 (KHARAKA et al., 1988), la dolomite non ordonnée est également pratiquement à saturation dans les eaux des forages La

Grève-1 d'Arkina et F4 du Centre thermal. La concentration du magnésium dans ces eaux pourrait donc également être contrôlée par la dissolution de la dolomite non ordonnée. La dolomite ordonnée par contre ne peut pas précipiter, en raison de la cinétique très lente à basse température (APPELO & POSTMA, 1993). Dans les eaux de la source thermique, de la source haute du Cossaux et du forage de Bevaix, la dolomite non ordonnée reste toujours nettement sous-saturée.

- La sursaturation du quartz n'est certainement pas due à un équilibre par rapport à ce minéral à une température plus élevée que celle mesurée (cf. chapitre 4.2.8). Les températures des eaux souterraines de la région d'Yverdon-les-Bains ne dépassant pas 33 °C sont plutôt compatibles avec un équilibre par rapport à la calcédoine. Celle-ci est sous-saturée dans toutes les eaux et s'approche de la saturation dans les eaux d'Arkina, la source thermique en étiage et de La Prairie, où elle n'est que très légèrement sous-saturée. La sous-saturation dans l'eau de la source La Prairie est de l'ordre de l'erreur analytique tandis qu'elle est toujours significative pour les eaux d'Arkina et de la source thermique (calculs avec le logiciel PHREEQE, PARKHURST et al., 1993). Deux phénomènes sont à l'origine de la sous-saturation de la calcédoine dans toutes les eaux de l'aquifère du Malm: (1) L'aquifère du Malm est pauvre en minéraux siliceux et le temps de résidence souterrain relativement court des eaux froides et subthermales et même d'une partie des eaux thermales ne suffit pas pour qu'elles puissent se saturer par rapport à la calcédoine. La pauvreté de l'aquifère en minéraux siliceux est confirmée par la très basse concentration de la silice obtenue lors des attaques à l'HCl des roches du Portlandien d'Yverdon, autour de 0.01–0.07% (tableau 4.2.2) ainsi que par les analyses chimiques et minéralogiques des calcaires du Malm neuchâtelois (KIRALY, 1973) où seulement entre 1 à 3.5% de la roche totale est constituée de minéraux

Tableau 4.2.3: Résultats des analyses isotopiques du soufre dans le sulfate et sulfure dissous, de l'oxygène-18 du sulfate dissous et des rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) dans les eaux et les calcaires et dolomies du Malm et du Berriasien d'Yverdon-les-Bains. Les échantillons de roche sont le Kimméridgien du Mont Suchet, le Portlandien du forage La Grève-1 d'Arkina et le Berriasien du Mont Chamblon.

Echantillon	$\delta^{34}\text{S} - \text{SO}_4$ (‰)	$\delta^{34}\text{S} - \text{sulfure}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O} - \text{SO}_4$ (‰)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Arkina FA-16	3.73	n.d.	10.22	n.d.
Arkina FA-20	n.d.	n.d.	n.d.	$0.707168 \pm 1.2 \cdot 10^{-5}$
Arkina FA-28	3.0	n.d.	9.6	n.d.
Source thermique SB-16	3.25	-2.07	5.3	n.d.
Source thermique SB-20	n.d.	n.d.	n.d.	$0.707195 \pm 1.3 \cdot 10^{-5}$
Source thermique SB-28	2.4	n.d.	5.2	n.d.
Forage F4 FB-16	0.11	n.d.	6.64	n.d.
Forage F4 FB-20	n.d.	n.d.	n.d.	$0.707212 \pm 1.2 \cdot 10^{-5}$
Forage F4 FB-28	-1.0	n.d.	5.4	n.d.
Le Cossaux CH-16	-4.25	n.d.	5.4	n.d.
Le Cossaux CH-20	n.d.	n.d.	n.d.	$0.707322 \pm 1.3 \cdot 10^{-5}$
Le Cossaux CH-28	-4.2	n.d.	4.6	n.d.
La Prairie LP-1	n.d.	n.d.	n.d.	$0.708269 \pm 1.4 \cdot 10^{-5}$
Calcaire du Kimméridgien	18.72	n.d.	19.68	$0.706982 \pm 1.5 \cdot 10^{-5}$
Dolomie du Portlandien	n.d.	n.d.	n.d.	$0.707258 \pm 1.1 \cdot 10^{-5}$
Calcaire du Berriasien	0.15	n.d.	8.26	$0.707247 \pm 1.2 \cdot 10^{-5}$

n.d.: non déterminé. Pour les eaux, n.d. dans la colonne $\delta^{34}\text{S}$ -sulfure signifie que le sulfure n'était pas présent ou seulement en trop petite quantité pour l'analyse isotopique.

argileux et de quartz. (2) Les eaux thermales du forage F4 et de la source thermique d'Yverdon sont mélangées avec des eaux relativement froides sous-saturées en silice (cf. chapitre 4.2.7.2) et leur concentration originale en silice est donc diluée. Ce phénomène est confirmé par l'extrapolation de la source thermique vers une eau non diluée, où la saturation par rapport à la calcédoine est atteinte.

- Toutes les analyses incluant des résultats d'aluminium montrent un état de sursaturation par rapport à la kaolinite et la muscovite, et pour certains échantillons également par rapport à l'illite et à la montmorillonite. Bien que la présence de ces minéraux dans les roches du Malm neuchâtois (KIRALY, 1973) et du Portlandien d'Yverdon ait été démontrée, il paraît peu probable que ces indices de saturation soient vraiment significatifs. Le degré de saturation de ces minéraux d'argile est surtout déterminé par la teneur en aluminium des eaux, dont les analyses révèlent de très faibles teneurs entre 1.0 et 2.3 $\mu\text{g/l}$ pour les eaux du Cossaux, du Centre thermal et d'Arkina. L'analyse d'un échantillon blanc (eau distillée traitée de la même façon que les échantillons) elle-même en a révélé 1.4 $\mu\text{g/l}$.
- Dans les eaux thermales, mêmes les petites teneurs en fer entre 2 et 8 mg/l causent la sursaturation des miné-

raux de fer tels que goéthite, magnétite et hématite. De même, la présence de H_2S entraîne une sursaturation par rapport à la pyrite. Par rapport au $\text{Fe}(\text{OH})_3$ amorphe par contre, toutes les eaux thermales sont sous-saturées et par rapport au FeS amorphe les eaux du Centre thermal sont à saturation alors que l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina est sous-saturée. Il paraît donc que la concentration en fer des eaux thermales est surtout contrôlée par la solubilité du FeS amorphe. Dans les eaux subthermales du Cossaux et du forage de Treytel, la concentration du fer est inférieure à la limite de détection de la méthode d'analyse (0.1 mg/l).

Dans l'eau thermique, les rapports entre le sodium et le chlorure sont nettement plus élevés que dans les eaux froides et subthermales de l'aquifère du Malm. Alors que le rapport molaire des eaux froides varie entre 0.3 et 0.7 et celui dans l'eau subthermale entre 0.6 et 1.5, le rapport Na/Cl dans les eaux thermales varie entre 1.25 (forage F4) et 4.1 (forage La Grève-1 d'Arkina). C'est l'indice d'un certain échange ionique calcium-sodium dans l'aquifère profond, vraisemblablement sur les argiles disséminés dans les roches du Portlandien et du Kimméridgien ainsi qu'au contact avec des intercalations de marnes et marno-calcaires dans les calcaires et dolomies du Malm.

Les isotopes du sulfate dissous dans les eaux subthermales et thermales mettent en évidence l'oxydation des minéraux sulfurés comme source pour le sulfate (tableau 4.2.3).

Le $\delta^{34}\text{S}$ varie entre -4.25‰ (Le Cossaux) et 3.37‰ (Arkina), valeurs qui représentent de manière typique la pyrite sédimentaire (BALDERER, 1985). D'autre part, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ varient entre 4.6‰ (Le Cossaux) et 10.2‰ (Arkina). Calculé avec la formule de LLOYD (1968), citée dans BALDERER (1985) (cf. chapitre 3.2.5), le $\delta^{18}\text{O}$ du sulfate produit à partir de l'oxydation des minéraux sulfurés dans les eaux subthermales et thermales d'Yverdon-les-Bains atteindrait 6.0 à 6.2‰ (valeur de $\delta^{18}\text{O}$ de l'oxygène atmosphérique dissous dans l'eau admise à $+23\text{‰}$ (BALDERER, 1985)). La valeur de $\delta^{34}\text{S}$ du sulfate dans la roche du Kimméridgien est par contre de 18.72‰ . Ce n'est donc pas ce sulfate qui se retrouve dissous dans l'eau mais essentiellement celui provenant de l'oxydation de la pyrite, auquel s'ajoute bien évidemment le sulfate dans les précipitations et celui de l'agriculture.

Les valeurs plus élevées de $\delta^{34}\text{S}$ et de $\delta^{18}\text{O}$ du sulfate dans les eaux thermales par rapport à l'eau subthermale du Cossaux s'expliquent par la production de l'hydrogène sulfuré dans les eaux thermales qui introduit un fractionnement isotopique, enrichissant le ^{34}S et le ^{18}O dans le sulfate dissous. La source thermique qui, à l'état peu diluée est plus riche en H_2S que le forage F4, a donc des teneurs plus élevées en isotopes lourds du sulfate dissous.

Les rapports isotopiques du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les eaux et les roches de la région d'Yverdon-les-Bains sont tous assez proches les uns des autres, seule l'eau de la source La Prairie ayant circulé dans la Molasse se différencie nettement. Les valeurs des échantillons de roche sont typiques des roches sédimentaires calcaires du Jurassique et du Crétacé (FAURE, 1986). Tous les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les eaux thermales peuvent être expliqués par la seule dissolution du strontium des roches du Portlandien et du Kimméridgien analysées. Seule l'eau subthermale du Cossaux a un rapport isotopique légèrement trop élevé. Il est tout à fait possible que les trois échantillons de roche analysés ne seraient pas entièrement représentatifs du bassin versant de la source du Cossaux, surtout si l'on considère l'alimentation partielle de celle-ci par la perte karstique de La Feurtille qui apporte l'eau de drainage du marais de Rances, situé sur un remplissage quaternaire.

En résumé, les interactions eau-roche suivantes peuvent être considérées pour les eaux subthermales et thermales de l'aquifère du Malm à Yverdon:

- La dissolution incongruente de la dolomite suivie de la précipitation de calcite pure entraîne une baisse de la concentration du calcium et une augmentation de celle en magnésium (processus n° 1). Dans les eaux thermales non diluées, la dissolution de la dolomite entraîne la saturation de la dolomite non ordonnée ou de la magnésite, qui n'est pas dépassée. On peut donc admettre que

la teneur en magnésium dans les eaux thermales est limitée par la solubilité de la dolomite non ordonnée ou la magnésite.

- La dissolution de minéraux siliceux dans l'aquifère augmente la teneur en silice dissoute mais le temps de séjour souterrain trop court des eaux et la présence limitée de ces minéraux dans les roches du Malm à Yverdon ne permettent pas d'atteindre l'équilibre avec la calcédoine pour l'eau froide et subthermale. Les eaux thermales non diluées (Arkina, source thermique extrapolée pour l'absence d'eau froide) se trouvent par contre à l'équilibre ou très proche de l'équilibre par rapport à la calcédoine (processus n° 2).
- Un certain échange ionique Ca-Na dans les argiles des couches marneuses et marno-calcaires du Malm augmente la concentration en sodium et le rapport Na/Cl dans l'eau subthermale et thermique (processus n° 3).
- L'oxydation de la pyrite ajoute du sulfate et du fer à l'eau, mais diminue la teneur en oxygène dissous (processus n° 4).
- La dénitrification fait disparaître le nitrate (processus n° 5).
- La réduction du sulfate à l'aide de bactéries sulfato-réductrices produit de l'hydrogène sulfuré (processus n° 6).

Une modélisation à l'aide du logiciel NETPATH (PLUMMER et al., 1993) démontre qu'une évolution chimique et isotopique d'une eau du type Source Les Fontanets vers une eau du type Forage La Grève-1 d'Arkina est tout-à-fait possible en tenant compte des processus (1), (2), (3) et (4). Les deux autres processus n'ont pas été modélisés mais ne posent aucun problème pour ce type d'évolution des eaux. L'évolution des eaux du Centre thermal par contre ne peut être que partiellement expliquée par une telle simulation. La teneur nettement plus élevée en chlorure des eaux du Centre thermal exige une dissolution de halite ou le mélange avec une composante d'eau ayant dissous de la halite ou encore le mélange avec une eau hydrochimiquement plus évoluée vers une eau de type $[\text{Na}][\text{HCO}_3]$ (cf. chapitre 4.2.7.2).

4.2.5 Evolution temporelle

4.2.5.1 Les sources du Mont Chamblon

De nombreuses études plus ou moins détaillées ont été réalisées pour décrire les sources subthermales karstiques du Mont Chamblon (SCHARDT, 1910, 1920; MAUTNER, 1975–1978; CSD, 1976; KERN, 1982; LOOSER, 1990), et méritent d'être résumées.

Les plus importantes des sources du Mont Chamblon sont les sources froides à très légèrement subthermales du Moulinet et les sources nettement subthermales du Cossaux. Leur débit important les a rendu utiles pour l'alimentation en eau potable de la ville d'Yverdon-les-Bains. Mais déjà au siècle passé, on s'est rendu compte de la présence d'une pollution parfois excessive surtout des sources du Moulinet en turbidité et en bactéries fécales. SCHARDT

Tableau 4.2.4 : Les sources subthermales du Mont Chamblon relevées par MAUTNER (1975–1978). Les valeurs indiquées sont les valeurs extrêmes enregistrées.

Lieu-dit	Coordonnées (x/y)	Débit 1975–1978 (m ³ /h)	Température 1975–1978 (°C)
Grange Décoppet	534'500 / 181'050	13.5–168	8–11.8
Le Moulinet	535'375 / 181'825	46–247 ¹⁾	8.3–12.2
Gruvy	536'500 / 181'690	environ 12 ²⁾	11.2–12.6
Praz Barbey	536'810 / 181'630	12.8–18.9	10.7–13.6
Le Cossaux (source de la fontaine)	536'950 / 181'500	1.1–2.0	12.4–14.4
Le Cossaux (source haute)	536'920 / 181'520	28–205	13.6–14.8
Le Cossaux (source basse)	536'890 / 181'540	82–116	10.4–13.8
Les Uttins	537'040 / 181'370	3.2–5.5	13.2–14.0

¹⁾ Ce débit comprend seulement les deux venues captées. Six venues non captées avec un débit total entre 16 et 4140 m³/h (MAUTNER, 1975–1978) sont négligées.

²⁾ Ce débit a été estimé par KERN (1982).

(1910, 1920) a fait plusieurs essais de coloration à la fluorescéine. Il a pu démontrer que les sources du Moulinet et du Cossaux, ainsi que la source froide à très légèrement subthermale de Grange Décoppet et la source subthermale des Uttins sont alimentées partiellement par l'eau de la perte karstique de La Feurtille près du village de Baulmes, qui reçoit les eaux de drainage du marais de Baulmes et, à l'époque recevait même les égouts du village de Baulmes.

D'après l'intensité de la coloration en fluorescéine et en couleur jaunâtre qu'il attribuait aux eaux tourbeuses du marais de Baulmes, SCHARDT concluait que les sources du Cossaux étaient alimentées pour environ 1% en très basses eaux, 11% en basses eaux et 5% en hautes eaux par la perte de La Feurtille. Les recommandations de SCHARDT (déviation de toutes les eaux de la perte de La Feurtille) ne furent que partiellement réalisées (détournement des égouts), et aujourd'hui cette perte influence toujours les sources du Moulinet et du Cossaux. A cause de leur plus forte alimentation par la perte, l'utilisation comme eau potable des sources du Moulinet a dû être abandonnée.

La petite source subthermale Gruvy (La Blancherie d'après KERN, 1982) n'a pas été colorée lors des essais de SCHARDT (1910, 1920). Elle semble donc être hors de l'influence de la perte de La Feurtille. Son chimisme avec des teneurs assez élevées en chlorure et sulfate (KERN, 1982) pourrait indiquer une influence des eaux s'infiltrant au Mont Chamblon. Des teneurs également relativement élevées de ces composés chimiques se trouvent dans la source Rouleguet du Mont Chamblon (cf. analyses sur CD en annexe). Dans le cadre d'une étude d'impact des futures casernes du Mont Chamblon, le bureau COLOMBI, SCHMUTZ, DORTHE (CSD, 1976) a fait des essais de traçage au sommet du Mont Chamblon, et a pu démontrer qu'une petite partie de l'eau des sources du Cossaux, du Moulinet et de la Grange-Décoppet est alimentée par les précipitations du Mont Chamblon.

Dans la même étude d'impact, MAUTNER (1975–1978) a relevé entre 1975 et 1978 des mesures mensuelles de température, résistivité spécifique et débit des sources du Mont Chamblon. Il a relevé six sources et groupes de sources au moins partiellement subthermales (tableau 4.2.4), dont le groupes de sources du Moulinet qui comporte huit émergences et celui du Cossaux quatre (LOOSER, 1990).

LOOSER (1990), a refait un essai de traçage à la Perte de la Feurtille et a obtenu les mêmes relations que SCHARDT (1910, 1920). En comparant les débits à la Perte de la Feurtille avec ceux des sources du Moulinet et du Cossaux, il calcule également le pourcentage d'eau de la perte de la Feurtille dans les sources du Cossaux et il trouve le même ordre de grandeur que SCHARDT (1910, 1920). Les mesures de MAUTNER (1975–1978) permettent plusieurs interprétations:

- Toutes les sources subthermales du Mont Chamblon (Grange Décoppet, Le Moulinet, Gruvy/La Blancherie, Praz Barbey, Le Cossaux et Les Uttins) sont très similaires dans leurs variations saisonnières du débit, de la température et de la conductivité électrique. Les variations saisonnières du débit sont directement liées aux précipitations et à la fonte des neiges avec les plus grandes crues en février/mars (fonte des neiges) et l'étiage prononcé en été/automne (août–octobre). De manière générale, la température est inversement corrélée avec le débit, alors que la conductivité peut soit augmenter, soit diminuer lors des crues (figure 4.2.8).
- Les eaux des sources du Moulinet et de la Grange Décoppet sont particulièrement semblables. Non seulement les variations saisonnières sont très semblables, température et conductivité électrique sont quasi identiques (figure 4.2.8). Les deux sources produisent donc le même mélange d'eaux (cf. chapitre 4.2.7.1).
- Les sources basse du Cossaux et Praz Barbey se comportent également de manière très similaire dans les

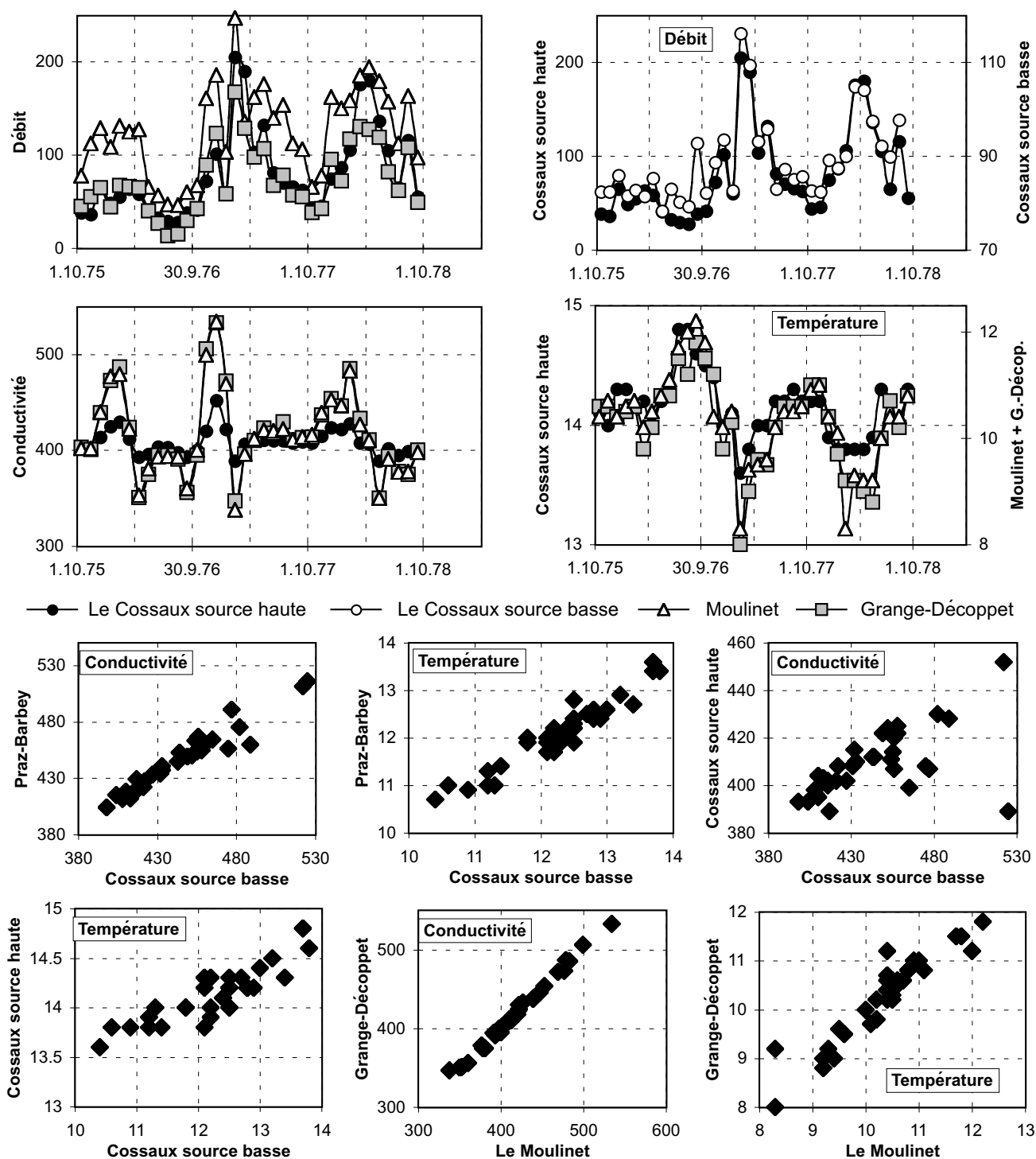


Figure 4.2.8: Variations saisonnières des paramètres physico-chimiques des sources subthermales du Cossaux, du Moulinet et de la Grange-Décoppet. Le débit est indiqué en m^3/h , la température en $^{\circ}C$ et la conductivité en $\mu S/cm$. Données de MAUTNER (1975–1978).

variations saisonnières. La conductivité des deux sources est presque identique et démontre donc l'identité des eaux des deux sources (figure 4.2.8).

Les analyses de la source haute du Cossaux, effectuées lors de la présente étude confirment les interprétations faites sur la base des mesures de MAUTNER (1975–1978) et ajoutent des connaissances sur la variabilité de certains éléments

chimiques et les isotopes de l'eau. La source ne peut pas être jaugée, mais un procédé indirect permet de connaître son débit. Dans les mesures de MAUTNER (1975–1978), la température de la source basse et le débit de la source haute sont corrélés de manière positive avec la droite de corrélation

$$Q \text{ source haute (m}^3/h) = -52.3 \cdot T \text{ source basse (}^{\circ}C) + 725.3$$

$$r = -0.91$$

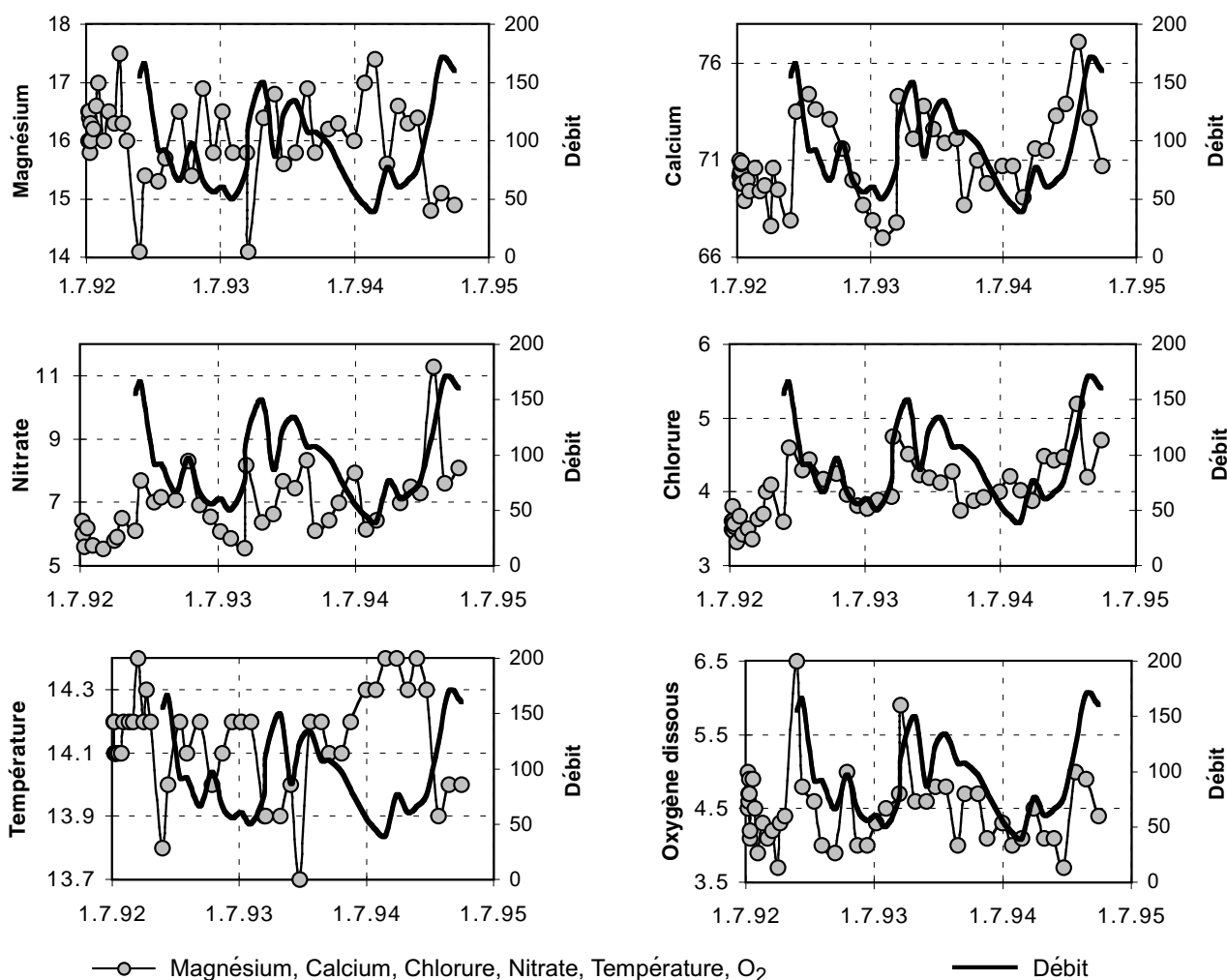


Figure 4.2.9: Variations saisonnières de quelques paramètres chimiques, de la température et du débit de la source haute du Cossaux dans les années 1992–1995. Le débit a été calculé à partir de la corrélation négative entre la température de l’eau à la source basse et le débit à la source haute, déduite des mesures de MAUTNER (1975–1978). Le débit est indiqué en m³/h, les espèces dissoutes en mg/l et la température en °C.

Cette corrélation négative traduit la relation étroite entre les sources haute et basse du Cossaux et le synchronisme du mélange d’eau dans les deux sources. Une même corrélation négative se retrouve entre le niveau d’eau dans le captage de la source haute (qui est proportionnel au débit) et la température de l’eau à la source basse. Le coefficient de corrélation entre ces deux paramètres est de -0.97 . Entre le débit calculé par l’équation de corrélation décrite et le niveau de l’eau mesuré dans le captage une excellente corrélation polynomiale de deuxième ordre (équation quadratique) existe avec un coefficient de corrélation $r = -0.96$. Le niveau d’eau a été mesuré depuis le plafond du captage. Le niveau de 1.33 m correspond au débit zéro, et il est identique au niveau de la base du tuyau d’évacuation du captage.

Ce procédé nous permet donc de rapporter les variations saisonnières du débit aux variations des autres paramètres physiques et chimiques, et nous trouvons que la température, le strontium et le magnésium sont inversement corrélés avec le débit (figure 4.2.9).

Le potassium, le calcium, le bicarbonate, le nitrate, le chlorure, l’oxygène dissous et la conductivité électrique sont positivement corrélés avec le débit (figures 4.2.8 et 4.2.9). Les isotopes stables de l’eau semblent également montrer une corrélation avec le débit (valeurs plus négatives pour un débit plus petit), mais le nombre réduit d’analyses isotopiques rend une interprétation difficile. On remarque donc que lors des crues les indicateurs de pollution potassium, nitrate et chlorure ainsi que le calcium, l’oxygène dissous et la minéralisation totale augmentent, alors que le magnésium et la température diminuent. Lors d’une très forte crue en novembre 1992, presque tous les paramètres ont diminué. On peut donc retenir qu’en général l’eau est plus minéralisée, froide et plus fortement polluée en période de crue et qu’elle est plus chaude et contient plus de magnésium en période d’étiage. Lors de certaines crues, ou plus vraisemblablement pendant toutes les crues à un certain moment, la source est diluée par de l’eau de circulation très rapide et peu minéralisée (cas du novembre 1992).

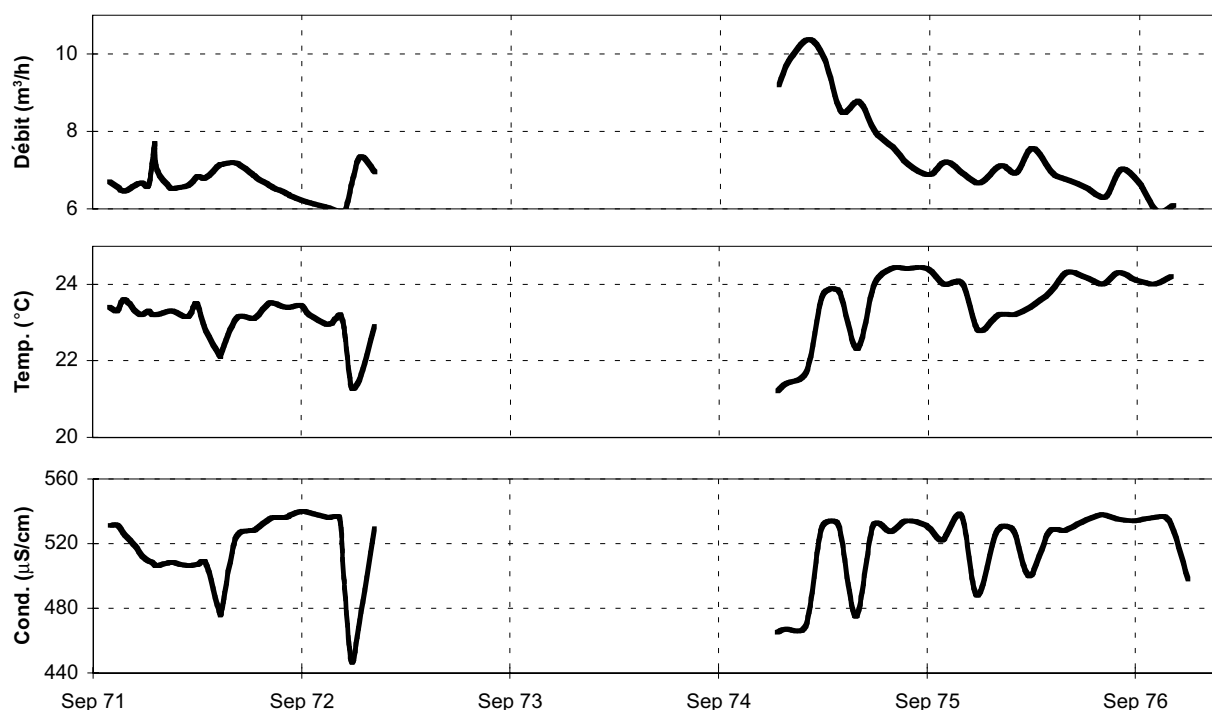


Figure 4.2.10: Variations saisonnières des paramètres physico-chimiques de la source thermique d'Yverdon-les-Bains entre 1971 et 1976. Données de ZAHNER et al. (1974) et BADOUX & SAVARY (1977).

4.2.5.2 La source thermique du Centre thermal

Une première analyse de la source thermique date de 1882, publiée par NUSSBERGER et al. (1937). Plus tard le Laboratoire cantonal du canton de Vaud (1921, 1962–1982), SENFTEN (1970, 1979), ZAHNER et al. (1974), BADOUX & SAVARY (1977), KERN (1982), VUATAZ (1982), DUBOIS & FLÜCK (1985), BURGER & GORHAN (1986), MAZOR et al. (1986) et BLANC (1984, 1990) ont plus ou moins complètement étudié la source thermique d'Yverdon-les-Bains. Ces études antérieures ont mis en évidence de manière similaire des variations saisonnières des paramètres physiques et chimiques (figure 4.2.10): (1) Le débit est corrélé aux précipitations et à la fonte des neiges, (2) en étiage l'eau est plus minéralisée qu'en hautes eaux et (3) la température est la plus élevée lors de l'étiage.

VUATAZ (1982) a montré que plusieurs paramètres chimiques tels que chlorure, sodium et silice étaient plus concentrés en période d'étiage, alors que le magnésium était plus concentré en période de hautes eaux. Le même auteur interprétait ce comportement comme le mélange entre deux composantes différentes: une première chaude et profonde, circulant dans le Malm et une deuxième froide et peu profonde, circulant probablement dans la Molasse. Pendant toute la période de 1888 à 1983 où nous disposons de mesures et d'analyses chimiques de la source thermique, aucune évolution à long terme des paramètres relevés a été observée. En 1981–1982 le forage F4 du Centre thermal a été exécuté à 15 m de la source thermique seulement et en 1989 le captage de la source fut réaménagé.

Depuis ces travaux, la source a nettement évolué (figure 4.2.11): (1) les teneurs en lithium, sodium, potassium, magnésium, strontium, chlorure, fluorure et silice ont baissé, (2) la corrélation négative très nette entre température et magnésium a quasiment disparu, (3) les teneurs en calcium et sulfate ont augmenté, (4) la température a baissé, (5) les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ ont augmenté.

D'octobre 1994 à décembre 1995, la conductivité et la température de la source thermique ont été enregistrées en continu (figure 4.2.12) et le chlorure a été analysé avec une fréquence presque journalière de novembre 1994 à juin 1995. La construction du captage rend impossible le jaugage de la source thermique et on n'a donc pas pu mesurer le débit. Les enregistrements en continu et les analyses du chlorure mettent en évidence plusieurs phénomènes: (1) La température et la conductivité évoluent de manière absolument parallèle. (2) La source réagit très rapidement avec un retard d'environ 6 à 10 jours par rapport aux précipitations. (3) Les précipitations d'été ont moins d'impact sur la source que les précipitations d'hiver. (4) Il existe un état de crue maximale avec des seuils de température et conductivité minimales qui ne sont pas dépassés même lors de très fortes précipitations. (5) L'hiver 1994/1995 extrêmement pluvieux s'est fait remarquer par une période de presque cinq mois de crue maximale à la source thermique. (6) La source réagit avec une légère baisse de température et de conductivité à la production du forage F4 (figure 4.2.18). (7) Les variations saisonnières du chlorure sont identiques à celles de la conductivité électrique et la température.

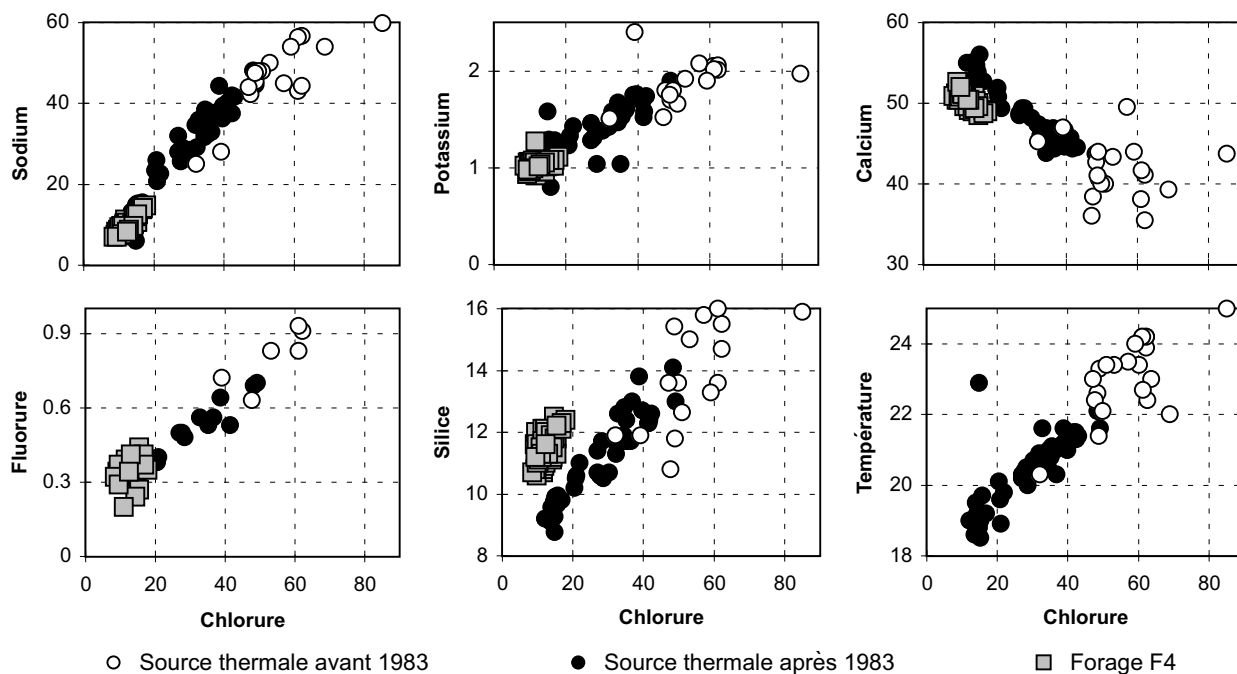


Figure 4.2.11: Evolution de différents paramètres physiques et chimiques de la source thermique d'Yverdon-les-Bains avant et après l'exécution du forage F4 (1981/1982) et le réaménagement du captage de la source thermique en 1989. Les espèces chimiques sont exprimées en mg/l, la température en °C.

La comparaison des variations saisonnières du calcium dans la source thermique et la source subthermale du Cossaux met en évidence la similitude de leurs variations (figure 4.2.13) et donc l'origine commune des eaux des deux sources. Le comportement de la source thermique est plus nerveux que celui de la source du Cossaux, probablement à cause de la présence d'un type d'eau supplémentaire dans la source thermique (cf. chapitre 4.2.7.2) qui possède un chimisme fort différent de celui présent dans la source du Cossaux.

4.2.5.3 Le forage F4 du Centre thermal

Le puits F4 du Centre thermal a été foré en 1981 à la suite de trois forages de reconnaissance de 50 m de profondeur (PRAKLA-SEISMOS GEOMECHANIK GMBH, 1982). Deux de ces forages de reconnaissance (F1 et F2) ont produit une eau artésienne jaillissante très similaire à celle de la source thermique. Le troisième forage (F3) par contre n'était pas artésien et produisait une eau subthermale relativement riche en sulfate, de type $[\text{Ca}, \text{Mg}][\text{HCO}_3, \text{SO}_4]$. Ce chimisme ressemble à celui de la source froide «La Prairie» qui émerge des roches de la Molasse à quelques centaines de mètres de la source thermique.

Lors de l'avancement du forage F4, celui-ci produisait toujours une eau thermique artésienne de composition chimique très proche de celle de la source thermique, mais en général moins riche en chlorure, jusqu'au niveau du toit du Portlandien (353 m). Dans les calcaires et dolomies du Portlandien, un essai de production entre packers a fourni une eau chimiquement différente de celle de la source

thermale. En effet, elle était pauvre en sodium et en chlorure mais plus riche en magnésium et en calcium que l'eau thermique de la source. Cette eau était donc chimiquement plus proche de l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina qui exploite les dolomies du Portlandien que de l'eau de la source thermique. Dès le forage F4 terminé, celui-ci a produit une eau avec les caractéristiques chimiques actuelles (cf. analyses du Laboratoire cantonal du canton de Vaud).

Contrairement à la source thermique, la mesure de la température au forage F4 ne donne pas de résultats significatifs, parce que la production irrégulière du forage provoque de plus grandes variations de température que les influences naturelles. Ainsi au cours de l'hiver le forage est mis en production permanente si la pression artésienne dépasse une certaine limite (environ 2.3 bars). Les pertes de température lors de la remontée sont donc moins importantes en production permanente qu'aux autres périodes. En effet, quand la pression artésienne est inférieure à 2.3 bars, la plupart de l'eau thermique est produite seulement pendant quelques heures, toujours la nuit entre lundi et vendredi pour remplir les réservoirs du Centre thermal. Le reste du temps, la vanne s'ouvre automatiquement au fur et à mesure de la baisse du niveau d'eau dans les réservoirs.

En tête de puits par contre, on peut observer la pression artésienne de l'eau, elle-même proportionnelle au débit potentiel du forage. Connaissant la relation hydraulique entre le forage F4 et la source thermique (cf. chapitre 4.2.6.2), cette pression artésienne est donc également représentative du débit de la source. Les valeurs de pression sont relevées

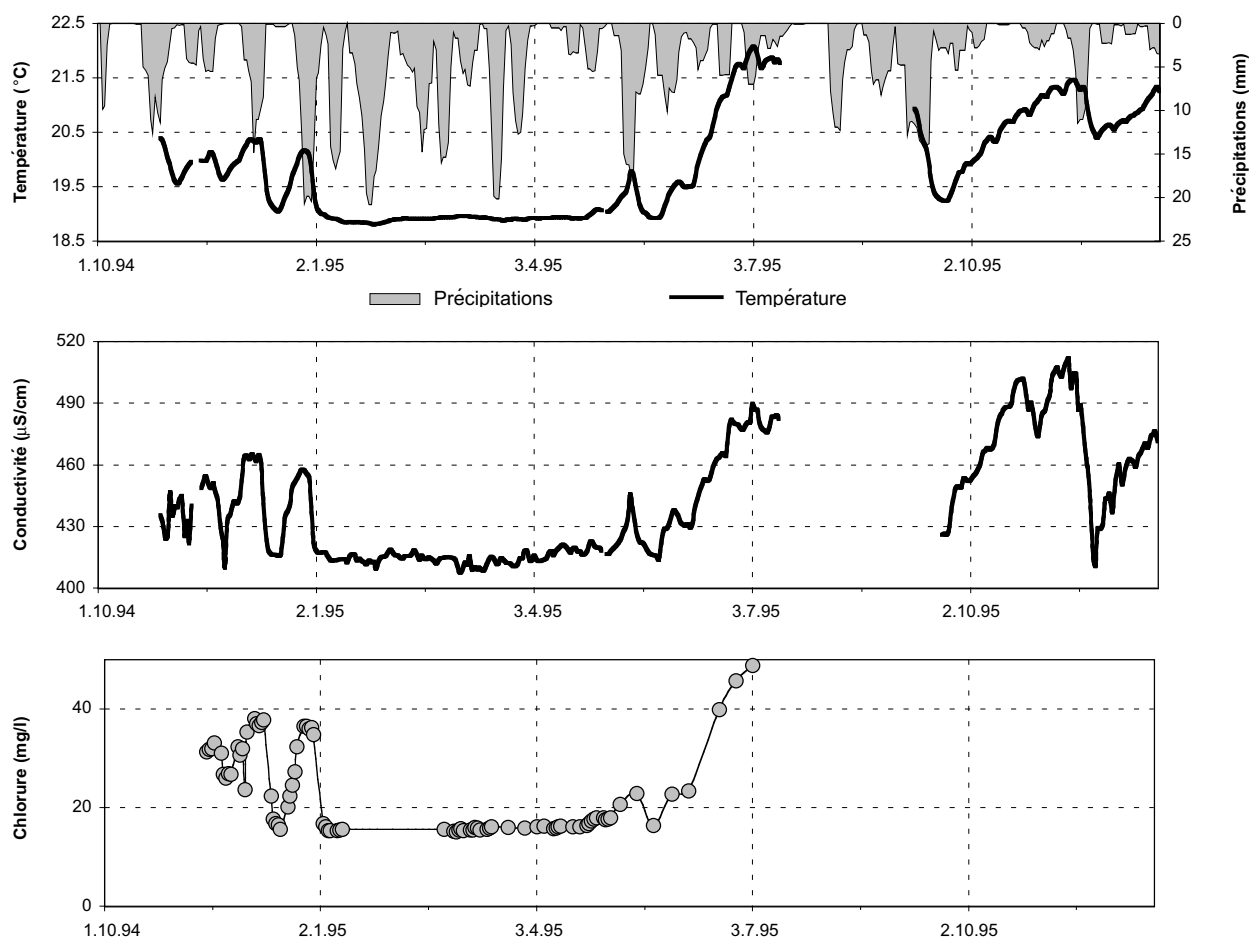


Figure 4.2.12: Evolution de la température, la conductivité électrique et du chlorure dans la source thermique d'Yverdon-les-Bains d'octobre 1994 à décembre 1995. L'absence de mesures dans les chroniques de température et conductivité est due à des pannes de l'appareil d'enregistrement. On remarque les conséquences de l'hiver 1994/1995 extrêmement pluvieux avec une forte dilution de la source thermique. Les petites variations quasi-hebdomadaires sont dues à la production du forage F4 (cf. chapitre 4.2.6.2).

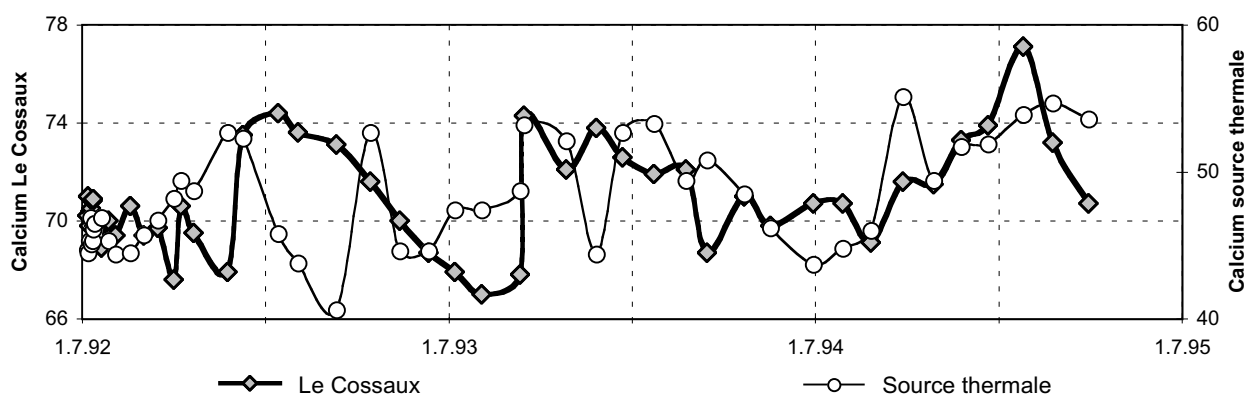


Figure 4.2.13: Evolution du calcium dans la source thermique d'Yverdon-les-Bains et dans la source subthermale du Cossaux de 1992 à 1995. Les concentrations sont exprimées en mg/l.

le matin de tous les jours ouvrables par le personnel du Centre thermal. Comme il existe une dépendance entre le moment de la lecture de la pression et la quantité d'eau produite, la durée de la production et l'intervalle de temps entre l'arrêt de la production et la mesure de la pression, ces

mesures ne représentent pas toujours des conditions hydrauliques similaires. De plus, il peut arriver que la mesure soit faite lors de la production elle-même, ce qui produit des valeurs aberrantes. Pour minimiser au mieux ces influences artificielles, seules les valeurs maximales hebdomadaires

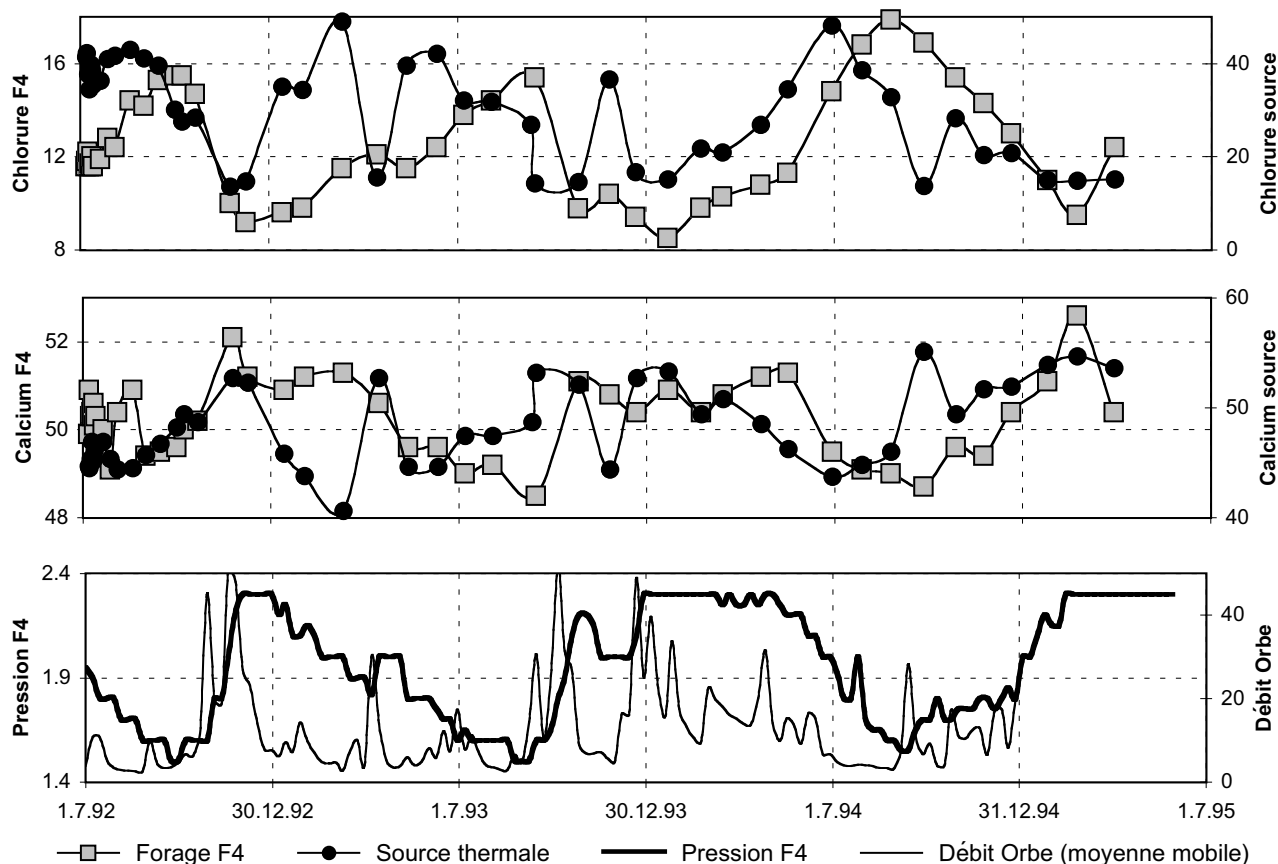


Figure 4.2.14: Evolution de la pression artésienne dans le forage F4 et de quelques paramètres chimiques dans les eaux du forage F4 et de la source thermique de 1992 à 1995. Les concentrations sont exprimées en mg/l, la pression en bars et le débit de l'Orbe en m³/s.

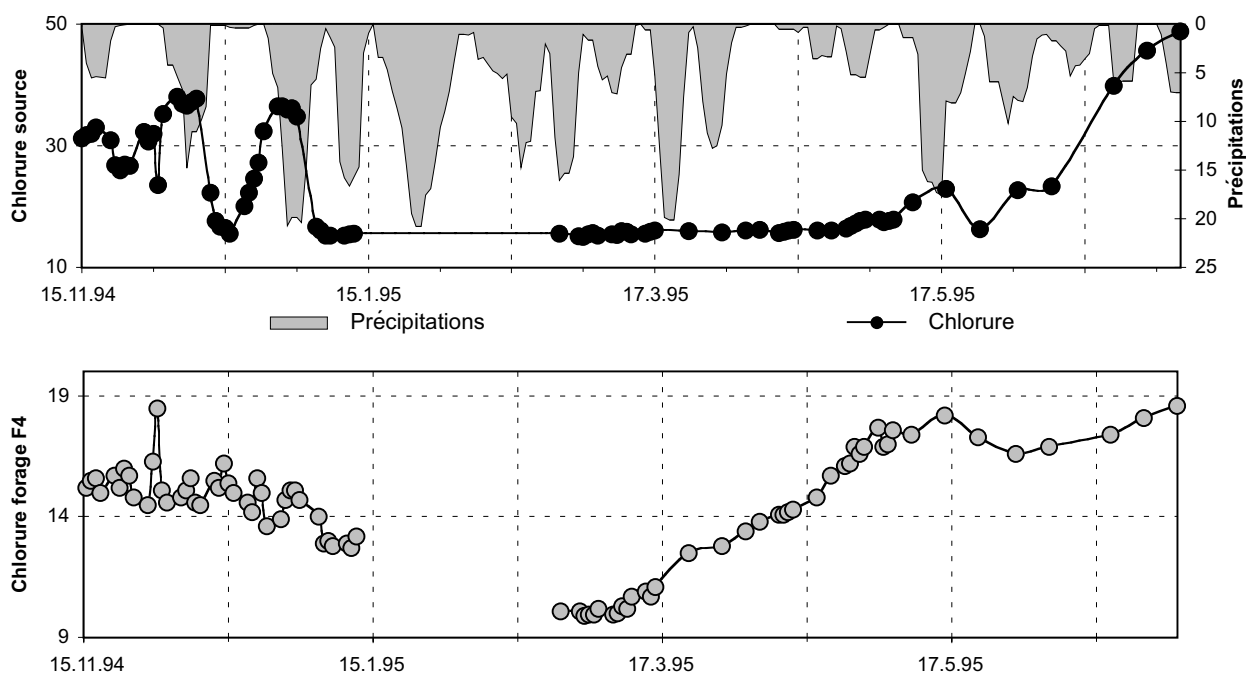


Figure 4.2.15: Evolution de la teneur en chlorure dans les eaux du forage F4 et de la source thermique du Centre thermal d'Yverdon-les-Bains de novembre 1994 à juillet 1995. On remarque la réaction rapide de la concentration en chlorure aux précipitations et le comportement beaucoup plus nerveux de la source. Le chlorure est exprimé en mg/l, les précipitations en mm.

ont été retenues pour étudier les variations saisonnières de la pression. De plus il faut garder en mémoire que les mesures hivernales ne représentent en général la pression maximale à cause de l'ouverture automatique de la vanne d'exhaure du forage quand la pression artésienne dépasse 2.3 bars environ.

Les variations saisonnières de la pression artésienne du forage F4 suivent les variations du débit dans les cours d'eau superficiels, représentées par celles de la rivière Orbe à Orbe (figure 4.2.14). Elles dépendent donc comme les variations du débit des sources du Mont Chamblon et de la source thermale directement des précipitations et de la fonte des neiges. Les variations saisonnières des paramètres chimiques sont très similaires de celles de la source thermale (figure 4.2.14). Le décalage de quelques 0 à 30 jours observé entre les variations du forage et celles de la source thermale s'explique d'une part par des différences hydrauliques (cf. chapitre 4.2.6) et d'autre part par le fait qu'il ne s'agit que d'analyses mensuelles et que par conséquent un petit décalage peut apparaître plus grand qu'il ne l'est en réalité. Les analyses rapprochées du chlorure dans le forage et la source en 1994/1995 montrent la similarité de l'évolution temporelle de ce paramètre dans les deux eaux. La réaction de la concentration en chlorure aux précipitations automnales et en printemps est très rapide, alors que les précipitations hivernales entre janvier et mai n'influencent pas le chlorure (figure 4.2.15). Toutefois, on remarque également des différences significatives dans l'évolution du chlorure dans la source et le forage, qui doivent être dues à des différences hydrauliques entre les deux captages. C'est surtout la remontée de la concentration en chlorure dans le forage F4 qui commence deux mois avant celui dans la source thermale. Dans le forage, le mélange réagit vraisemblablement à une baisse dans la pression artésienne de l'aquifère du Malm par rapport à celle de l'aquifère profond, bien que nous ne pouvons pas l'observer dans les mesures de la pression totale, celle-ci étant fixée artificiellement à 2.3 bars. Dans la source par contre, cette rééquilibration des pressions artésiennes ne se fait pas encore sentir en raison de son exutoire beaucoup plus bas.

4.2.5.4 Le forage La Grève-1 d'Arkina

Le forage La Grève-1 d'Arkina a été foré en 1987, c'est pourquoi, le temps écoulé depuis est trop court pour décrire une évolution à long terme. De plus, la quantité d'eau produite depuis lors (35'000 à 40'000 m³/an) est trop petite pour reconnaître avec certitude si la production a introduit des changements dans le système d'écoulement, et par conséquent une variation des paramètres physiques, chimiques et isotopiques de l'eau de l'aquifère du Portlandien. Pendant la période suivant l'exécution du forage en 1987, la tendance d'une légère évolution chimique de l'eau Arkina peut être observée mais elle reste toujours à l'intérieur des limites d'erreur analytiques et des effets de l'acidification du puits en 1987 (figure 4.2.16).

L'évolution apparente la plus nette, celle d'une augmentation des teneurs en sodium d'environ 6 mg/l vers 7.5 mg/l,

est vraisemblablement due à un artefact, c'est-à-dire à une différence constante dans l'analyse du sodium entre les différents laboratoires qui ont effectué les analyses. Il paraît évident, que les analyses faites au LASUR sont toutes plus élevées que celles du Mineralwasserlabor et du Laboratoire cantonal du canton de Vaud. Néanmoins on ne peut pas exclure une légère tendance à l'augmentation des teneurs en sodium. Deux autres paramètres laissent supposer une évolution à moyen terme de l'eau Arkina: le calcium et le bicarbonate. Ces deux paramètres montrent une tendance à la baisse. Tous les autres paramètres chimiques et isotopiques ne montrent aucune tendance apparente, ni à la hausse ni à la baisse. L'augmentation apparente de la teneur en chlorure au cours de cette étude s'est avérée d'être un artefact de laboratoire (cf. chapitre 2.4.3). Pendant toute la période d'observation de la présente étude (1992–1995) aucune variation saisonnière des paramètres chimiques et isotopiques n'apparaît, à l'exception peut-être du sodium et de la silice (figure 4.2.16).

Encore une fois, ces variations restent à l'intérieur des limites d'erreur analytique des méthodes utilisées et ne peuvent donc pas être confirmées. Le seul paramètre qui présente de manière certaine une variation saisonnière est la pression artésienne (figures 4.2.16 et 4.2.20), représentée par les variations du niveau d'eau dans le forage Noréaz-1. Celui-ci touche l'aquifère du Crétacé à un km à l'est du forage La Grève-1 d'Arkina, et une liaison hydraulique assez nette entre les deux forages a été prouvée lors des essais de production au forage La Grève-1 (SCHNEEMANN et al., 1991).

Les variations de la pression et la représentativité du niveau d'eau à Noréaz par rapport à la pression du forage La Grève-1 d'Arkina seront discutés au chapitre 4.2.6.4. Les variations du sodium pourraient indiquer un enrichissement de cet élément en période de pression basse et celles de la silice un enrichissement en période de haute pression. Toutes les variations et évolutions suggérées seraient logiques si on admettait le mélange de l'eau du Portlandien avec une proportion légèrement croissante dans le temps d'eau de l'aquifère du Crétacé (cf. chapitre 4.2.7.3).

4.2.6 Comportement hydraulique

4.2.6.1 Les sources subthermales du Mont Chamblon

La plupart des sources subthermales du Mont Chamblon ont un comportement hydraulique typiquement karstique: fortes et rapides variations du débit, réaction rapide aux précipitations et vitesse d'écoulement élevée d'une partie de leur eau. Ce sont surtout les sources de la Grange-Décoppet, du Moulinet et la source haute du Cossaux qui montrent le comportement karstique le plus typique: leur débit varie respectivement d'un facteur 5.5 (Moulinet captage), 7.3 (source haute du Cossaux) et 12.4 (Grange-Décoppet). La source basse du Cossaux par contre est beaucoup plus régulière, et son débit ne varie que d'un

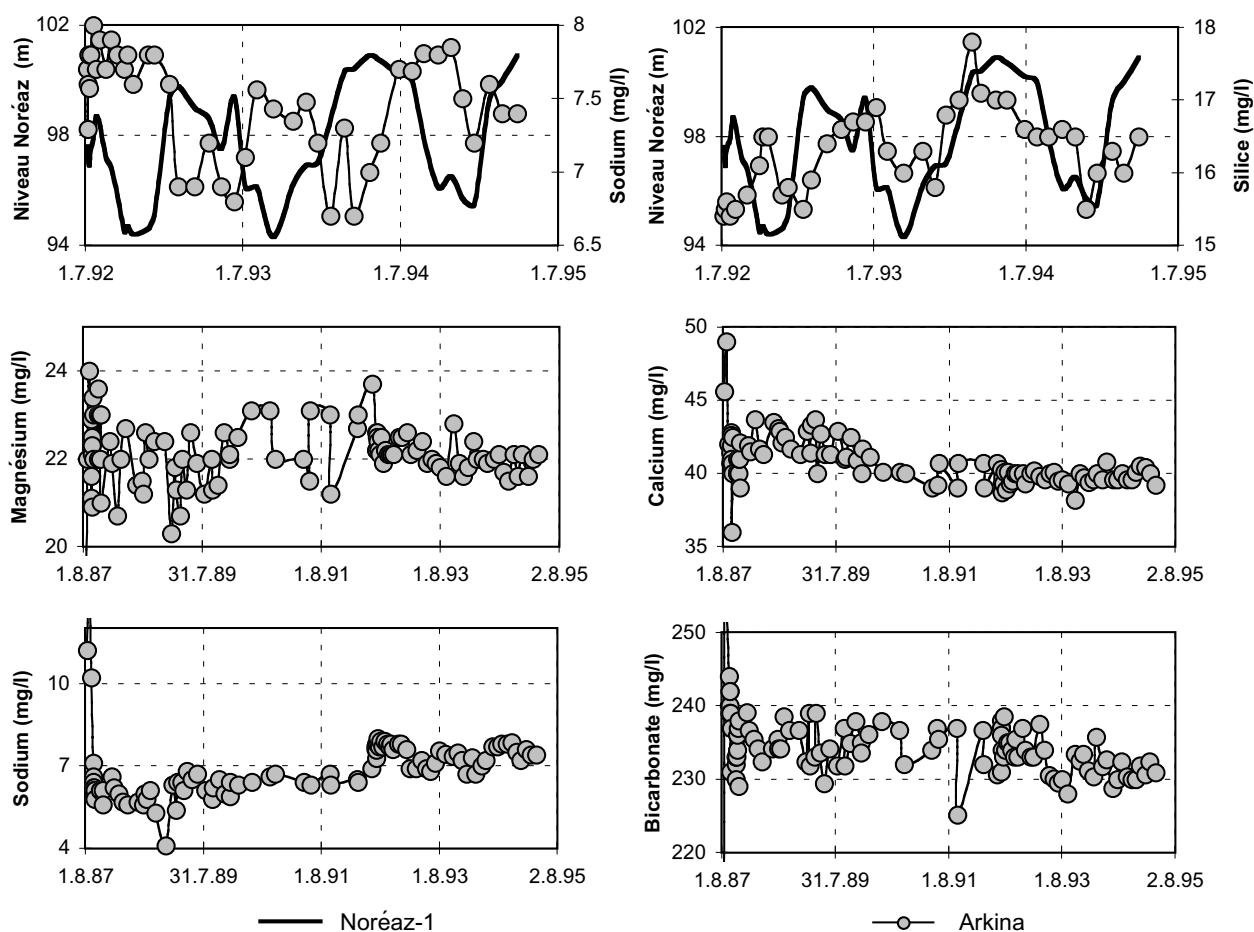


Figure 4.2.16: Evolution de quelques paramètres chimiques et isotopiques de l'eau Arkina depuis 1987. Une légère évolution de certains paramètres chimiques (sodium, calcium, bicarbonate et chlorure) est suggérée mais ne peut pas être prouvée, les erreurs analytiques étant en général plus grandes que les variations rencontrées. Les variations du niveau d'eau dans l'aquifère du Crétacé du forage de Noréaz-1 sont proportionnelles aux variations de la pression artésienne du forage La Grève-1 d'Arkina (cf. chapitre 4.2.6). Le sodium semble évoluer inversement à la pression alors que la silice paraît plutôt suivre la pression. Ces constats restent très peu fiables en raison des erreurs analytiques supérieures aux variations observées.

facteur 1.5. L'évolution du débit dans les trois sources de la Grange-Décapet, du Moulinet et de la source haute du Cossaux est très similaire, toutes les trois sont étroitement corrélées et les droites de corrélation entre les débits des trois sources passent à proximité de l'origine des axes x/y (figure 4.2.17). Ceci signifie que pour les trois sources, la charge hydraulique est pratiquement identique en basses eaux. La charge hydraulique est la plus petite à Grange-Décapet, source topographiquement la plus élevée et qui tarirait la première. La plus grande charge hydraulique est atteinte à la source haute du Cossaux, topographiquement la plus basse des trois sources et qui tarirait la dernière. La source basse du Cossaux par contre aurait toujours un débit d'environ 72 m³/h quand le débit des trois autres sources s'approche de zéro (figure 4.2.17), conséquence de sa position la plus basse des sources subthermales du Mont Chamblon. La stabilité de son débit s'explique donc par sa position par rapport aux autres sources, car elle est toujours sous pression, aussi longtemps que les autres sources coulent encore.

A première vue il est étonnant que la source haute du Cossaux soit à la fois la plus chaude, la plus constante en température et en minéralisation totale (exprimée en conductivité électrique), la moins fortement polluée et celle avec les plus grandes variations du débit des sources subthermales du Cossaux (tableau 4.2.4 et figure 4.2.8). Le système aquifère subthermal du Mont Chamblon consiste en un mélange entre une composante profonde réchauffée et de l'eau froide de circulation karstique (cf. chapitre 4.2.7.1). Plus le débit est grand, plus l'eau profonde est diluée par l'eau karstique. Il paraît donc contradictoire que la source la plus variable en débit soit en même temps la plus constante dans sa température, sachant qu'elle est la plus élevée du groupe de sources du Cossaux et que sa grande variabilité du débit démontre qu'elle fonctionne en trop plein du système subthermal du Cossaux.

Ce comportement n'est explicable que si l'on admet deux hypothèses. (1) La pression artésienne dans l'aquifère subthermal profond est supérieure à celle de l'aquifère

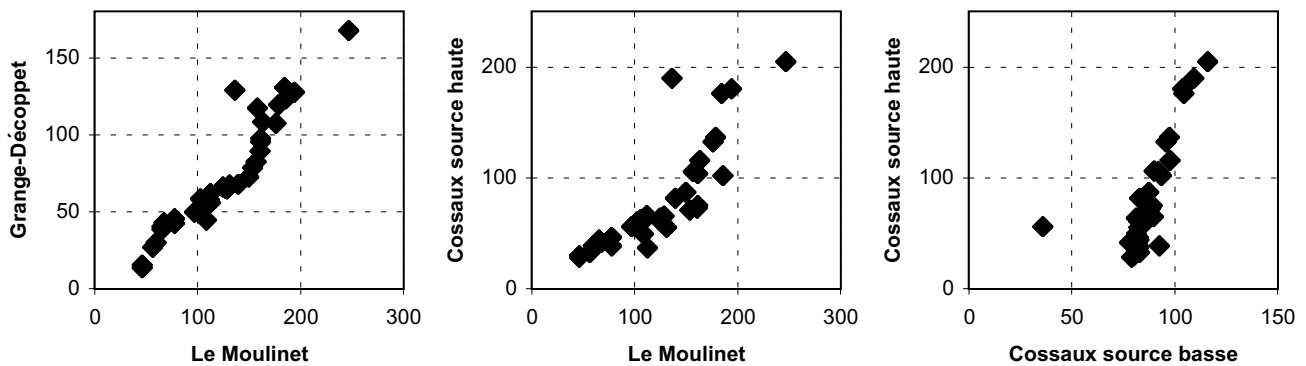


Figure 4.2.17: Rapports entre les débits des sources de la Grange-Décoppet, du Moulinet et du Cossaux. Les débits sont exprimés en m^3/h .

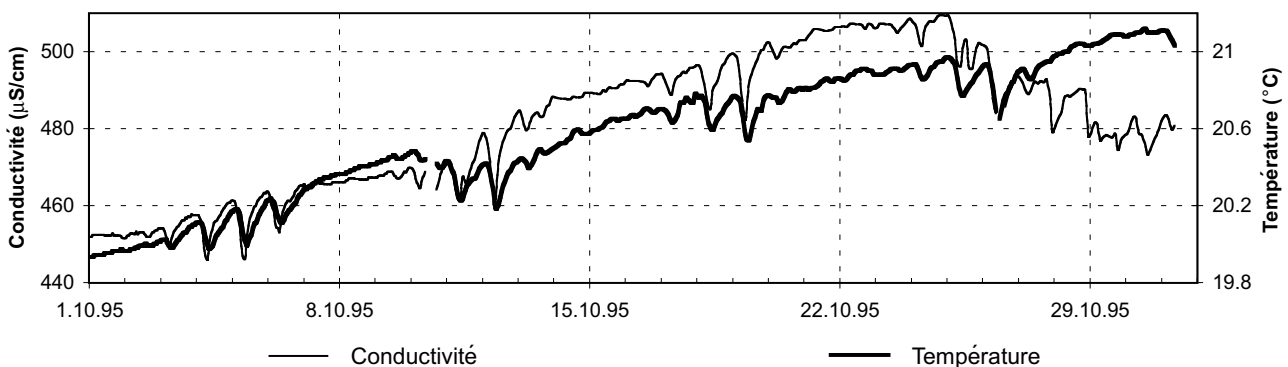


Figure 4.2.18: Evolution de la température et la conductivité électrique dans la source thermique d'Yverdon-les-Bains en octobre 1995. On remarque les battements quotidiens des deux paramètres, se répétant de manière hebdomadaire. Ces battements sont dus au remplissage des réservoirs du Centre thermal toutes les nuits du lundi au vendredi. La dérive de la conductivité électrique par rapport à la température vers fin octobre est expliquée dans le texte.

froid karstique. Ainsi, en temps d'été, l'eau subthermale monte de préférence jusqu'à la source la plus élevée alors que l'eau froide se déverse de préférence dans les sources plus basses. (2) Lors des crues il existe un effet piston sur l'aquifère subthermal qui augmente la pression artésienne de manière similaire à celle dans l'aquifère froid karstique. Ainsi, le rapport entre l'eau froide karstique et l'eau subthermale profonde ne varie que peu, même en forte crue, et la température de la source haute du Cossaux ne baisse pas plus que de 1.2°C par rapport à la température maximale en été.

4.2.6.2 La source thermique du Centre thermal

Les résultats des analyses chimiques et isotopiques ainsi que la mesure des paramètres physiques de la source thermique démontrent une liaison très étroite entre les précipitations et la fonte des neiges dans la région d'Yverdon-les-Bains d'une part, et le comportement hydraulique de la source d'autre part. Cette liaison a aussi été confirmée par les mesures en continu de la conductivité électrique et de la température de la source en 1994/1995 (figure 4.2.12).

La source thermique se voit très rapidement diluée et refroidie lors de fortes précipitations ou de fonte des neiges. Le décalage entre les précipitations et l'arrivée de la dilution à la source est de 3–10 jours seulement, plus rapide en hiver qu'en été (figures 4.2.12 et 4.2.15). Cette différence ajoutée au fait que les précipitations d'été ont moins d'impact sur la source que les précipitations hivernales démontre que la pluie efficace (pluie qui s'infiltre) est plus petite en été qu'en hiver. On a également observé que pendant la période 1992–1995, la température et la conductivité électrique n'ont jamais baissé en dessous de 18.8°C et $414 \mu\text{S}/\text{cm}$ (cf. figure 4.2.12 et résultats des analyses en annexe). Lors de l'hiver 1994/1995 extrêmement pluvieux, qui s'est fait remarquer par une période de presque cinq mois de crue ininterrompue à la source thermique, ces valeurs de température et de conductivité minimales n'ont pas été dépassées, même lors de très grands événements de précipitation. Deux phénomènes permettent d'expliquer ce comportement: (1) la dilution maximale de l'eau thermique par de l'eau froide est contrôlée par le niveau de mise en charge de l'aquifère karstique du Malm sur le flanc de la première chaîne du Jura, et (2) la dilution maximale est également

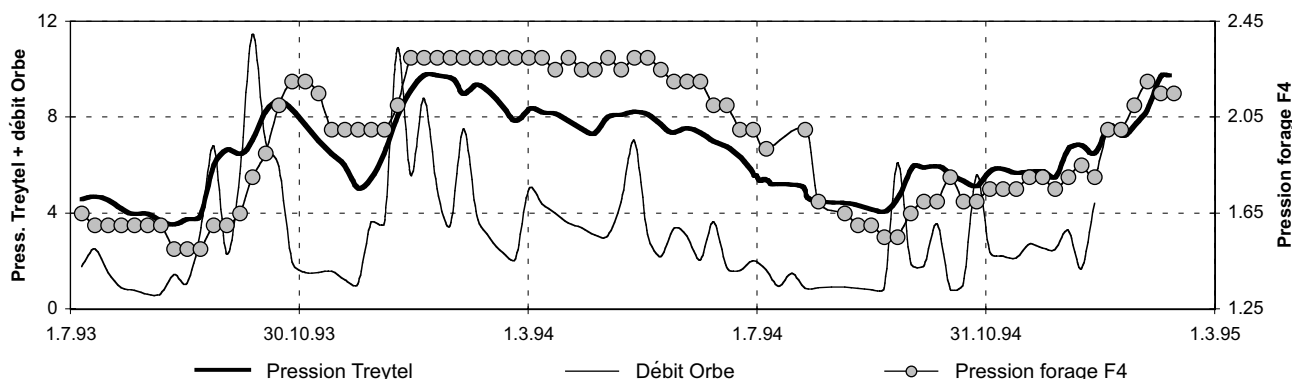


Figure 4.2.19: Evolution de la pression artésienne au forage F4 du Centre thermal d'Yverdon-les-Bains et du forage de Bevaix-Treytel de juillet 1993 à janvier 1995. Les données de pression du forage de Bevaix-Treytel ont été aimablement mises à disposition par C. Boss du bureau BMIC à Montézin. La pression artésienne du forage F4 a été relevée par le personnel du Centre thermal (CENTRE THERMAL, 1982–1995). Les pressions sont exprimées en bars, le débit de l'Orbe en m³/s. Pour représenter le débit de l'Orbe, une moyenne mobile de trois semaines et divisée par 4.5 a été utilisée.

fixée par le forage F4, en raison de l'ouverture automatique de la vanne d'exhaure quand la pression artésienne dépasse 2.3 bars. Les enregistrements en continu de la température et de la conductivité électrique de la source thermique font également apparaître des variations quasi-journalières de ces deux paramètres (figure 4.2.18).

Ces variations se répètent chaque semaine lorsque le forage F4 est mis en production pour remplir les réservoirs du Centre thermal pendant les nuits du lundi au vendredi. Quelques heures après le début du remplissage, température et conductivité dans l'ancienne source diminuent, pour ne remonter que quelques heures après la fin du remplissage. L'amplitude des variations se corrèle très bien avec la taille des différents réservoirs remplis (chaque nuit un autre réservoir de taille différente est rempli). En conclusion, on peut affirmer que le forage soutire de l'eau chaude et minéralisée à la source. Sur la figure 4.2.18 on remarque une dérive de la conductivité par rapport à la température vers fin octobre 1995. En effet, pendant l'été 1995, le personnel technique de l'hôtel des Bains a arrêté l'écoulement libre de la source par-dessus le tuyau en béton, à 1.60 m au dessus du niveau du sol. L'eau de la source était alors directement déversée dans les égouts à l'aide d'une vanne se trouvant 2 m plus bas que la sortie normale. A la fin d'octobre 1995, entre les deux mesures manuelles du 26 et du 31, la source était remise dans son état normal, et l'eau est remontée de deux mètres. Ainsi les pressions artésiennes des différentes composantes d'eau dans la source thermique se sont rééquilibrées et le chimisme de la source a légèrement changé (cf. chapitre 4.2.7.2).

4.2.6.3 Le forage F4 du Centre thermal

Le comportement hydraulique du forage F4 est très similaire à celui de la source thermique. Comme pour la source, les variations de la plupart des paramètres physiques, chimiques et isotopiques sont liées aux précipitations (figures 4.2.14, 4.2.15). Entre les précipitations (représentées

par le débit de la rivière Orbe à Orbe) et la pression artésienne on remarque un décalage d'environ 5–15 jours. La pression artésienne du forage F4 suit exactement la même évolution que celle du forage subthermal de Bevaix-Treytel, avec un décalage de 7 à 10 jours (figure 4.2.19).

Bien que le forage F4 montre les mêmes variations saisonnières et un comportement hydraulique similaire, son eau possède une composition chimique légèrement différente de celle de la source thermique (cf. chapitre 4.2.7.2). En dehors de la forte anisotropie de l'aquifère multicouches fissuré du Malm, la raison principale de ces différences est vraisemblablement d'origine hydraulique. Alors qu'à la source thermique les pressions artésiennes des différents compartiments de l'aquifère se rééquilibrent par rapport à un niveau d'environ 1.60 m au-dessus du terrain, le forage F4 atteint toujours une pression entre 1 et 2.3 bars, ce qui correspond à environ 10 à 23 m au-dessus du terrain. Ainsi la rééquilibration des pressions artésiennes des différentes composantes de l'aquifère thermal s'effectue à un niveau nettement plus élevé qu'à la source thermique.

4.2.6.4 Le forage La Grève-1 d'Arkina

Le comportement hydraulique du forage La Grève-1 d'Arkina est très difficile à suivre. En raison de la perméabilité K assez faible de 1.4 à $5 \cdot 10^{-6}$ m/s et du mode de production (en général le forage produit de manière continue entre dimanche après-midi et jeudi, et il est mis hors service pour le week-end), aucune mesure à l'état de repos ne peut être réalisée. On se trouve soit en régime de production avec un fort rabattement, soit en période de remontée de la pression, sans atteindre le niveau statique avant le redémarrage de la production.

La pression artésienne du forage est enregistrée en continu sur papier, et nous avons interprété les données de juillet 1991 à juin 1994. Nous estimons l'erreur sur l'interprétation à environ ± 0.25 mètres, car un mètre de pression est

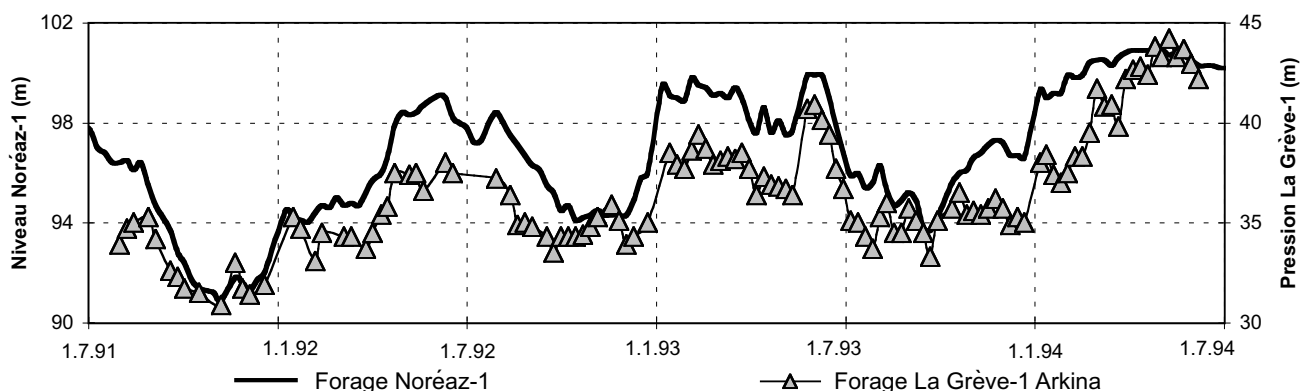


Figure 4.2.20: Variations de la pression artésienne pour les forages La Grève-1 d'Arkina et Noréaz-1 à Noréaz entre juin 1991 et juin 1994. Les valeurs de pression artésienne du forage La Grève-1 sont les pressions mesurées 48 h après l'arrêt de production. Le zéro du niveau d'eau du forage Noréaz-1 se réfère à la cote du niveau du terrain (481.57 m) moins 100 m.

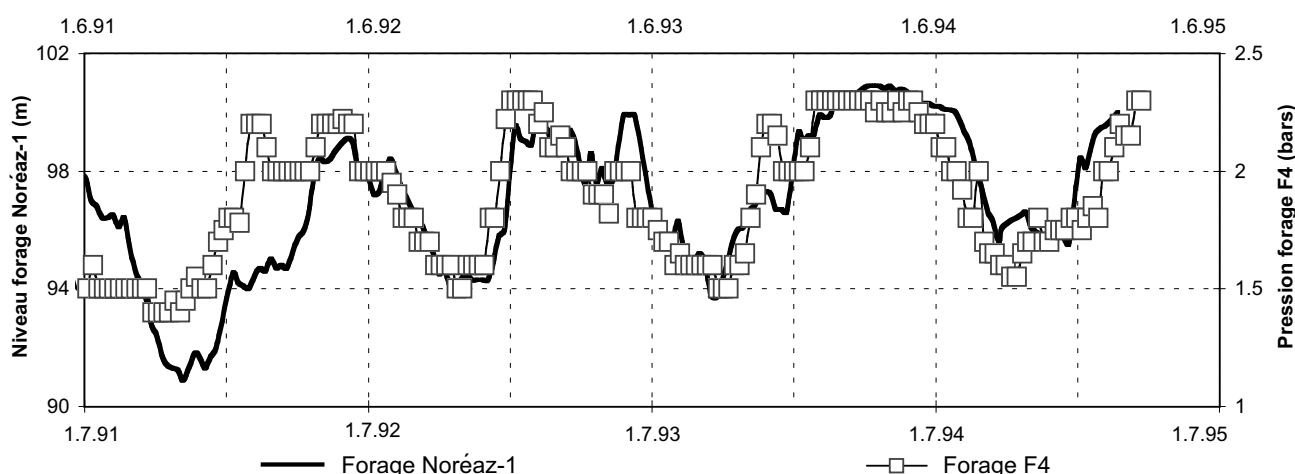


Figure 4.2.21: Evolution du niveau d'eau dans le forage Noréaz-1 et de la pression artésienne du forage F4 du Centre thermal de mai/juin 1991 à février 1995. L'ordonnée en haut du graphique se réfère au forage F4, celle en bas au forage de Noréaz-1. La représentation de la pression du forage F4 a été retardée de 30 jours par rapport au niveau du forage Noréaz-1. On constate que pour la plus grande part de la période d'observation, les courbes sont synchrones.

représenté par un millimètre sur le papier. De plus, il n'est pas sûr que l'enregistrement sur le rouleau de papier ait été correctement étalonné. Par conséquent, les pressions exprimées en mètres au-dessus du niveau du sol ne sont qu'approximatives.

Pour avoir des valeurs plus ou moins comparables, nous n'avons pris en considération que les valeurs de pression après 48 h d'arrêt de production. Evidemment ce procédé ne permet pas de tenir compte de tous les facteurs qui influencent le niveau d'eau dans le forage tels que la durée de production avant l'arrêt, le débit produit ou le rabattement maximal. Néanmoins ce procédé s'est avéré suffisant pour observer le comportement hydraulique du forage La Grève-1 d'Arkina, ce que prouve la figure 4.2.20, où l'on voit évoluer la pression du forage La Grève-1 parallèlement au niveau d'eau dans le forage Noréaz-1. Les deux forages sont liés hydrauliquement, ce qui a été démontré par les

essais de production du forage La Grève-1 qui ont induit un rabattement de quelques 30 mètres au forage Noréaz-1 (SCHNEEMANN et al., 1991).

Le forage Noréaz-1 peut donc être utilisé comme piézomètre pour le système aquifère du Portlandien-Crétacé des forages La Grève-1 et Noréaz-1. Etant donné que le forage Noréaz-1 se trouve à 1 km du forage La Grève-1 et qu'il n'est jamais mis en production, les variations du niveau piézométrique sont nettement moins influencées par la production d'Arkina. Pour posséder des données aussi homogènes que possible, nous avons pris en considération les relevés du niveau d'eau dans le forage Noréaz-1 pris par le personnel de l'usine Arkina les mercredis. Ces mesures sont reportées sur la figure 4.2.21, parallèlement aux relevés de la pression artésienne du forage F4 du Centre thermal.

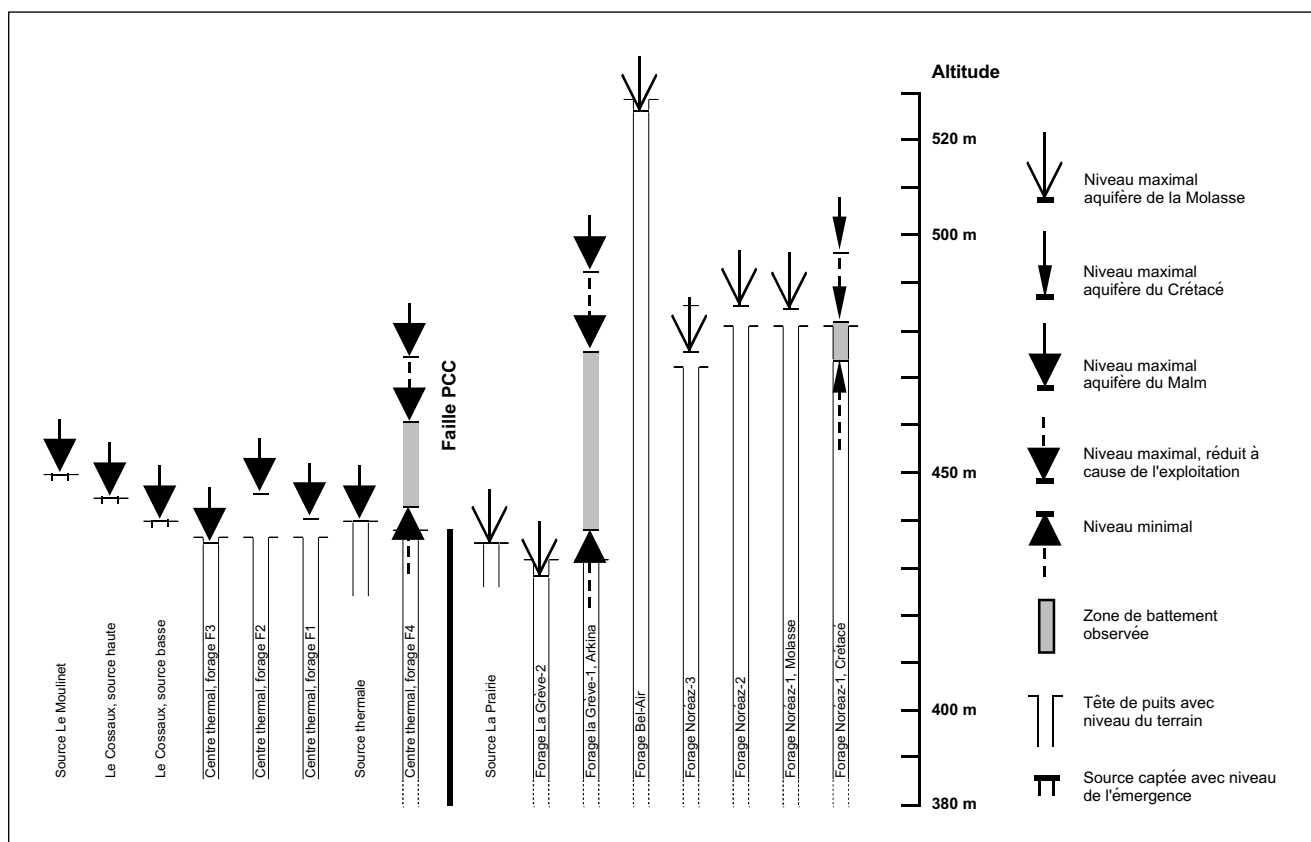


Figure 4.2.22: Répartition des pressions artésiennes dans les différents forages et sources de la région d'Yverdon. Bien que les eaux de la Molasse dans plusieurs forages possèdent une pression plus élevée que le système aquifère du Centre thermal, une intrusion significative d'eau depuis la Molasse peut être exclue pour des raisons chimiques.

D'après cette figure il est évident que les variations du niveau d'eau dans le forage Noréaz-1 (et donc les variations de la pression artésienne du forage La Grève-1) sont synchrones avec celles de la pression artésienne du forage F4 si l'on décale les deux courbes de 3 à 8 semaines. Le système aquifère du Portlandien-Crétacé des forages La Grève-1 et Noréaz-1 est donc soumis à la même influence des précipitations et de la fonte des neiges que le système aquifère du Portlandien-Kimméridgien-Séquanien du Centre thermal mais retardé de 3 à 8 semaines environ. Ce retard illustre la faible conductivité hydraulique du système aquifère du Portlandien-Crétacé au nord de la zone de décrochement Pipechat-Chamblon-Chevressy (PCC), ce qui induit une recharge et donc une transmission de la pression artésienne très lente.

4.2.6.5 Synthèse du comportement hydraulique

Le décalage de quelques 30 jours des variations de la pression artésienne dans l'aquifère captif du Malm d'une part et d'autre de la zone PCC prouve l'effet de barrière hydraulique provoqué par la zone de décrochement PCC dans la direction N-S. Un important échange d'eau à travers la zone PCC est par conséquent peu probable. On peut donc retenir l'existence de deux systèmes aquifères bien séparés.

- 1) Les sources subthermales du Mont Chamblon, la source thermale et le forage F4 du Centre thermal appartiennent au système aquifère du Portlandien-Kimméridgien-Séquanien au sud de la zone PCC. Celui-ci est alimenté sur le flanc du Mont Suchet/Aiguilles de Baulmes et partiellement par la perte karstique de la Feurtille. Son temps de réaction aux précipitations est très rapide, de l'ordre de quelques jours. Il comporte des circulations rapides, qui fournissent de l'eau de moins de 43 ans à la source thermale et au forage F4 (cf. chapitre 4.2.10.2).
- 2) Les forages La Grève-1 d'Arkina et Noréaz-1 appartiennent au système aquifère Arkina du Portlandien-Crétacé au nord de la zone PCC. Celui-ci est alimenté sur le flanc du Chasseron, et plusieurs sources telles que la source des Fontanets fonctionnent comme trop plein du système karstique. A part ces sources de trop plein, le système aquifère profond ne connaît pas d'exutoire naturel, à l'exception de la drainance à travers les couches peu perméables de la Molasse. Il n'a donc pas développé des conduits de circulation rapide et sa conductivité hydraulique est assez faible. On n'observe pas d'eau récente (< 43 ans) dans les deux forages.

La figure 4.2.22 résume la situation des pressions artésiennes et des niveaux d'eau dans les forages et sources de la

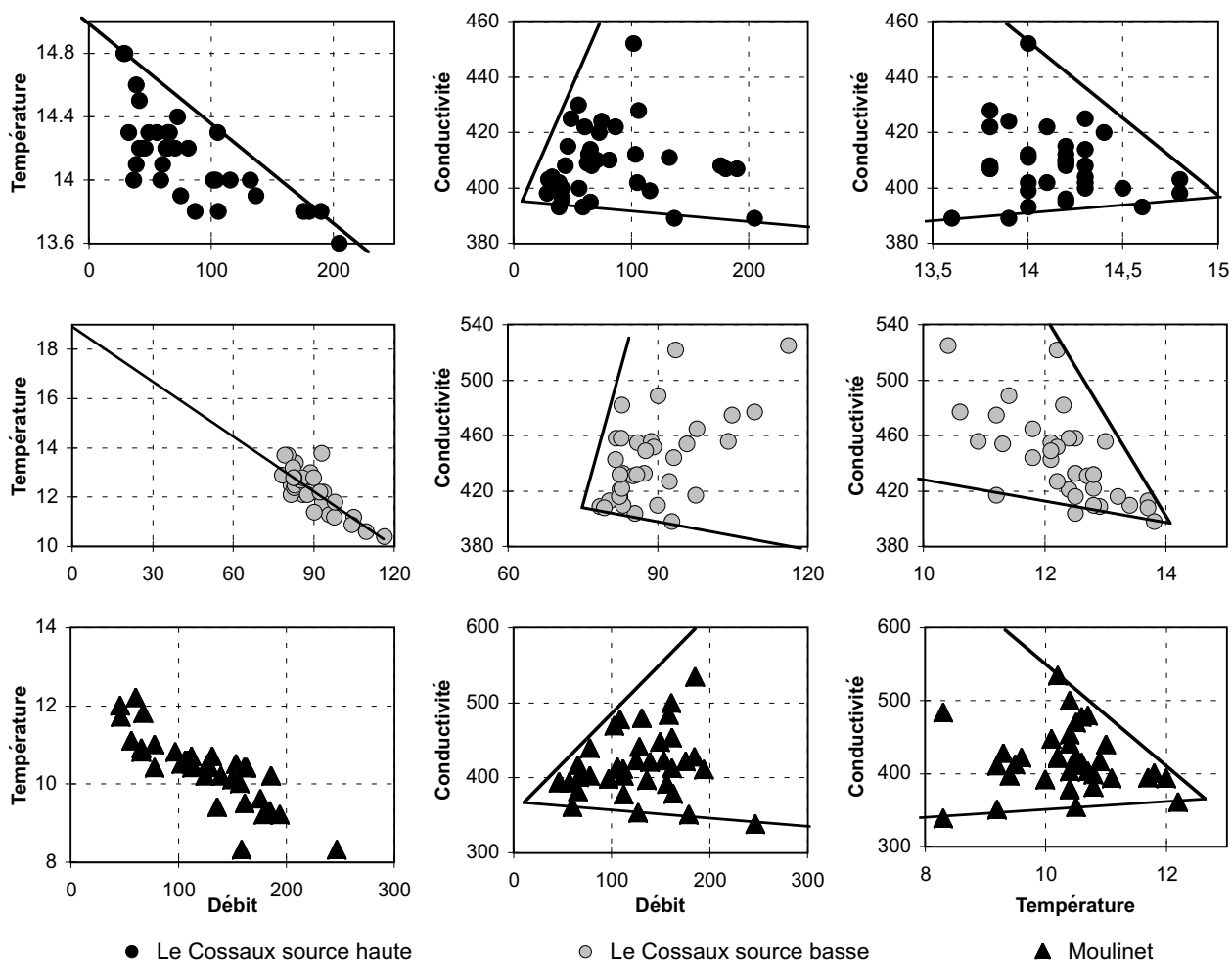


Figure 4.2.23: Relations entre le débit, la température et la conductivité électrique des sources subthermales du Mont Chamblon. Alors que la température montre une dépendance plus ou moins linéaire avec le débit (relation perturbée par les effets de la température ambiante), on constate que les relations entre conductivité et température ou débit forment des répartitions triangulaires (données de MAUTNER, 1975–1978).

région d'Yverdon-les-Bains. On observe que la source thermique et les sources du Mont Chamblon constituent des points bas de l'aquifère multicouche du Malm et donc des exutoires.

Bien que la pression artésienne dans plusieurs forages de la Molasse au nord de la zone PCC soit plus élevée que celle dans le système aquifère du Centre thermal, un écoulement significatif d'eau de la Molasse vers cet aquifère est peu probable pour des raisons hydrochimiques (cf. chapitre 4.2.7.2). De plus, le forage La Grève-2 à seulement 10 m du forage La Grève-1 d'Arkina a rencontré une eau qui n'était pas artésienne jaillissante dans la Molasse. Les mesures hydrauliques, les analyses chimiques et isotopiques des différentes eaux rencontrées dans les aquifères de la Molasse, du Crétacé et du Portlandien dans les forages de prospection d'eau minérale de la société Arkina (forages de Bel-Air, Noréaz-1, -2 et -3, La Grève-2) (SCHNEEMANN et al., 1991) laissent supposer, que l'on a affaire dans la Molasse au nord de la zone de faille PCC à plusieurs petits aquifères séparés.

La mise en production des forages F4 du Centre thermal et La Grève-1 d'Arkina a induit des changements dans le comportement hydraulique des deux systèmes aquifères:

- Les équilibres entre les pressions artésiennes des différents niveaux de l'aquifère multicouches du Malm ont été modifiés. A la source thermique le mélange d'eau a changé et la source est aujourd'hui moins chaude et plus diluée par de l'eau de circulation rapide.
- Les pressions artésiennes dans les forages La Grève-1 et Noréaz-1 ont baissé. Ainsi le forage Noréaz-1 qui était artésien jaillissant avec un niveau de pression maximal de 492.5 m (soit 10.83 m au dessus du sol) au début (SCHNEEMANN et al., 1991), a perdu le plupart du temps son artésianisme jaillissant et le niveau d'eau se retrouve entre 472.5 et 482.5 m. Le forage La Grève-1 avait initialement un niveau de pression maximal de 482.09 à 487.59 m (soit 50.3 et 55.8 m au dessus du sol) (SCHNEEMANN et al., 1991). Il n'atteint aujourd'hui qu'une pression artésienne maximale d'environ 44 m au dessus du sol.

Tableau 4.2.5: Extrapolation de la composition chimique de la composante profonde et subthermale dans les sources subthermales du Mont Chamblon.

Paramètre	Valeur extrapolée	Paramètre	Valeur extrapolée
Sodium (mg/l)	≈ 1.5	Nitrate (mg/l)	≈ 5.0
Potassium (mg/l)	≈ 0.6	Sulfate (mg/l)	≈ 10
Calcium (mg/l)	≈ 66	Silice (mg/l)	≥ 7.0
Magnésium (mg/l)	17–18	Oxygène dissous (mg/l)	≤ 4.0
Strontium (mg/l)	≥ 0.5	Conductivité (µS/cm)	≤ 380–390
Bicarbonate (mg/l)	≈ 260–265	Température (°C)	≈ 17.5–19.0 ¹⁾
Chlorure (mg/l)	≈ 3.7–4.0		

1) La température a été extrapolée à partir de la source basse du Cossaux

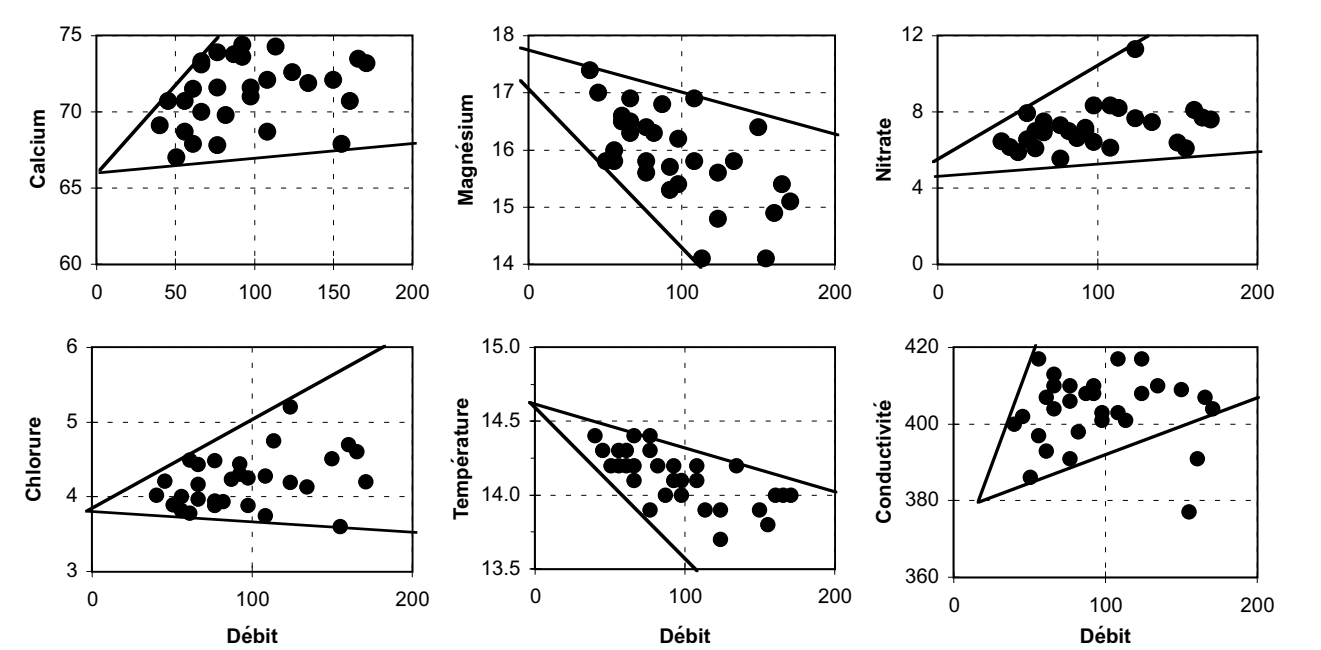


Figure 4.2.24: Relations entre le débit de la source haute du Cossaux et quelques paramètres chimiques et la température. Les répartitions triangulaires sont typiques d'un système de mélange à trois composantes. La pointe formée par un débit proche de zéro permet d'approcher la composition de la composante subthermale. Les espèces chimiques sont indiquées en mg/l, la température en °C, la conductivité en µS/cm et le débit en m³/h.

4.2.7 Relations et mélanges entre différents types d'eau

4.2.7.1 Les sources subthermales du Mont Chamblon

L'étude des caractéristiques physiques et chimiques des sources a permis de mettre en évidence des variations spatio-temporelles significatives (figures 4.2.8, et 4.2.9). Les relations entre la conductivité électrique, le débit et la température des sources du Moulinet et du Cossaux montrent des relations de type triangulaires et pas simplement linéaires (figure 4.2.23), ce qui indique la présence de trois types d'eau différents (MAZOR, 1991).

Les mêmes répartitions triangulaires existent si on met les composés chimiques calcium, magnésium, chlorure et nitrate en relation avec le débit de la source haute du Cossaux (figure 4.2.24). Dans ce système de mélange à trois composantes, l'une est relativement chaude, peu minéralisée et elle ne contient que peu de marqueurs de pollution. Les deux autres sont des eaux froides, dont l'une est également peu minéralisée et moyennement polluée pendant que l'autre est plus fortement minéralisée et polluée. La source basse du Cossaux (ainsi que celle de Praz Barbey) semble suggérer une répartition de la conductivité par rapport au débit de forme rectangulaire, indiquant ainsi un système de mélange à quatre composantes.

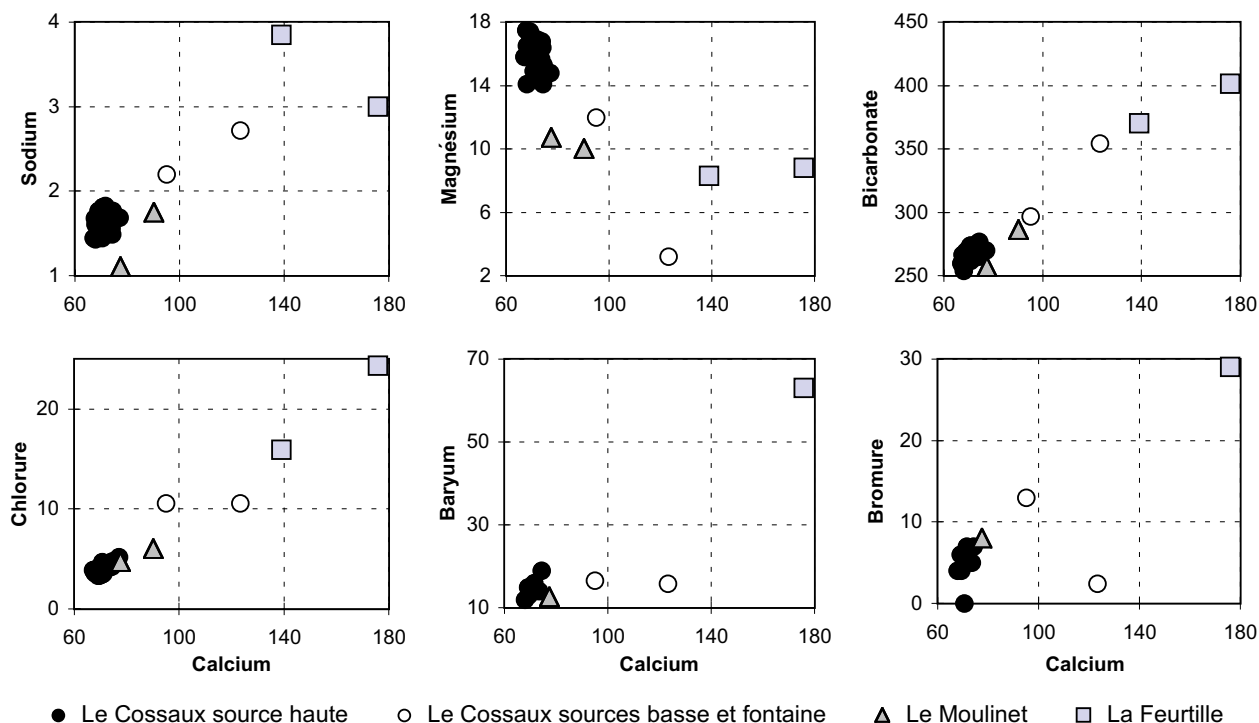


Figure 4.2.25: Rapport entre le calcium et quelques paramètres chimiques des eaux du Mont Chamblon. On peut observer l'influence de la Perte de La Feurtille sur le chimisme des sources du Cossaux et du Moulinet. Seule exception, l'analyse de la source de la fontaine du Cossaux lors de l'arrivée d'une grande crue, où les faibles teneurs en baryum et bromure témoignent d'une autre provenance de l'eau. Celle-ci vient vraisemblablement d'un effet piston qui chasse de l'eau plus fortement minéralisée de l'aquifère au début de la crue. Les espèces majeures sont exprimées en mg/l, les traces en µg/l.

Les trois (ou quatre) composantes peuvent être approchées comme suit: (1) La composante chaude et peu minéralisée est une eau profonde qui remonte de plusieurs centaines de mètres des couches du Kimméridgien et/ou du Portlandien. Elle est probablement identique à la composante thermique du Malm du Centre thermal. (2) La première composante froide est une eau à écoulement rapide dans des chenaux karstiques ouverts du Malm. Elle s'infiltrerait rapidement lors des grandes crues et n'a ni le temps de se minéraliser ni de se réchauffer. (3) La deuxième composante froide est celle qui s'infiltrerait à la perte de La Feurtille et probablement encore à d'autres endroits inconnus dans la même région. Elle est également d'un écoulement rapide mais elle est fortement polluée et minéralisée (cf. analyses de la perte de La Feurtille dans l'annexe). L'influence chimique de la perte de La Feurtille sur les sources subthermales du Mont Chamblon est bien visible sur la figure 4.2.25.

A ces composantes s'en ajoutent probablement d'autres: des eaux qui s'infiltreraient dans les couches du Crétacé au Mont Chamblon (plus fortement minéralisées et polluées) et des eaux qui s'infiltreraient dans les couches du Crétacé à la colline de La Feurtille ou sur le flanc de la première chaîne du Jura. Des variations de la minéralisation se forment également à cause des cheminements différents de l'eau (écoulement dans des conduits de grand ou de petit diamètre ou dans des petites fissures) où le rapport volumique eau-roche diffère. L'angle du triangle qui correspond au

débit zéro permet d'approcher la composition de la composante profonde et subthermale. Il s'agit d'une eau relativement pauvre en calcium, enrichie en magnésium et avec de faibles teneurs en chlorure et nitrate (tableau 4.2.5).

Toutes les mesures de conductivité électrique et du débit des sources du Cossaux et du Moulinet effectuées par MAUTNER (1975–1978) et dans cette étude indiquent une conductivité électrique de la composante profonde de l'ordre de 360–390 µS/cm (figures 4.2.23 et 4.2.24).

Il faut être conscient du fait que la source haute du Cossaux ne contient pas uniquement de l'eau de la composante profonde même si son débit s'approche de zéro. La figure 4.2.17 démontre que si le débit de la source haute était de zéro, celui de la source basse serait toujours d'environ 72 m³/h. La vraie composition chimique de la composante profonde ne serait donc connue que si l'on pouvait extrapoler la source basse du Cossaux vers un débit zéro. Ainsi la température indiquée par l'extrapolation vers un débit zéro d'environ 14.7 °C n'est pas la vraie température de la composante profonde. Cette température peut être mieux approchée par la même extrapolation effectuée pour les données de la source basse du Cossaux. La corrélation négative entre le débit et la température de la source basse du Cossaux ($T(^{\circ}\text{C}) = -0.074 \cdot Q \text{ (m}^3/\text{h)} + 18.9$; $r = -0.80$) (figure 4.2.23) permet d'extrapoler la température de la composante profonde vers 18.9 °C. La même corrélation

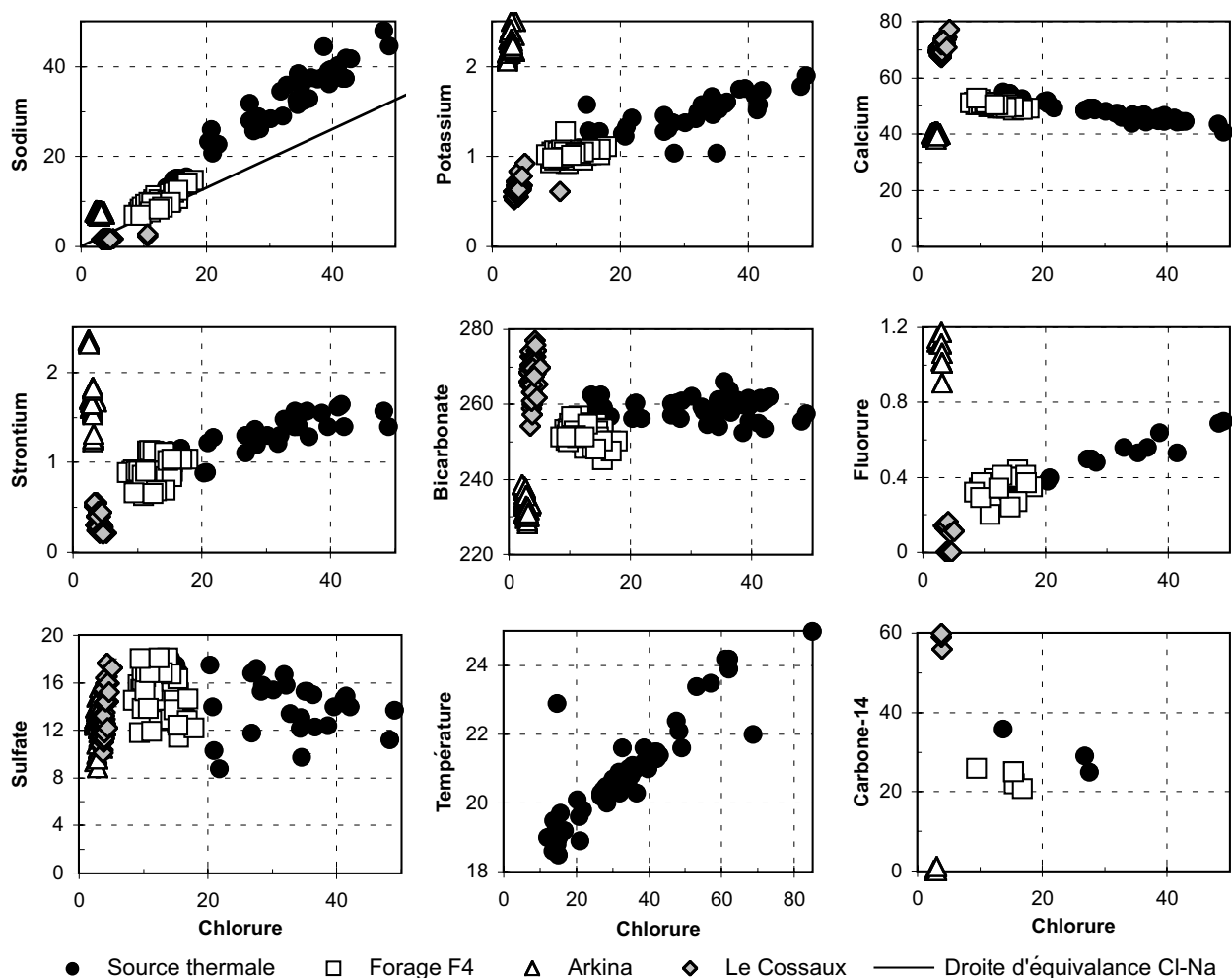


Figure 4.2.26: Rapport entre le chlorure et différents paramètres chimiques et isotopiques des eaux subthermales et thermiques d'Yverdon-les-Bains et du Mont Chamblon. On observe de grandes variations dans la source thermique. Dans l'eau du forage F4, ces variations sont également présentes mais d'une amplitude moins grande et légèrement décalées par rapport à la source thermique (sodium, potassium, calcium, bicarbonate, fluorure). Le forage La Grève-I ne montre pratiquement pas de variations, alors que celles de la source du Cossaux sont petites. Les espèces chimiques sont exprimées en mg/l, le ^{14}C en pcm et la température en $^{\circ}\text{C}$.

établie pour les mois de novembre à mars afin d'éviter d'éventuelles influences du réchauffement atmosphérique en été/automne ($T (^{\circ}\text{C}) = -0.062 \cdot Q (\text{m}^3/\text{h}) + 17.5$; $r = -0.88$), indique une température de 17.5°C .

Pour la source Praz Barbey, les mêmes calculs peuvent être effectués grâce à des corrélations négatives avec des coefficients de corrélation de -0.65 et -0.76 et des températures extrapolées de 17.1 et 15.9°C . Les différences de température par rapport à la source basse du Cossaux s'expliquent facilement avec le débit environ sept fois plus petit de la source Praz Barbey et donc une perte de température par conduction plus élevée.

4.2.7.2 La source thermique et le forage F4 du Centre thermal

Les variations saisonnières de la composition chimique et isotopique des eaux du Centre thermal et les changements induits à la source thermique après la construction du forage

F4 (cf. chapitre 4.2.5.2) mettent en évidence des phénomènes de mélange conséquents (VUATAZ, 1982; MURALT, 1993; MURALT et al. 1996) (figures 4.2.11, 4.2.26, 4.2.27 et 4.2.28). Dans la source, ces variations sont plus prononcées que dans le forage, entre autres parce qu'elle n'est pas directement influencée par des interventions anthropogènes comme c'est le cas pour le forage F4 (tubage plein et cimenté de 0 à 353 m et mode de production intermittent). De plus, il existe une variation saisonnière de la température de la source, variation qui ne peut pas être observée au forage à cause des effets de l'exploitation. Les plus grandes variations à la source – dans lesquelles s'intègrent celles du forage – et la relation directe existant entre source et forage (cf. chapitre 4.2.6.2) amènent à étudier les phénomènes de mélange principalement à la source thermique. Les différents indices de mélange sont discutés ci-dessous.

Une composante récente (< 43 ans) est indiquée par la variation des teneurs en tritium dans l'eau thermique (figure 4.2.27). Le tritium est corrélé négativement avec la tempé-

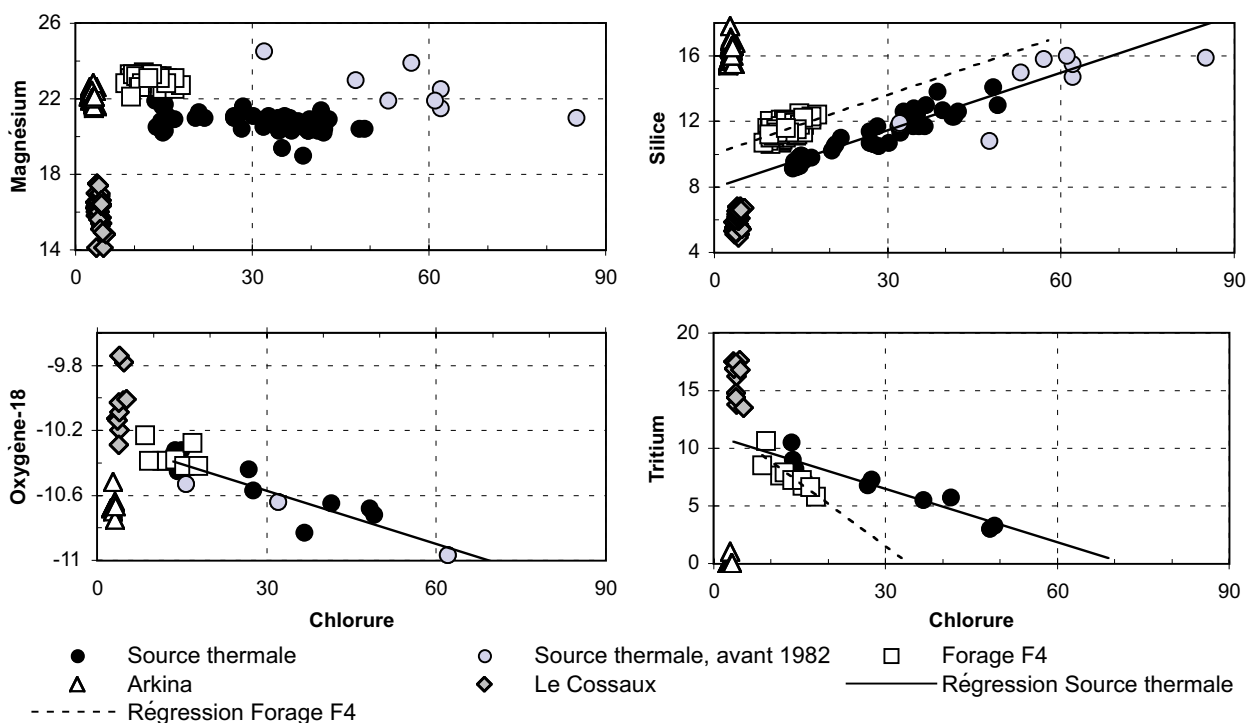


Figure 4.2.27: Rapport entre le chlorure et le magnésium, la silice, l'oxygène-18 et le tritium. On remarque de manière très nette, que la silice et le tritium de la source thermique et du forage F4 ne s'alignent pas sur la même droite de corrélation et que les teneurs en magnésium sont également différentes pour une même teneur en chlorure. De plus on observe une différence du rapport Cl/Mg dans la source thermique entre les analyses avant l'exécution du forage F4 (VUATAZ, 1982) et les analyses de cette étude. Les espèces chimiques sont exprimées en mg/l, l'oxygène-18 en $\delta\text{‰}$ et le tritium en UT.

rature et la minéralisation de l'eau. La composante récente est donc froide (ou subthermale) et faiblement minéralisée. Comme le forage F4 est tubé et cimenté sur toute sa hauteur au-dessus du Malm, l'eau jeune doit circuler dans les calcaires du Malm. Elle serait donc une eau typique des calcaires du Malm, pauvre en chlorure et de type $[\text{Ca}][\text{HCO}_3]$ ou $[\text{Ca}, \text{Mg}][\text{HCO}_3]$ similaire à la composante profonde peu minéralisée de la source subthermale haute du Cossaux. Pour la suite de la discussion, nous appellerons cette eau la **composante Cossaux**.

Dans la source thermique et seulement dans celle-ci, on observe une légère variation de la teneur en sulfate liée à celle du chlorure et à la température. En effet, plus l'eau est froide et faiblement minéralisée, plus elle contient de sulfate. Ceci pourrait indiquer une petite contribution d'eau typique de la Molasse, enrichie en sulfate, telle qu'elle avait été prélevée dans le forage d'exploration F3. Cette eau ne peut pas s'écouler dans le forage F4, en raison du tubage et de la cimentation qui empêchent son infiltration. Toutefois, la diminution du sulfate pour des températures plus élevées pourrait également être due à la réduction du sulfate en sulfure. En effet, on constate que la concentration du sulfate est corrélée de manière inverse à la teneur en H_2S .

Le forage F4 tire son eau des couches du Malm. Les eaux de la Molasse et du Crétacé sont exclues par le tubage cimenté du forage et ne pourraient s'infiltrer que par drainance, ce qui impliquerait une pression artésienne

supérieure à celle dans l'aquifère du Malm. L'absence d'artésianisme jaillissant dans le forage d'exploration F3 du Centre thermal qui produisait une eau au moins partiellement issue de l'aquifère gypsifère de la Molasse prouve, que ceci n'est pas le cas. La majeure partie de l'eau chaude du forage F4 doit donc avoir l'empreinte chimique des roches carbonatées du Malm, comme c'est le cas pour la composante jeune, mais légèrement modifiée à cause de la température et du temps de séjour plus élevés et d'un cheminement différent dans l'aquifère multicouches du Malm. Les analyses des sources Les Fontanets, Le Cossaux et le Moulinet, ainsi que des forages de Bevaix et La Grève-1 d'Arkina qui produisent tous l'eau de l'aquifère du Malm (tableau 4.2.6), démontrent que cette eau-là doit être pauvre en chlorure, de type $[\text{Ca}][\text{HCO}_3]$ ou $[\text{Ca}, \text{Mg}][\text{HCO}_3]$ suivant la nature de la roche aquifère (calcite ou dolomite) et le temps de transit souterrain de l'eau. Par analogie avec la température élevée et le séjour souterrain prolongé de cette eau, on peut approcher son chimisme et sa composition isotopique avec l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina. Il faut souligner que cette eau thermique de l'aquifère multicouches du Malm se divise en plusieurs subcomposantes qui s'écoulent dans les différentes couches du Malm avec minéralogie spécifique (cf. chapitre 4.2.4). Pour la suite de la discussion, nous appellerons cette eau la **composante Arkina**.

Dans la source thermique et le forage F4, les teneurs en chlorure et de quelques éléments traces (fluorure, iodure, bromure, bore, lithium, baryum) sont trop élevées pour une

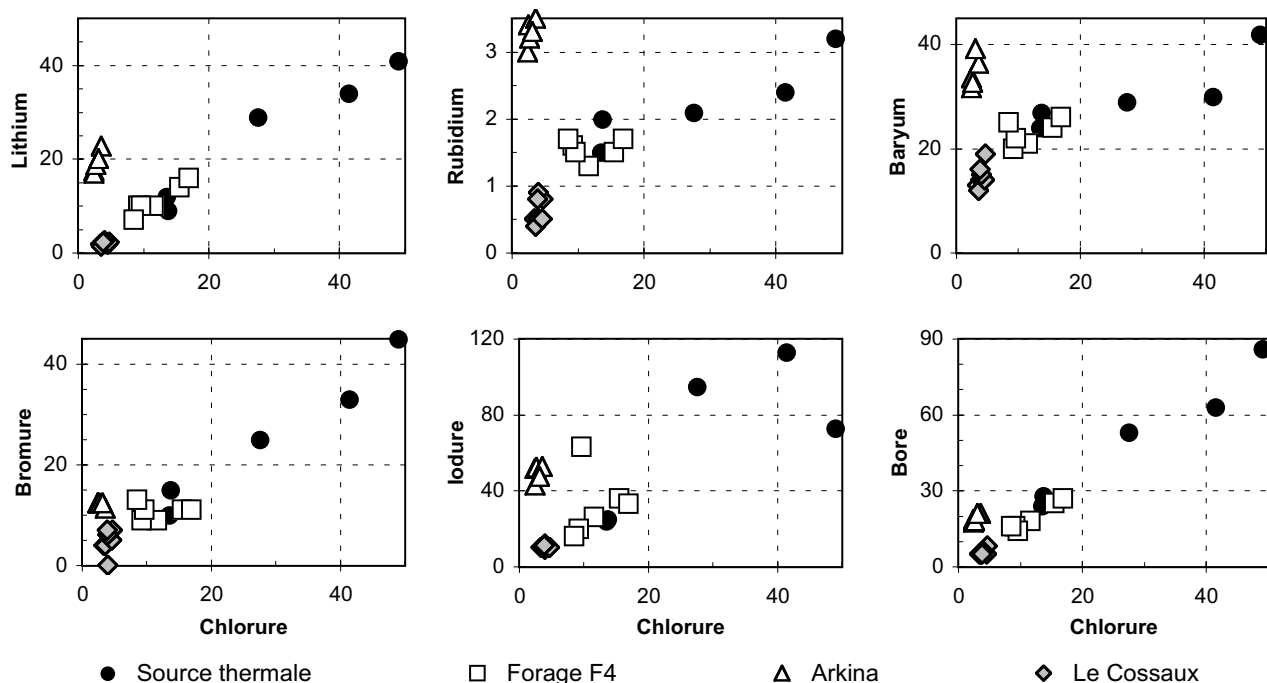


Figure 4.2.28: Rapport entre le chlorure et différents éléments traces des eaux subthermales et thermales d'Yverdon-les-Bains et du Mont Chamblon. Le chlorure est exprimé en mg/l et les éléments traces en µg/l.

eau issue uniquement des calcaires du Malm (tableau 4.2.6 et PETCH, 1970). De plus, ces éléments traces sont corrélés positivement avec le chlorure et la température (figures 4.2.11, 4.2.28). Seules les eaux des forages La Grève-1 et Noréaz-1 contiennent aussi des teneurs élevées en éléments traces, mais pas en chlorure. Les eaux connues du Quaternaire, de la Molasse et du Crétacé de la région d'Yverdon-les-Bains ne contiennent pas assez de chlorure pour expliquer les concentrations trouvées au Centre thermal ou alors le rapport sulfate/chlorure est beaucoup trop élevé en comparaison des teneurs en sulfate très faibles des eaux du Centre thermal. On peut ainsi conclure que les teneurs élevées en chlorure et en éléments traces des eaux du Centre thermal sont apportées par une eau chaude, ancienne et plus profonde que les couches du Malm. Pour la suite de la discussion, nous appellerons cette eau la **composante profonde**.

L'origine profonde du chlorure est en outre démontrée par deux autres observations indépendantes. D'une part, les battements simultanés de la conductivité électrique et de la température de la source thermale lors du remplissage des réservoirs du Centre thermal (cf. chapitre 4.2.6.2) indiquent une origine profonde du chlorure.

D'autre part, une diagraphie de résistivité (fluid resistivity log) réalisée dans le forage F4 lors de l'étude du Nationaler Energie-Forschungs Fonds NEFF (BURGER & GORHAN, 1986) montre en fond de puits une forte baisse de la résistivité sur les 20 derniers mètres juste en dessous de la venue d'eau principale. Cette diminution de la résistivité de l'eau (et donc l'augmentation de la conductivité électrique) indique une arrivée d'eau plus minéralisée et plus profonde

que les venues d'eau connues dans ce forage. Le fait que le gradient géothermique dans le forage F4 soit légèrement plus élevé que dans le forage La Grève-1 d'Arkina (tableau 4.2.9) semble également indiquer un apport d'eau chaude de plus grande profondeur au Centre thermal, qui n'existe pas au forage La Grève-1 d'Arkina.

On est donc en présence d'un mélange à au moins trois composantes dans les eaux du Centre thermal, ce qui est bien visualisé par le fait que les eaux de la source thermale et du forage F4 possèdent les mêmes variations saisonnières des différents paramètres physiques et chimiques, alors que pour la plupart des espèces chimiques (potassium, magnésium, calcium, silice, etc.) et le tritium, elles définissent des corrélations légèrement différentes dans un graphe x/y et ne se trouvent pas alignées sur une même droite (figures 4.2.27 et 4.2.26).

Origine de la composante profonde

Le premier aquifère potentiel situé en dessous du Malm pouvant fournir la composante profonde est composé par les calcaires du Dogger (Bajocien), et se trouve à la profondeur d'environ 1000–1400 m sous le site du Centre thermal (figure 4.2.3 et MURALT et al., 1996). Dans le Dogger on peut s'attendre à une eau d'une minéralisation plus élevée que l'eau actuellement exploitée, similaire à celle rencontrée dans le forage pétrolier de Hermrigen (tableau 4.2.6; Housse, 1982), c'est-à-dire de quelques grammes par litre au maximum. Si la composante profonde remontait par contre du deuxième aquifère profond potentiel, celui du Keuper, une forte probabilité existerait d'avoir une saumure très concentrée de type [Na][Cl], contenant égale-

Tableau 4.2.6: Les différents types d'eau connus dans la région d'Yverdon-les-Bains et du forage pétrolier de Hermrigen près de Biemme. Les données des eaux de la région d'Yverdon-les-Bains proviennent des travaux cités sous 4.2.3 alors que celles du forage de Hermrigen sont citées d'après HOUSSE, (1982) et JAFFÉ (1984).

Localisation et type de captage ¹⁾	Géologie de l'aquifère	Profondeur (m)	Température (°C)	Débit (m ³ /h)	Type chimique	Cl (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	TSD ²⁾ (mg/l)
S La Prairie Yverdon	Molasse	9.2	9–13	0.5–2.5	[Ca, Mg] [SO ₄ , HCO ₃]	14–40	275–560	1000–1400
S Bel Air Yverdon	Molasse	–	9–10	?	[Ca, Mg] [SO ₄ , HCO ₃]	15–30	250–1000	900–2000
F Bel Air Yverdon	Molasse	~ 140	~ 13	?	[Ca, Na][SO ₄]	60–65	1500–1700	2600–3000
F Noréaz 1 Noréaz	Molasse	~ 97	14	?	[Ca, Na][SO ₄]	105	1850	1800
F Noréaz 3 Noréaz	Molasse	~ 235	12–16	?	[Ca][SO ₄]	19–30	1500–1900	2500–3200
F La Grève 2 Yverdon	Molasse		26	?	[Na][SO ₄]	750	4600	8000
S Rouleguet Mont Chamblon	Crétacé	–	9–10	0.06–1.8	[Ca][HCO ₃]	4–11	20–60	~ 600
F Noréaz 1 Noréaz	Crétacé	~ 418–480	26–32	?	[Ca, Mg, Na] [HCO ₃]	4–6	6–20	300–340
S Fontanets Vugelles	Malm	–	~ 8	>> 300	[Ca][HCO ₃]	~ 4	~ 5	300–350
S Moulinet Mont Chamblon	Malm	–	9–11	40–250	[Ca][HCO ₃]	2–11 ³⁾	10–30	350–430
S Le Cossaux Mont Chamblon	Malm	–	13.5–14.5	30–300	[Ca, Mg] [HCO ₃]	3–6	10–17	370–400
F Treytel Bevaix	Malm (Portl.)	~ 300	9–14	?	[Ca, Mg] [HCO ₃]	2–5	2–7	~ 400
F La Grève-1 Yverdon	Malm (Portl.)	~ 635	31–32	~ 12	[Ca, Mg] [HCO ₃]	2.5–3.5	10–15	330–340
Source thermique Yverdon	Malm + ?	–	18–25	5–11	[Ca, Mg, Na] [HCO ₃ , Cl]	14–85	9–20	390–500
Forage F4 Yverdon	Malm + ?	~ 470	~ 29	~ 18	[Ca, Mg] [HCO ₃]	8–27	10–17	~ 380
Forage Hermrigen	Dogger	~ 1300	~ 50	?	[Na] [Cl, HCO ₃]	1560	235	5400
Forage Hermrigen	Keuper	~ 1800	> 56	?	[Na][Cl]	170'000	1730	282'000

¹⁾ F = forage; S = source.

²⁾ TSD: total des solides dissous (minéralisation totale).

³⁾ Teneur élevée en chlorure en raison de la pollution anthropogène.

ment des teneurs élevées en sulfate. En effet, le Keuper de la région d'Yverdon contient des couches de sel gemme massif et d'anhydrite, rencontrées dans le forage pétrolier de Treycoy (SHELL SWITZERLAND, 1979). L'effet de la force ionique élevée d'une saumure [Na][Cl] devrait avoir pour conséquence une solubilité très élevée de l'anhydrite et entraînerait donc des teneurs en sulfate de plusieurs grammes par litre.

La teneur en chlorure, qui dénote la présence du fluide profond, est étroitement liée à celle de différents éléments traces et de l'oxygène-18 (figures 4.2.26, 4.2.27 et 4.2.28). D'autre part, l'excellente corrélation négative entre chlorure et tritium permet de calculer la teneur en chlorure de l'eau dépourvue de tritium, c'est-à-dire en faisant abstraction de la composante jeune (figure 4.2.27). Cette teneur est d'environ 72 mg/l pour la source thermique, et elle est

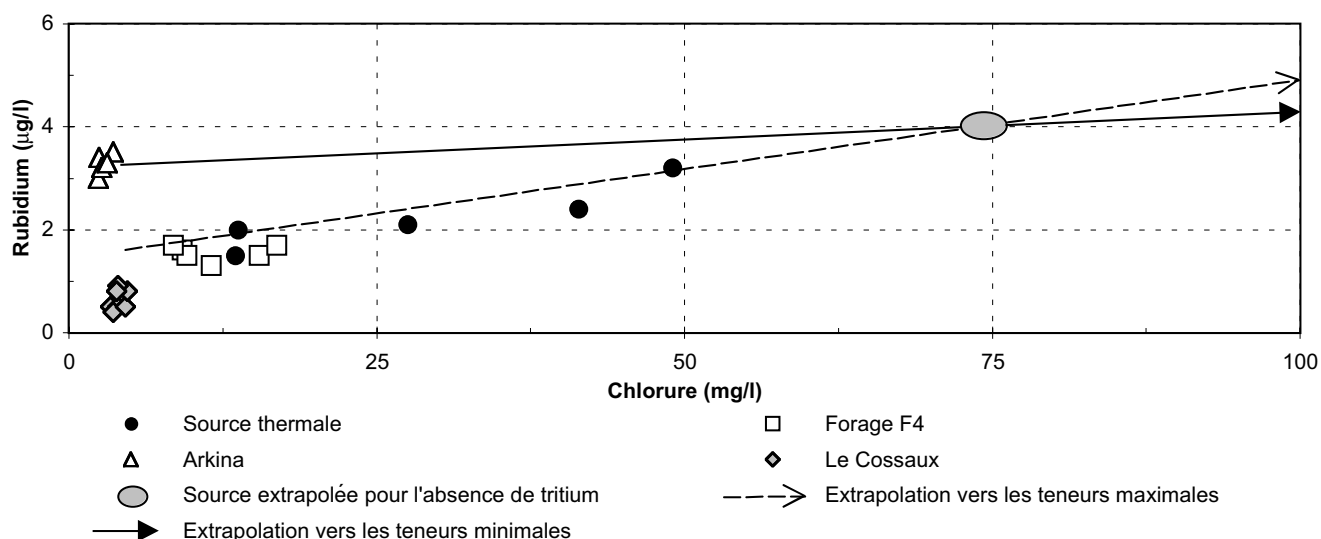


Figure 4.2.29: Relation entre le chlorure et le rubidium des eaux subthermales et thermales d'Yverdon-les-Bains et du Mont Chamblon. Les flèches indiquent la direction dans lesquelles les valeurs extrapolées minimales et maximales se trouvent. Pour l'explication cf. texte.

certainement en dessous de la concentration du fluide profond pur, car une analyse de la source réalisée avant l'existence du forage F4 (VUATAZ, 1982) a donné 85 mg/l de chlorure (6.12.1977). La composition chimique indiquée par la corrélation entre chlorure et tritium est donc celle d'un pôle de mélange virtuel dans un système de mélange à trois composantes. L'existence de ce pôle virtuel indique, qu'en l'absence de la composante jeune et tritiée, le mélange entre les deux composantes anciennes est relativement stable et que les pressions artésiennes des deux aquifères thermaux ne varient que peu l'une par rapport à l'autre. La teneur en chlorure calculée de 72 mg/l pour la source représente donc une valeur minimale pour le fluide profond. De plus, elle permet de déterminer des teneurs minimales pour les autres espèces chimiques de l'eau qui sont liées au chlorure. Finalement, elle permet d'extrapoler les teneurs des espèces chimiques pour des teneurs en chlorure supérieures à 72 mg/l (figure 4.2.29).

Dans ce but, certaines hypothèses doivent être évaluées. (1) Les teneurs en éléments traces de l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina représentent des valeurs maximales possibles pour la composante chaude du Malm au Centre thermal, parce que l'eau d'Arkina est elle aussi une eau ancienne et chaude du Malm, infiltrée dans la même région et sous des conditions climatiques semblables. De plus, elle ne se mélange pas avec des eaux jeunes mais qu'avec l'eau ancienne de l'aquifère du Crétacé représentée par l'eau du forage Noréaz-1 (tableau 4.2.6), elle-même plus riche en éléments traces fluorure, lithium, iode et bromure que l'eau Arkina (figure 4.2.30). (2) Le mélange des deux composantes du Malm en l'absence de la composante profonde (composantes Cossaux et Arkina, cf. tableau 4.2.6) possède une teneur en chlorure d'environ 3 mg/l, ce qui paraît raisonnable puisque l'eau d'Arkina en contient

environ 2.8 mg/l et l'eau profonde extrapolée du Cossaux au maximum 3.8 mg/l (tableau 4.2.5). (3) Les corrélations existant entre le chlorure et les différents composés chimiques ainsi que l'oxygène-18 sont significatives. Cette hypothèse est vérifiée par les excellents coefficients de corrélation calculés (tableau 4.2.7) et par le fait que tous les coefficients de corrélation sont significativement différents de 0 sur un seuil de probabilité de 0.975 sauf pour le baryum et le iode d'après un test de «t». Les coefficients de corrélation du baryum et du iode sont également significativement différents de 0 sur le seuil de probabilité de 0.975 si on prend en compte non seulement les analyses de la source mais celles du forage F4 également. (4) Si le mélange d'eau thermique de la source thermique contient 72 mg/l de chlorure, cela signifie qu'elle est dépourvue d'eau récente. Cette hypothèse est vérifiée par l'absence de tritium. Par conséquent, tout mélange contenant plus de 72 mg/l de chlorure ne contient pas non plus d'eau jeune.

Basées sur ces hypothèses, les extrapolations minimales des composés chimiques et de l'oxygène-18 de la composante profonde pour une certaine teneur en chlorure se trouvent sur une droite qui lie la composition chimique de l'eau La Grève-1 d'Arkina avec les 72 mg/l de chlorure extrapolés précédemment (figure 4.2.29). Par contre, les extrapolations maximales se trouvent sur la droite de corrélation entre le chlorure et l'espèce chimique concernée, sauf pour la silice, dont la concentration est contrôlée par une rééquilibration de la calcédoine à la température de 24.1 °C, extrapolée pour la teneur en chlorure de 72 mg/l (cf. chapitre 4.2.8). Les valeurs minimales ainsi trouvées pour les différentes composantes de l'eau indiquent si le fluide profond pourrait être une saumure [Na][Cl], ou si ces valeurs sont aberrantes.

Tableau 4.2.7: Extrapolation de la composition du fluide profond pour différentes teneurs en chlorure.

Espèce chimique, isotope	Coefficient de corrélation avec le chlorure	Valeur maximale analysée (mg/l)	Valeurs extrapolées à des différentes concentrations en chlorure				
			Cl = 72 mg/l	Cl = 1000 mg/l		Cl = 10 000 mg/l	
				minimum	maximum	minimum	maximum
			mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Sodium	+ 0.97	48.1	69	890	940	8900	9400
Potassium	+ 0.94	1.9	2.3	3.8	21	18.4	205
Magnésium	– 0.43	19.0 ²⁾	20	négatif ¹⁾	négatif	négatif	négatif
Calcium	– 0.97	40.6 ²⁾	34.5	négatif	négatif	négatif	négatif
Strontium	+ 0.85	1.4	2.1	6	19.4	43	187
Sulfate	– 0.77	8.8 ²⁾	10	négatif	négatif	négatif	négatif
Fluorure	+ 0.95	0.70	0.95	négatif	10.5	négatif	103
Lithium	+ 0.97	0.041	0.06	0.6	0.9	6.2	8.5
Baryum	+ 0.89	0.042	0.05	0.2	0.4	1.6	4
Rubidium	+ 0.91	0.0032	0.004	0.010	0.04	0.07	0.4
Iodure	+ 0.78	0.113	0.15	1.4	1.9	14	19
Bromure	+ 0.98	0.045	0.06	0.75	0.9	7.3	8.6
Bore	+ 0.98	0.086	0.120	1.4	1.6	14.3	16
Silice	+ 0.93	12.6	16.4	–	–	–	–
Température	+ 0.95	22.1	24.1	–	–	–	–
Oxygène-18	– 0.83	– 10.97‰	– 11.0‰	– 16.1	– 20.8‰	– 65‰	– 116‰

¹⁾ Négatif: La corrélation indique une valeur négative pour cette teneur en chlorure.

²⁾ Magnésium, calcium, sulfate et chlorure sont corrélés de manière négative. Par conséquent la valeur indiquée est la valeur minimale analysée.

Composition chimique probable du fluide profond

L'ensemble des teneurs extrapolées pour trois concentrations en chlorure différentes (70 à 80 mg/l, 1000 mg/l et 10'000 mg/l) est montrée dans le tableau 4.2.7. Les résultats de ces calculs indiquent, que pour le strontium et le fluorure, les teneurs extrapolées sont invraisemblables pour une valeur de chlorure supérieure ou égale à 10'000 g/l si le fluide profond est à l'équilibre avec la calcite, parce que l'eau devient sursaturée par rapport à la strontianite et la fluorine. Si l'on admet que l'eau du Keuper est riche en sulfate, l'eau devient sursaturée par rapport à la barytine et la célestite. Evidemment, ces extrapolations de la saturation par rapport à ces minéraux ne sont qu'approximatives en raison de la force ionique qui diminue l'activité des espèces chimiques dans des solutions concentrées et permet donc une solubilité plus élevée des minéraux en question que dans des eaux faiblement minéralisées.

La forte présence d'anhydrite et de halite dans le Keuper du forage pétrolier de Treykovagnes (SHELL SWITZERLAND, 1979)

exige qu'une eau issue du Keuper soit une saumure [Na][Cl] avec plusieurs grammes de sulfate dissous par litre. Or, le sulfate est corrélé de manière négative avec le chlorure et n'indique donc pas un enrichissement dans le fluide profond.

Les valeurs d'oxygène-18 et du deutérium extrapolées deviennent déjà déraisonnables à une concentration de chlorure de 1 g/l, même si on admet l'infiltration du fluide profond lors de la période la plus froide de la dernière glaciation. De ces extrapolations on peut donc conclure que l'eau profonde n'est pas une saumure [Na][Cl] et que la minéralisation totale de ce fluide ne devrait pas dépasser quelques grammes par litre au maximum. L'hypothèse la plus raisonnable de sa provenance est donc celle d'un aquifère dans les calcaires du Dogger.

Un dernier argument pour exclure que le fluide profond soit une saumure [Na][Cl] concentrée est la faible présence de chlorure dans les eaux du Centre thermal de 85 mg/l au maximum (VUATAZ, 1982). Si le fluide qui apporte ce chlorure en contenait plusieurs dizaines de grammes par

Tableau 4.2.8: Caractéristiques extrapolées du fluide profond de l'aquifère du Dogger.

Température	50–60 °C
Type chimique	[Na][Cl]; éventuellement [Na][Cl, HCO ₃]
Minéralisation totale	≤ 3–5 g/l ¹⁾
Teneur en chlorure	≤ 1 g/l
Teneurs en calcium, magnésium et sulfate	faibles
Teneur en H ₂ S	≥ 4 mg/l.

¹⁾ Les 5 g/l sont une conclusion d'analogie avec l'eau du Dogger dans le forage de Hermrigen (HOUSSE, 1982).

litre, même des très faibles variations dans le mélange entre ce fluide profond et l'eau du Malm entraîneraient de très grandes variations de la concentration du chlorure, ce qui ne s'observe pas.

D'après les analyses chimiques et les extrapolations réalisées, il semble vraisemblable, que cette eau du Dogger soit relativement pauvre en calcium (et probablement également en magnésium), éléments échangés avec le sodium au contact des argiles. Néanmoins elle doit être saturée par rapport à la calcite, avec laquelle elle est en contact dans l'aquifère. Le rapport molaire Na/Cl dans l'eau de la source thermique est d'environ 1.4, ce qui est expliqué par cet échange ionique. Les teneurs assez élevées en iode et en bromure pourraient indiquer la présence d'une grande quantité de matière organique dans l'aquifère. On doit donc s'attendre à une eau fortement réductrice, contenant plus de H₂S que dans la source et le forage actuels, ce que confirme la corrélation positive existant entre chlorure et H₂S. Finalement, il faut noter que la décomposition de la matière organique pourrait engendrer la production de méthane, gaz qui représente 1.2% du volume des gaz dissous dans l'eau de la source thermique (cf. chapitre 4.2.9). Compte tenu de tous ces indices, les caractéristiques du fluide profond sont envisagées en tableau 4.2.8.

4.2.7.3 Le forage La Grève-1 d'Arkina

L'eau du forage La Grève-1 d'Arkina est très stable dans le temps et seuls les paramètres sodium et silice pourraient servir comme témoins très incertains d'une variabilité du chimisme de l'eau au cours du temps (cf. chapitre 4.2.5.4). Tous les autres paramètres chimiques et isotopiques ne montrent aucun indice de variabilité dans le temps ni par conséquent de mélange. Néanmoins quelques indices suggèrent un certain mélange avec l'eau de l'aquifère du Crétacé rencontré dans le forage de Noréaz-1. (1) Au cours du temps, il semble que quelques paramètres chimiques

aient très légèrement évolué en s'approchant du chimisme de l'eau de Noréaz (cf. chapitre 4.2.5.4 et figure 4.2.16). (2) Les essais de production au forage La Grève-1 d'Arkina ont créé un fort rabattement dans le forage de Noréaz-1, montrant ainsi l'appel d'eau de l'aquifère du Crétacé. (3) La pression artésienne au repos du forage Noréaz-1 est plus élevée que celle du forage La Grève-1 (SCHNEEMANN et al., 1991). Les enregistrements de la pression des deux forages par l'usine Arkina démontrent que cette différence existe toujours (figure 4.2.22). Le gradient naturel favorise donc la drainance de l'eau du Crétacé vers l'aquifère du Portlandien de La Grève-1. (4) Les teneurs relativement élevées en sodium, potassium, fluorure, lithium, iode et bore, et celles relativement basses en calcium et bicarbonate de l'eau de La Grève-1 d'Arkina comparée à toutes les autres eaux du Malm de la région d'Yverdon sont très compatibles avec un mélange avec l'eau de l'aquifère du Crétacé du forage Noréaz-1 (figure 4.2.30).

Il faut aussi relever le fait assez contradictoire que l'eau Arkina issue des dolomies du Portlandien contient moins de magnésium que l'eau d'origine mixte des calcaires du Séquanien et du Kimméridgien et des dolomies du Portlandien du forage F4: un faible apport d'eau de l'aquifère du Crétacé permet cependant de l'expliquer (figure 4.2.30).

4.2.7.4 Le forage géothermique F5 du Centre Thermal réalisé en 1998 (description sommaire)

Deux ans après l'élaboration du présent rapport, le projet de Forage profond F5 (VUATAZ et al., 1995 et MURALT et al., 1996) fut réalisé entre février et mai 1998 sur le site du Centre thermal d'Yverdon-les-Bains. Une description exhaustive de ce forage et l'interprétation finale de ses résultats géologiques et hydrogéologiques ne sont pas encore possibles à l'heure actuelle, car des travaux de stimulation du forage et des essais de production doivent encore être réalisés. Nous nous contentons donc d'un bref aperçu des résultats connus à ce jour. Une interprétation plus complète se trouve dans le rapport géologique et technique final du forage F5 (VUATAZ et al. 1999).

La cible géologique du forage était les couches du Bajocien à environ 1400 m de profondeur, qu'on admettait être de type calcaire (calcaire oolithique) par analogie avec le forage pétrolier de Treykovagnes. Ce forage de Treykovagnes se trouve au pied du Mont Chamblon à 3.5 km à l'ouest du Centre Thermal seulement (figure 4.2.1).

Malheureusement, une bonne partie de la lithologie du Bajocien s'est avérée d'être de type marno-calcaire et dans le reste du Bajocien qui est de type calcaire ou dolomitique, aucune venue d'eau n'a été rencontrée (figure 4.2.31). Ainsi, entre le forage de Treykovagnes, où une épaisseur de presque 200 m de calcaires a été rencontrée au niveau des couches du Bajocien (SHELL SWITZERLAND, 1979) et le site du Centre thermal, la lithologie du Bajocien change de manière prononcée. Les couches du Bajocien au droit du Centre thermal sont donc assez semblables à celles du

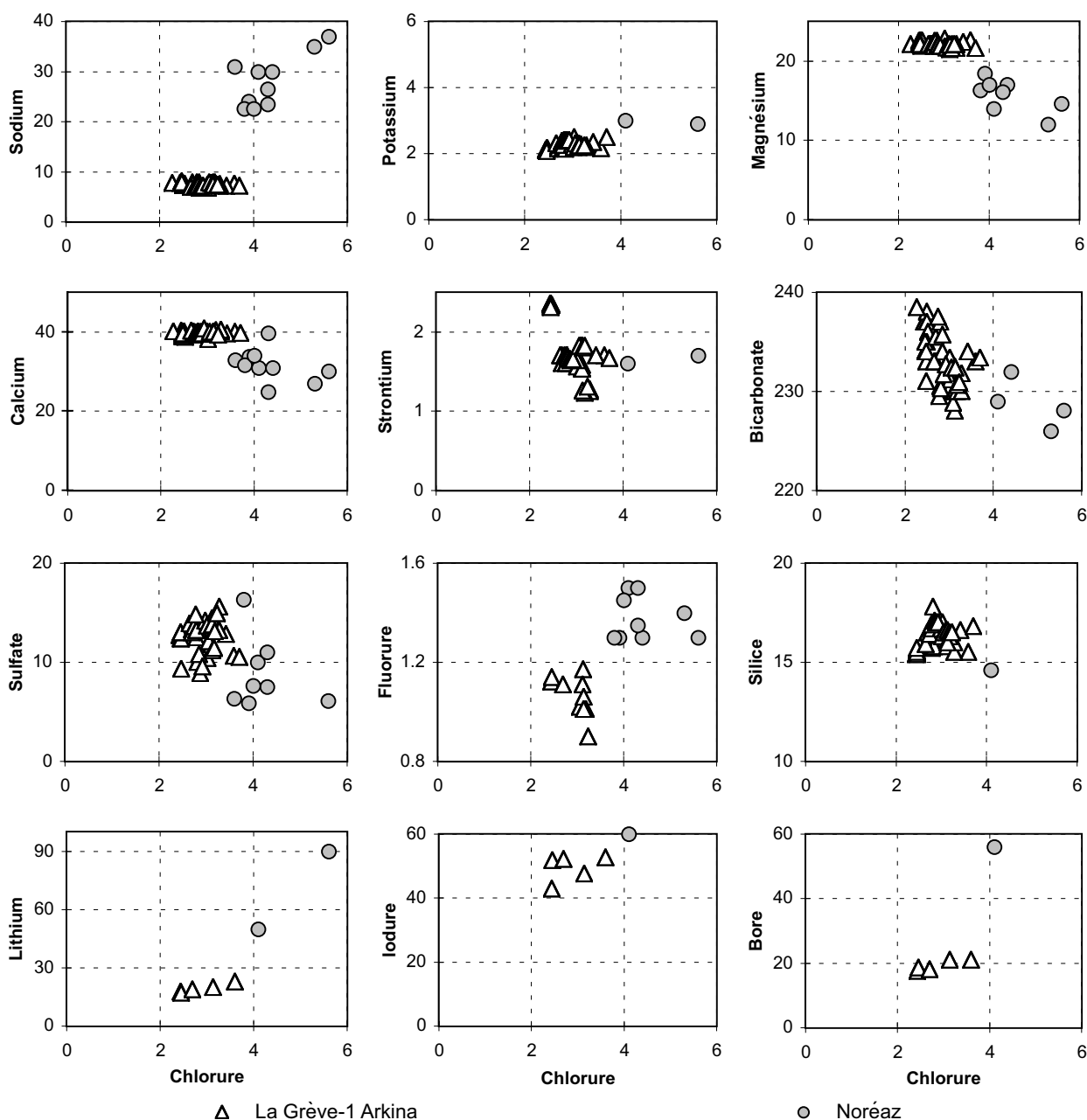


Figure 4.2.30: Relation entre le chlorure et différents paramètres chimiques des eaux thermales des forages La Grève-1 d'Arkina, à Yverdon-les-Bains et Noréaz-1. En comparaison avec la figure 4.2.26 on remarque que l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina est pour presque tous les paramètres décalée en direction de l'eau du forage Noréaz-1 par rapport au forage F4 (cf. figures 4.2.27 et 4.2.28). Les espèces majeures et mineures sont exprimées en mg/l, les éléments traces en µg/l.

forage d'Essertines, distant de 7 km au sud-est du Centre thermal. Malgré la présence de conditions tectoniques très favorables rencontrées tout au long du forage F5, la productivité du Dogger s'est révélée très faible.

Néanmoins, le forage F5 a rencontré deux venues d'eau thermique plus profondes que l'eau du Malm, exploitée par le forage F4 à la profondeur maximale de 495 m: l'une dans le Séquanien à la profondeur de 784 ± 20 m et l'autre dans les marno-calcaires du Bathonien à la profondeur de 1117 ± 20 m.

La venue supérieure à 784 m de profondeur se trouve derrière le tubage dans les calcaires du Séquanien. L'eau ne peut pénétrer le forage que grâce au fait, qu'à cet endroit-là le tubage est télescopé. Ainsi entre le tubage supérieur d'un diamètre de 8 5/8" et le tubage inférieur de 7" existe un espace annulaire que l'eau peut emprunter pour se déverser dans le forage. De plus, le tubage inférieur n'est apparemment pas complètement cimenté à cet endroit. L'eau est artésienne jaillissante et la venue fournit un débit artésien de quelques 20 à 40 l/min (tableau 4.2.9). La température à la profondeur de 784 m est de 40 °C.

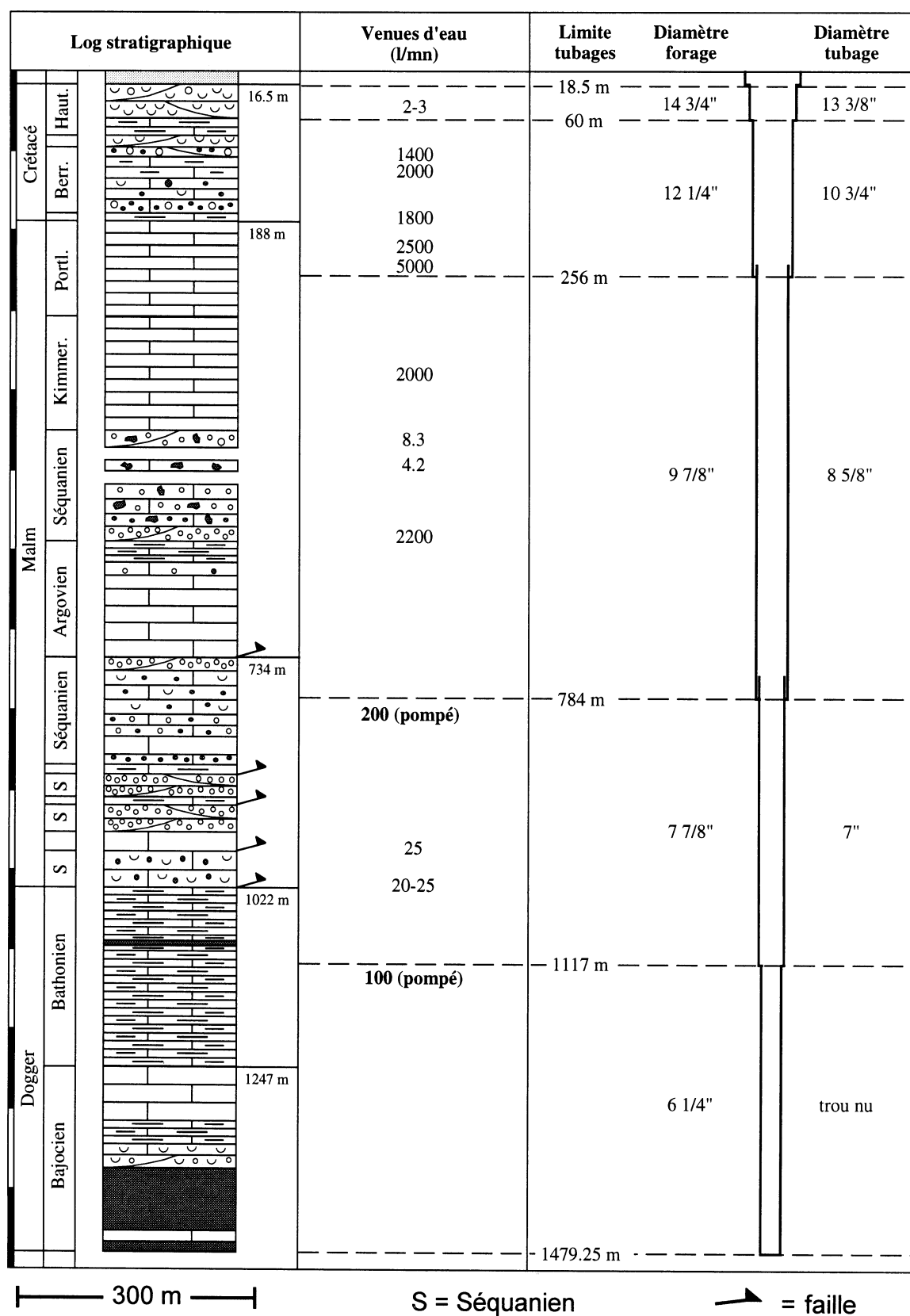


Figure 4.2.31: Coupe géologique et technique du forage F5 d'Yverdon-les-Bains (d'après VUATAZ et al., 1999).

Tableau 4.2.9: Analyses chimiques des deux venues profondes du forage F5 d'Yverdon-les-Bains. En raison du faible débit et des interactions vraisemblables avec les résidus d'acidification et de cimentation, les analyses ne sont pas de très bonne qualité (p.ex. les résultats de la silice sont certainement erronés). La teneur en fer relativement élevée de l'analyse de l'eau pompée indique vraisemblablement une oxydation du tubage. (Données tirées de VUATAZ et al., 1999).

Echantillon	Date	PH	Na	K	Mg	Ca	Fe	HCO ₃	Cl	F	SO ₄	SiO ₂	H ₂ S
5014 Débit artésien ¹⁾	2.6.98	8.92	24.4	5.1	13.0	20.1	0.03	126.4	26.4	2.1	3.4	0.4	présent
5013 Pompage ²⁾	1.6.98	7.02	205	6.2	16.8	67.7	1.02	302	236	3.2	21.6	5.3	présent

¹⁾ Cette analyse représente la venue de 784 m.

²⁾ Cette analyse représente la venue de 1117 m.

La venue inférieure à 1117 m de profondeur se trouve dans la partie non tubée du forage, dans les marno-calcaires du Bathonien. L'eau est également artésienne jaillissante mais son débit artésien n'a pas pu être déterminé. En régime de pompage elle fournit un débit d'environ 100 l/min. A la profondeur de 1117 m, la température de l'eau est de 45 °C. En raison des faibles débits, des résidus d'acidification et de certaines interactions avec le ciment du forage, les analyses chimiques existantes ne sont pas très représentatives de la formation aquifère et ne peuvent fournir que des indications (tableau 4.2.9).

Bien que le forage F5 soit un échec du point de vue quantitatif, il a prouvé l'existence de circulations d'eau plus profondes que celles connues dans le Malm au forage F4. Notamment l'eau des couches du Dogger semble démontrer un chimisme compatible avec les extrapolations du chimisme du fluide profond faites au chapitre 4.2.7.2. Néanmoins il serait prématuré de tirer des conclusions par rapport à ce fluide profond du Dogger sur la base du peu de résultats disponibles à ce jour. Il faudra attendre une surveillance hydrochimique à plus long terme afin de mieux connaître le chimisme de cette eau et ses relations avec les eaux moins profondes.

4.2.8 Température du réservoir

Les seuls minéraux à l'état de saturation ou sursaturation dans les eaux thermales de la région d'Yverdon-les-Bains sont la calcite, la dolomie, le quartz, la kaolinite et quelques minéraux du fer. La magnésite est à saturation dans les eaux des forages La Grève-1 d'Arkina et F4 du Centre thermal, la calcédoine s'approche de la saturation dans l'eau Arkina et elle est à saturation dans l'eau extrapolée de la source thermique qui ne contient pas d'eau de circulation rapide (cf. chapitre 4.2.7.2). Par rapport à tous les autres minéraux, les eaux thermales et subthermales sont nettement sous-saturées.

La simulation des eaux à des températures plus élevées pour trouver celle où les indices de saturation des minéraux

sursaturés et sous-saturés convergent vers l'indice de saturation $IS = 0$, met en évidence que seul le quartz et la kaolinite atteignent la saturation à des températures inférieures à 60 °C, mais les températures pour les deux minéraux ne sont pas les mêmes. Le quartz atteint l'équilibre à environ 20 °C pour l'eau du Cossaux, 47 °C pour le forage F4, 50 °C pour l'eau de la source thermique la moins diluée par de l'eau froide et 56 °C pour l'eau Arkina. Traduit en profondeur à l'aide du gradient géothermique de 3.5–4.0 °C/100 m (tableau 4.2.10) l'eau devrait avoir atteint une profondeur minimale de 250–300 m pour le Cossaux, 900–1050 m pour le forage thermal, 1000–1150 m pour la source thermique et 1150–1300 m pour le forage La Grève-1 d'Arkina.

Cette profondeur est tout-à-fait possible pour l'eau du Cossaux, mais la profondeur minimale de 1150 à 1300 m pour l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina semble très peu probable d'un point de vue géologique et hydrochimique. En effet, à ces profondeurs-là se trouvent les couches très peu perméables de l'Oxfordien et celles du Dogger supérieur. Au chapitre 4.2.7.2 nous avons démontré qu'une eau issue d'un aquifère du Dogger devrait être beaucoup plus minéralisée que l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina ne l'est.

Pour le Centre thermal l'apport d'un fluide profond du Dogger inférieur à travers les marnes de l'Oxfordien est suggéré, sa température atteindrait 50 à 60 °C dans la formation. Néanmoins, nous estimons que l'eau thermique du Centre thermal n'est pas en équilibre par rapport au quartz mais qu'elle s'approche de l'équilibre par rapport à la calcédoine. L'extrapolation de l'eau de la source thermique vers une composante ancienne atteint une température de 24.1 °C et une teneur en silice de 16.4 mg/l SiO₂. Cette teneur en silice dans l'eau de la source thermique est en équilibre parfait avec la calcédoine pour une température de 24.1 °C: cela signifie que l'eau de la source thermique s'écoule lentement vers la surface et qu'elle a le temps de se rééquilibrer thermiquement lors de la remontée. Dans les eaux du Centre thermal qui contiennent toujours une contribution de la composante jeune, la teneur en silice est en plus diluée par cette eau fortement sous-saturée par rapport à la calcédoine.

Tableau 4.2.10: Gradients géothermiques moyens calculés pour les forages La Grève-1 et F4. La température annuelle moyenne de surface est admise à 10 °C (d'après le gradient de température calculé au chapitre 4.2.7, la température ambiante moyenne à Yverdon serait de 9.5 °C. Nous admettons une augmentation de 0.5 °C pour l'influence du lac de Neuchâtel). La profondeur moyenne des venues d'eau dans le forage La Grève-1 est d'après les diagraphies d'environ 635 m (SCHNEEMANN et al., 1991), et dans le forage F4 du Centre thermal d'environ 470 m (GEOTEST, 1981–1982; 1984). Pour le calcul du gradient géothermique à partir des températures de l'eau mesurées en tête de puits, la perte de température pendant la remontée dans le forage n'a pas été prise en considération. Ces valeurs de gradient sont donc minimales. On remarque que le gradient au forage F4 est légèrement plus élevé qu'au forage La Grève-1.

Forage	Date	Profondeur de mesure (m)	Température diagraphie (°C)	Température de l'eau (°C)	Gradient géothermique (°C/100 m)
La Grève-1	1987	666.4	33.2		3.48
La Grève-1	1987	tête de puits (635)		32.8 ¹⁾	3.59
La Grève-1	01.10.1987	tête de puits (635)		32.0 ²⁾	3.47
La Grève-1	28.07.1994	tête de puits (635)		31.5 ³⁾	3.39
F4	29.09.1981	585	30.5		3.50
F4	01.10.1981	597	31.7		3.64
F4	01.10.1981	500	29.1		3.82
F4	18.12.1981	599	31.4		3.57
F4	18.12.1981	500	28.9		3.78
F4	30.04.1984	500	28.0		3.60
F4	07.05.1984	502.5	29.0		3.78
F4	21.03.1984	tête de puits (470)		28.9 ⁴⁾	4.02
F4	22.02.1994	tête de puits (470)		28.2 ³⁾	3.87

¹⁾ Température maximale mesurée en tête de puits pendant l'essai de débit ($Q = 22$ l/sec) (SCHNEEMANN et al., 1991).

²⁾ Température maximale mesurée plusieurs fois en tête de puits (écoulement artésien) (SCHNEEMANN et al., 1991).

³⁾ Température maximale mesurée en tête de puits entre juillet 1992 et décembre 1994 (écoulement artésien).

⁴⁾ Température maximale mesurée plusieurs fois en tête de puits (écoulement artésien) (CENTRE THERMAL, 1982–1995).

Pour la kaolinite, des températures d'équilibre de 30 °C (Le Cossaux), 31 °C (forage F4 et source thermique) et 36 °C (forage La Grève-1 d'Arkina) ont été calculées. Pour la source du Cossaux, cette température est très peu vraisemblable alors que pour les autres eaux ces températures sont très proches de celles mesurées au fond des forages. Les indices de saturation ne permettent donc pas d'envisager des températures beaucoup plus élevées que celles rencontrées au fond des forages et aux griffons des sources. Les géothermomètres cationiques et isotopiques n'indiquent également aucune température vraisemblable plus élevée que celle mesurée. Dans l'environnement minéralogique dominé par les minéraux carbonatés, seul les géothermomètres de la silice ne sont pas chimiquement perturbés. La température qu'indique le géothermomètre de la calcédoine est plus faible que celle mesurée en tête de forage, ce qui est la conséquence logique de la sous-saturation plus ou moins prononcée de la calcédoine dans toutes les eaux thermales et subthermales d'Yverdon-les-Bains (cf. chapitre 4.2.4). Comme à Delémont, une partie de l'eau dans l'aquifère du Malm possède un temps de séjour trop court pour s'équilibrer avec la calcédoine dans cet aquifère si pauvre en minéraux siliceux et seules les eaux anciennes (La Grève-1 d'Arkina et source thermique extrapolée pour

une teneur en chlorure de 72 mg/l) s'approchent ou atteignent la saturation par rapport à la calcédoine.

On peut donc conclure que la grande majorité de l'eau thermique à Yverdon n'a jamais été plus chaude que la température mesurée en fond de forage (30 à 32 °C). La remontée d'un fluide du Dogger ne peut pas être décelée à l'aide des géothermomètres en raison du système de mélange multicomposantes et du chimisme défavorable pour le fonctionnement des géothermomètres dans les eaux carbonatées.

4.2.9 Zone d'alimentation et conditions d'infiltration

4.2.9.1 Zone d'alimentation

Le bassin de Yverdon se trouvant au pied du Jura, il est a priori logique d'admettre que les eaux subthermales et thermales d'Yverdon s'infiltreront dans le Jura. Bien que la plaine de l'Orbe et particulièrement les sites de la source thermique d'Yverdon et des sources subthermales du Mont Chamblon (seuls exutoires naturels de circulations profondes connues dans la région) constitue une zone de drainage

Tableau 4.2.11: Valeurs moyennes et écart-types des isotopes stables dans les eaux de la région d'Yverdon.

Forage/Source	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	Excédent en deutérium <i>dex</i> (‰)	Nombre d'échantillons
Forage La Grève-1 d'Arkina	-10.65 ± 0.07	-74.31 ± 0.78	13.03 ± 0.97	9
Forage F4	-10.34 ± 0.09	-74.0 ± 1.11	10.81 ± 0.97	12
Source thermale	-10.52 ± 0.17	-74.46 ± 1.35	11.80 ± 0.72	12
Source Le Cossaux	-10.04 ± 0.16	-71.05 ± 1.08	11.26 ± 1.27	12
Source Les Fontanets	-10.25	-72.05	12.0	2
Forage Bevaix-Treytel	-10.22 ± 0.14	-72.6 ± 0.98	11.2 ± 1.54	4

Tableau 4.2.12: Altitude de recharge des eaux subthermales et thermales de la région d'Yverdon calculées à partir des différentes relations altitude/isotopes stables existants dans la littérature et définies dans cette étude (cf. chapitre 3.2.1). Pour le calcul des valeurs isotopiques de la source thermale extrapolées à des teneurs en chlorure de 3 mg/l (absence du fluide profond) et 72 mg/l (absence de la composante jeune) cf. chapitre 4.2.7.2 et tableau 4.2.7.

Equation	Altitude calculée (m)									
	Forage La Grève-1	Forage F4	Forage F4	Forage F4	Source thermale extrapolée	Source thermale	Source thermale extrapolée	Source Cossaux	Source Cossaux	Source Cossaux
	moy.	min.	moy.	max.	Cl=3mg/l	moy.	Cl=72mg/l	min.	moy.	max.
1	1230	980	1070	1140	1030	1160	1430	770	920	1050
2	1090	930	1070	1220	990	1100	1300	810	890	1020
3	1130	850	960	1000	900	1060	1350	620	790	930
4	700	520	590	610	560	650	840	370	480	570
5	600	450	580	710	510	610	780	340	420	530
6	930	780	840	860	810	890	1060	660	750	820
6a	1080	870	950	990	920	1030	1250	700	830	930
7	1200	1030	1100	1120	1070	1150	1330	900	1000	1080
8	1130	990	1110	1240	1050	1140	1320	880	960	1070
9	1380	700	1030	1260	1120	1190	1380	730	1110	1430

1) KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Jura central (^{18}O); 2) KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Jura central (^2H); 3) BLAVOUX et al. (1979), Jura central et français (^{18}O); 4) KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Plateau suisse (^{18}O); 5) KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Plateau Suisse (^2H); 6) KERN (1982), région d'Yverdon (^{18}O); 6a) KERN (1982) et DUBOIS & FLÜCK (1985) combinés (^{18}O); 7) MURALT (cette étude), région d'Yverdon (^{18}O); 8) MURALT (cette étude), région d'Yverdon (^2H); 9) MURALT (cette étude), région d'Yverdon (*dex*).

régional, la chimie des eaux, les gradients hydrauliques et la faible perméabilité des sédiments limono-argileux molassiques rendent très peu probable une alimentation importante à travers la Molasse.

Une alimentation par de l'eau provenant des Alpes peut également être exclue pour des raisons hydrauliques, hydrochimiques et par le manque d'indices de température élevée de l'eau lors de son séjour souterrain (cf. chapitre 4.2.8). La zone principale de recharge vraisemblable est donc à chercher sur le flanc de la première chaîne du Jura, dans les calcaires du Malm affleurants.

Les analyses des isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^2H) confirment ces réflexions: toutes les valeurs sont proches de celles de la source karstique des Fontanets à La Mothe et le forage subthermal de Bevaix, les deux étant certainement alimentés par des eaux du Jura (tableau 4.2.11). En admettant que les eaux subthermales et thermales de la région d'Yverdon se sont infiltrées sous des conditions climatiques plus ou moins identiques à celles d'aujourd'hui (cf. plus bas dans ce chapitre), on peut calculer l'altitude moyenne de la zone d'alimentation à l'aide des différentes relations entre l'altitude du bassin versant et les teneurs en isotopes stables de l'eau (tableau 4.2.12).

Tableau 4.2.13: Valeurs retenues de l'altitude de recharge des eaux subthermales et thermales de la région d'Yverdon. Les valeurs retenues sont les moyennes arithmétiques des résultats obtenues par les équations (1), (2), (3), (6a), (7) et (8) du tableau 4.2.12. Les valeurs minimales et maximales sont également données. On remarque, que les altitudes moyennes du bassin versant des eaux suivantes sont absolument identiques: Forage F4 altitude minimale; source thermique extrapolée à 3 mg/l de chlorure (absence de fluide profond), Le Cossaux altitude maximale. De plus cette altitude est identique aux altitudes calculées pour l'eau subthermale du forage de Bevaix-Treytel et l'eau froide de la source Les Fontanets non représentées dans ce tableau. Ces altitudes ne peuvent être considérées que si l'on admet que le climat existant lors de l'infiltration des eaux était identique à celui d'aujourd'hui.

Altitude calculée (m)									
Forage La Grève-1	Forage F4	Forage F4	Forage F4	Source thermique extrapolée	Source thermique	Source thermique extrapolée	Source Le Cossaux	Source Le Cossaux	Source Le Cossaux
moyenne	min.	moyenne	max.	Cl = 3 mg/l	moyenne	Cl = 72 mg/l	min.	moyenne	max.
1150	1000	1050	1120	1000	1070	1330	780	900	1000

Les altitudes calculées avec les équations (1) et (2) de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) pour le Jura central et celles définies dans cette étude (7) et (8) coïncident très bien pour l'oxygène-18 et le deutérium (cf. chapitre 3.2.1; tableau 4.2.12). Cette coïncidence est logique parce que les droites de corrélation de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) et celles définies dans cette étude se croisent dans la région des valeurs isotopiques des eaux du Cossaux, Arkina et du Centre thermal. Les altitudes calculées avec les équations (4) et (5) valables pour le Plateau Suisse (KULLIN & SCHMASSMANN, 1991) sont beaucoup trop basses pour être vraisemblables. Celles calculées avec les équations (3) de BLAVOUX et al., (1979) et (6) de KERN (1982) sont inférieures aux altitudes calculées avec les équations de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) pour le Jura central et celles définies dans cette étude, mais elles sont tout à fait possibles.

Les altitudes calculées avec les équations (1) et (2) de KULLIN & SCHMASSMANN (1991), (3) de BLAVOUX et al. (1979), (7) et (8) définies dans cette étude et l'équation (6a) combinée de KERN (1982) avec les analyses du forage de Bevaix de DUBOIS & FLÜCK (1985) sont identiques à l'intérieur des limites d'erreur analytique et statistique. Cela nous amène à retenir les valeurs moyennes de ces méthodes et qui sont présentées dans le tableau 4.2.13.

La source karstique des Fontanets à La Mothe fonctionne comme trop-plein de l'aquifère du Malm au contact de celui-ci avec les marnes et les calcaires marneux peu perméables du Crétacé. On peut donc admettre que son eau représente isotopiquement et chimiquement plus ou moins le mélange des eaux dans l'aquifère du Malm du versant de la première chaîne du Jura, toujours en tenant compte d'une certaine influence de l'infiltration locale, rapide et directement liée à la source. On peut admettre que l'eau du forage de Bevaix-Treytel représente elle-aussi une composition isotopique moyenne des eaux s'infiltrant dans l'aquifère du Malm de la première chaîne du Jura, d'autant plus que les

résultats des analyses isotopiques des eaux du forage de Bevaix-Treytel sont identiques à celles de la source des Fontanets.

Etant donné que la presque totalité de l'eau profonde de l'aquifère captif du Malm d'Yverdon doit s'être infiltrée dans les affleurements du Malm de la première chaîne du Jura, ces eaux doivent également représenter le mélange des eaux de l'aquifère karstique libre du Malm. Tandis que leur composition chimique évolue au cours de l'écoulement souterrain, leur composition isotopique doit rester inchangée pour les isotopes stables de l'eau. Ainsi les isotopes stables de l'eau doivent avoir approximativement les mêmes teneurs dans la source karstique des Fontanets, le forage de Bevaix-Treytel, les sources subthermales du Mont Chamblon et les eaux thermales d'Yverdon-les-Bains.

En effet, les valeurs de l'oxygène-18 et du deutérium sont identiques à l'intérieur des limites de l'erreur analytique pour la source des Fontanets, le forage de Bevaix-Treytel, l'eau de la source haute du Cossaux la moins diluée par la perte de la Feurtille, l'eau du forage F4 la moins enrichie par la composante profonde du Dogger et l'eau de la source thermique dépourvue de sa composante profonde du Dogger. On peut en conclure, que les eaux subthermales du Mont Chamblon non diluées par la perte de La Feurtille et celles du Centre thermal sans présence de la composante profonde ont une origine commune dans des conditions climatiques identiques.

L'altitude minimale du bassin versant calculée pour un échantillon de la source haute du Cossaux (780 m) indique très nettement l'influence des eaux de la perte de La Feurtille (altitude moyenne du bassin versant d'environ 615 m) et du Mont Chamblon (altitude maximale du Mont Chamblon = 552 m) lors des crues. Les altitudes maximales du bassin versant calculées pour les eaux du Centre thermal

Tableau 4.2.14: Résultats des analyses de gaz des eaux thermales à Yverdon. Les résultats sont indiqués en $\text{cm}^3 \text{STP}$. Le CO_2 correspond à la somme totale du carbone inorganique dissous (TDIC).

Echantillon	N_2	O_2	CO_2	CH_4	He	Ne	Ar	Kr	Xe
Arkina; 18.11.87 ¹⁾	$2.03 \cdot 10^{-2}$	$5.6 \cdot 10^{-6}$	$0.94 \cdot 10^{-1}$	$8.41 \cdot 10^{-5}$	$8.09 \cdot 10^{-7}$	$3.19 \cdot 10^{-7}$	$4.40 \cdot 10^{-4}$	$0.97 \cdot 10^{-7}$	$1.46 \cdot 10^{-8}$
Arkina; 10.9.93	$2.20 \cdot 10^{-2}$	$1.0 \cdot 10^{-4}$	$0.95 \cdot 10^{-1}$	$1.80 \cdot 10^{-4}$	$8.58 \cdot 10^{-7}$	$3.06 \cdot 10^{-7}$	$5.0 \cdot 10^{-4}$	–	–
Arkina; 26.9.94	–	–	–	–	$9.71 \cdot 10^{-7}$	$3.17 \cdot 10^{-7}$	$4.59 \cdot 10^{-4}$	$1.03 \cdot 10^{-7}$	$1.43 \cdot 10^{-8}$
Noréaz-1; 15.10.84 ¹⁾	$2.15 \cdot 10^{-2}$	$3.5 \cdot 10^{-7}$	$0.82 \cdot 10^{-1}$	$1.61 \cdot 10^{-3}$	$6.69 \cdot 10^{-7}$ $15.6 \cdot 10^{-7}$	$3.69 \cdot 10^{-7}$	$4.75 \cdot 10^{-4}$	$1.10 \cdot 10^{-7}$	$1.48 \cdot 10^{-8}$
F4; 26.3.83 ²⁾	–	–	–	–	$14.0 \cdot 10^{-7}$	$3.8 \cdot 10^{-7}$	$6.6 \cdot 10^{-4}$	$1.20 \cdot 10^{-7}$	$1.7 \cdot 10^{-8}$
F4; 10.9.93	$1.80 \cdot 10^{-2}$	$1.3 \cdot 10^{-4}$	$1.01 \cdot 10^{-1}$	$4.50 \cdot 10^{-4}$	$8.83 \cdot 10^{-7}$	$2.84 \cdot 10^{-7}$	$3.3 \cdot 10^{-4}$	–	–
F4; 26.9.94	–	–	–	–	$2.3 \cdot 10^{-7}$	$3.45 \cdot 10^{-7}$	$5.01 \cdot 10^{-6}$	$1.11 \cdot 10^{-7}$	$1.54 \cdot 10^{-8}$
S. thermale; 26.3.83 ²⁾	–	–	–	–	$5.5 \cdot 10^{-7}$ $4.0 \cdot 10^{-7}$	$3.0 \cdot 10^{-7}$ $2.1 \cdot 10^{-7}$	$5.6 \cdot 10^{-4}$ $4.06 \cdot 10^{-4}$	$0.86 \cdot 10^{-7}$ $0.78 \cdot 10^{-7}$	$1.0 \cdot 10^{-8}$ $1.2 \cdot 10^{-8}$
S. thermale; 10.9.93	$2.20 \cdot 10^{-2}$	$6.0 \cdot 10^{-4}$	$0.90 \cdot 10^{-1}$	$1.33 \cdot 10^{-3}$	$1.36 \cdot 10^{-6}$	$2.54 \cdot 10^{-7}$	$3.2 \cdot 10^{-4}$	–	–
S. thermale; 26.9.94	–	–	–	–	$7.67 \cdot 10^{-7}$	$2.65 \cdot 10^{-7}$	$4.27 \cdot 10^{-4}$	$0.96 \cdot 10^{-7}$	$1.38 \cdot 10^{-8}$

¹⁾ Analyse de SCHNEEMANN et al. (1991).

²⁾ Analyse de DUBOIS & FLÜCK (1985).

indiquent que le bassin versant du fluide profond se trouve à une altitude d'au moins 1300 m ou alors que cette eau s'est infiltrée dans un climat plus froid que le notre. L'altitude plus élevée calculée pour le bassin versant de l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina que celle admise comme représentative de l'aquifère profond du Malm (1000 m) (cf. plus haut dans ce paragraphe) peut être expliquée par trois hypothèses:

- 1) L'eau Arkina s'est vraiment infiltrée de préférence sur la partie élevée de la chaîne du Chasseron.
- 2) L'eau Arkina (ou une partie de cette eau) s'est infiltrée dans des conditions climatiques plus froides qu'aujourd'hui (différence de température d'environ 0.8°C , cf. chapitre 4.2.9.2).
- 3) L'eau Arkina contient une certaine quantité d'eau de l'aquifère du Crétacé, dont l'analyse isotopique au forage Noréaz-1 a fourni des valeurs de -11.14‰ pour l'oxygène-18 et de -78.6‰ pour le deutérium (SCHNEEMANN et al., 1991). Ces valeurs pour le forage de Noréaz indiquent une altitude du bassin d'alimentation à 1350 m, ce qui semble être impossible pour une eau s'étant infiltrée dans les couches du Crétacé de la première chaîne du Jura. Celles-ci affleurent à une altitude de 500 à 700 m environ. De plus, l'analyse des gaz nobles du forage Noréaz-1 (SCHNEEMANN et al., 1991) indique un climat plus froid qu'aujourd'hui lors de l'infiltration de cette eau.

4.2.9.2 Conditions d'infiltration

La température ambiante moyenne lors de l'infiltration des eaux thermales d'Yverdon-les-Bains a été déterminée par l'analyse des gaz nobles des forages La Grève-1 d'Arkina et F4 du Centre thermal ainsi que de la source thermale. D'autres analyses des gaz nobles des mêmes points d'eau et du forage Noréaz-1 ont été réalisées précédemment, par DUBOIS & FLÜCK (1985) et SCHNEEMANN et al. (1991) (tableaux 4.2.14 et 4.2.15).

Le rapport azote/argon est de 44 pour l'eau Arkina, 45 pour celle de Noréaz-1, 55 pour le forage F4 et 69 pour la source thermale. Alors que les valeurs pour les eaux Arkina et Noréaz-1 sont très proches de celles d'une eau saturée en gaz en équilibre avec l'atmosphère (valeur autour de 38), les valeurs des eaux du Centre thermal sont trop élevées. Comme l'eau du Centre thermal d'Yverdon-les-Bains est dans sa plus grande partie plus ancienne que l'influence anthropogène sur le cycle de l'azote, l'eau a probablement toujours été pauvre en nitrate, et la teneur élevée en azote ne peut pas être expliquée par la réduction du nitrate en azote. Ce rapport entre azote et argon peut indiquer soit une présence d'air en excès, typique pour une recharge karstique (MAZOR, 1991), soit la décomposition de matière organique dans l'aquifère qui peut libérer de l'azote. Les teneurs assez élevées en iode et bromure dans la source thermale essentiellement (cf. chapitre 4.2.7.2) pourraient favoriser

Tableau 4.2.15: Températures d'infiltration des eaux thermales de l'aquifère captif du Malm à Yverdon calculées au moyen des teneurs en gaz nobles. Les quantités de gaz nobles dissous ont été corrigées pour l'air en excès et pour l'effet d'altitude (cf. tableau 4.2.13). Les gaz nobles sont exprimés en cm^3 STP, les températures en $^{\circ}\text{C}$. Les analyses du forage F4 du Centre thermal et de l'échantillon du 26.3.1983 de la source thermique ne sont pas représentées, les résultats indiquant un dégazage lors du prélèvement (cf. texte).

Echantillon		Néon	Argon	Krypton	Xénon	Moyenne
Arkina 18.11.1987	Quantité mesurée	$3.19 \cdot 10^{-7}$	$4.40 \cdot 10^{-4}$	$0.97 \cdot 10^{-7}$	$1.46 \cdot 10^{-8}$	6.04±0.51
	Quantité corrigée	$1.871 \cdot 10^{-7}$	$3.72 \cdot 10^{-4}$	$0.890 \cdot 10^{-8}$	$1.392 \cdot 10^{-8}$	
	Température	6.04	6.28	6.61	5.25	
Arkina; 26.9.1994	Quantité mesurée	$3.17 \cdot 10^{-7}$	$4.59 \cdot 10^{-4}$	$1.03 \cdot 10^{-7}$	$1.43 \cdot 10^{-8}$	5.40±0.20
	Quantité corrigée	$1.88 \cdot 10^{-7}$	$3.93 \cdot 10^{-4}$	$0.943 \cdot 10^{-7}$	$1.368 \cdot 10^{-8}$	
	Température	5.4	5.13	5.38	5.68	
Noréaz-1 15.10.1984	Quantité mesurée	$3.69 \cdot 10^{-7}$	$4.75 \cdot 10^{-4}$	$1.10 \cdot 10^{-7}$	$1.48 \cdot 10^{-8}$	3.61±0.84
	Quantité corrigée	$1.865 \cdot 10^{-7}$	$3.81 \cdot 10^{-4}$	$0.988 \cdot 10^{-7}$	$1.388 \cdot 10^{-8}$	
	Température	3.61	4.03	2.27	4.51	
Source thermale; 26.9.1994	Quantité mesurée	$2.65 \cdot 10^{-7}$	$4.27 \cdot 10^{-4}$	$0.96 \cdot 10^{-7}$	$1.38 \cdot 10^{-8}$	6.07±0.54
	Quantité corrigée	$1.866 \cdot 10^{-7}$	$3.877 \cdot 10^{-4}$	$0.9122 \cdot 10^{-7}$	$1.344 \cdot 10^{-8}$	
	Température	6.07	5.2	6.38	6.64	

Tableau 4.2.16: Stations utilisées pour le calcul du gradient de température de la région d'Yverdon-les-Bains. Données de SCHÜEPP (1960) et JORNOD (1995).

Station	Altitude (m)	Période de mesure	Température moyenne ($^{\circ}\text{C}$)
Neuchâtel	487	1901–1980	9.2
Valeyres-sous-Rances	505	1887–1938	9.0
Ste. Croix	1090	1864–1875 1901–1906	5.8
Chaumont	1134	1864–1960	5.55
Le Chasseron	1595	1946–1960	2.7

la deuxième hypothèse. Les analyses du CO_2 confirment la mesure du pH et l'analyse du bicarbonate. Les faibles teneurs en oxygène sont l'indice d'une petite contamination par de l'air lors du prélèvement. Le méthane (CH_4) est assez fortement présent dans les échantillons de Noréaz-1 et de la source thermique. Ce méthane peut être le produit de la décomposition de la matière organique sous des conditions fortement réductrices (méthanogénèse), ou provenir

d'un petit réservoir de gaz naturel à plus grande profondeur. Il faut savoir que les isotopes du carbone peuvent être influencés par le méthane, quelque soit son origine.

Après les corrections pour l'air en excès et la solubilité plus faible des gaz nobles à l'altitude de recharge admise des eaux (cf. paragraphe précédent), les quatre gaz nobles néon, argon, krypton et xénon donnent des températures d'infiltration assez différentes pour les différentes eaux analysées (tableau 4.2.15).

Les analyses du forage F4 et celle de la source thermique du 26.3.1983 ne sont pas présentées dans le tableau 4.2.15 pour plusieurs raisons. Les analyses de DUBOIS & FLÜCK (1985) du forage F4 et de la source thermique indiquent un dégazage lors du prélèvement, probablement suivi d'une contamination par de l'air ou des problèmes analytiques. Ainsi les températures calculées pour les différents gaz nobles du même échantillon diffèrent très fortement et les teneurs en argon sont très élevées surtout pour l'analyse du forage F4.

L'analyse du forage F4 (FB-40) du 26.9.1994 indique également un fort dégazage lors du prélèvement, surtout visible dans la concentration en argon qui est très faible. Le dégazage affecte surtout les teneurs en gaz légers tels que le néon et l'argon, alors que krypton et xénon gardent mieux leur teneurs initiales. Le dégazage a par contre comme conséquence une sous-estimation de la correction pour l'air en excès et une température déduite pour le krypton et le

xénon probablement trop basse. On retiendra comme valeur indicative la température de 4.3 °C indiquée par le xénon de l'échantillon FB-40 corrigé pour l'effet d'altitude à 1000 m et l'air en excès déduit de la concentration du néon.

Pour comparer les températures lors de l'infiltration, un gradient de température a été calculé pour la région d'Yverdon-les-Bains avec les données climatiques de plusieurs stations (tableau 4.2.16). La corrélation entre l'altitude et la température des cinq stations est décrite par l'équation:

$$T(^{\circ}\text{C}) = -0.00577 \cdot \text{altitude (m)} + 12$$

$$r = -0.999$$

Le gradient de température est donc de 0.58 °C par 100 m. La température de 6.04 °C de l'échantillon Arkina du 18.11.1987 (SCHNEEMANN et al., 1991) correspond donc à une altitude de 1030m, celle de 5.40 °C de l'échantillon FA-40 correspond à une altitude de 1140 m, identique à celle de 1150 m déterminée avec les isotopes stables de l'eau. L'eau du forage La Grève-1 d'Arkina s'est donc infiltrée dans des conditions climatiques identiques aux nôtres si l'on accepte que l'altitude de recharge est d'environ 1150 m. Si par contre on admet une altitude de recharge d'environ 1000 m (cf. chapitre 4.2.9.1), l'eau se serait infiltrée dans des conditions climatiques d'au maximum 0.8 °C plus froides qu'aujourd'hui. Cette différence ne se trouve non seulement à l'intérieur des limites d'erreur analytiques mais également dans la variabilité naturelle de la température ambiante au cours des dernières quelques centaines et milliers d'années.

La température de 6.07 °C obtenue pour l'échantillon SB-40 de la source thermale correspond à une altitude de 1030 m, valeur identique à l'altitude déterminée avec les isotopes stables, ainsi qu'à celle de la source karstique des Fontanets, du forage de Bevaix-Treytel et de la composante profonde de la source subthermale du Cossaux (cf. chapitre 4.2.9.1). L'eau de la source thermale s'est donc également infiltrée sous des conditions climatiques identiques aux nôtres.

La température très basse de 4.3 °C obtenue pour le forage F4 indiquerait une altitude de recharge de 1330 m, non compatible avec les analyses des isotopes stables de l'eau. D'une part les eaux du forage F4 et de la source thermale proviennent du même aquifère et la répartition des différentes composantes du mélange est très similaire pour les deux échantillons du forage F4 et de la source thermale analysés. D'autre part les valeurs contradictoires obtenues avec les isotopes stables et le krypton indiquent que l'échantillon du forage F4 a vraiment été soumis à un dégazage lors du prélèvement, et que par conséquent la correction pour l'air en excès n'a pas pu être effectuée correctement.

La température de 3.61 °C pour l'eau Noréaz-1 indique une altitude de recharge de 1450 m en admettant un gradient de température identique à celui d'aujourd'hui. Comme déjà

mentionné au chapitre 4.2.9.1, cette altitude n'est pas compatible avec les affleurements du Crétacé de la première chaîne du Jura, qui se trouvent entre 500 et 700 m. Ainsi on peut admettre, que l'eau du forage Noréaz-1 s'est infiltrée dans un climat plus froid d'environ 5 °C par rapport à aujourd'hui, et que cette eau serait donc de l'âge glaciaire.

4.2.10 Temps de séjour souterrain

4.2.10.1 Les sources du Mont Chamblon

Le débit des sources subthermales du Mont Chamblon est si élevé qu'un temps de séjour souterrain moyen plus élevé que quelques dizaines d'années est peu probable, sans devoir admettre un réservoir souterrain de taille immense. Plusieurs indices indépendants suggèrent que le temps de séjour souterrain de l'eau subthermale n'est pas très long, mais vraisemblablement supérieur à celui des eaux froides:

- La température de l'eau subthermale n'est pas très élevée mais exige quand même un certain temps de séjour minimal pour descendre à une profondeur de quelques 200 à 300 m et d'atteindre l'équilibre thermique avec la roche de l'aquifère.
- Le chimisme de l'eau profonde par rapport à celui des sources karstiques indique quelques processus témoignant d'un temps de séjour plus élevé que celui des eaux froides: enrichissement en magnésium et appauvrissement en calcium par dissolution incongruente de la dolomite, léger enrichissement en strontium et en silice, dénitrification et disparition partielle de l'oxygène dissous.
- En plus de ces indices physico-chimiques indirects, les isotopes radioactifs tritium et carbone-14 n'indiquent pas avec certitude un temps de séjour plus important que celui des eaux de type karstique.

Tritium

Etant donné que la perte de La Feurtille influence les sources du Mont Chamblon, la teneur en tritium de l'eau s'y infiltrant a été analysée (cf. analyses en annexe). Calculée avec un modèle de type exponentiel, l'eau de surface qui entre la perte a un âge moyen de huit ans.

L'âge moyen de l'eau de la petite source du Rouleguet calculé avec un modèle de type exponentiel (EM) est de six ans environ alors que pour la source de La Prairie à Yverdon un âge moyen entre 9 et 15 ans résulte des différents modèles utilisés. Ces âges assez élevés et les teneurs en tritium correspondantes plus élevées que la concentration dans les précipitations actuelles soulèvent la question si ces teneurs en tritium sont naturelles (avec les restes du tritium produit lors des essais thermonucléaires inclus) ou contaminées par du tritium industriel (cf. chapitre 4.1.10). La source karstique des Fontanets peut aider à décider si ces âges sont raisonnables ou s'il est vraisemblable qu'ils soient modifiés par une contamination par du tritium indus-

triel. Son comportement karstique, sa température très basse, son débit énorme et les résultats d'un essai de traçage prouvent que son eau est très jeune (JEANNIN & WACKER, 1984). Un modèle combiné de deux écoulements, l'un de type exponentiel/piston-flow et l'autre de type piston-flow (modèle EM/PF-PF, cf. chapitre 3.2.3), fournit un âge moyen de 1.5 ans pour l'eau de cette source. Cette eau est donc vraiment récente, et l'on peut admettre qu'une contamination par du tritium industriel dans la région d'Yverdon-les-Bains est peu probable.

Il s'est avéré impossible de dater la source haute du Cossaux à l'aide du tritium bien que nous disposions de mesures de plusieurs années réparties sur 15 ans (1981, 1983, 1992–1995; cf. analyses en annexe). Des simulations avec des modèles d'écoulement simples de type EM, LM, PF ou des modèles combinés LM/PF, EM/PF fournissent tous des âges moyens entre 1.5 et 4 ans. En raison du débit élevé et de la température subthermale de 14 °C observée, ces âges ne sont pas plausibles parce que l'eau n'aurait pas assez de temps pour se réchauffer. Dans le forage de Malleray Les Rosiers, profond de 485.5 m par exemple, l'eau est seulement de 2 à 3 °C plus chaude que la température ambiante, bien que le temps de séjour souterrain d'environ un tiers de cette eau soit de quelques dizaines d'années (cf. chapitre 4.1.10).

D'autres simulations en admettant qu'une composante est dépourvue de tritium (ce que nous ignorons) fournissent un âge moyen de la partie tritiée de l'eau entre 4 et 20 ans et des pourcentages de la composante sans tritium entre 5 et 60%. D'autres simulations encore, en admettant une composante de type piston-flow avec un âge moyen de huit ans et qui représente 10% de l'écoulement total (cette composante correspond à l'eau de la perte de La Feurtille), fournissent un âge de seulement trois ans pour les autres 90% de l'eau de la source haute du Cossaux.

En résumé il faut conclure que le système de mélange des sources subthermales du Mont Chamblon contient trop de composantes d'écoulement différentes pour que les simulations puissent fournir des résultats fiables et sans ambiguïté. Cependant, les valeurs de tritium permettent d'exclure un âge très élevé pour la composante profonde subthermale.

Le forage subthermal de Bevaix-Treytel possède des teneurs en tritium assez similaires à la source du Cossaux mais légèrement plus élevées. Un modèle simple de type EM fournit un âge moyen de l'eau de 58 ans. Un modèle combiné de type EM/PF-PF fournit des âges de la composante de type exponentiel/piston-flow entre 25 et 70 ans en admettant un âge entre 1 et 3 ans pour la composante de type piston-flow. La composante de type piston-flow ferait entre 30 et 80% du débit total. Des modèles combinés de deux écoulements parallèles PF/PF ou EM/PF avec une composante PF très jeune de l'ordre de 1 à 5 ans fournissent les résultats mathématiquement les meilleurs mais laissent le choix entre une multitude de solutions possibles. Pour une

composante PF d'un âge de 1 an, la deuxième composante PF serait de 24 ans et son pourcentage au débit total de 16%, une composante EM aurait un âge de 26 ans et un pourcentage au débit total de 33%. Nous retrouvons donc des âges similaires aux forages dans le karst de la région de Delémont.

Isotopes du carbone

Nous disposons de cinq analyses des isotopes du carbone de la source haute du Cossaux, dont deux tirées de DUBOIS & FLÜCK (1985) (tableau 4.2.18). A titre de comparaison et pour déterminer la teneur en isotopes du carbone d'une eau certainement récente, un échantillon de la source karstique des Fontanets ainsi qu'un échantillon du forage de Bevaix ont également été analysés. La comparaison des cinq analyses de la source haute du Cossaux fait apparaître plusieurs observations:

- La grande stabilité du mélange d'eaux dans la source haute du Cossaux est confirmée par le carbone-14.
- Le ^{14}C a légèrement diminué par rapport aux analyses de 1983. Cette diminution reflète la diminution de l'activité du ^{14}C dans l'atmosphère après l'arrêt des essais thermonucléaires dans l'atmosphère et donc l'influence de l'eau plus récente que 1953 environ.
- La grande différence entre les valeurs isotopiques de l'eau de la source des Fontanets d'une part et des eaux de la source haute du Cossaux et du forage de Bevaix-Treytel d'autre part démontre la grande influence de réactions chimiques et d'échange isotopique sur la composition isotopique du carbone inorganique des eaux dans les aquifères carbonatés. Dans le cas de l'eau du Cossaux et de Bevaix-Treytel c'est vraisemblablement surtout la dissolution incongruente de la dolomite dans le Portlandien qui est responsable de la diminution de l'activité du ^{14}C et de l'augmentation de la valeur du $\delta^{13}\text{C}$. Cette hypothèse a été testée par une simulation avec le logiciel NETPATH (PLUMMER et al., 1993), mais on ne peut pas exclure avec certitude que l'enrichissement en magnésium n'est pas due à un échange ionique du calcium par le magnésium et que l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ ne se fait pas par échange isotopique avec la roche.
- En admettant qu'il y a une relation linéaire entre la diminution de l'activité du ^{14}C et l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ dans les eaux récentes de la région d'Yverdon-les-Bains, on peut extrapoler la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ pour une activité du ^{14}C de 0 pcm. Cette valeur est de -5.0‰ et donc très proche de celle du forage La Grève-1 d'Arkina (cf. chapitre 4.2.10.3).
- Le $\delta^{13}\text{C}$ de l'analyse du 10 septembre 1993 est nettement plus bas par rapport aux autres analyses. Cette série d'analyses a fourni des valeurs plus basses que les autres séries d'analyses pour presque toutes les eaux analysées et cette valeur n'est donc pas prise en considération pour l'interprétation.
- L'activité du ^{14}C et le $\delta^{13}\text{C}$ de la source haute du Cossaux et de l'eau récente du forage de Bevaix-Treytel sont identiques. L'eau du Cossaux ne contient donc pas

de composante vraiment ancienne, et sa totalité doit être considérée comme récente. Au moyen d'une simulation avec le logiciel NETPATH (PLUMMER et al., 1993) en prenant comme eau initiale celle de la source des Fontanets, on obtient un âge radiométrique maximal de 1700 ans pour l'eau du Cossaux. Tous les autres modèles de correction de l'activité initiale A_0 du ^{14}C , incorporés dans le logiciel NETPATH (PLUMMER et al., 1993) fournissent pour toutes les analyses de la source du Cossaux des âges négatifs à l'exception du modèle de VOGEL (1970). La grande incertitude sur les vrais valeurs initiales de l'activité du ^{14}C et du $\delta^{13}\text{C}$ nous interdit de juger si l'âge radiométrique maximal de 1700 ans est vraiment significatif ou non.

4.2.10.2 Les eaux du Centre thermal

La partie de l'aquifère multicouche du Malm entre le Mont Chamblon et le Centre thermal n'a connu que la source thermale comme exutoire naturel jusqu'en 1981. Le débit moyen de cette source est assez petit avec environ 5–7 m³/h. Il est donc logique d'admettre que la composante chaude de l'aquifère du Malm possède un temps de séjour souterrain élevé. Plusieurs indices indépendants confirment cette hypothèse:

- La température de l'eau profonde est conforme à un gradient géothermique élevé entre 3.50 et 4.02 °C/100 m (cf. chapitre 4.2.8). Ce gradient élevé exprimé par la température de l'eau du forage F4 n'est compatible qu'avec un temps de séjour souterrain prolongé de l'eau.
- Le chimisme de l'eau profonde par rapport à celui des sources karstiques indique également un temps de séjour prolongé dans l'aquifère. Les processus suivants ont été mis en évidence: l'enrichissement en magnésium et l'appauvrissement en calcium par dissolution incongruente de la dolomite; l'échange partiel du calcium par le sodium; l'enrichissement relatif en éléments traces et mineurs; l'enrichissement en silice; la disparition de tout l'oxygène dissous et la dénitrification complète.

Tritium

Plusieurs observations liées aux teneurs en tritium dans les eaux du Centre thermal ont été effectuées:

- En 1977 et 1978 le tritium était absent de l'eau de la source thermale (VUATAZ, 1982).
- En 1981 des teneurs basses de 2 et 4 UT ont été trouvées dans la source thermale (KERN, 1982).
- Après la réalisation du forage F4, des teneurs élevées de 20.1 et 17.8 UT ont été trouvées dans la source thermale et des teneurs entre 9.1 et 18.4 UT au forage F4 en 1982 et 1983 (DUBOIS & FLÜCK, 1985).
- Pour toutes les analyses de 1992 à 1995, le tritium est présent entre 3.0 et 10.5 UT dans la source et entre 5.8 et 10.6 UT dans le forage F4.

- Les variations du tritium indiquent le mélange entre plusieurs types d'eau (cf. chapitre 4.2.7.2).
- Les variations du tritium sont en général plus grandes dans la source que dans le forage.
- Le tritium et le chlorure sont corrélés de façon négative. Lorsque la droite de corrélation est connue, la teneur en tritium de l'eau en l'absence de la composante profonde supposée du Dogger peut donc être calculée (tableau 4.2.17).
- En raison de la température relativement élevée de l'eau ne contenant qu'une petite part du fluide profond ($T > 28\text{ °C}$ dans le forage F4), il y a toujours une quantité non négligeable de l'eau qui ne doit pas contenir du tritium parce qu'elle est trop ancienne.
- En extrapolant la composition chimique et isotopique du fluide profond, celui-ci est dépourvu de tritium.

Comme les eaux du Centre thermal sont des mélanges d'eaux variables dans le temps, les teneurs en tritium des différentes analyses ont dû être normalisées par rapport à un état de mélange toujours identique afin d'effectuer des simulations. Cette normalisation a été réalisée en extrapolant les teneurs en tritium pour une teneur en chlorure de 3 mg/l, ce qui correspond au fluide du Malm sans apport du fluide profond du Dogger (cf. chapitre 4.2.7.2). Les valeurs extrapolées pour les années comportant des analyses de tritium se trouvent dans le tableau 4.2.17.

En comparant les teneurs en tritium normalisées pour une concentration de chlorure de 3 mg/l de la source thermale et du forage on remarque la similitude des deux eaux, le forage étant légèrement moins riche en tritium. L'origine commune des eaux de la source et du forage est donc bien démontrée. Pour modéliser l'âge de la composante de circulation rapide et pour trouver son pourcentage dans le mélange d'eau, un modèle combiné de deux composantes d'écoulement a été appliqué en admettant que l'une des deux composantes était dépourvue de tritium et l'autre était tritiée et du type piston-flow (PF-0TU). Ce modèle est le seul qui fournit une simulation correcte des valeurs analysées du tritium au cours du temps, son résultat est même en excellent accord avec les analyses (figure 4.2.32a).

L'âge moyen de la composante d'écoulement rapide est de 23.5 à 24.5 ans pour le forage et la source et cette composante représente les 17 à 25% du débit total du forage F4 et de la source thermale respectivement. Avec ce modèle s'explique non seulement l'absence de tritium décrite par VUATAZ (1982) et l'apparition en 1981 (KERN, 1982) et confirmée en 1982/1983 par DUBOIS & FLÜCK (1985), mais également la relativement faible influence de la composante jeune sur la température de la source thermale et du forage F4. D'une part la proportion d'eau jeune atteint un maximum de 25% du débit total, et d'autre part son temps de transit souterrain de 24 ans lui permet de s'infiltrer à une profondeur suffisante pour se réchauffer partiellement. Si l'on admettait par contre que l'exécution et la mise en production du forage F4 soient responsables de changements importants dans le système d'écoulement, et que par

Tableau 4.2.17: Teneurs en tritium des eaux du Centre thermal extrapolées pour des teneurs en chlorure de 3 mg/l. Pour le détail des analyses cf. annexe sur CD.

Echantillon	Année	Corrélation chlorure/tritium	nombre d'analyses	Tritium mesuré (UT)	Tritium extrapolé (UT)
Source thermale	1977	— ¹⁾	1	1	1
Source thermale	1978	— ¹⁾	1	0	0
Source thermale	1981	$UT = -0.13 \cdot Cl + 9.4^{2)}$	2	2–4	9
Source thermale	1983	$UT = -0.33 \cdot Cl + 24.0^{2)}$	2	20.1/17.8	23
Source thermale	1992	$UT = -0.17 \cdot Cl + 12.6$	3	5.7–10.5	12
Source thermale	1993	$UT = -0.14 \cdot Cl + 10.4$	4	3.3–8.2	10.0
Source thermale	1994 ³⁾	$UT = -0.15 \cdot Cl + 10.6$	4	3.0–9.0	10.2
Forage F4	1982	$UT = -0.45 \cdot Cl + 20.9^{4)}$	1	18.4	19.5
Forage F4	1983	$UT = -0.75 \cdot Cl + 21.9^{4)}$	4	9.1–14.8	19.6
Forage F4	1992	$UT = -0.28 \cdot Cl + 11.0^{5)}$	3	6.7–7.9	10.2
Forage F4	1994 ³⁾	$UT = -0.24 \cdot Cl + 10.3$	5	5.8–8.5	9.6

1) Les analyses de 1 et 0 UT sont en dessous de la limite de détection.

2) Cette corrélation a été établie en admettant que la teneur de 72 mg/l de chlorure qui équivaut à 0 UT en 1992–1995 était également valable pour les années 1981 et 1983.

3) Pour déterminer la corrélation de l'année 1994, les échantillons du printemps 1995 ont été inclus dans le calcul.

4) Cette corrélation a été établie en admettant que la teneur de 46 mg/l de chlorure qui équivaut à 0 UT en 1992–1995 était également valable pour les années 1982 et 1983.

5) Cette corrélation ne contient pas le résultat de l'échantillon FB-19, qui se trouve loin de toutes les corrélations.

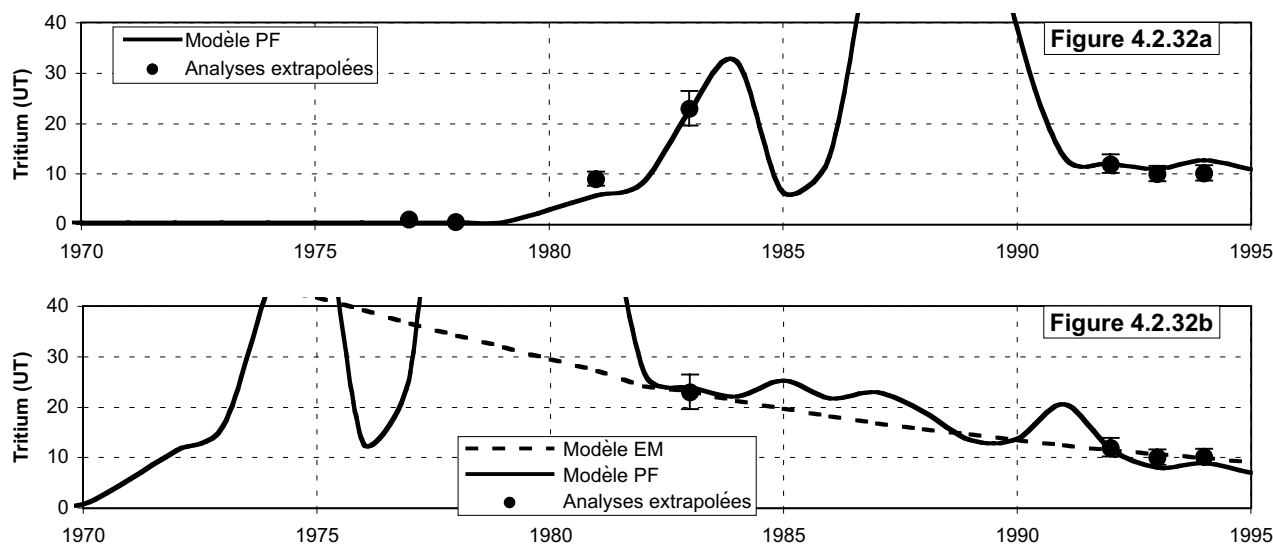


Figure 4.2.32: Simulation de l'âge moyen de la composante d'écoulement rapide de la source thermale d'Yverdon-les-Bains. a) Modélisation avec toutes les analyses; b) modélisation à partir de 1983 seulement en admettant que le forage F4 a introduit des changements importants dans l'écoulement de la composante jeune. Dans tous les modèles on admet la présence d'une composante ancienne et dépourvue de tritium. L'âge radiométrique de la composante jeune atteint 24.5 ans pour le modèle de la figure 4.2.32a, 25.5 ans pour le modèle EM et 16 ans pour le modèle PF de la figure 4.2.32b.

conséquent les résultats de tritium avant et après la période 1981–1982 ne peuvent pas être expliqués par le même modèle, les calculs effectués avec les données de 1983 à 1994 donnent des résultats assez proches de l'interprétation de toutes les analyses.

En conservant l'hypothèse selon laquelle une des composantes du débit total est dépourvue de tritium, on obtient des âges radiométriques de la composante jeune de 2 à 3 ans ou de 16 à 26 ans, pour des modèles de type piston-flow, linéaire ou exponentiel (figure 4.2.32b). L'âge de 2 à 3 ans

Tableau 4.2.18: Résultats des analyses des isotopes du carbone dans les eaux et roches de la région d'Yverdon-les-Bains.

Echantillon	Date de prélèvement	Tritium (UT)	^{14}C (pcm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Source Les Fontanets	23.09.1994	14.9 ± 1.8	93.5 ± 1.2	-14.1
Forage Bevaix-Treytel	14.09.1993	18.6 ± 1.3	58.0 ± 3.0	-10.65
Source haute du Cossaux	29.06.1983	40.7 ± 3.5	61.2 ± 0.5	-9.9
Source haute du Cossaux	16.12.1983	37.4 ± 4.5	$61 \pm ?$	-9.9
Source haute du Cossaux; CH-16	7.10.1992	16.2 ± 2.4	56.0 ± 4.0	-10.3
Source haute du Cossaux; CH-28	10.09.1993	17.4 ± 1.6	59.0 ± 4.0	-12.5
Source haute du Cossaux, CH-40	26.09.1994	14.4 ± 1.7	59.8 ± 3.2	-10.9
Source thermale	17.12.1983	17.8 ± 1.3	$37.0 \pm ?$	-8.0
Source thermale; SB-16	7.10.1992	7.3 ± 2.5	25.0 ± 2.0	-8.32
Source thermale; SB-28	10.09.1993	6.8 ± 1.2	29.0 ± 3.0	-9.92
Source thermale; SB-40	26.09.1994	9.0 ± 1.1	35.8 ± 0.3	-9.4
Forage F4	21.02.1983	14.8 ± 1.1	25.8 ± 0.3	-8.0
Forage F4	28.06.1983	9.1 ± 3.0	23.9 ± 0.3	-8.7
Forage F4	17.12.1983	11.7 ± 3.3	$25.0 \pm ?$	-7.9
Forage F4; FB-16	7.10.1992	6.7 ± 2.1	22.0 ± 3.0	-8.05
Forage F4; FB-28	10.09.1993	7.2 ± 1.3	25.0 ± 3.0	-9.87
Forage F4; FB-40	26.09.1994	6.6 ± 1.2	20.7 ± 2.2	-9.2
Forage La Grève-1 d'Arkina	18.11.1987	< 1.1	0	-6.44
Forage La Grève-1 d'Arkina; FA-16	7.10.1992	< 1	< 2	-5.39
Forage La Grève-1 d'Arkina; FA-28	10.09.1993	< 1.2	< 2	-6.82
Forage La Grève-1 d'Arkina; FA-40	26.09.1994	< 1	1 ± 0.5	-6.5
Forage Noréaz-1	16.10.1984	0.9	3.32 ± 0.3	-4.8
Calcaire Kimméridgien, Mont Suchet, Jura				1.77
Dolomie Portlandien, forage La Grève-1				1.10

est certainement trop jeune, d'autant plus que cette eau représenterait 75 à 80% du débit total, ce qui n'est pas plausible du point de vue de la température de l'eau.

La deuxième solution avec des âges radiométriques de 16 ans pour le modèle PF et 25.5 ans pour le modèle EM et les pourcentages correspondants de la composante jeune de 31 et 36% respectivement est beaucoup plus vraisemblable et elle n'est pas très différente de la solution qui prend en compte toutes les analyses. C'est surtout le modèle PF qui offre une solution séduisante: le temps de transit souterrain de la composante jeune se serait raccourci et le pourcentage de cette eau dans le mélange aurait augmenté depuis l'existence du forage, ce qui est bien compatible avec la température moins élevée de l'eau de la source thermale depuis que le forage existe.

Isotopes du carbone

Les isotopes du carbone permettent les observations suivantes (tableau 4.2.18):

- L'activité du ^{14}C et le $\delta^{13}\text{C}$ varient dans le temps et décrivent le mélange entre plusieurs composantes d'écoulement (figure 4.2.32).
- L'activité du ^{14}C est restée la même depuis les premières analyses en 1982.
- Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ de l'année 1993 sont nettement plus négatives que celles des autres années. Il faut donc admettre des erreurs d'analyse ou de préparation des échantillons dans cette série d'analyse, et ces valeurs ne sont pas utilisées pour l'interprétation (cf. chapitre 4.2.10.1).
- Par rapport aux valeurs des eaux récentes l'activité du ^{14}C est nettement plus basse et le $\delta^{13}\text{C}$ moins négatif.

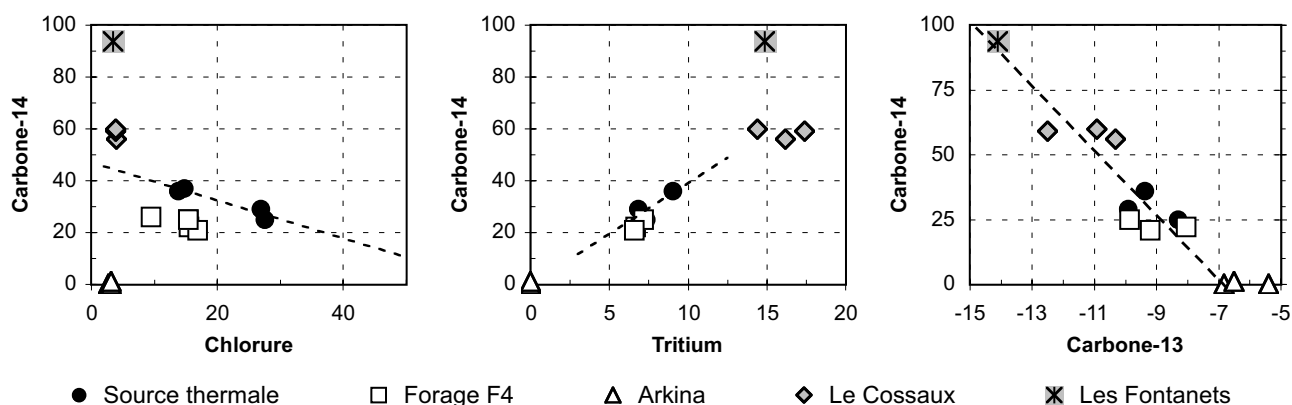


Figure 4.2.33: Rapports entre le $\delta^{13}\text{C}$, le tritium et le chlorure d'une part et l'activité du ^{14}C d'autre part. Les figures permettent d'extrapoler l'activité du ^{14}C de l'eau à 3 mg/l de chlorure ou 10–12 unités tritium (absence du fluide profond dans le mélange des eaux) à environ 40 pcm. Le chlorure est exprimé en mg/l, le ^{14}C en pcm, le ^{13}C en ‰ et le tritium en UT.

Le mélange d'eau thermique du Malm sans contribution du fluide profond du Dogger, c'est-à-dire avec une concentration en chlorure de 3 mg/l (cf. chapitre 4.2.7.2), possède une activité du ^{14}C estimée à 40 pcm environ et un $\delta^{13}\text{C}$ entre -8.0 et -11 (figure 4.2.33). En admettant que la composante de circulation rapide est plus ou moins identique aux eaux de la source haute du Cossaux ou du forage de Bevaix-Treytel et qu'elle fait 25% de l'eau sans contribution du fluide profond (pourcentage déterminé par la simulation de l'âge à l'aide du tritium (cf. paragraphe «Tritium»)), on peut évaluer l'activité du ^{14}C de la composante de circulation lente à environ 33 pcm et le $\delta^{13}\text{C}$ entre -8.5 et -9.5 . Si la composante jeune faisait 36% de l'eau sans présence de fluide profond, comme le suggère la simulation de l'âge radiométrique du tritium seulement avec les analyses à partir de 1983, la composante profonde aurait quelques 28 pcm. Bien évidemment, ces calculs ne sont que très approximatifs, d'autant plus que nous ignorons les teneurs exactes en carbone inorganique dissous des différentes composantes du mélange.

Les valeurs extrapolées de la composante de circulation lente ont été introduites dans le logiciel NETPATH (PLUMMER et al., 1993), en admettant que cette eau avait initialement une composition chimique et isotopique similaire de celle des eaux du Cossaux, de Bevaix-Treytel ou des Fontanets. Le modèle simulé ne prend en considération que la dissolution incongruente de la dolomite et l'échange ionique du calcium par le sodium. Tous les autres processus pouvant influencer l'évolution isotopique du carbone ont été négligés, soit parce qu'ils ne sont pas très importants, soit parce qu'ils ne sont pas quantifiables: dénitrification, décomposition de la matière organique, réduction du sulfate en sulfure, apport éventuel de CO_2 profond, échange isotopique avec le méthane (présent dans l'eau) et échange isotopique avec la roche. Tous ces processus ont pour conséquence une diminution de l'activité du ^{14}C et donc une augmentation artificielle de l'âge calculé.

Avec l'activité en ^{14}C de la composante lente de 33 pcm et en prenant l'analyse de la source haute du Cossaux du 7

octobre 1992 comme eau initiale, le modèle calcule un âge radiométrique moyen de la composante de circulation lente de 3000 ans, avec une activité initiale corrigée (A_0) du ^{14}C de 47.8 pcm et le $\delta^{13}\text{C}$ de -8.3 ‰. Tous les autres modèles de correction de l'activité initiale du ^{14}C calculent des âges qui varient entre un âge négatif (modèles de FONTES & GARNIER, 1979 et de EICHINGER, 1981) et 6500 ans (modèle de VOGEL, 1970). En utilisant les eaux du Cossaux, de Bevaix-Treytel ou de la source des Fontanets comme eau initiale (avec correction du ^{14}C pour l'effet des essais thermonucléaires dans l'atmosphère), la fourchette de l'âge radiométrique calculé avec le logiciel NETPATH est de 1250 à 4150 ans. En prenant 28 pcm comme activité finale du ^{14}C de la composante de circulation lente au lieu de 33 pcm, l'âge radiométrique de la composante lente devient 4500 ans au lieu de 3000 ans. En tenant compte de toutes les incertitudes, ces âges sont à considérer comme des valeurs maximales.

Un âge de 1000 à 5000 ans est bien compatible avec le fait que toute l'eau du Malm de l'aquifère alimentant le Centre thermal s'est infiltrée dans des conditions climatiques identiques aux nôtres. Elle doit donc obligatoirement être plus jeune qu'environ 13'000 ans, correspondant à la fin de la dernière glaciation (HÄBERLI, 1991; cité par SPECK, 1994).

Hélium

L'analyse de l'uranium et du thorium a été effectuée pour connaître la production d'hélium dans les roches de l'aquifère. Des concentrations très faibles ont été obtenues dans les cuttings du Portlandien du forage La Grève-1 d'Arkina: 1.8 ppm d'uranium et < 1.0 ppm de thorium. De même, dans le Kimméridgien du Mont Suchet, les valeurs sont de 1.1 ppm pour l'uranium et < 0.5 ppm pour le thorium. Le calcul de l'âge radiométrique de l'hélium a été réalisé en admettant les hypothèses suivantes:

- La concentration en uranium et thorium pour tout l'aquifère du Malm est égale à la moyenne arithmétique de celles mesurées dans le Portlandien du forage La Grève-

Tableau 4.2.19: Ages radiométriques de l'hélium de l'eau de la source thermique de Yverdon-les-Bains. Les concentrations mesurées de l'hélium-4 sont corrigées pour l'apport d'hélium atmosphérique par dissolution à l'équilibre à la température indiquée par les gaz nobles et l'altitude d'infiltration calculée avec les isotopes stables de l'eau (cf. chapitre 4.2.9.2), alors que l'air en excès est déterminé à l'aide du néon (cf. chapitre 3.3.2).

Source thermique Echantillon/date	^4He mesuré (cm^3 STP)	^4He radiogénique (cm^3 STP)	Age radiométrique (ans)		
			porosité 0.1%	porosité 1%	porosité 5%
SB-28, 10.9.1993	$1.361 \cdot 10^{-6}$	$1.30 \cdot 10^{-6}$	2700	27'000	135'000
SB-40, 26.9.1994	$9.71 \cdot 10^{-7}$	$8.92 \cdot 10^{-7}$	1460	14'600	73'000

1 et dans le Kimméridgien du Mont Suchet: 1.45 ppm en uranium et 0.7 ppm en thorium (concentration maximale possible en raison des résultats qui indiquent < 1.0 et < 0.5 ppm).

- Trois valeurs de porosité de l'aquifère sont admises: 0.1, 1 et 5% (cf. chapitre 4.1.10).
- Tout l'hélium produit dans la roche de l'aquifère est immédiatement transféré dans l'eau, c'est-à-dire que le facteur de transfert est de 1.
- Le poids spécifique du calcaire est admis à 2.5 g/cm^3 (cf. chapitre 4.1.10).
- L'âge radiométrique du forage F4 n'a pas été calculé en raison d'un problème de dégazage vraisemblablement lors du prélèvement.

L'âge radiométrique calculé avec ces hypothèses se situe entre 1500 et 141'000 ans pour les échantillons SB-28 et SB-40 de la source thermique (tableau 4.2.19).

La forte différence entre les teneurs en hélium mesurées et les âges qui en sont déduits s'explique facilement par le mélange fort différent des deux échantillons, dont celui de 1993 était prélevé en moyennes eaux alors qu'en septembre 1994 la source était en crue. Alors que l'échantillon SB-40 est donc fortement diluée et ne contient que peu du fluide profond ($\text{Cl} = 13.7 \text{ mg/l}$), l'échantillon SB-28 en contient beaucoup plus ($\text{Cl} = 26.8 \text{ mg/l}$) (pour les mélanges cf. chapitre 4.2.7.2). Si l'on extrapole les âges radiométriques pour une teneur en chlorure de 3 mg/l (absence de fluide profond), les âges radiométriques se retrouvent entre 450 et 22'000 ans pour des porosités de 0.1 à 5%. Si on déduit encore les 25% d'eau jeune (cf. paragraphe «Tritium»), on obtient une gamme de 350 à 17'000 ans. Si on tient également compte du fait que les âges radiométriques de l'hélium ont été calculés avec un facteur de transfert de l'hélium produit dans la roche vers le fluide de 1, ce qui est certainement trop optimiste, cette fourchette d'âges doit être étendue vers des âges plus élevés. Comme nous avons déduit une température d'infiltration identique à celle d'aujourd'hui et que le ^{14}C est également présent dans l'eau de circulation lente, seul un âge inférieur à 13'000 ans est possible. Cette restriction implique une porosité efficace de l'aquifère du Malm du Centre thermal nettement inférieure à 5%, vraisemblablement inférieure à 1%, toujours en admettant

qu'aucun apport d'hélium plus profond n'augmente la teneur en hélium dans les eaux du Centre thermal.

La très forte augmentation de l'âge radiométrique de l'eau de la source thermique quand elle contient une proportion plus élevée du fluide profond indique un âge radiométrique nettement plus élevé du fluide profond, ce qui est en accord avec le fait que celui-ci est isotopiquement plus léger, ce qui pourrait indiquer une infiltration en conditions climatiques plus froides qu'aujourd'hui, et ce qui est également en accord avec l'hypothèse que le fluide profond est dépourvu de ^{14}C .

Le rapport isotopique R ($^3\text{He}/^4\text{He}$) dans l'eau de la source thermique normalisé avec le rapport isotopique dans l'air R_a (R/R_a), mais non corrigé pour l'entraînement d'hélium atmosphérique lors de l'infiltration, varie entre 0.089 et 0.159. Ces valeurs pourraient indiquer l'apport d'une très petite quantité d'hélium mantellique, mais la correction pour l'hélium atmosphérique dissous dans l'eau diminue le rapport R/R_a à 0.046 et 0.083, la valeur plus élevée étant celle de l'échantillon SB-40, plus fortement diluée par de l'eau jeune. Le rapport corrigé se trouve donc proche des valeurs typiques de l'hélium d'origine purement crustale (MARTY et al. 1992), et le fait que l'échantillon le plus fortement dilué possède le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ le plus élevée pourrait indiquer que cette valeur-là est due à l'air en excès dissous lors de l'infiltration karstique, dont nous n'arrivons pas à corriger la présence à 100%. Par conséquent, on peut admettre que l'influence d'une composante mantellique dans l'eau de la source thermique est faible à nulle.

4.2.10.3 Le forage La Grève-I d'Arkina

Tous les indices caractérisant le temps de séjour souterrain de l'eau du forage La Grève-I d'Arkina indiquent un âge élevé:

- Avant le forage, aucun exutoire naturel à l'exception d'un processus de drainance à travers les couches peu perméables de la Molasse n'existait.
- L'eau est en équilibre thermique avec l'aquifère (cf. chapitre 4.2.8).
- L'eau se trouve presque à saturation par rapport à la calcédoine.

Tableau 4.2.20: Ages radiométriques de l'hélium de l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina à Yverdon et du forage Noréaz-1. Les concentrations mesurées de l'hélium-4 sont corrigées pour l'apport d'hélium atmosphérique par dissolution à l'équilibre à la température indiquée par les gaz nobles et l'altitude d'infiltration calculée avec les isotopes stables de l'eau (cf. chapitre 4.2.9.3), alors que l'air en excès est déterminé à l'aide du néon (cf. chapitre 3.3.2).

Forage Echantillon/date	^4He mesuré (cm^3 STP)	^4He radiogénique (cm^3 STP)	Age radiométrique (ans)		
			porosité 0.1%	porosité 1%	porosité 5%
Arkina; 19.11.1987	$8.09 \cdot 10^{-7}$	$7.293 \cdot 10^{-7}$	1200	12'000	60'000
Arkina; FA-28, 10.9.1993	$8.58 \cdot 10^{-7}$	$7.82 \cdot 10^{-7}$	1300	13'000	65'000
Arkina; FA-40, 26.9.1994	$9.71 \cdot 10^{-7}$	$8.92 \cdot 10^{-7}$	1500	15'000	47'000
Noréaz-1; 15.10.1984 ¹⁾	$1.56 \cdot 10^{-6}$	$1.467 \cdot 10^{-6}$	2400	24'000	122'000
	$6.69 \cdot 10^{-7}$	$5.753 \cdot 10^{-7}$	950	9600	48'000

¹⁾ Pour Noréaz-1 deux résultats d'analyse de l'hélium fort différents sont indiquées pour le même échantillon dans SCHNEEMANN et al., 1991.

- L'eau s'est enrichie en éléments traces et mineurs, en magnésium et silice.
- L'eau est dépourvue de nitrate et d'oxygène dissous.
- L'eau ne contient ni tritium, ni carbone-14.

Tritium et isotopes du carbone

L'absence de tritium signifie que la totalité de l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina a plus de 43 ans. Toutes les analyses du ^{14}C fournissent une activité en dessous de la limite de détection, sauf celle de 1994 qui indique une activité de 1 ± 0.5 pcm. Cette valeur est à considérer avec prudence car elle se trouve dans l'ordre de l'erreur de la contamination par le CO_2 atmosphérique lors du prélèvement. Si cette valeur correspondait vraiment à l'activité du ^{14}C du TDIC, elle indiquerait qu'au moins une partie de l'eau est plus jeune qu'environ 30'000 à 35'000 ans.

En considérant d'une part les eaux de Bevaix-Treytel, du Cossaux et de la source des Fontanets comme eau initiale (l'activité du ^{14}C corrigée pour l'effet des essais thermonucléaires dans l'atmosphère depuis 1953), et d'autre part l'analyse de l'échantillon FA-40 de $1 \text{ pcm} \pm 0.5$ comme eau finale, tous les modèles de correction fournissent des âges radiométriques minimum entre 19'000 et 25'000 ans. Ces modèles tiennent compte de la dissolution incongruente de la dolomite, de l'échange ionique du calcium par le sodium et de l'échange isotopique entre le TDIC et la dolomite. Aucun modèle ne permet de trouver un âge plus récent que quelques 19'000 ans.

Sachant que la température d'infiltration déduite à l'aide des gaz nobles est très proche de la température actuelle, un âge situé dans la période de 13'000 et 77'000 ans est exclu pour l'eau Arkina. En effet, lors de cette période de la glaciation du Würm la température était nettement plus basse qu'aujourd'hui (HÄBERLI, 1991; cité par SPECK, 1994).

L'eau du forage La Grève-1 d'Arkina serait donc plus ancienne que la dernière glaciation et aurait un temps de séjour souterrain supérieur à 77'000 ans. En raison de nos connaissances limitées des phénomènes qui diminuent l'activité du ^{14}C dans l'aquifère entièrement carbonaté du Portlandien, (tels que la retardation du ^{14}C dans des microfissures, ou l'échange isotopique du ^{14}C entre le TDIC et la roche renforcée par rapport à celui du ^{13}C à cause de la désintégration radioactive du ^{14}C dans la roche), on ne peut pas non plus exclure avec certitude que l'eau Arkina soit plus jeune que 13'000 ans. Cette interprétation est renforcée si le résultat de 1 pcm de l'échantillon FA-40 correspond vraiment à l'activité du TDIC de l'eau et n'est pas dû à une contamination lors de l'échantillonnage.

D'ailleurs, l'absence totale de ^{14}C dans le TDIC d'une eau ne prouve pas a priori un âge radiométrique plus élevé que la limite de détection qui est d'environ 25'000 ans. GEYER (1992) a démontré que le carbone organique dissous de l'eau du forage Zurzach 2 contenait entre 46 et 56 pcm de ^{14}C alors que le TDIC en contenait <0.9 pcm en 1991 (GEYER, 1992), et entre 3.5 à 6.8 pcm en 1976, 1979 et 1983 (PEARSON et al., 1991). L'âge radiométrique du TDIC est donc entre 15'000 et 21'000 ans pour les échantillons de PEARSON et al. (1991) et de $>30'000$ ans pour l'échantillon de GEYER (1992) alors que l'âge radiométrique du carbone organique est entre 5000 à 6000 ans, ce qui serait d'ailleurs bien compatible avec l'infiltration sous un climat pareil au nôtre, ce qui est indiqué par les isotopes stables de cette eau. Cet exemple démontre la difficulté d'estimer les processus qui augmentent l'âge apparent des eaux souterraines.

Hélium

Le calcul de l'âge radiométrique de l'hélium a été réalisé en admettant les hypothèses suivantes:

- La concentration en uranium et thorium pour tout l'aquifère du Portlandien est égale à celle mesurée dans l'échantillon de 638–640 m de profondeur du forage La Grève-1: 1.8 ppm en uranium et 0.9 ppm en thorium.
- Trois valeurs de porosité de l'aquifère sont admises: 0.1, 1 et 5%. (cf. chapitre 4.1.10).
- Tout l'hélium produit dans la roche de l'aquifère est immédiatement transféré dans l'eau, c'est-à-dire que le facteur de transfert est de 1.
- Le poids spécifique du calcaire est admis à 2.5 g/cm³ (cf. chapitre 4.1.10).

L'âge radiométrique calculé avec ces hypothèses se situe entre 1300 et 77'000 ans pour les échantillons Arkina (18.11.1987) (SCHNEEMANN et al., 1991), FA-28 et FA-40 (tableau 4.2.20).

Pour les porosités faibles de l'ordre de 0.1 à 1%, l'âge radiométrique de l'hélium est inférieur à l'âge de la dernière glaciation. Pour une porosité entre 1 et 5% l'âge radiométrique de l'hélium indiquerait une infiltration lors de la dernière glaciation, ce qui est exclu à cause de la température d'infiltration calculée au moyen des gaz nobles (cf. chapitre 4.2.9.2). Seulement pour une porosité supérieure à 5–6% l'âge radiométrique devient plus élevé que 77'000 ans, début de la dernière glaciation.

Si le transfert de l'hélium produit dans la roche vers le fluide n'est pas complet, ce qui est vraisemblable, les âges radiométriques réels seraient plus élevés et les porosités correspondantes plus petites. SCHNEEMANN et al. (1991) indiquent une porosité efficace déduite des essais de production de 0.025 à 1%. Si cette gamme de valeurs est juste, l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina ne peut être plus ancienne que le début de la dernière glaciation à 77'000 ans avant notre ère. Etant donné que la température d'infiltration exclut également l'infiltration pendant la dernière glaciation, nous disposons donc d'un indice fort pour que l'eau Arkina soit plus jeune que 13'000 ans et que la détermination d'âge à l'aide du ¹⁴C est peu fiable dans les conditions de l'aquifère carbonaté du Portlandien d'Yverdon-les-Bains.

Comme nous ne disposons pas d'analyses de l'uranium et du thorium de la roche du Crétacé de la région d'Yverdon-les-Bains, les mêmes teneurs que celles déterminées pour le Portlandien ont été considérées pour calculer l'âge radiométrique de l'hélium dans l'eau de l'aquifère du Crétacé. En admettant que la première analyse de l'hélium de l'eau de Noréaz-1 soit juste et la deuxième fautive en raison d'un éventuel dégazage (tableau 4.2.20), l'âge radiométrique de l'hélium est nettement supérieur à celui de l'eau Arkina, si la porosité de l'aquifère du Crétacé n'est pas inférieure à celle du Portlandien. Sachant que la température d'infiltration de l'eau du Crétacé indique un climat nettement plus froid qu'aujourd'hui (cf. chapitre 4.2.9.3), un âge radiométrique entre 10'000 et 77'000 ans serait tout-à-fait logique, ce qui indiquerait une porosité efficace de l'ordre de 0.5 à 3% pour l'aquifère du Crétacé, en admettant un

transfert complet de l'hélium de la roche vers l'eau. En réalité ce transfert n'est certainement pas complet, ce qui exige une gamme de porosités plus petite que 0.5 à 3%. SCHNEEMANN et al. (1991) indiquent une porosité efficace déduite des essais de production entre 0.17 et 1.2%, ce qui confirmerait l'âge glaciaire de l'eau du forage Noréaz-1.

Le rapport isotopique R (³He/⁴He) dans l'eau Arkina normalisé avec le rapport isotopique dans l'air Ra (R/Ra) mais non corrigé pour l'entraînement d'hélium atmosphérique lors de l'infiltration varie entre 0.105 et 0.115. Ces valeurs-là pourraient indiquer l'apport d'une très petite quantité d'hélium mantellique, mais la correction pour l'hélium atmosphérique dissous dans l'eau diminue le rapport R/Ra à 0.025 et 0.029. Ce rapport corrigé se trouve donc très proche des valeurs typiques de l'hélium d'origine purement crustale (MARTY et al. 1992). Par conséquent on doit admettre l'absence d'influence d'une composante mantellique dans l'eau Arkina.

4.2.11 Modèle conceptuel

Toutes les eaux thermales et subthermales de la région d'Yverdon-les-Bains se sont infiltrées dans les affleurements du Malm et/ou du Crétacé de la première chaîne du Jura (Mont Suchet, Aiguilles de Baulmes, Le Chasseron). L'eau subthermale du Mont Chamblon est partiellement diluée par de l'eau froide s'infiltrant dans la région de Baulmes (perte de La Feurtille) et dans les roches du Crétacé du Mont Chamblon. Les eaux de la première chaîne du Jura sont issues d'un mélange de l'infiltration répartie sur toute la hauteur du versant, avec une altitude moyenne de 1000 m.

Les eaux du Centre thermal se sont infiltrées dans des conditions climatiques identiques aux nôtres et la température d'infiltration déterminée sur l'eau de la source thermique est de 6.1 ± 0.5 °C. L'eau du forage La Grève-1 d'Arkina par contre indique une altitude moyenne du bassin versant de 1150 m et une température d'infiltration entre 5.4 ± 0.2 et 6.0 ± 0.5 °C, ce qui pourrait s'expliquer par un climat d'environ 1 °C plus froid que celui d'aujourd'hui lors de l'infiltration ou par un mélange avec l'eau de l'aquifère du Crétacé rencontrée dans le forage Noréaz-1. Celle-ci indique de façon nette une infiltration dans une période climatique plus froide d'environ 5 °C par rapport à aujourd'hui.

Au moment de l'infiltration, les eaux du Malm sont des eaux froides karstiques de type chimique [Ca][HCO₃], faiblement minéralisées. Lors de l'écoulement en profondeur dans la partie captive de l'aquifère, elles s'enrichissent en magnésium et s'appauvrissent en calcium par la dissolution incongruente de la dolomite, présente dans les couches du Portlandien. Tous les autres éléments et composés chimiques ne sont que peu enrichis en raison de la minéralogie presque exclusivement carbonatée des roches aquifères du Malm. Les eaux thermales s'approchent de la saturation par

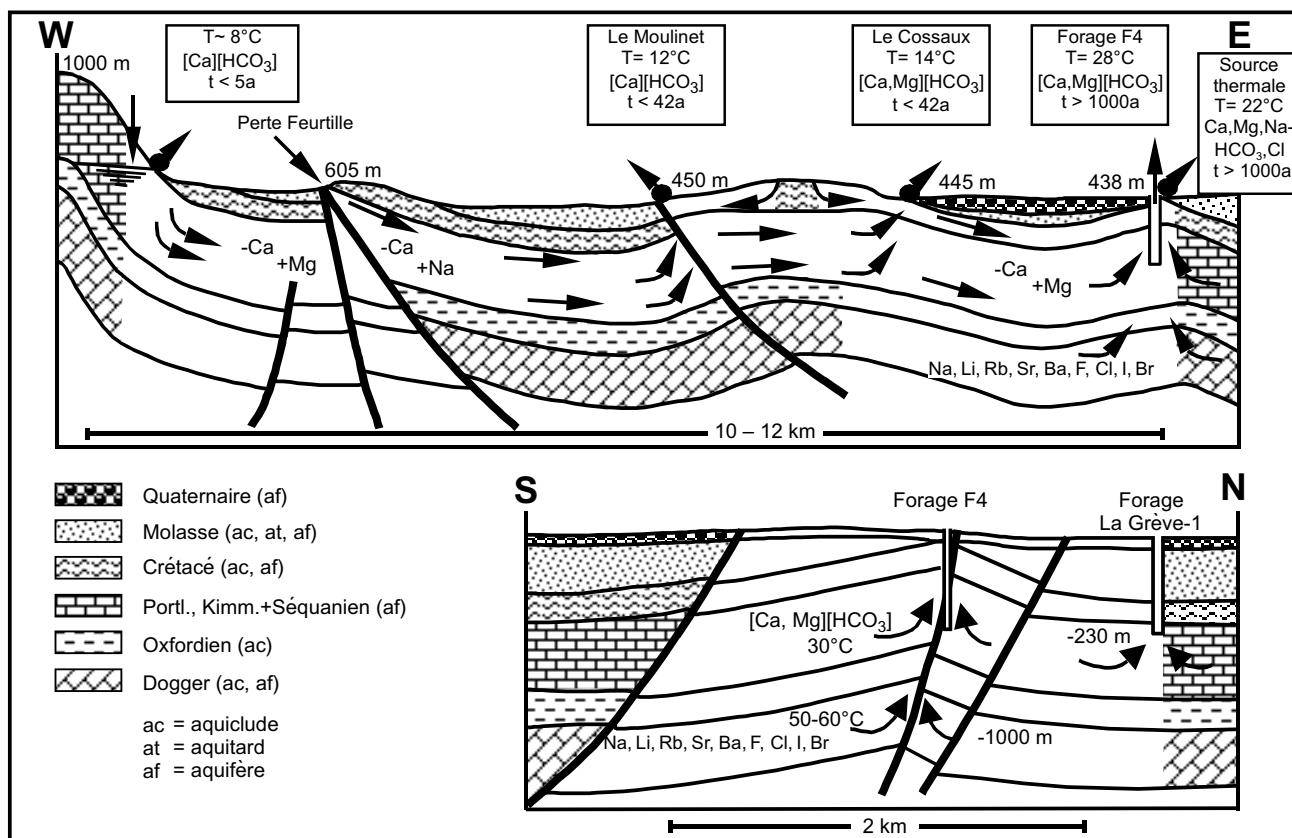


Figure 4.2.34: Modèle conceptuel des écoulements souterrains de l'eau thermique du système aquifère du Centre thermal d'Yverdon-les-Bains. La coupe est schématique et elle n'est pas à l'échelle.

rapport à la calcédoine mais ne l'atteignent en général pas. Elles s'enrichissent très légèrement en sulfate par oxydation de la pyrite, perdent leur teneur en nitrate par réduction de ce dernier en azote et augmentent légèrement leurs teneurs en éléments mineurs et traces tels que strontium, fluorure, lithium, baryum, etc.

La région d'Yverdon-les-Bains est coupée en deux par la zone du décrochement chevauchant de Pipechat-Chamblon-Chevressy (PCC), qui traverse la ville d'Yverdon en direction NW-SE et dont la faille sud traverse le site du Centre thermal. La zone PCC sépare de manière très efficace l'aquifère multicouche du Malm d'Yverdon en deux systèmes aquifère différents:

- 1) Le système aquifère du Centre thermal au sud de la zone PCC auquel appartiennent les eaux subthermales du Mont Chamblon et les eaux thermales du Centre thermal.
- 2) Le système aquifère Arkina du Portlandien/Crétacé au nord de la zone PCC auquel appartiennent les eaux des forages La Grève-1 d'Arkina et Noréaz-1.

4.2.11.1 Le système aquifère du Centre thermal et du Mont Chamblon

Toutes les sources du système aquifère du Centre thermal sont alignées le long de la faille sud de la zone de décrochement PCC et elles doivent leur existence à cet accident tectonique. Le décrochement favorise plusieurs processus hydrauliques (figure 4.2.34):

- 1) Séparation des écoulements au nord et au sud du décrochement.
- 2) Formation de drains karstiques de grande vitesse d'écoulement.
- 3) Création d'un système aquifère fracturé profond et thermal.
- 4) Remontée de fluides profonds.

Les eaux subthermales du Mont Chamblon sont composées d'au moins quatre composantes:

- 1) Une eau de circulation relativement lente et profonde mais de temps de transit inférieur à quelques dizaines d'années.

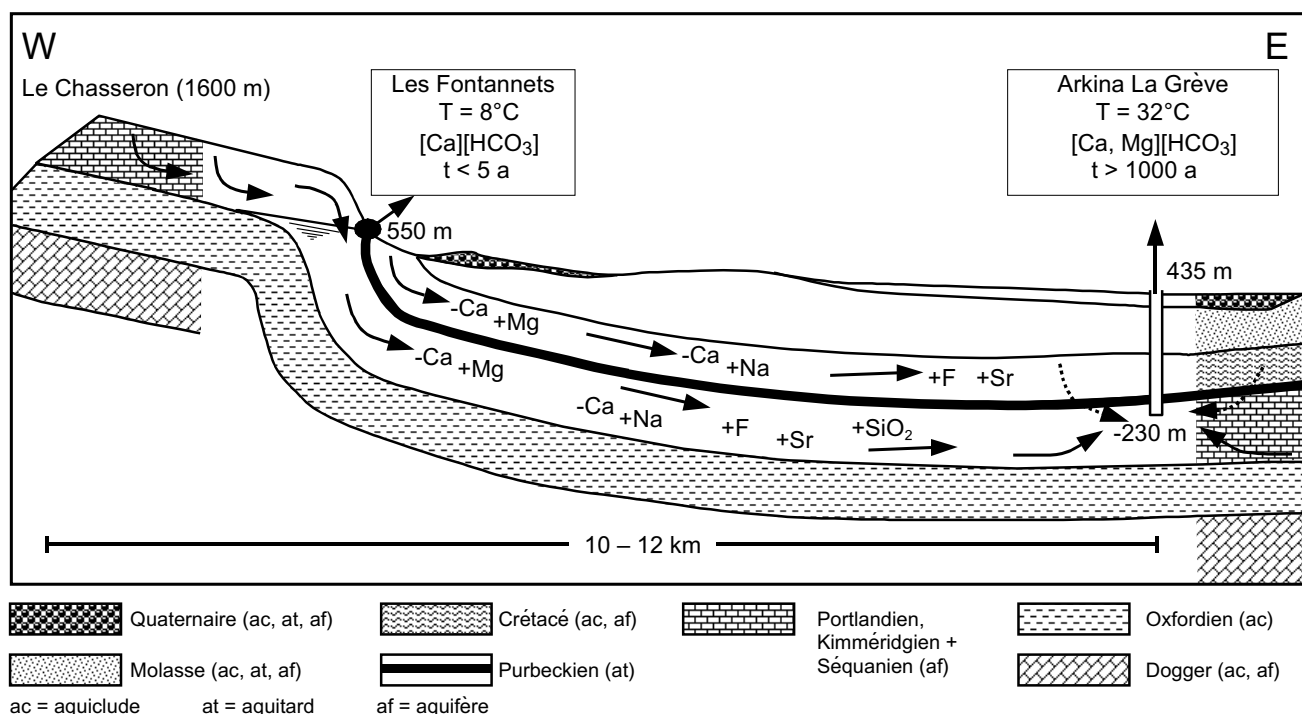


Figure 4.2.35: Modèle conceptuel des écoulements souterrains de l'eau thermique du système aquifère Arkina du Portlandien/ Crétacé d'Yverdon-les-Bains. La coupe n'est pas à l'échelle.

- 2) Une eau de circulation rapide de type karstique s'infiltrant sur le versant sud-est de la première chaîne du Jura.
- 3) Une eau de circulation rapide s'infiltrant de manière karstique dans la région de Baulmes, par exemple dans la perte de La Feurtille.
- 4) Une eau s'infiltrant sur la colline du Mont Chamblon dans les couches du Crétacé.

Les deux premières composantes forment la grande part du débit qui s'écoule des sources subthermales du Mont Chamblon. Dans la source la plus chaude, la source haute du Cossaux, la stabilité de la température et de la minéralisation contraste avec une grande variabilité du débit, ce qui implique un rapport plus ou moins constant entre les différentes composantes d'écoulement. La température de la composante de circulation lente a pu être évaluée à environ 18 °C.

Au Centre thermal le mélange des eaux est différent de celui des sources subthermales du Mont Chamblon. On distingue trois composantes majeures (figure 4.2.34):

- 1) La première composante circule relativement rapidement dans les calcaires du Malm. Elle possède un temps de transit souterrain d'environ 24 ans et elle représente 25 à 35% au maximum du débit total de la source thermique et du forage F4. Son chimisme est semblable à celui de la composante profonde et lente des sources subthermales du Mont Chamblon.

- 2) La deuxième composante est la composante principale de l'aquifère thermal du Malm. Son temps de transit souterrain ne dépasse pas quelques milliers d'années, et elle atteint l'équilibre thermique avec la roche de l'aquifère. Elle s'écoule dans les couches du Portlandien au Séquanien, et elle est donc subdivisée en plusieurs types d'eau de composition chimique légèrement différentes.
- 3) La troisième composante est une eau dont le chimisme est complètement différent de celui des eaux de l'aquifère du Malm. Elle est relativement riche en NaCl et pauvre en calcium, magnésium et sulfate. Son chimisme devrait être de type $[Na][Cl]$ ou $[Na][Cl, HCO_3]$. C'est une eau ancienne, dépourvue de tritium et de ^{14}C , qui s'est vraisemblablement infiltrée dans des conditions climatiques plus froides qu'aujourd'hui. Sa composition chimique et le fait que plus l'eau de la source thermique contient de cette composante, plus elle est chaude, indiquent un écoulement depuis des couches plus profondes que le Malm, vraisemblablement celles du Dogger inférieur entre 1200 et 1400 m de profondeur. L'apport de cette composante profonde et chaude est également suggéré par le gradient géothermique relativement élevé dans la zone du Centre thermal qui se situe entre 3.5 et 4 °C/100 m, légèrement supérieur à celui du forage La Grève-1 d'Arkina. Cette composante profonde pourrait être représentée par l'eau du Bathonien, rencontrée dans le forage F5 du Centre thermal à la profondeur de 1117 m.

Toutes les eaux du système aquifère du Centre thermal sont fortement influencées par les variations saisonnières des précipitations et de la fonte des neiges. Le temps de réaction aux variations de la charge hydraulique dans la zone de recharge est d'environ 3 à 15 jours.

4.2.11.2 *Le système aquifère Arkina du Portlandien/Crétacé*

Le système aquifère Arkina du Portlandien/Crétacé ne connaît pas d'exutoire naturel (figure 4.2.35). Les deux sites où l'on peut observer son eau sont les forages La Grève-1 d'Arkina à Yverdon-les-Bains et Noréaz-1 au village voisin de Noréaz. Contrairement au système aquifère du Centre thermal, les eaux du système aquifère Arkina n'ont aucun caractère karstique. Il s'agit d'eaux anciennes, dépourvues de tritium et de ^{14}C . Le temps de séjour souterrain de l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina est probablement de quelques milliers d'années, mais un âge supérieur à environ 77'000 ans ne peut toutefois pas être exclu. L'eau de l'aquifère du Crétacé du forage Noréaz-1 par contre s'est très probablement infiltrée pendant la dernière glaciation, c'est-à-dire entre 13'000 et 77'000 ans avant notre ère.

L'eau Arkina ne présente aucun indice certain de variation de son chimisme dû aux saisons, par contre elle semble avoir légèrement évolué au cours du temps. La relation hydraulique existant entre les forages La Grève-1 et Noréaz-1, le gradient hydraulique supérieur dans l'aquifère du Crétacé, ainsi que les compositions chimiques des eaux laissent supposer que l'eau produite au forage La Grève-1 d'Arkina est un mélange entre les eaux du Portlandien et du Crétacé et que la proportion d'eau du Crétacé a légèrement augmenté au cours du temps.

Aucun apport d'eau provenant d'un autre aquifère ne peut être décelé, et il n'existe aucun indice d'une température plus élevée que celle mesurée dans les forages. Par conséquent, les eaux s'écoulent exclusivement dans les couches du Portlandien et du Crétacé. Les eaux du système aquifère Arkina sont également influencées par les impulsions des précipitations et de la fonte des neiges, mais avec un décalage de plusieurs semaines à deux mois environ.

4.3 Région de Moiry

4.3.1 Aperçu géographique et géologique

Le petit village de Moiry se trouve à quelques 5 km à l'ouest de La Sarraz et 20 km au sud-ouest d'Yverdon-les-Bains dans le canton de Vaud. Son altitude est de 625 m environ. Comme la ville d'Yverdon-les-Bains, Moiry est situé au pied du Jura où les roches du mésozoïque plongent vers le sud-est et disparaissent sous la couverture molassique. La stratigraphie est essentiellement la même qu'à Yverdon mais à cause du pendage plus faible des couches, les roches peu épaisses du Crétacé recouvrent de grandes surfaces (figure 4.3.1). A Moiry-même, les calcaires de l'Urgonien (Barrémien, Crétacé) sont affleurants et se voient recouverts dans le village même par de la moraine limoneuse et argileuse avec des éléments alpins (LAVANCHY, 1986). C'est ce recouvrement par la moraine et, plus en aval par les sédiments peu perméables de la Molasse, qui met en charge le ou les aquifères dans le Crétacé et le Malm et qui est principalement à l'origine des sources de débordement de Moiry.

Le premier anticlinal du Jura (appelé anticlinal du Chalet Devant) s'élève à plus de 1270 m à une distance de 5 km seulement. Dans cet anticlinal affleurent les roches du Valanginien jusqu'au Kimméridgien supérieur. Une étude géophysique de type «very-low-frequency» (VLF) a mis en évidence une faille d'orientation NNW–SSE d'environ 600 m de longueur et aboutissant directement à la source de La Cressonnière (LAVANCHY, 1986).

4.3.2 Sources étudiées

A Moiry, deux sources ont été échantillonnées à deux reprises en 1993 et ensuite de manière bimestrielle de mars 1994 à janvier 1995.

La source subthermale de La Cressonnière émerge un peu à l'amont du village de Moiry, à peu près au contact du calcaire urgonien avec la couverture morainique. La source a récemment été recaptée et elle alimente la commune en

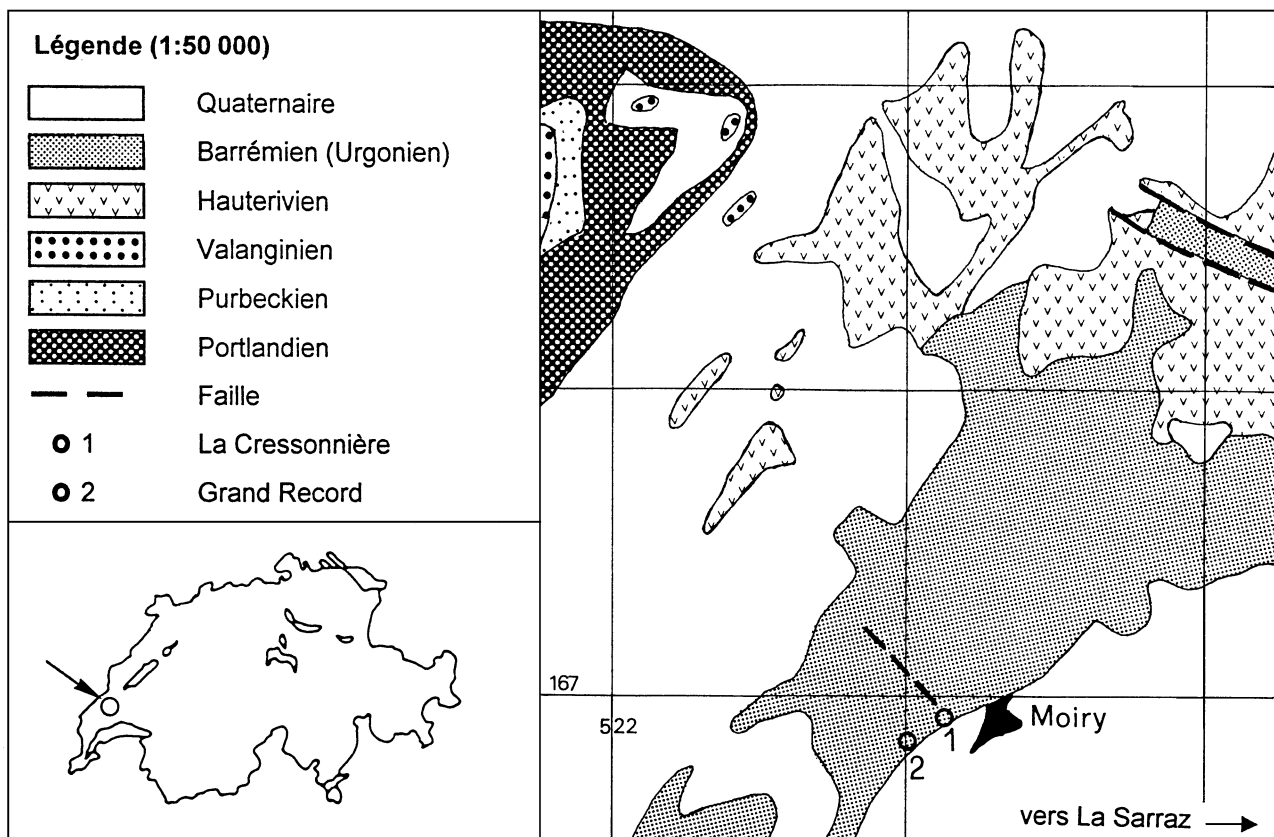


Figure 4.3.1: Situation géographique et esquisse géologique et structurale de la région de Moiry (d'après la carte géologique de France 1:50 000, feuille 26 Mouthe; modifié).

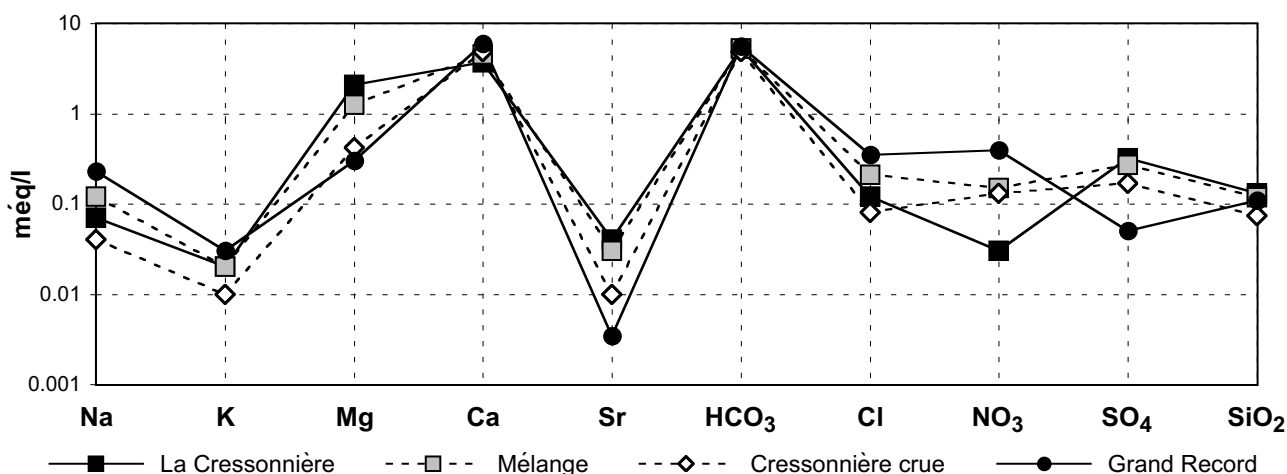


Figure 4.3.2: Les eaux de Moiry représentées dans un diagramme de type Schoeller. Les concentrations sont exprimées en mEq/l, sauf la silice, qui est exprimée en mmol/l. On remarque une variabilité du chimisme assez grande de La Cressonnière entre étiage et crue, surtout en magnésium, strontium et nitrate.

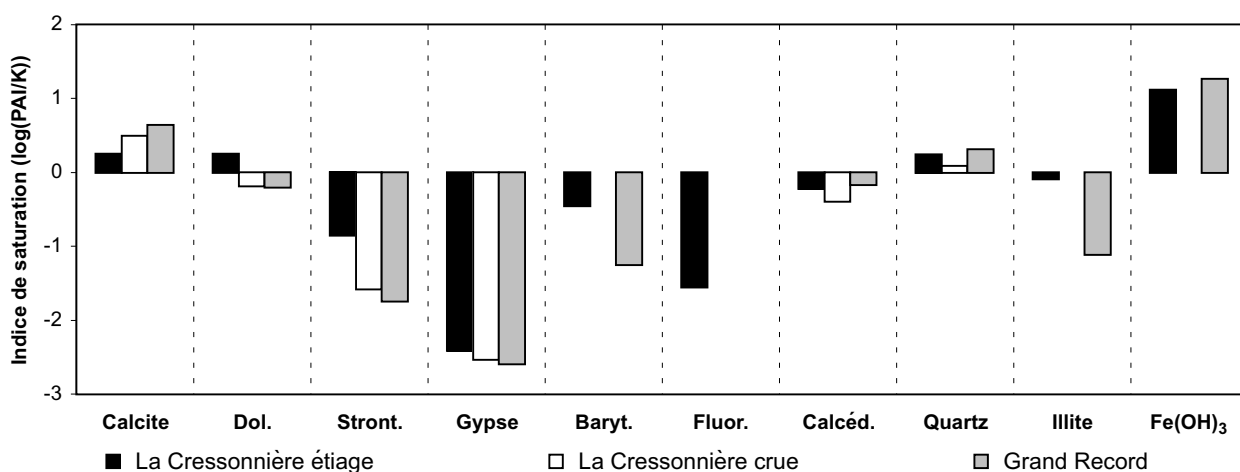


Figure 4.3.3: Indices de saturation de quelques minéraux importants dans les eaux de Moiry.

eau potable. Le trop-plein de la source donne naissance à un ruisseau. L'eau est faiblement minéralisée, la température varie entre 9.4 et 15.7 °C et le débit de 20 à 600 m³/h (projet ISHYDRO, LAVANCHY et al., 1986–1996). Pendant les travaux de recaptage en automne 1993, plusieurs venues d'eau subthermale avec une température et une conductivité électrique légèrement différentes ont été observées. En période de hautes à moyennes eaux, des petites venues d'eau subthermale moins chaude que La Cressonnière s'écoulent de deux tuyaux au pied du captage.

La source froide du Grand Record est captée à quelques 200 m au sud-ouest de La Cressonnière. Son eau est emmenée dans une conduite de grand diamètre en aval de la source de La Cressonnière pour se jeter dans le même ruisseau qui prend naissance au trop-plein de La Cressonnière. L'eau est faiblement minéralisée, sa température varie entre 7.9 et 9.5 °C, son débit a été estimé à 60 m³/h au minimum.

4.3.3 Typologie chimique

Pour l'étude des eaux de Moiry, des analyses de LAVANCHY (1986, LAVANCHY et al., 1987) et du projet ISHYDRO (LAVANCHY et al., 1986–1996) antérieures à notre étude étaient disponibles. Lors de cette étude, des prélèvements ont été effectués sur les sources de La Cressonnière et du Grand Record.

La source froide du Grand Record émerge des calcaires du Barrémien (Urgonien blanc, Crétacé). Il s'agit d'une eau dure (dureté totale 6.6 mEq/l), de chimisme peu variable et de type chimique [Ca][HCO₃] (figure 4.3.2). Sa dureté élevée et une pollution d'origine agricole assez élevée (teneurs en nitrate entre 20 et 40 mg/l) laissent supposer une infiltration dans des sols agricoles avec activité biologique élevée. L'eau de la source subthermale de La Cressonnière est également assez dure (dureté totale de 5.6 mEq/l environ) et nettement plus minéralisée que les eaux thermales et

subthermales des régions de Delémont et d'Yverdon (conductivité électrique autour de 460 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Elle est enrichie en magnésium et de type chimique $[\text{Ca}, \text{Mg}][\text{HCO}_3]$ (figure 4.3.2). Par rapport à la source froide du Grand Record, La Cressonnière est enrichie en tous les éléments traces et mineurs tels que strontium, fluorure, lithium, rubidium, baryum, iodure et bore. Seul le bromure est plus concentré dans l'eau du Grand Record.

4.3.4 Interactions eau-roche

Comme pour toutes les eaux des aquifères carbonatés du Malm, les interactions eau-roche des eaux de Moiry sont assez restreintes à cause de la minéralogie très monotone des calcaires et dolomies du Malm. Les analyses de roches de la région d'Yverdon-les-Bains effectuées dans cette étude et celles du Jura neuchâtelois citées par KIRALY (1973), ont été admises comme représentatives pour la région de Moiry (cf. chapitre 4.2.4). Les eaux ne sont saturées ou proches de la saturation que par rapport à peu de minéraux (figure 4.3.3):

- Toutes les eaux sont sursaturées par rapport à la calcite. Cette sursaturation est d'une part due à des phénomènes de dégazage du CO_2 avant la mesure du pH. La source du Grand Record par exemple n'a été mesurée qu'après un trajet de plus de 100 m dans un tuyau à écoulement libre et le pH d'équilibre de la calcite serait d'environ 7.1 au lieu des 7.4 à 7.8 mesurés. Pour l'eau subthermale de la Cressonnière d'autre part, cette sursaturation peut également être la suite de la dissolution incongruente de la dolomite dans les couches du Portlandien. Une troisième possibilité serait que la présence de magnésium génère la précipitation de la calcite pour des raisons de cinétique (APPELO & POSTMA, 1993) et la solubilité du calcium serait contrôlée par l'aragonite. En effet, celle-ci se trouve très proche de la saturation dans l'eau de La Cressonnière avec une teneur élevée en magnésium.
- Alors que la source du Grand Record est nettement sous-saturée par rapport à la dolomite, l'eau subthermale ayant vraisemblablement circulé dans les couches dolomitiques du Portlandien, est nettement sursaturée par rapport à la dolomite ordonnée. Par contre elle est sous-saturée par rapport à la dolomite non ordonnée d'après le logiciel SOLMINEQ88 (KHARAKA et al., 1988). En période de très forte crue avec une dilution par de l'eau froide, elle devient également sous-saturée par rapport à la dolomite ordonnée.
- La sursaturation du quartz n'est certainement pas due à un équilibre par rapport à ce minéral pour une température plus élevée que celle mesurée (cf. chapitre 4.3.8). Les températures peu élevées d'au maximum 17 à 19 °C des eaux souterraines de Moiry seraient plutôt compatibles avec un équilibre par rapport à la calcédoine. Celle-ci est sous-saturée dans les deux sources (calculs avec le logiciel PHREEQE, PARKHURST et al., 1993). Deux phénomènes sont à l'origine de cette sous-saturation de la calcédoine: (1) Les aquifères du Malm et du

Tableau 4.3.1: Isotopes du soufre et de l'oxygène du sulfate dissous et rapport isotopique du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) dans l'eau de la source La Cressonnière à Moiry.

Echantillon	Date	$\delta^{34}\text{S}$ SO_4 (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ SO_4 (‰)	Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
La Cressonnière LC-6	23.09.94	10.9	0.45	0.707268 $\pm 1.2 \cdot 10^{-5}$

- Crétacé sont pauvres en minéraux siliceux et le temps de résidence souterrain court des eaux froides et subthermales ne suffit pas pour qu'elles puissent se saturer par rapport à la calcédoine. (2) L'eau subthermale de la Cressonnière est mélangée avec des eaux froides de circulation très rapide et fortement sous-saturées en silice (cf. chapitre 4.3.7). Sa concentration en silice est donc diluée de manière proportionnelle au taux de mélange.
- Les résultats des analyses d'aluminium montrent une sursaturation par rapport à la kaolinite et la muscovite. L'eau de La Cressonnière en étiage est presque à saturation par rapport à l'illite, alors qu'elle est sous-saturée dans l'eau du Grand Record. Ceci pourrait indiquer le contrôle de la teneur en aluminium par la solubilité de ce minéral.
 - Les analyses du fer dans l'eau de La Cressonnière indiquent une sursaturation par rapport aux minéraux ferreux tels que l'hématite, la goéthite ou le $\text{Fe}(\text{OH})_3$ amorphe. Cette sursaturation pourrait être due à la dissolution de l'ankérite présente dans les couches du Portlandien qui met en solution du magnésium et du fer (cf. chapitre 4.2.4).

Les isotopes du sulfate dissous dans l'eau subthermale de La Cressonnière ne peuvent pas être interprétés sans ambiguïté (tableau 4.3.1). La combinaison des valeurs du $\delta^{34}\text{S}$ (10.9‰) et du $\delta^{18}\text{O}$ (0.45‰) est typique pour l'oxydation de minéraux sulfureux du cristallin (BALDERER, 1985): bien évidemment, cette origine est impossible pour le sulfate de La Cressonnière. La pyrite sédimentaire par contre n'a pas un $\delta^{34}\text{S}$ assez élevé pour expliquer la valeur de l'eau de La Cressonnière. Une origine évaporitique du sulfate peut être exclue à cause de la valeur très basse du $\delta^{18}\text{O}$ qui ne correspond aux dépôts évaporitiques d'aucune période géologique (CLAYPOOL et al., 1980). On doit donc admettre une origine mixte du sulfate dissous, provenant de l'oxydation de la pyrite sédimentaire et de l'apport de sulfate d'origine atmosphérique et agricole.

Le rapport isotopique du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.707268 (tableau 4.3.1) dans l'eau de La Cressonnière est quasiment identique à celui de l'échantillon dolomitique du Portlandien du forage La Grève-1 d'Arkina à Yverdon-les-Bains (0.707258; cf. chapitre 4.2.4). Cette coïncidence,

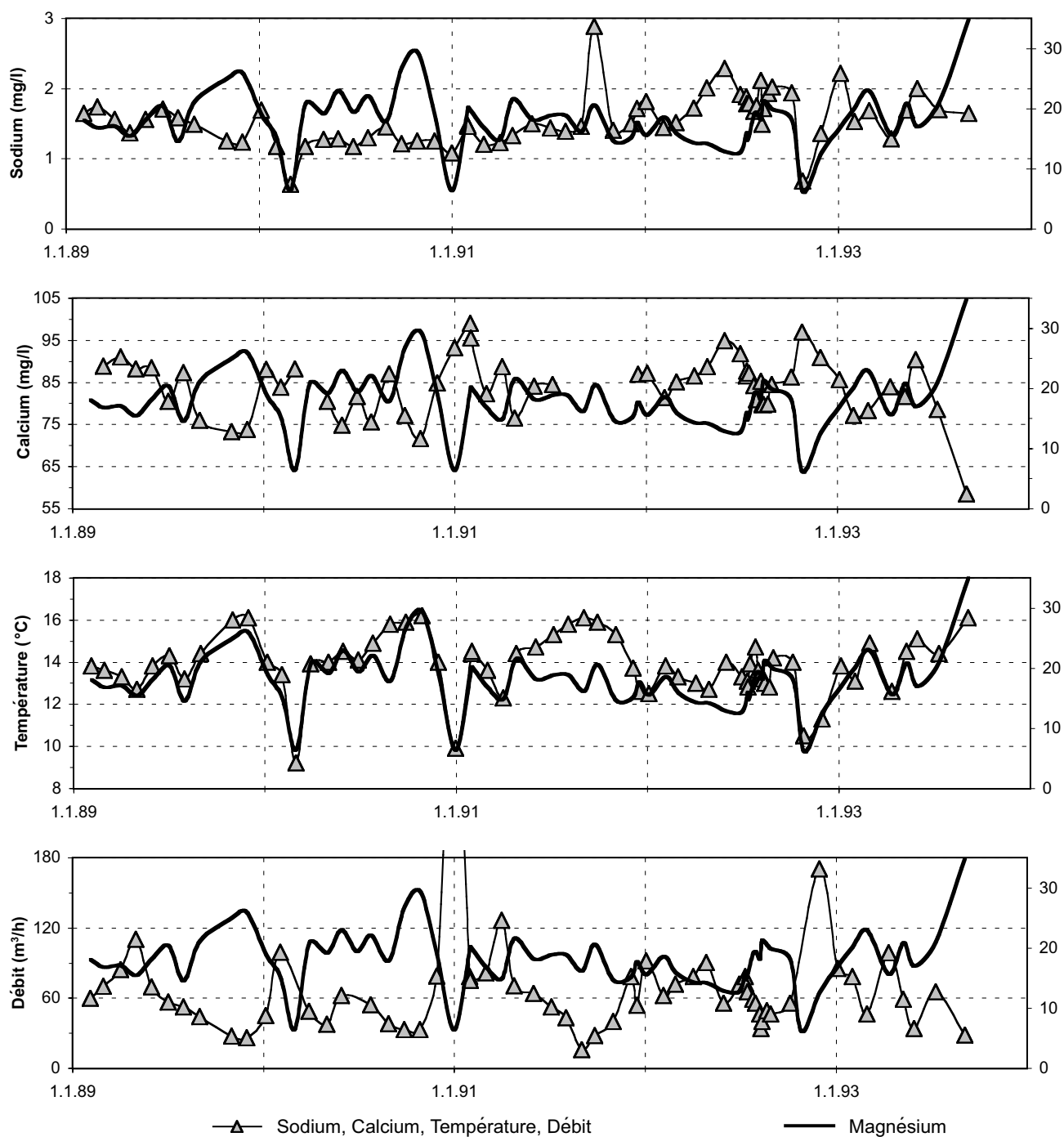


Figure 4.3.4: Evolution de quelques paramètres chimiques et physiques de l'eau de la Cressonnière entre 1989 et 1993. L'échelle sur la droite des graphes indique la teneur en magnésium en mg/l. Données non publiées du projet ISHYDRO (LAVANCHY et al., 1986–1996).

ainsi que le chimisme de l'eau riche en magnésium fait preuve de l'écoulement préférentiel de l'eau de La Cressonnière dans les couches dolomitiques du Portlandien.

En résumé, les interactions eau-roche suivantes peuvent être considérées pour l'eau subthermale de l'aquifère du Portlandien de Moiry:

- La dissolution incongruente de la dolomite suivie de la précipitation de calcite pure entraîne une baisse de la

concentration du calcium et une augmentation de celle en magnésium (processus n° 1). La calcite et la dolomite ordonnée sont sursaturées dans l'eau de La Cressonnière.

- La dissolution de minéraux siliceux dans l'aquifère augmente la teneur en silice dissoute, mais le temps de séjour trop court et la faible présence de ces minéraux dans les roches du Portlandien ne permettent pas d'atteindre l'équilibre avec la calcédoine pour l'eau subthermale (processus n° 2).

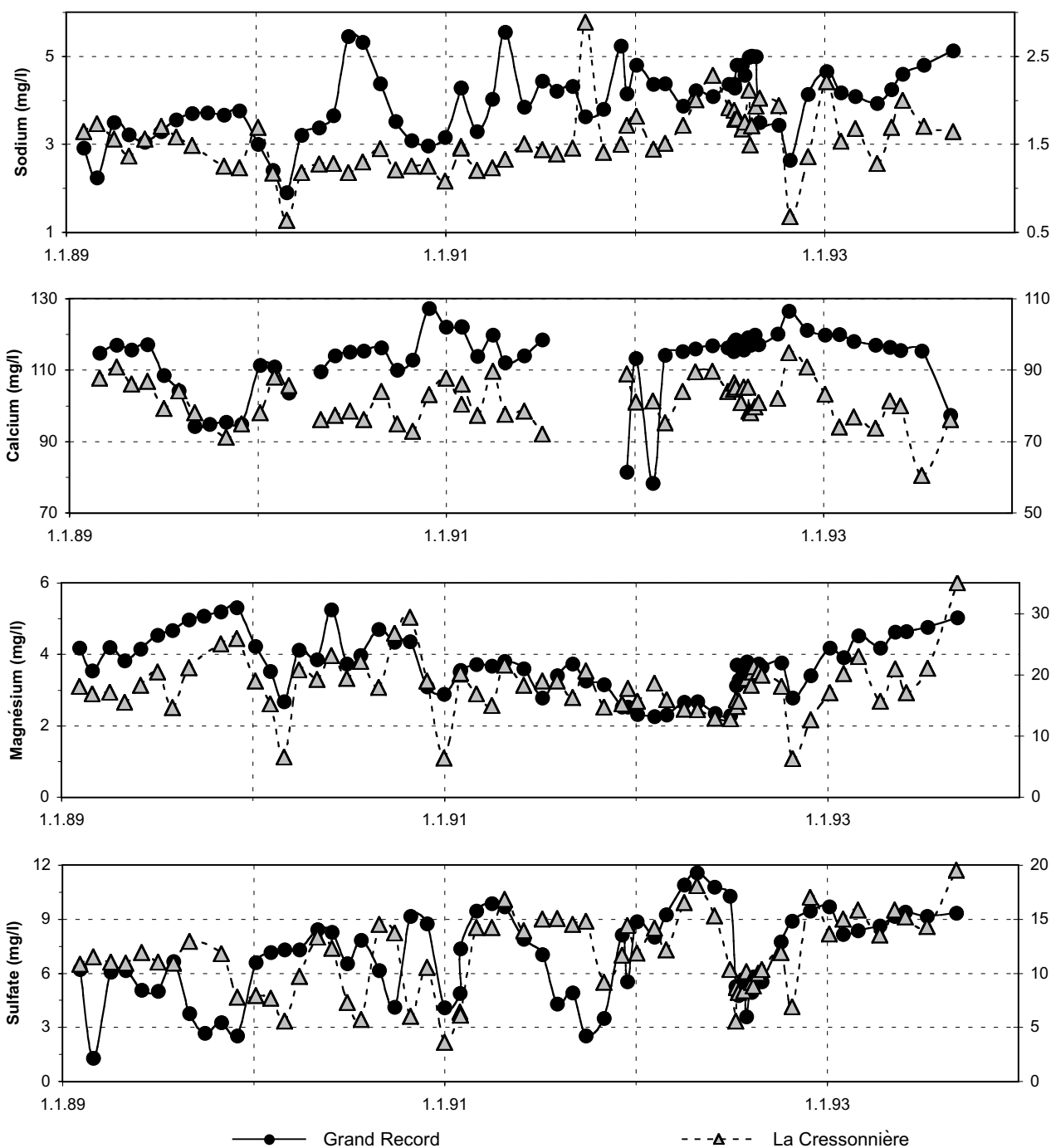


Figure 4.3.5: Variations saisonnières des paramètres chimiques de la source froide du Grand Record et de la source subthermale de La Cressonnière à Moiry. L'échelle sur la gauche des graphes indique les teneurs de la source du Grand Record, celle sur la droite les teneurs de La Cressonnière. Données du projet ISHYDRO (LAVANCHY et al., 1986–1996).

- L'oxydation de la pyrite ajoute du sulfate et du fer à l'eau et diminue la teneur en oxygène dissous (processus n° 3).
- La dénitrification fait disparaître le nitrate (processus n° 4).

4.3.5 Evolution temporelle

Les analyses du projet ISHYDRO (LAVANCHY et al., 1986–1996, données non publiées) permettent de suivre l'évolu-

tion temporelle pendant 10 ans. Pendant la période de 1989 à 1993 nous disposons de prélèvements mensuels qui mettent en évidence les variations saisonnières (figures 4.3.4 et 4.3.5).

Pour la Cressonnière cette variation saisonnière est très nette pour plusieurs paramètres. En étiage, l'eau de la Cressonnière est la plus chaude, enrichie en magnésium et appauvrie en calcium et en oxygène dissous, alors qu'en période de crue, l'eau devient plus froide, s'appauvrit en

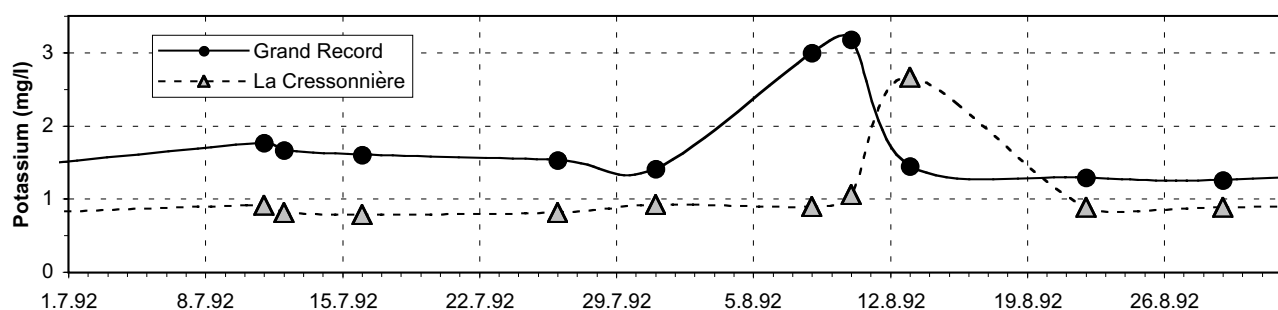


Figure 4.3.6: Arrivée d'une pollution au potassium dans les sources du Grand Record et de La Cressonnière à Moiry en août 1992. On remarque le décalage de quelques jours entre l'apparition du polluant dans les deux sources.

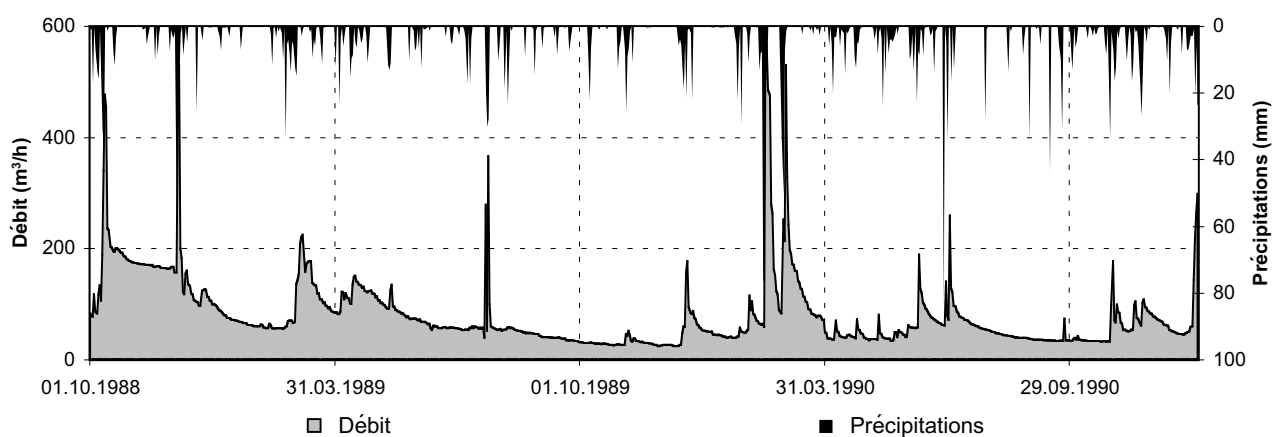


Figure 4.3.7: Comparaison des débits à la source de La Cressonnière et des précipitations à Baulmes (région d'Yverdon) entre octobre 1988 et janvier 1990. On remarque la très forte et rapide réaction du débit aux précipitations en hiver et au printemps, et la réaction généralement très faible voire nulle du débit aux précipitations en été et automne.

magnésium et s'enrichit en calcium et en oxygène dissous. Les variations saisonnières du débit sont directement liées aux précipitations et à la fonte des neiges avec les plus grandes crues entre décembre et mai et l'étiage prononcé en été/automne (août–octobre) (figure 4.3.7). Les variations saisonnières des autres composés chimiques sont beaucoup moins nettes. Souvent ces composés chimiques sont corrélés de manière positive avec le magnésium et donc de manière négative avec le débit (cf. chapitre 4.3.7).

Sodium, potassium, chlorure et sulfate, qui ont tous une origine mixte d'interactions eau-roche et de pollution d'origine agricole et du salage des routes, montrent des variations saisonnières ambiguës: leur concentrations peuvent être corrélées soit de manière positive soit négative avec le magnésium (cf. chapitre 4.3.7). Les grandes variations saisonnières de la température, du magnésium et du calcium sont l'indice d'un mélange entre au moins deux composantes d'écoulement.

Les variations saisonnières de la source du Grand Record sont similaires à celles de La Cressonnière (figure 4.3.5). Le débit, le sodium, le calcium, le magnésium et le sulfate varient de la même façon. Les variations du magnésium sont tellement synchrones, qu'on peut admettre que la

source du Grand Record contient également un peu d'eau de l'aquifère subthermal du Portlandien qui alimente principalement la source de La Cressonnière.

Entre les teneurs en magnésium des deux sources, une corrélation positive

$$\text{Mg}(\text{Grand Record}) = 0.11 \cdot \text{Mg}(\text{La Cressonnière}) + 1.71$$

existe, avec un coefficient de corrélation de 0.64. Les indicateurs de pollution tels que potassium, nitrate et chlorure sont également corrélés de manière positive mais avec des coefficients de corrélation très mauvais.

L'infiltration de l'eau polluée dans les aquifères des deux sources se fait vraisemblablement à des vitesses différentes et l'apparition à la source est donc en général décalée dans le temps. Ce décalage se voit très nettement lors d'une pollution au potassium en août 1992 (figure 4.3.6). Alors qu'à la source du Grand Record cette pollution est déjà apparue le 8 août, elle ne commence d'arriver à la source de La Cressonnière que le 10. Le 13 août, le potassium atteint sa concentration maximale à La Cressonnière alors qu'à la source du Grand Record le potassium a déjà retrouvé la concentration d'avant.

4.3.6 Comportement hydraulique

Le comportement hydraulique de la source de La Cressonnière est typique pour une source karstique: fortes et très rapides variations du débit, réaction très rapide aux précipitations et vitesse d'écoulement élevée d'une partie de son eau (figure 4.3.7). Contrairement à la source subthermale haute du Cossaux (Mont Chamblon, Yverdon; cf. chapitre 4.2.5), la température à la source de La Cressonnière réagit très brutalement aux grandes crues. Ainsi, la température a baissé aux valeurs de 9.2 °C en mars 1990 et 9.4 °C en janvier 1995 lors de très fortes crues. Alors que la source du Cossaux ne montre que des variations de température inférieures à 1.2 °C, la température de La Cressonnière varie de presque 7 °C. Le chimisme de La Cressonnière est également soumis à des variations nettement plus grandes qu'à la source du Cossaux. Ainsi en septembre 1990 le magnésium a atteint une concentration maximale de 29.4 mg/l alors qu'en janvier 1995 la concentration minimale de 5.1 mg/l a été analysée. Les variations du débit sont également nettement plus grandes à la Cressonnière qu'au Cossaux: des débits variant entre une vingtaine de m³/h et plus que 600 m³/h ont été mesurés (fig. 4.3.7).

Les différences du comportement de la source de La Cressonnière par rapport à la source subthermale haute du Cossaux s'expliquent par le mélange de deux systèmes d'écoulement séparés: l'un de type karstique, vraisemblablement dans les calcaires du Crétacé et l'autre de type fissuré dans les dolomies du Portlandien. Alors qu'au Cossaux toutes les composantes d'écoulement réagissent de manière similaire aux précipitations, l'écoulement subthermal dans l'aquifère du Portlandien de La Cressonnière réagit de manière nettement plus faible par rapport à l'écoulement karstique froid (figure 4.3.10). La composante karstique de la Cressonnière est caractérisée par une réaction très rapide et très forte aux précipitations et une décroissance également très rapide, ce qui fait que les crues ne durent parfois qu'un à deux jours.

4.3.7 Relations et mélanges entre différents types d'eau

L'étude de la variabilité dans le temps a mis en évidence des variations du chimisme de la source subthermale de La Cressonnière qui indiquent un système de mélange. En mettant en corrélation le magnésium d'une part, la température et le débit d'autre part, on s'aperçoit que le magnésium est très étroitement lié à ces deux paramètres (figure 4.3.8): le magnésium est corrélé de manière négative au débit et de manière positive à la température. Ainsi le magnésium peut être utilisé comme élément témoin de l'eau tiède et profonde de la source de La Cressonnière.

La température, le magnésium, le strontium, le fluorure et l'oxygène dissous semblent indiquer un mélange entre deux composantes, dont l'une est représentée par la source du Grand Record alors que l'autre est représentée par une

eau subthermale plus chaude que 16 °C (figures 4.3.8 et 4.3.9). Les autres paramètres par contre indiquent un mélange à trois composantes, ce qui s'exprime très nettement par les indicateurs de pollution tels que sodium, chlorure et nitrate mais également par le calcium, le bicarbonate et l'oxygène-18. Aux deux composantes déjà citées s'ajoute donc une troisième qui est froide, de type [Ca][HCO₃], moins dure que l'eau de la source du Grand Record et surtout moins polluée. Elle est approchée par la composition chimique des analyses de La Cressonnière lors des grandes crues telle que par exemple celle du 24 janvier 1995 (cf. analyses en annexe). On peut très bien s'imaginer que cette troisième composante représente l'eau karstique de l'aquifère du Barrémien qui alimente la source du Grand Record à l'état avant le mélange avec une eau polluée s'infiltrant dans la couverture du Quaternaire des terrains agricoles en amont de Moiry.

La corrélation négative entre le débit et la température permet d'extrapoler la température maximale entre 16.5 et 17.5 °C environ pour l'eau subthermale si le débit s'approche de zéro (figure 4.3.8). LAVANCHY (1986) avait déjà déduit avec la même méthode une température de 17 °C pour un débit nul (cf. chapitre 4.3.8). En admettant que ces 17 °C représentent la température réelle de la composante subthermale profonde et que l'eau froide de dilution ait la même température que la source du Grand Record, on peut calculer le pourcentage d'eau profonde pour les analyses de La Cressonnière:

$$Q_{\text{eau profonde}} [\% \text{ du } Q_{\text{total}}] = \frac{(T_{\text{Cressonnière}} - T_{\text{Grand Record}})}{(17 - T_{\text{Grand Record}})} \cdot 100$$

Quand on met en relation le débit total avec le débit d'eau profonde et subthermale calculé, on remarque que ce dernier ne dépasse pas quelque 80 m³/h (figure 4.3.10). La corrélation existant entre ces deux débits n'est pas linéaire pour l'ensemble du domaine, mais elle peut être approchée de manière linéaire pour les débits faibles.

La variabilité du débit total est beaucoup plus grande que celle du débit de l'eau subthermale. Ainsi s'explique la grande variabilité de la température de l'eau de la source de La Cressonnière: en temps d'étiage la presque totalité du débit est fournie par l'eau subthermale, alors qu'en période de crue l'eau subthermale représente moins de la moitié du débit total, pour certaines crues très fortes seulement 15% du débit total.

Les corrélations entre la température et le débit d'une part, et le magnésium d'autre part permettent de déterminer la concentration du magnésium de la composante profonde subthermale à la température de 17 °C avec un débit s'approchant de zéro. Cette concentration se trouve entre 28 et 33 mg/l (figure 4.3.8). En appliquant les corrélations linéaires observées entre le magnésium et différents autres paramètres chimiques et isotopiques de l'eau de La Cressonnière (figures 4.3.8 et 4.3.9) et en interprétant les distributions

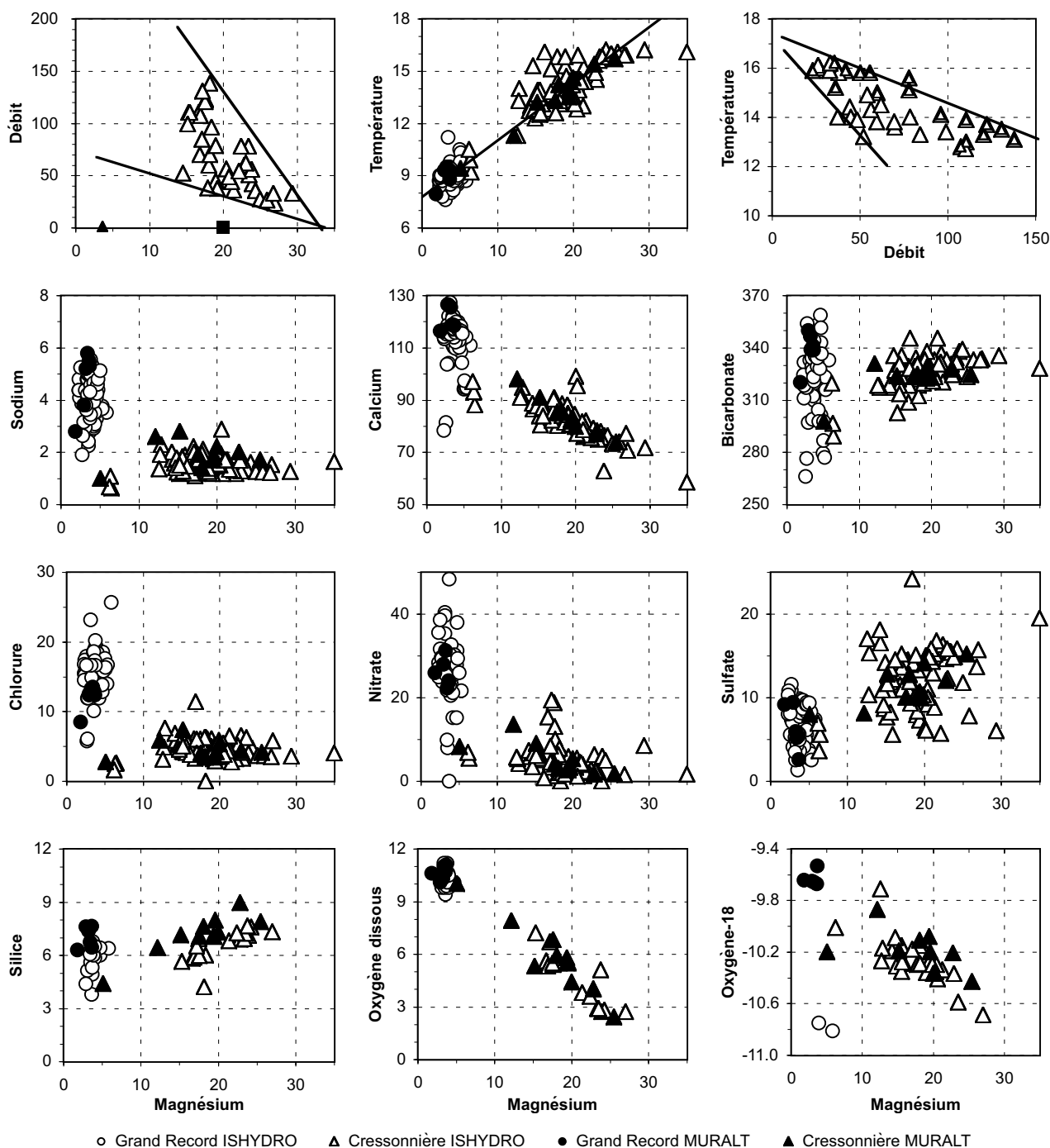


Figure 4.3.8: Relations entre le magnésium et différents paramètres physiques, chimiques et isotopique des eaux de Moiry ainsi qu'entre le débit et la température de La Cressonnière. Alors que la température et l'oxygène dissous semblent indiquer un mélange entre deux composantes, les autres paramètres forment des répartitions triangulaires, indiquant le mélange entre trois composantes. Les paramètres chimiques sont exprimés en mg/l, le débit en m³/h, la température en °C et l'oxygène-18 en ‰.

triangulaires (figure 4.3.8), on peut extrapoler le chimisme de l'eau profonde subthermale (tableau 4.3.2).

4.3.8 Température du réservoir

Les seuls minéraux qui seraient à l'état de saturation ou de sursaturation dans l'eau subthermale non diluée sont la

calcite, la dolomite, le quartz, quelques minéraux d'argile et quelques minéraux du fer (cf. chapitre 4.3.4). Par rapport à tous les autres minéraux, l'eau subthermale est nettement sous-saturée. La simulation du réchauffement de l'eau pour trouver la température où les indices de saturation des minéraux sursaturés et sous-saturés convergent vers l'indice de saturation IS = 0, met en évidence qu'aucun minéral n'atteint l'équilibre à une température raisonnable.

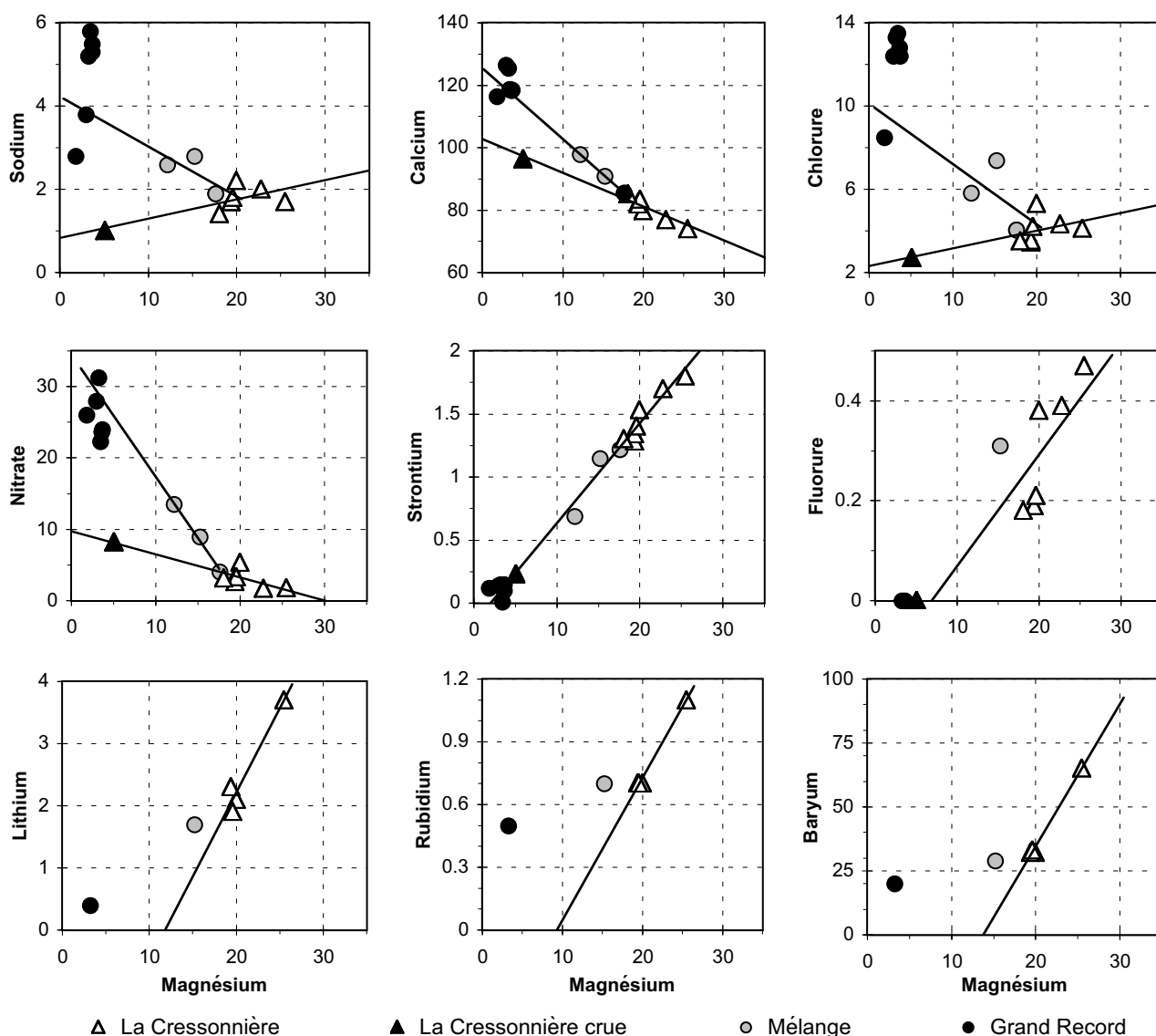


Figure 4.3.9: Relations entre le magnésium et quelques espèces majeures, mineures et traces des eaux de Moiry analysées lors de cette étude. On remarque les deux tendances du mélange de l'eau subthermale, l'une en direction de l'échantillon de La Cressonnière en crue et l'autre en direction de la source du Grand Record. Les espèces majeurs et mineurs sont exprimées en mg/l et les éléments trace en µg/l.

C'est la saturation du quartz qui indiquerait la température d'équilibre la plus basse à environ 32 °C pour l'échantillon le moins dilué (LC-2, 8.9.1993), tandis que les minéraux argileux tels que la kaolinite indiquent des températures beaucoup plus élevées. Une température de 32 °C permet de calculer une profondeur minimale de l'écoulement de 700 à 800 m, si l'on admet une température ambiante moyenne annuelle à Moiry de 8.4 °C et un gradient géothermique entre 3.0 et 3.5 °C/100m. La température ambiante moyenne est déterminée à l'aide de la corrélation altitude/température de la région d'Yverdon-les-Bains (cf. chapitre 4.2.9). A cette profondeur-là se trouve l'imperméable de l'Oxfordien ce qui rend impossible la présence d'un réservoir à la température de 32 °C.

A cause de la température faible de l'eau profonde subthermale de La Cressonnière et du chimisme défavorable à la plupart des géothermomètres chimiques, aucun de ces

géothermomètres n'indique une température du réservoir plausible. Le chimisme de l'eau profonde extrapolée et le rapport isotopique du strontium dans l'eau de La Cressonnière indiquent très clairement le Portlandien comme aquifère. Celui-ci se trouve à une profondeur entre 200 et 370 m (épaisseurs des différentes couches d'après PETCH, 1970). La température maximale possible en admettant un écoulement à la profondeur maximale de 370 m et avec un gradient géothermique assez élevé de 3.5 °C/100 m est de 21 °C. Par contre, à la profondeur de 200 m et avec un gradient géothermique de 3.0 °C/100 m, on obtient une valeur minimale de 14.4 °C, ce qui est inférieur à la température maximale mesurée de 16.2 °C (14.12.1985 et 28.10.1990). En admettant que l'eau s'écoule à la profondeur moyenne du Portlandien (environ 285 m), la température du réservoir se trouve entre 17 et 18.4 °C en appliquant les gradients géothermiques choisis précédemment.

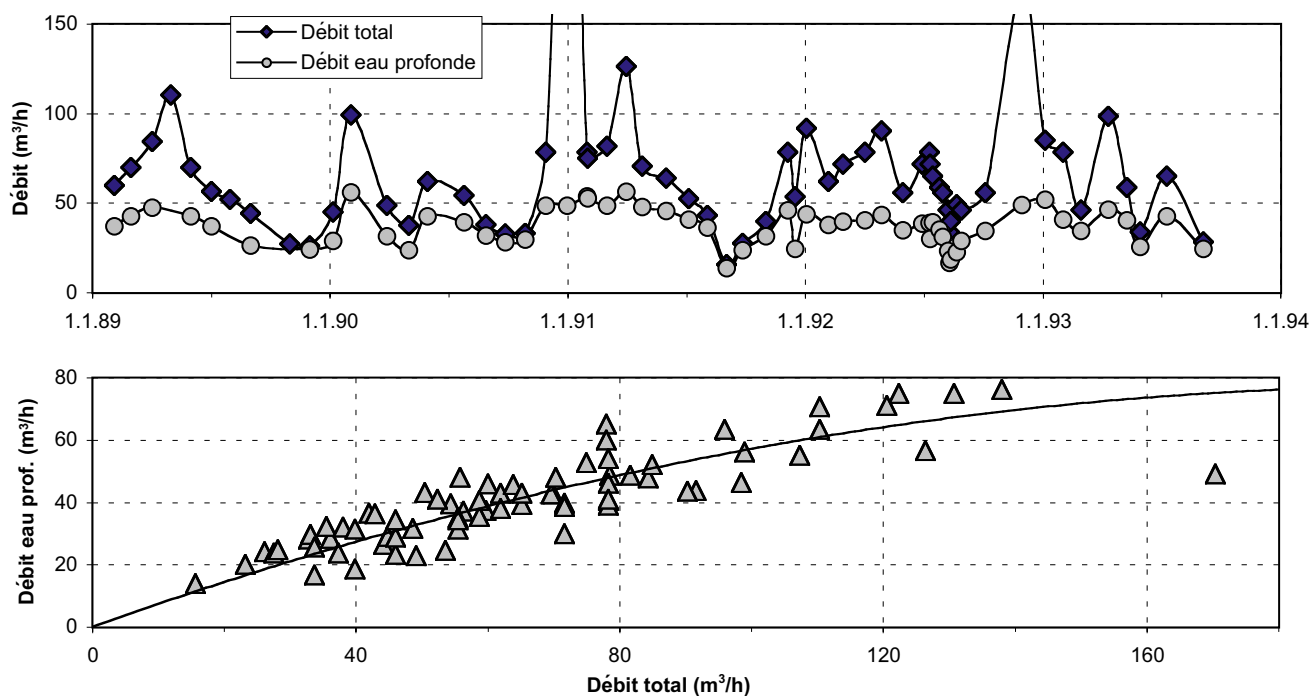


Figure 4.3.10: Variations saisonnières du débit total et du débit de l'eau subthermale calculés (haut) et rapport entre ces deux débits (bas) à la source de La Cressonnière. Une relation non linéaire lie le débit total et le débit de l'eau subthermale, mais qui est approximativement linéaire pour les débits inférieurs à 40–60 m³/h. La figure en bas contient également des données des années 1984–1987.

Plusieurs corrélations inverses permettent également d'estimer la température maximale de la composante subthermale profonde (cf. chapitre 4.3.7). À l'aide de la corrélation inverse entre le débit et la température, LAVANCHY (1986) extrapole une température de 17 °C pour un débit s'approchant de zéro avec les mesures de 1984 et 1985. Une température de 16.2 °C est indiquée par les mêmes paramètres, mais avec toutes les mesures de 1984 à 1993 (figure 4.3.8).

En admettant que l'eau subthermale profonde soit privée d'oxygène dissous, la corrélation inverse entre le magnésium et l'oxygène permet d'extrapoler une teneur du magnésium de 33 mg/l (analyses ISHYDRO) et de 34 mg/l (analyses de cette étude) pour l'absence d'oxygène dissous. En admettant une dénitrification totale dans l'eau profonde, la teneur du magnésium extrapolée est de 30 mg/l (analyses de cette étude) à 36 mg/l (analyses ISHYDRO). L'excellente corrélation positive entre le magnésium et la température (mesures de cette étude)

$$T (^{\circ}\text{C}) = 0.32 \cdot \text{Mg (mg/l)} + 7.9; r = 0.98$$

permet d'extrapoler une température maximale de l'eau profonde entre 17.5 et 19.4 °C pour des teneurs en magnésium entre 30 et 36 mg/l, en négligeant les pertes de température par conduction lors de la remontée. En admettant une perte de température par conduction de 1 °C, la température de l'eau profonde peut être admise entre 18.5 et 20.5 °C.

4.3.9 Zone d'alimentation et conditions d'infiltration

En raison de la situation géographique de la source de La Cressonnière au pied du Jura, encore légèrement sur le versant sud-est de la première chaîne, il est évident que les différentes eaux subthermales et froides de Moiry s'infiltrent dans ce même versant, plus en amont. Les affleurements les plus proches du Portlandien se trouvent à une altitude moyenne d'environ 1100 m (Côte de Mont-La Ville et Côte de la Praz). Le Valanginien affleure dans une pente raide en aval du Portlandien à une altitude d'environ 1000 m et en dessus du Portlandien à une altitude moyenne d'environ 1200 m. Les calcaires du Barrémien, dans lesquels se trouvent les deux sources étudiées sont affleurants ou subaffleurants en pente douce et donc sur une assez grande surface à une altitude moyenne d'environ 700 m. La position des sources, leur température et leur chimisme suggèrent que l'infiltration des eaux subthermales s'effectue dans les couches du Portlandien et celle des eaux froides dans le Barrémien (cf. chapitre 4.3.7).

Les analyses des isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^2H) confirment ces réflexions. En effet, les valeurs mesurées et celles extrapolées pour la composante profonde pure indiquent que les altitudes d'infiltration calculées avec les différentes relations entre altitude et isotopes stables sont bien compatibles avec les altitudes moyennes des affleurements décrits (tableaux 4.3.3 et 4.3.4).

Tableau 4.3.2: Extrapolation de la composition chimique et isotopique de l'eau profonde subthermale de la source de La Cressonnière à Moiry pour une teneur en magnésium de 30 mg/l. Les coefficients de corrélation des espèces chimiques correspondent aux analyses effectuées lors de cette étude, ceux des isotopes stables à toutes les analyses de 1986 à 1995. Pour plusieurs des corrélations, la pente est définie par un seul échantillon, celui de la crue de janvier 1995.

Espèce chimique; isotope	Coefficient de corrélation avec le magnésium	Extrapolation avec les analyses de cette étude (1993–1995)	Extrapolation avec les analyses ISHYDRO, LAVANCHY (1984–1987)	Extrapolation avec toutes les analyses ISHYDRO (1984–1993)
Sodium (mg/l)	0.76	2.2	1.6	1.6
Potassium (mg/l)	0.93	0.94	0.92	0.84
Calcium (mg/l)	–0.98	70	68	70
Strontium (mg/l)	0.97	2.2	n.d.	n.d.
Bicarbonate (mg/l)	0.89	340	347	340
Chlorure (mg/l)	0.65	4.8	5.5	4.9
Nitrate (mg/l)	–0.90	0	0	2.4
Sulfate (mg/l)	0.75	15	17	15
Fluorure (mg/l)	0.89	0.5	n.d.	n.d.
Silice (mg/l)	0.91	9.5	8.3	n.d.
Lithium (µg/l)	0.97 ¹⁾	0.005	n.d.	n.d.
Baryum (µg/l)	1.0 ¹⁾	0.09	n.d.	n.d.
Rubidium (µg/l)	1.0 ¹⁾	0.0014	n.d.	n.d.
Iodure (µg/l)	0.85 ¹⁾	0.016	n.d.	n.d.
Bromure (µg/l)	0.95 ¹⁾	0.013	n.d.	n.d.
Bore (µg/l)	0.86 ¹⁾	0.030	n.d.	n.d.
Oxygène dissous (mg/l)	–0.95	1.5	1.1	n.d.
Oxygène-18 (‰)	–0.77	–10.4 à –10.6	n.d.	–10.6 à –10.8
Deutérium (‰)	–0.59	–74 à –76	n.d.	–75 à –76
Tritium (UT)	–0.88	10	n.d.	n.d.

¹⁾ Ces corrélations ne se basent que sur quatre échantillons, dont trois sont presque identiques.

Tableau 4.3.3: Valeurs des isotopes stables dans les eaux de Moiry. Pour l'extrapolation de La Cressonnière profonde cf. chapitre 4.3.7.

Forages/Source	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	Nombre d'échantillons
La Cressonnière crue; 2.1.1991	–9.68	–70	1
La Cressonnière crue; 24.1.1995	–10.20	–71.5	1
La Cressonnière étiage; 28.9.1991	–10.47	–76.9	1
La Cressonnière étiage; 8.9.1993	–10.43	–76.1	1
La Cressonnière moyenne	–10.27 ± 0.17	–72.73 ± 1.33	44
La Cressonnière composante profonde	–10.6 à –10.8	–75 à –76	extrapolation
Grand Record moyenne	–9.73 ± 0.32	–68.46 ± 1.65	36

Tableau 4.3.4: Altitudes de recharge (m) des eaux de Moiry calculées à partir de différentes relations altitude/isotopes stables existants dans la littérature et définies dans cette étude pour la région d'Yverdon-les-Bains (cf. chapitre 3.2.1).

Equation utilisée	Cress. crue 2.1.1991	Cress. crue 24.1.1995	Cress. étiage 28.9.1991	Cress. Etiage 8.9.1993	Cress. moyenne	Cressonnière composante profonde	Grand Record moyenne
1	740	1000	1120	1120	1040	1200 – 1300	770
2	830	920	1250	1200	1000	1130 – 1200	740
3	590	880	1030	1000	900	1100 – 1210	620
4	880	1050	1140	1130	1070	1180 – 1250	900
5	900	980	1270	1230	1050	1170 – 1220	820
6	810	1250	750	820	1140	1210 – 1310	1120

Equations utilisées: 1) KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Jura central (^{18}O); 2) KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Jura central (^2H); 3) BLAVOUX et al. (1979), Jura central et français (^{18}O); 4) MURALT (cette étude), région d'Yverdon (^{18}O); 5) MURALT (cette étude), région d'Yverdon (^2H); 6) MURALT (cette étude), région d'Yverdon (dex).

Les altitudes des échantillons de La Cressonnière en étiage et de la moyenne des analyses de La Cressonnière, calculées avec la relation de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) pour le Jura central coïncident bien avec l'altitude moyenne des affleurements du Portlandien. Pour la source du Grand Record, l'altitude calculée avec la valeur moyenne des analyses semble être légèrement trop élevée pour les affleurements du Barrémien, mais reste largement à l'intérieur des marges d'erreurs analytiques et statistiques, surtout si l'on admet que la source du Grand Record contient également une petite quantité d'eau de l'aquifère profond du Portlandien (cf. chapitre 4.3.5). Les altitudes calculées avec l'équation de BLAVOUX et al. (1979) sont inférieures aux altitudes des émergences pour les eaux de la source du Grand Record et de La Cressonnière en crue (2.1.1991) alors que pour les eaux de La Cressonnière en étiage elles sont très proches des valeurs calculées avec les équations de KULLIN & SCHMASSMANN (1991).

Les altitudes déduites des équations définies pour la région d'Yverdon-les-Bains (cette étude) paraissent un peu élevées pour les eaux de la source du Grand Record et de La Cressonnière en crue alors que pour les eaux de La Cressonnière en étiage elles sont également très proches des valeurs calculées avec les équations de KULLIN & SCHMASSMANN (1991). C'est probablement en raison de l'influence climatique du lac de Neuchâtel sur les sources de plaine utilisées dans l'établissement des équations de la région d'Yverdon-les-Bains, que les altitudes calculées avec ces équations pour les eaux s'infiltrant à une altitude relativement basse à Moiry (Grand Record, Cressonnière en crue) sont légèrement trop élevées.

L'altitude calculée de La Cressonnière en crue du 24 janvier 1995 autour de 1000 m pour l'ensemble des relations est expliquée par la fonte des neiges qui a alimenté l'aquifère karstique avec de l'eau isotopiquement légère. Les altitudes calculées pour la composante profonde extra-

polée avec les équations de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) et celles définies dans cette étude pour la région d'Yverdon-les-Bains semblent un peu trop élevées comparées à l'altitude moyenne des affleurements du Portlandien. A l'exception des incertitudes dues aux erreurs analytiques sur les analyses isotopiques, une explication possible de ces altitudes élevées serait l'infiltration de la composante profonde non pas directement dans les couches du Portlandien mais à travers les couches du Valanginien en amont du Portlandien à l'altitude moyenne d'environ 1200 m.

En résumé on peut conclure que l'eau profonde subthermale de la source de La Cressonnière s'infiltré directement dans les couches du Portlandien à une altitude moyenne de 1100 m au nord-ouest de Moiry, ou indirectement à travers les affleurements du Valanginien au dessus du Portlandien à une altitude moyenne de 1200 m. Les eaux de la source du Grand Record et celles qui diluent La Cressonnière lors des crues par contre s'infiltreront dans les calcaires du Barrémien à une altitude moyenne de 700 m environ. Pour certaines crues, il est également possible qu'une eau de circulation rapide s'infiltré directement dans les couches du Portlandien. Les altitudes des bassins versants déduites des isotopes stables de l'eau coïncident bien avec la topographie et la géologie locale, et aucun indice ne laisse supposer la présence d'une composante d'eau infiltrée dans des conditions climatiques différentes des nôtres.

4.3.10 Temps de séjour souterrain

Les débits de la source du Grand Record et de la composante froide de la source subthermale de La Cressonnière sont si élevés qu'un temps de séjour souterrain moyen supérieur à quelques années au maximum est peu probable. Pour la composante chaude un âge plus élevé doit être admis afin d'expliquer sa température relativement élevée qui est vraisemblablement en équilibre thermique avec

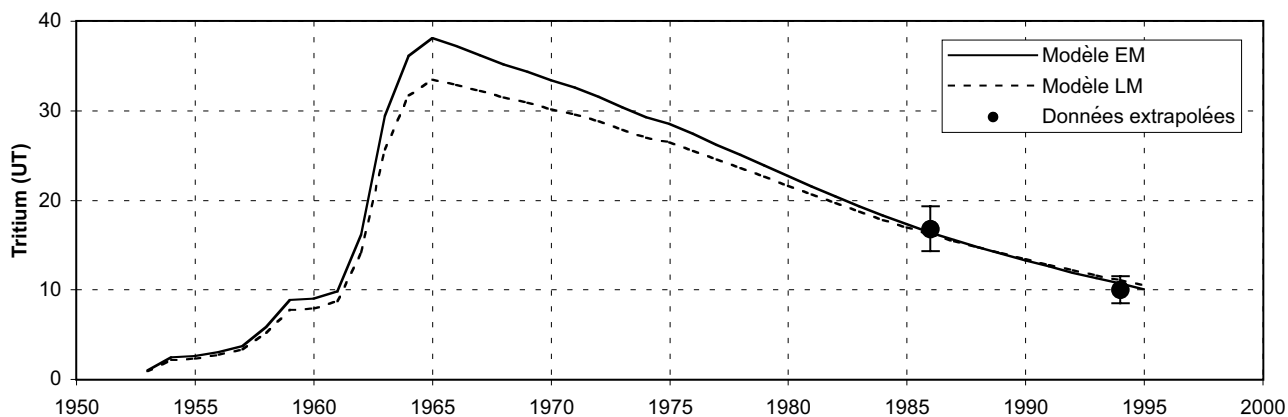


Figure 4.3.11: Simulation du temps de séjour souterrain moyen de la composante profonde et subthermale de la source de La Cressonnière à Moiry à l'aide d'un modèle d'écoulement de type exponentiel (EM) et linéaire (LM). Pour le modèle EM, l'âge radiométrique moyen est de 146 ans et l'erreur quadratique moyenne de 0.58 UT, pour le modèle LM, l'âge moyen est de 85 ans et l'erreur quadratique moyenne de 0.86 UT.

l'aquifère. De plus, le chimisme de l'eau profonde par rapport à la composante karstique et froide indique également un temps de séjour souterrain prolongé: l'enrichissement en magnésium et l'appauvrissement en calcium par dissolution incongruente de la dolomite, un léger enrichissement en strontium, fluorure, silice et en éléments traces, la dénitrification et la disparition de l'oxygène dissous.

Néanmoins aucun indice ne suggère un temps de séjour souterrain très long, de l'ordre de milliers d'années: Le débit élevé de la composante subthermale de plusieurs dizaines de m³/h, une zone d'alimentation de superficie réduite et très proche de la source, ainsi que la porosité efficace des aquifères carbonatés karstiques du Jura assez limitée (KIRALY, 1973; BONACCI, 1987) sont des critères contraires à un temps de séjour souterrain très long.

Tritium

Pour les eaux de Moiry nous disposons d'analyses de tritium des années 1985 à 1988 du projet ISHYDRO (LAVANCHY et al., 1986–1996) et des années 1993 à 1995 de notre étude. Calculée avec des modèles de type exponentiel (EM), linéaire (LM) et piston-flow (PF), on obtient pour l'eau de la source froide du Grand Record un âge moyen de 5 à 6 ans. Des modèles combinés prenant en considération des écoulements de type EM ou LM évoluant en PF fournissent des âges moyens autour de 6 ans, alors qu'un modèle composé de deux écoulements séparés de type PF et EM fournit le résultat avec l'erreur quadratique minimale avec un âge de 4 ans pour la composante PF et de 10.5 ans pour la composante EM. Cette dernière ferait les 28% de l'écoulement total.

Comme pour tous les cas où nous ne disposons d'analyses de tritium que pour les derniers 10 à 15 ans, l'âge radiométrique dépend fortement de petites variations de la fonction d'entrée du tritium. Celle-ci n'étant pas définie

avec des valeurs mesurées à Moiry, l'incertitude sur les résultats du calcul de l'âge est certainement supérieure à quelques années, et l'âge moyen de 5 à 6 ans pour l'eau de la source du Grand Record est à considérer seulement comme ordre de grandeur qui indique que cette eau est en fait vraisemblablement très récente.

Du fait que l'eau de la source subthermale de La Cressonnière soit constituée d'un mélange d'au moins trois composantes d'écoulement, et que les rapports entre ces trois composantes ne sont pas stables, il est très difficile d'interpréter les analyses de tritium. Toutes les analyses effectuées ne permettent pas d'admettre que la composante profonde extrapolée soit dépourvue de tritium (cf. chapitre 4.3.7). Même l'analyse de septembre 1993 qui contient environ 84% d'eau profonde atteint encore 10.5 UT. L'extrapolation qui utilise la corrélation inverse pas très nette d'ailleurs entre le magnésium et le tritium indique une teneur en tritium de l'eau profonde entre 9 et 10 UT pour les années 1993 à 1995.

En admettant qu'une corrélation inverse entre le magnésium et le tritium soit également significative pour les analyses des années 1984 à 1988, une teneur en tritium de la composante profonde de 16.8 UT a été extrapolée pour les deux seules analyses de tritium des années 1985 et 1986 où nous disposons également d'analyses chimiques. Des simulations avec des modèles d'écoulement simples de type EM, LM et PF fournissent des âges radiométriques moyens de 146, 85 et 3.0 ans respectivement (figure 4.3.11). Ce dernier âge de 3 ans est impossible, il serait plus jeune que celui de la source du Grand Record, ce qui montre que l'écoulement ne peut pas être approché par le modèle PF.

Des modèles combinés de type EM ou LM évoluant en PF confirment les âges obtenus avec les modèles simples et ne fournissent qu'un très petit pourcentage d'écoulement de type piston-flow. En admettant un écoulement de deux

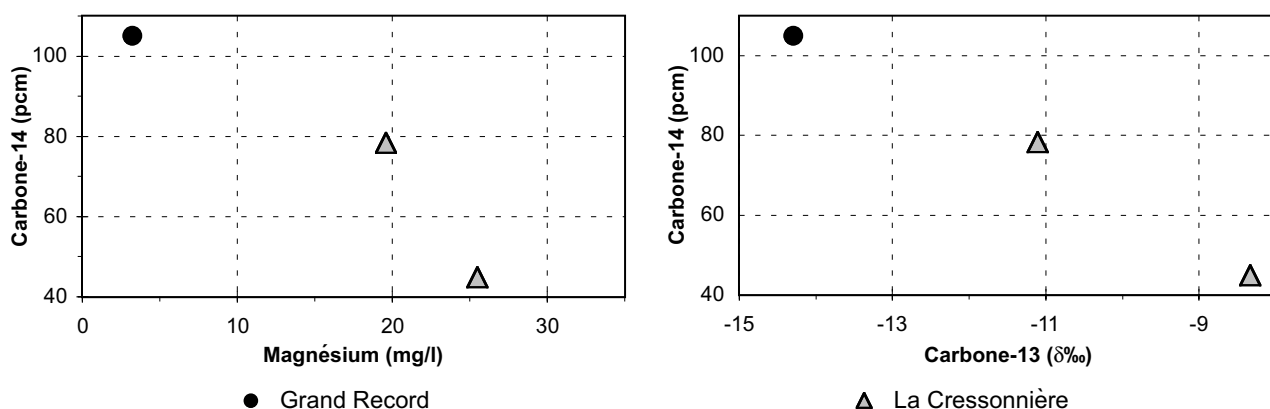


Figure 4.3.12: Rapports entre le $\delta^{13}\text{C}$ et le magnésium d'une part et l'activité du ^{14}C d'autre part.

Tableau 4.3.5: Résultats des analyses des isotopes du carbone dans les eaux de Moiry.

Echantillon	Date de prélèvement	Tritium (UT)	^{14}C (pcm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Source Grand Record	23.9.1994	13.1±1.5	105±1.4	-14.3
Source La Cressonnière	8.9.1993	10.5±1.2	44.8±0.4	-8.33
Source La Cressonnière	23.9.1994	11.1±1.3	78.3±1.0	-11.1

composantes séparées, l'une dépourvue de tritium (le type d'écoulement ne joue donc pas de rôle) et l'autre tritiée et de type EM, l'âge moyen de la composante EM est de 44 ans et son pourcentage du débit total de 42%.

On peut s'imaginer encore de nombreuses combinaisons de plusieurs modes d'écoulement (EM, LM, PF, en série, en parallèle) et de répartition du pourcentage du débit total entre ces modes d'écoulement. En raison du fait que nous ne disposons que de deux valeurs de tritium extrapolées pour la composante subthermale et profonde, presque chacun de ces différents modèles fournit une solution mathématiquement plausible. Il n'est donc pas possible de déterminer de manière plus précise le temps de séjour souterrain de la composante profonde de La Cressonnière.

Néanmoins on peut constater que tous ces modèles fournissent des âges radiométriques moyens de la même ordre de grandeur, à l'exception du modèle PF, qui fournit un âge impossible. On peut donc conclure que l'âge radiométrique moyen de la composante profonde subthermale de la source de La Cressonnière déterminé à l'aide du tritium est de l'ordre de 100 à 150 ans en admettant que cette composante profonde et subthermale est homogène et qu'elle s'écoule selon un modèle EM ou LM: Si par contre elle se divise en

deux composantes d'eau avec des modes d'écoulement différents dont l'une est très ancienne et donc totalement dépourvue de tritium et l'autre subrécente, cette deuxième composante aurait un temps de séjour souterrain de quelques 50 ans et elle ferait environ 50% du débit total de la composante profonde et subthermale.

Isotopes du carbone

Nous disposons de deux analyses des isotopes du carbone de la source de La Cressonnière, l'une en étiage et l'autre en légère crue. A titre de comparaison et pour déterminer la teneur en isotopes du carbone d'une eau récente, un échantillon de la source du Grand Record a également été analysé (tableau 4.3.5).

Les analyses des isotopes du carbone de La Cressonnière confirment la grande variabilité des mélanges dans cette source. A La Cressonnière la variation des isotopes du carbone est très grande et indique une dilution très variable de la composante subthermale profonde par une eau récente.

L'activité très élevée du ^{14}C de la source du Grand Record démontre que presque tous les réactions chimiques et isotopiques qui se déroulent dans cette eau prennent place dans la zone non saturée du sol où le système du carbone est ouvert par rapport à l'air du sol et où le carbone mort du calcaire dissous (carbone sans ^{14}C) est immédiatement remplacé par échange isotopique avec le CO_2 de l'air du sol, contenant du ^{14}C . L'évolution du système du carbone presque exclusivement dans la zone non saturée et par conséquent la vitesse d'infiltration lente qui en découle explique la dureté carbonatée assez élevée de l'eau du Grand Record.

L'activité du ^{14}C mise en relation avec le $\delta^{13}\text{C}$ pour les trois analyses de Moiry met en évidence une excellente corrélation linéaire inverse (figure 4.3.12). Cette relation linéaire met encore une fois en évidence le mélange entre une composante profonde subthermale et l'eau toute récente froide.

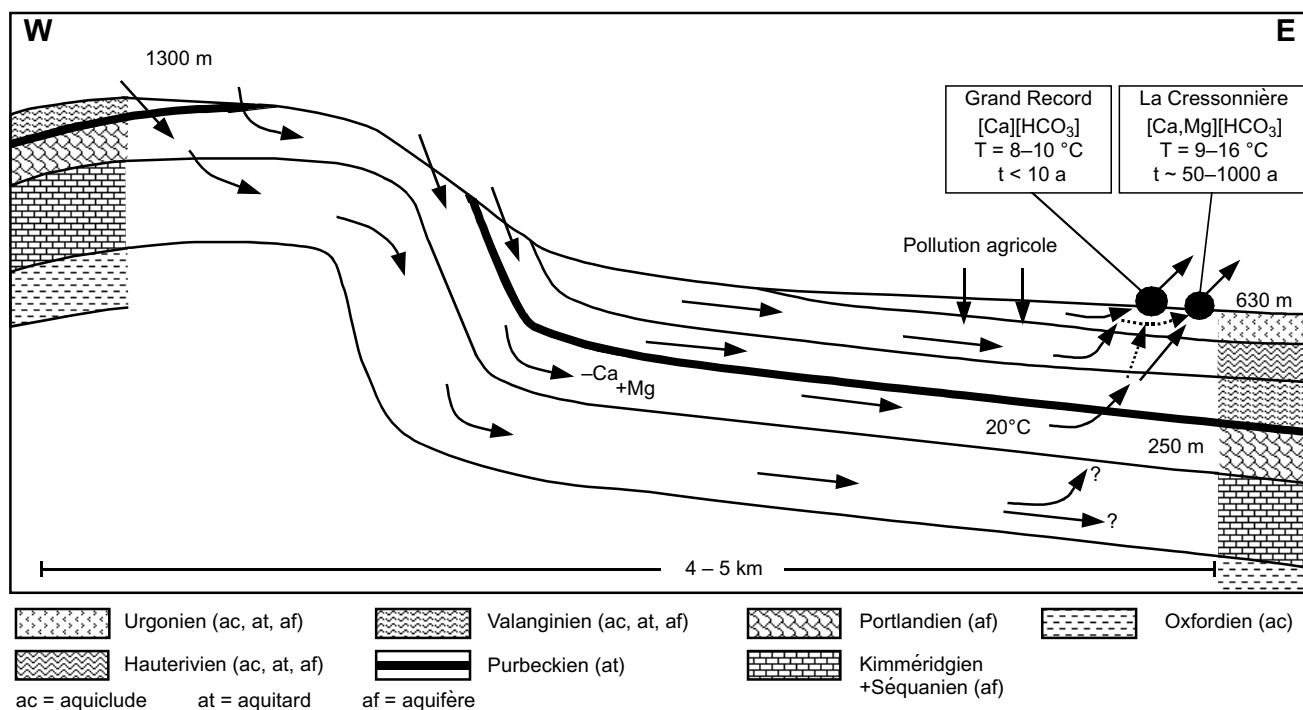


Figure 4.3.13: Modèle conceptuel de l'écoulement souterrain et l'évolution chimique des eaux de Moiry. La coupe n'est pas à l'échelle.

Comme pour le tritium, la détermination de l'âge radiométrique du ^{14}C est compliquée par le mélange avec l'eau froide récente. Ne disposant pour la source de La Cressonnière que de deux analyses du ^{14}C , une grande incertitude subsiste pour l'extrapolation de l'activité de la composante profonde. Néanmoins, une activité autour de 30 à 40 pcm semble raisonnable. En admettant que la composition isotopique du carbone de l'eau de la source du Grand Record soit représentative du moment de l'infiltration, la modélisation de l'évolution des isotopes du carbone avec le logiciel NETPATH (PLUMMER et al., 1993) indique un âge maximal de 2500 ans environ. Tous les autres modèles de correction de l'activité initiale A_0 indiquent des âges négatifs, à l'exception du modèle de VOGEL (1970).

Il existe de grandes incertitudes sur plusieurs paramètres du modèle: (1) l'activité du ^{14}C de l'eau d'infiltration représentée par les eaux récentes analysées dans cette étude (Develier-Dessus (cf. chapitre 4.1.10), Vugelles et Bevaix (cf. chapitre 4.2.10), Grand Record) varie entre 58 et 105 pcm et le $\delta^{13}\text{C}$ entre -10.65 et -14.3% . (2) Pour le $\delta^{13}\text{C}$ de la roche, des valeurs de $0 \pm 2\%$ sont plausibles. (3) Les facteurs de fractionnement isotopique de MOOK (1980) et de DEINES et al. (1974), cités par PLUMMER et al. (1993) ne sont pas identiques et peuvent introduire de grandes différences dans les âges calculés, si dans l'évolution de l'eau modélisée les processus accompagnés d'un fractionnement isotopique sont importants. Dans le cas de La Cressonnière, le même modèle mais calculé avec les différents facteurs de fractionnement peut fournir des âges qui diffèrent de 1000 à 1500 ans. La combinaison de toutes ces incertitudes

introduit une marge d'erreur sur les calculs de l'âge radiométrique du ^{14}C qui est supérieure à l'âge maximal déterminé d'environ 2500 ans.

Le calcul de l'âge radiométrique du ^{14}C ne donne donc pas de réponse univoque et l'eau profonde subthermale peut avoir un temps de séjour souterrain entre 0 et 2500 ans environ. En tenant compte de la détermination d'âge du tritium, il est vraisemblable que l'âge moyen de l'eau est nettement plus proche de zéro que de 2500 ans (cf. paragraphe précédent, «Tritium»). La forte diminution de l'activité du ^{14}C dans l'eau de La Cressonnière en étiage est donc presque exclusivement due à l'échange du carbone inorganique dissous contenant du ^{14}C avec le carbone très ancien de la roche et qui ne contient plus de ^{14}C . Cet échange est en outre souligné par l'augmentation nette du $\delta^{13}\text{C}$ dans l'eau, qui s'est donc approché de la valeur de la roche.

4.3.11 Modèle conceptuel

L'eau qui alimente la source subthermale de La Cressonnière s'infiltré dans les affleurements du Portlandien au nord-ouest de Moiry à une altitude moyenne d'environ 1100 m. Il n'est pas exclu qu'une partie de cette eau s'infiltré également dans les affleurements du Valanginien en amont du Portlandien à une altitude moyenne de 1200 m, et s'écoule à travers le Purbeckien dans les couches du Portlandien. Ensuite elle descend à une profondeur de quelques 300 m où elle se réchauffe à une température de 19 ± 1.5 °C (figure 4.3.13).

Lors de son temps de transit souterrain de 80 ans au minimum et quelques centaines d'années au maximum, l'eau évolue, par dissolution incongruente de la dolomite, d'une eau de type chimique $[Ca][HCO_3]$ en une eau de type $[Ca, Mg][HCO_3]$. De plus elle s'enrichit en sulfate, vraisemblablement par oxydation de pyrite, et en éléments traces et mineurs tels que le strontium ou le baryum.

La présence d'une faille fait remonter l'eau subthermale en amont du village de Moiry où elle se mélange avec au moins deux types d'eaux froides et karstiques circulant dans les couches du Barrémien (faciès de l'Urgonien) mais également dans des zones de haute perméabilité du Valanginien et/ou du Portlandien. L'une de ces eaux froides est représentée par l'eau de la source du Grand Record, assez fortement polluée en nitrate, alors que l'autre eau froide est proche de la composition chimique de la Cressonnière lors de fortes crues. Cette deuxième eau de dilution est moins minéralisée et polluée que l'eau de la source du Grand

Record et elle pourrait représenter l'eau karstique du Barrémien non influencée par des eaux polluées dans les sédiments quaternaires. Ces écoulements karstiques sont d'un débit fortement variable, alors que le débit de la composante subthermale varie nettement moins. Ainsi, la source de La Cressonnière est soumise à de très grandes variations du débit, du chimisme et de la température, qui oscille entre environ 9 et 16 °C.

La source froide du Grand Record a son bassin versant dans les couches du Barrémien à une altitude moyenne de quelque 700 à 750 m. Elle s'infiltré de façon relativement lente dans la zone non saturée du sol, ce qui lui donne une dureté et une activité du ^{14}C élevées. Le temps de transit souterrain moyen de l'eau du Grand Record est de 5 à 6 ans, au cours duquel son chimisme évolue peu. Au griffon, elle contient une petite contribution d'eau du Portlandien, alors que les terrains agricoles en amont de la source sont responsables d'une pollution assez élevée essentiellement en nitrate.

4.4 Région de Genève-Thônex

4.4.1 Aperçu géographique et géologique

Le site du forage géothermique de Thônex se trouve à 4 km à l'est de Genève proche de la frontière franco-suisse et seulement 2 km au nord-ouest du pied du Salève, qui s'élève entre les bassins molassiques du Genevois et des Usses. Le site étudié de Bel-Air se trouve à une altitude de 430 m. Les roches du Mésozoïque plongent de la première grande chaîne du Jura (Le Reculet et Le Crêt de la Neige à une altitude de 1717 m, respectivement de 1718 m) au nord-ouest de Genève en direction sud-est vers le Salève. Elles se voient progressivement recouvertes par d'épaisses séries de la Molasse, qui atteignent 1329 m d'épaisseur sous le village de Thônex (JENNY et al., 1995) (figures 4.4.1 à 4.4.3).

Dans les roches du Jurassique supérieur (Malm) et du Crétacé inférieur (Hauterivien–Barrémien) se trouve un important aquifère karstique régional, mais il semblerait qu'en dessous du niveau de base actuel (sources karstiques de l'Allondon, de Thoiry et d'Allemogne dans la chaîne du Reculet-Crêt de la Neige), les conduits karstiques soient pour la plupart remplis de sédiments (FOURNEAUX & LAPORTE, 1990). Cet aquifère karstique se met en charge à une altitude de 489 à 568 m (Département de l'économie publique, Genève, 1989), correspondant au domaine d'altitude des sources karstiques connues. La distance entre ces sources et le site de Bel-Air étant d'environ 18 km, on peut estimer un gradient hydraulique maximal de 0.3–0.8%. Le Salève remonte du bassin molassique du Genevois grâce à un chevauchement et ne peut pas participer à l'alimentation

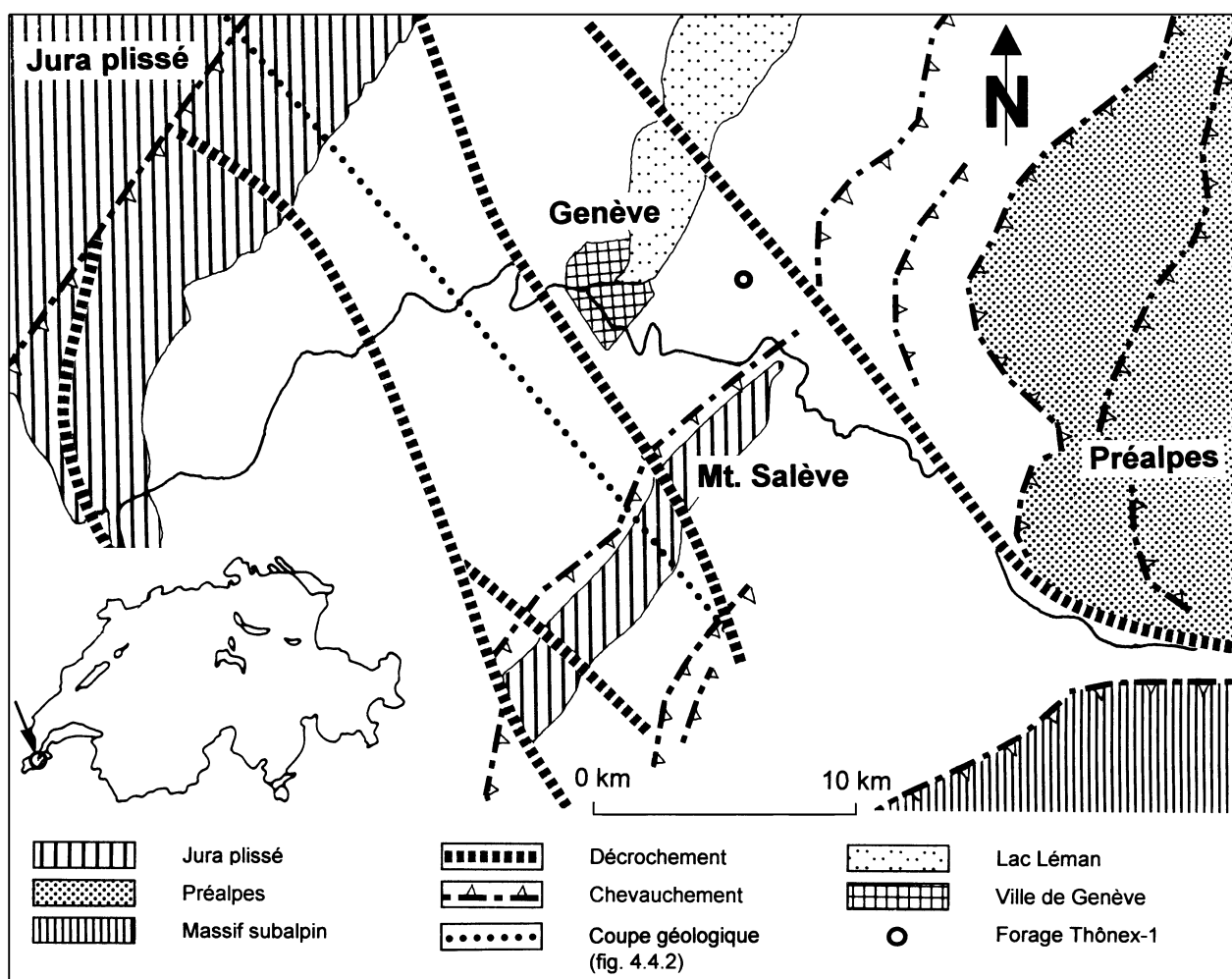


Figure 4.4.1: Situation géographique et esquisse géologique et structurale de la région de Genève (modifié d'après JENNY et al., 1995).

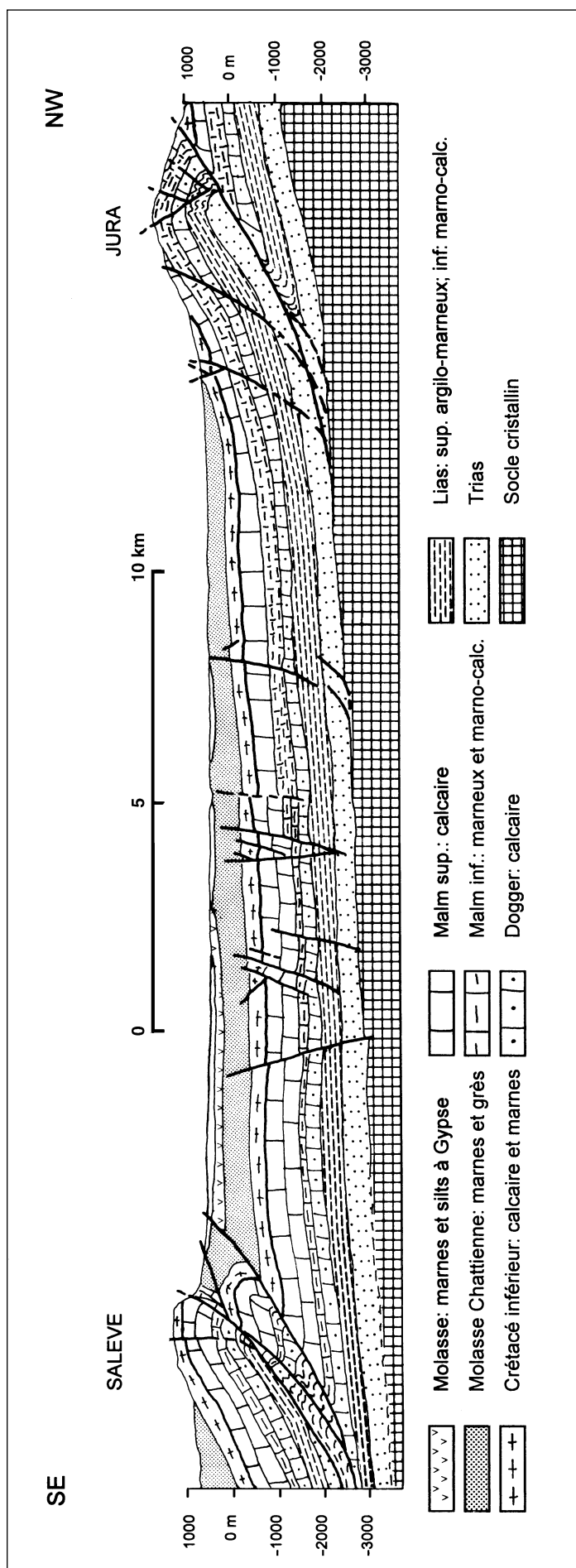


Figure 4.4.2: Coupe géologique à travers le bassin molassique du Genevois (modifié d'après JENNY et al., 1995).

supposée de l'aquifère profond dans les roches du Crétacé et du Malm dans la région de Thônex. Plusieurs décrochements d'orientation NW–SE et donc perpendiculaires au chevauchement du Salève recoupent la région genevoise.

4.4.2 Forage étudié

Le forage de Thônex a été foré d'avril à septembre 1993 dans un but d'exploration géothermique. Il se trouve à proximité de la clinique psychiatrique de Bel-Air aux coordonnées 505°270/117°450 à une altitude de 428.35 m. L'emplacement a été choisi pour des raisons géologiques (profondeur des aquifères cible permettant une température élevée; proximité du décrochement de l'Arve), économiques (proximité de la clinique psychiatrique comme utilisateur de la chaleur) et pratiques (terrain en propriété de l'état) (BURRI, 1981; Département de l'économie publique, Genève, 1989). A l'aide de la géophysique (méthode de la sismique-réflexion), trois zones fracturées parallèles, orientées NNE–SSW ont été mises en évidence. C'est la zone fracturée centrale qui fut choisie comme cible pour le forage, en espérant qu'elle facilite les circulations du fluide géothermique. Le forage a été dévié pour recouper le plus de fractures possible, et pour rester le plus longtemps

possible dans la zone fracturée. Il a atteint une longueur forée de 2690 m et une profondeur par rapport au sol de 2530 m. Sous 1329 m de sédiments molassiques, le forage a rencontré les roches du Crétacé inférieur (Berriasien–Barrémien) (figure 4.4.3), où des fissures de paléokarst remplies par des grès sidérolitiques de l'Eocène ont été observées. Même après acidification, les roches du Crétacé sont restées improductives, et cet aquifère potentiel a donc du être abandonné.

Dans les roches du complexe récifal du Malm sous-jacent par contre, aux profondeurs de 2000 à 2010 et 2040 à 2050 m/sol, de faibles venues d'eau à 70 °C ont été recoupées. Malheureusement la plupart des fractures rencontrées sont cimentées par de la calcite, et pour le reste des fractures leur ouverture est très faible (0.003–0.3 mm). Une deuxième zone productrice pourrait se trouver à la profondeur de 2590 m/sol, où une perte instantanée du fluide de forage de 9 m³/h a été constatée (BURRI et al., 1994). Plusieurs essais d'acidification massive n'ont pas permis d'améliorer la productivité du puits: d'après un essai à l'air-lift de 55 h celle-ci ne dépasse pas 0.42 m³/h/bar (GEOPRODUCTION CONSULTANTS, 1993). La transmissivité du puits est faible, estimée entre 10⁻⁵ et 10⁻⁶ m²/s (JENNY et al., 1995). Pendant l'essai de production 14 échantillons d'eau consécutifs ont

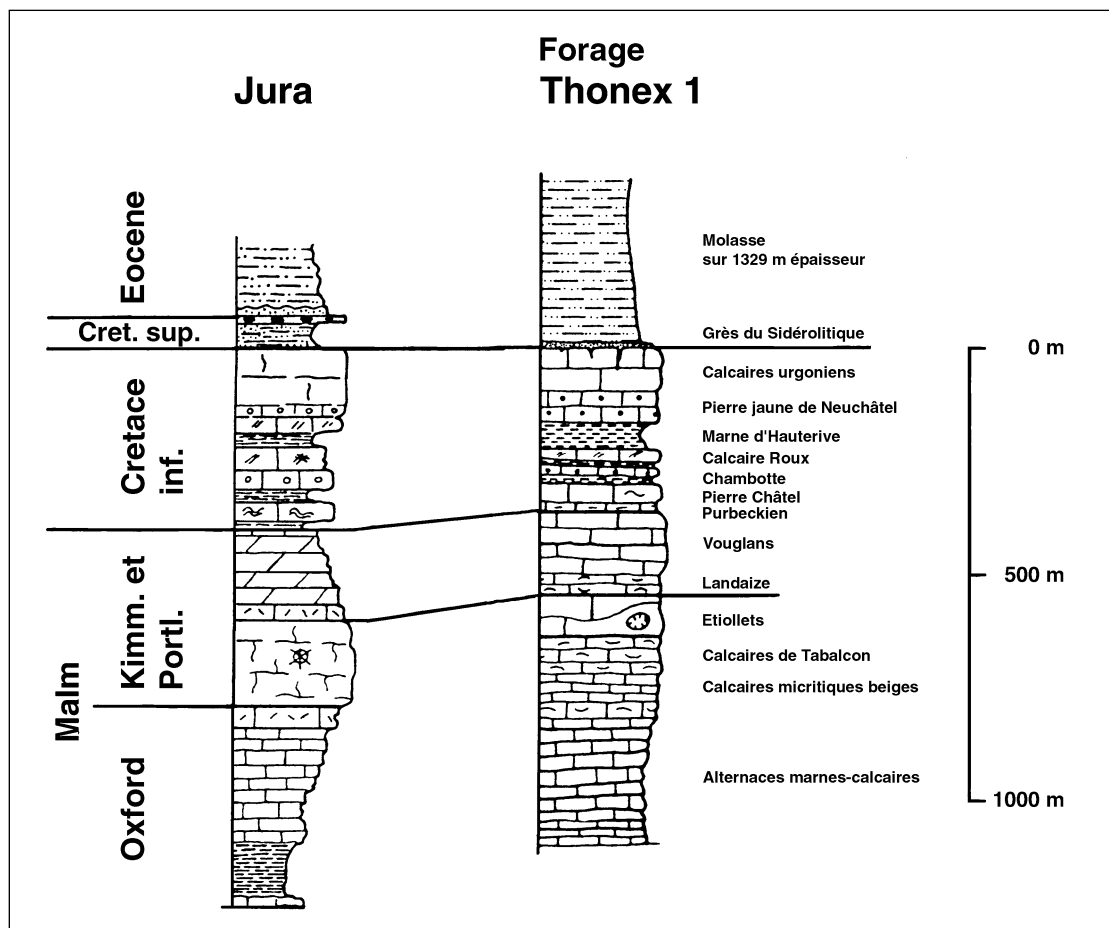


Figure 4.4.3: Stratigraphie du forage géothermique de Thônex/Genève (d'après JENNY et al., 1995).

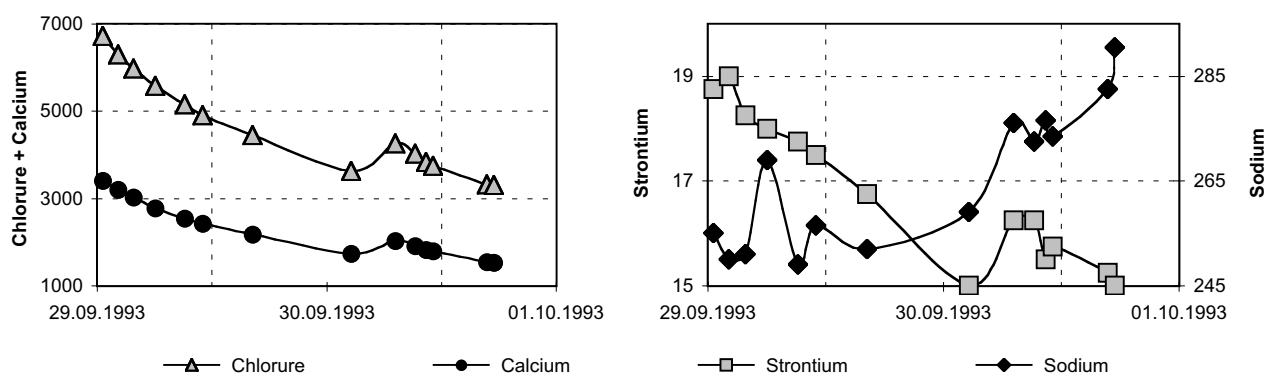


Figure 4.4.4: Evolution de quelques paramètres physico-chimiques lors de l'essai de production. On remarque la baisse constante du chlorure, du calcium et du strontium alors que le sodium a augmenté au cours de l'essai. L'après-midi du 30 septembre 1993 on remarque également une interruption de la baisse constante des éléments Cl, Ca et Sr, en raison de l'interruption préalable de la production, ou à cause de l'arrivée d'un autre fluide profond. Les concentrations sont exprimées en mg/l.

été pris. Fin novembre 1993, c'est-à-dire presque deux mois après la fin de l'essai de production, le forage de Thônex est devenu artésien jaillissant, avec un débit ne dépassant pas 0.2 m³/h environ. Le forage étant considéré comme un échec, il a été abandonné. Pour des raisons administratives, la tête du puits a même été fermée et aucun système pour l'évacuation de l'eau n'a été installé. A l'exception d'un seul échantillon fin mars 1994 (juste avant la fermeture de la tête du puits), il a été impossible de continuer l'échantillonnage de la production artésienne jusqu'à juin 1996.

4.4.3 Travaux de forage et contraintes d'échantillonnage

L'eau thermique du forage d'exploration géothermique Thônex-1 remonte des couches du Malm (Kimméridgien) entre 2000 et 2050 m/sol. Seuls quatorze échantillons d'eau ont été prélevés en tête de puits et deux échantillons à la profondeur de 2000 m/sol lors de l'essai de production par air-lift de trois jours fin septembre/début octobre 1993 (LE PICARD, 1993; MURALT & VUATAZ, 1995). Ultérieurement, un échantillon a été pris à la fin de mars 1994 lors de la période où le puits était ouvert, produisant un écoulement artésien. L'écoulement artésien a dû être arrêté peu après le prélèvement de mars 1994 et le puits est resté fermé jusqu'en mai 1996, de sorte qu'aucun autre échantillon n'a pu être prélevé pendant plus de deux ans. En juin 1996, après la rédaction de cette étude, un nouvel échantillon a été prélevé, dont les résultats sont sommairement inclus dans l'interprétation.

Au moment de l'essai de production, le programme d'essais et de stimulation prévu a été modifié et on a commencé par acidifier le forage sans procéder à un test de production préalable. Ainsi, aucun prélèvement d'eau de la formation témoignant de l'état initial n'est disponible. De plus, les grandes quantités d'acide et d'eau de surface injectées lors

du développement du puits, combinées avec la très modeste productivité de l'aquifère et la courte durée de l'essai de production, sont responsables d'une forte perturbation du chimisme des eaux échantillonnées jusqu'à la fin de l'essai. Finalement, la méthode de l'essai à l'air-lift a introduit des perturbations additionnelles du chimisme en refroidissant et en aérant l'eau, tout en favorisant le dégazage du fluide profond.

Par conséquent, aucun échantillon prélevé lors de l'essai de production ne peut être considéré comme représentatif de l'eau de la formation testée. Alors que l'on avait injecté environ 217 m³ d'acide chlorhydrique et d'eau de surface lors du développement du puits, les trois jours de l'essai n'ont permis de produire que 794.5 m³ de fluide (BURRI et al., 1994). De plus une certaine quantité des 76 m³ d'acide et eau de surface injectés avant un premier petit essai de production du 18 au 19 septembre (débit total produit: 340 m³) était certainement toujours présente dans l'aquifère lors du deuxième essai. En raison du rapport élevé entre le volume du fluide injecté dans la formation et le débit retiré, il est donc évident que jusqu'à la fin de l'essai de production une partie importante du fluide produit représentait de l'eau et de l'acide injectés, ainsi que de grandes quantités de produits de dissolution des calcaires et marnes du Kimméridgien.

Le forage ayant été considéré comme un échec, aucun essai de production de longue durée n'a été entrepris jusqu'à présent et les résidus de l'acidification n'ont donc pas été entièrement extraits de l'aquifère. Plus tard, en novembre 1993, le puits a été réouvert, et le 26 novembre 1993 il est devenu artésien jaillissant avec un débit faible de l'ordre de 3 à 5 m³/jour. Entre cette date et le 29 mars 1994, jour du dernier prélèvement avant la fermeture du puits, quelques 300 à 500 m³ d'eau ont probablement été produits par artésianisme, ce qui n'est toujours pas assez pour évacuer toutes les restes de l'acidification. Ultérieurement, un échantillon prélevé le 14 juin 1996 semble toujours être influencé par des résidus d'acide et d'eau injectés. En effet, avant ce

Tableau 4.4.1: Analyses de quelques échantillons d'eau du forage Thônex-1.

Echantillon	GM-1	GM-9	B-128 ¹⁾	GM-13	GM-15	GM-16
Date	29.9.1993	30.9.1993	30.9.1993	1.10.1993	29.3.1994	14.6.1996
Heure	12:35	19:10	22:00	04:45	15:30	12.15
Li (mg/l)	0.9	0.8	1	0.85	n.d.	n.d.
Na (mg/l)	255	276	295	283	323	311
K (mg/l)	9.8	9.6	2.5	9.3	12.1	11.3
Mg (mg/l)	140	114	66	116	96	102
Ca (mg/l)	3409	2029	1640	1536	1429	606
Sr (mg/l)	18.8	16.3	13	15.3	15.9	n.d.
HCO ₃ (mg/l)	180	119	450	115	1169	667.3
SO ₄ (mg/l)	36	46	28	61	5	22.8
Cl (mg/l)	6725	4250	3320	3325	2500	1400
I (mg/l)	1.7	1.9	n.d.	2.4	n.d.	n.d.
Br (mg/l)	0.9	1.4	n.d.	1.5	n.d.	n.d.
F (mg/l)	3.06	4.32	n.d.	4.4	n.d.	n.d.
SiO ₂ (mg/l)	14	16.4	30.1	21.7	20.7	n.d.
B (mg/l)	1.3	1.4	n.d.	1.5	n.d.	n.d.
Cations (méq/l)	193.7	123.5	101.9	99.3	93.9	52.45
Anions (méq/l)	193.6	123	101.6	97.2	89.7	50.48
Balance ionique (%)	0.04	0.2	0.2	1.1	2.3	1.9
Conductivité (μS/cm)	10 880	7540	10 030	6260	5670	n.d.
pH	6.8	7.13	7.67	7.27	6.22	n.d.
Température eau (°C)	43.4	39.5	~ 70	39.1	17.4	n.d.
Tritium (UT)	4.7 ± 0.6	3.1 ± 1	n.d.	3.5 ± 1.2	n.d.	n.d.
² H (‰)	-81.9	-82	n.d.	-81.9	n.d.	n.d.
¹⁸ O (‰)	-10.92	-10.8	n.d.	-10.78	n.d.	n.d.
¹⁴ C (pcm)	n.d.	n.d.	n.d.	28 ± 0.3	n.d.	n.d.
¹³ C (‰)	n.d.	n.d.	n.d.	0.43	n.d.	n.d.
³⁴ S -SO ₄ (‰)	n.d.	n.d.	n.d.	22.2	n.d.	n.d.
¹⁸ O -SO ₄ (‰)	n.d.	n.d.	n.d.	11.54	n.d.	n.d.

¹⁾ B 128: Echantillon prélevé à 2000 m de profondeur dans le puits.

prélèvement, une nouvelle période de production artésienne n'avait produit que quelques 350 m³ de fluide seulement.

Nous ne disposons donc d'aucun échantillon non perturbé et toutes les conclusions concernant la composition chimique et isotopique du fluide profond se basent sur des extrapolations et ne sont qu'approximatives et soumises à de grandes incertitudes.

4.4.4 Evolution au cours de l'essai de production

Pendant toute la durée de l'essai de production, la conductivité électrique ainsi que la concentration de certaines espèces majeures (calcium, magnésium, strontium, chlorure, bicarbonate) ne se sont jamais stabilisées et ont baissé régulièrement (figure 4.4.4). Cependant, après 43 heures de

production par air-lift, on a remarqué une assez forte augmentation de la conductivité et des espèces mentionnées, suivie d'une nouvelle baisse progressive jusqu'à la fin de l'essai. Ces mêmes espèces à l'exception du bicarbonate ont encore baissé entre la fin de l'essai et le dernier prélèvement à l'état artésien en mars 1994.

La petite augmentation de la conductivité électrique et des éléments précités peut avoir trois origines:

- Une deuxième composante d'eau plus fortement minéralisée provenant d'une autre zone du forage est arrivée.
- De l'eau contenant les restes de la première acidification et qui avait été repoussée dans la formation avec la deuxième acidification est arrivée.
- Peu avant ce phénomène de remontée de la concentration de certains éléments, la production était interrompue pour quelques heures. Par des phénomènes de

diffusion à cause des forts gradients de concentration et de température dans le puits (l'eau refroidie en haut du puits est devenue plus lourde que l'eau chaude en bas), de l'eau moins diluée par l'eau d'injection et par conséquent plus fortement minéralisée est remontée dans le puits pendant l'interruption de la production.

Aucun indice nous permet de décider laquelle des trois hypothèses est la plus vraisemblable. Les concentrations d'autres espèces chimiques tels que le sodium, le sulfate, le fluorure, le iodure, le bromure, la silice et le bore ont par contre augmenté pendant l'essai, alors que le lithium, le potassium, le nitrate et les isotopes stables de l'eau n'ont que très peu varié. L'évolution du chimisme de l'eau du forage de Thônex au cours de l'essai de production et pendant l'écoulement artésien est décrit par les analyses du tableau 4.4.1.

La température de l'eau produite n'a que peu de rapports avec la température réelle en profondeur. D'une part celle-ci a été abaissée par l'injection d'acide et d'eau de surface, d'autre part la production par air-lift refroidissait fortement le fluide produit (au moment de l'essai, fin septembre 1993, la température de l'air était assez basse). Ainsi, la température maximale mesurée était de 43.5 °C après environ 17 heures de production. Ensuite elle diminuait progressivement en raison du plus petit débit pour la même quantité d'air injecté, pour atteindre 39.1 °C à la fin de l'essai. En mars 1994 la température à la tête du puits n'accusait que 17.4 °C, en raison du refroidissement par conduction lors de la très lente remontée du fluide par artésianisme. Comme le volume du puits au-dessus des venues d'eau entre 2000 et 2050 m de profondeur est d'environ 93 m³ et le débit artésien était de 3 à 5 m³/jour, l'eau avait besoin de quelques 20 à 30 jours pour effectuer la remontée!

Pendant tout l'essai de production le bicarbonate n'a cessé de baisser et le pH d'augmenter. Contrairement aux eaux prélevées en tête de puits, les échantillons prélevés à 2000 m de profondeur et donc à l'abri des influences de l'air-lift (profondeur de l'injection d'air à 562 m/sol) possédaient une teneur en bicarbonate trois à quatre fois plus élevée (450 à 500 mg/l). L'échantillon de mars 1994 avait une concentration presque dix fois plus élevée (1170 mg/l) que les échantillons prélevés à la tête du puits pendant l'essai air-lift.

Le pH des échantillons profonds a été mesuré en laboratoire et n'est donc vraisemblablement pas représentatif de l'état naturel. L'échantillon artésien de mars 1994 accusait un pH nettement acide de 6.22, pH tout proche du point d'équivalence entre le bicarbonate et le CO₂ dissous. L'analyse ayant donné 19 mmoles de bicarbonate, cela signifie qu'une quantité d'environ 19 mmoles de CO₂ était également dissoute dans cette eau, ce qui explique le pH bas. Une telle quantité de CO₂ dissous n'est possible que dans le contexte d'une province à CO₂, avec un très grand apport de CO₂ profond, magmatique ou métamorphique. Dans le contexte géologique du bassin molassique du Genevois, une telle

origine du CO₂ peut être exclue avec certitude. Seule l'hypothèse suivante permet d'expliquer la très grande teneur en CO₂ dissous de l'échantillon du 29 mars 1994 et les variances en bicarbonate entre les échantillons prélevés de différentes façons: L'acidification du puits a produit une très grande quantité de CO₂ d'après la réaction



Ce CO₂ produit est dissous dans l'eau sous l'effet de la grande pression hydrostatique (environ 200 bars à la profondeur de 2000 m/sol). Il se transforme partiellement en bicarbonate d'après les équilibres du système du CO₂ dissous. En remontant lors de l'essai air-lift, la majeure partie de ce CO₂ dissous s'échappe de l'eau, ce qui cause une précipitation d'une partie du bicarbonate et des éléments alcalino-terreux dissous comme calcaire, et fait remonter le pH. Dans les échantillons profonds ce dégazage n'a pas eu lieu et la teneur en bicarbonate est donc plus élevée. L'échantillon de mars 1994 contient toujours une grande quantité de ce CO₂ produit lors de l'acidification. La remontée très lente et le fort refroidissement qui augmente la solubilité du CO₂ dans l'eau font qu'une grande partie du CO₂ ne s'échappe pas avant le prélèvement.

Evidemment, une partie du bicarbonate des échantillons profonds et de celui de mars 1994 est d'origine naturelle, mais il est impossible de la quantifier. Le fait que les échantillons profonds n'en contiennent que 450 à 500 mg/l par rapport aux 1.16 g/l de l'échantillon de mars 1994, suggère que la teneur naturelle ne dépasse pas les quantités mesurées dans les échantillons profonds, car aucune explication raisonnable peut être trouvée pour expliquer comment la teneur naturelle en bicarbonate pourrait avoir presque triplé en mars 1994. Ainsi la plus grande partie du bicarbonate de l'échantillon de mars 1994 est à considérer comme produite par l'acidification.

Une très grande différence apparaît entre les analyses du potassium des échantillons profonds et tous les autres échantillons: les échantillons profonds n'en contiennent que 2.5 mg/l, c'est-à-dire quatre fois moins que les autres échantillons (10 à 12 mg/l). Cette différence ne peut être expliquée que par une erreur analytique dans les analyses des deux échantillons profonds ou alors par un échange ionique sur les argiles mises en suspension par la dissolution de calcaires marneux lors de l'acidification et se produisant lors de la remontée du fluide dans le puits, qui durait entre 3 à 7 heures. En effet, l'eau produite contenait en suspension une grande quantité d'argile sombre, toujours présente lors du prélèvement de mars 1994. Cet échange ionique hypothétique pourrait également enrichir l'eau en sodium, si des argiles sodiques étaient présents et également en magnésium.

La baisse continue de la conductivité électrique et des espèces majeures comme calcium, magnésium, strontium, chlorure et bicarbonate pendant tout l'essai de production et même en production artésienne prouve qu'on est tou-

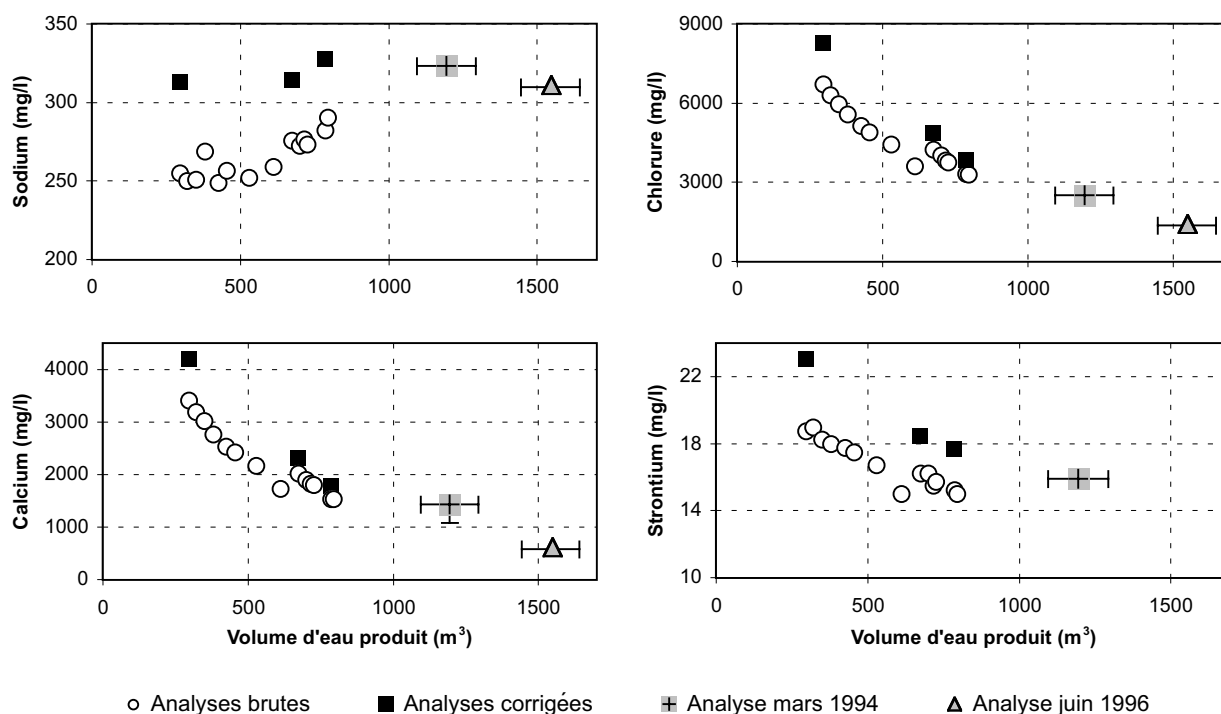


Figure 4.4.5: Rapports entre le volume de fluide total extrait et différents éléments chimiques dans les eaux du forage de Thônex. Le sodium ne montre qu'une très petite augmentation avec les valeurs corrigées, contrairement aux valeurs brutes. Des barres d'erreur de $\pm 100 \text{ m}^3$ sont indiquées pour les échantillons de mars 1994 et juin 1996 qui rendent compte de la grande incertitude sur le volume écoulé par artésianisme (300 à 500 m^3). Une barre d'erreur de 350 mg/l de calcium sur l'échantillon de mars 1994 correspond à la teneur additionnelle de calcium liée au bicarbonate dans cet échantillon par rapport aux échantillons de l'essai air-lift. Pour le calcul de la correction de la dilution par l'eau injectée, cf. chapitre 4.4.5.

jours en présence des effets de l'acidification et qu'aucune stabilisation du chimisme n'a été atteinte (figures 4.4.4, 4.4.5 et 4.4.7).

L'atténuation apparente de la diminution des teneurs en chlorure, calcium, etc., n'est que partiellement due à la disparition progressive de la contamination induite par l'acidification, mais surtout à la combinaison de deux effets supplémentaires:

- 1) La diminution progressive de la dilution par l'eau peu minéralisée injectée fait augmenter la concentration des produits de dissolution.
- 2) Le débit diminuait au cours de l'essai. Si on ne met en relation que le temps de pompage et les résidus de l'acidification, on néglige que plus l'essai durait, moins de résidus d'acidification pouvaient être évacués par unité de temps. Si l'on corrèle l'évolution des concentrations des différents éléments avec le volume total extrait, l'atténuation de la diminution des concentrations devient beaucoup plus faible, voire presque inexistante pour les analyses corrigées de l'effet de dilution (figure 4.4.5).

Jusqu'à la fin de l'essai et encore en mars 1994, l'essentiel de la composition chimique est constitué des ions calcium et chlorure, ce qui représente un type chimique très improbable dans cet environnement géologique. On peut en

conclure qu'une partie importante (si ce n'est la presque totalité) de la teneur de ces deux éléments est provoquée par l'acidification à l'acide chlorhydrique qui a dissous le calcaire (cf. la réaction décrite plus haut dans ce chapitre). Les espèces chimiques qui par contre augmentent pendant l'essai (sodium, sulfate, fluorure, iodure, bromure, silice etc.) sont intrinsèques à l'eau de l'aquifère du Kimméridgien. Au début, leur concentration était plus faible en raison de la dilution introduite par l'eau et l'acide injectés. Au cours de l'essai, leur teneur tend à retrouver celle de l'eau originale de la formation. Une deuxième possibilité, qui ne peut pas être écartée a priori est celle d'un mélange de deux venues d'eaux différentes dans le puits (cf. chapitre 4.4.6.1).

4.4.5 Evaluation de la dilution par l'eau injectée

Pendant la deuxième acidification, 137 m^3 d'eau de surface du réseau et 40 m^3 d'acide chlorhydrique 30% dilué avec 40 m^3 d'eau du réseau ont été injectés, ce qui fait un total de 177 m^3 d'eau et 40 m^3 d'acide. Pour cette eau du réseau, nous disposons d'une analyse du tritium (tableau 4.4.2) alors que nous ignorons la teneur en tritium de l'acide chlorhydrique. Pour les calculs, nous admettons que cet acide a une teneur en tritium proche des valeurs atmosphériques actuelles et la teneur de l'eau du réseau lui est attribuée. Même si cette valeur n'est pas juste, l'erreur

Tableau 4.4.2: Analyses isotopiques des eaux et roches du forage d'exploration géothermique Thônex-1.

Echantillon	$\delta^{18}O$ (‰)	δ^2H (‰)	Tritium (UT)	^{14}C (pcm)	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{34}S-SO_4$ (‰)	$\delta^{18}O-SO_4$ (‰)	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Eau GM-1, 29.9.1993	-10.92	-81.9	4.7±0.6					
Eau GM-9, 30.9.1993	-10.8	-82	3.1±1					
Eau GM-13, 1.10.1993	-10.78	-81.9	3.5±1.2	28±0.3	0.43	22.2	11.54	
Eau du réseau	-11.97	-93.2	24.8±1.4					
Roche, 2034–2118 m					-0.2			0.707276±1.4·10 ⁻⁵

Tableau 4.4.3: Concentrations en chlorure et alcalino-terreux corrigées de la dilution par l'eau de surface injectée et soustraites de la quantité d'alcalino-terreux équivalente à la quantité de bicarbonate des échantillons GM-1, GM-9 et GM-13. Analyses des Services Industriels de Genève (SIG).

Echantillon	Date	Alcalino-terreux analysés (méq/l)	Alcalino-terreux corrigés (méq/l)	Chlorure analysé (méq/l)	Chlorure corrigé (méq/l)
GM-1	29.9.1993	182.1	221.5	189.7	234.1
GM-9	30.9.1993	111.0	124.5	119.9	137.0
GM-13	1.10.1993	86.5	98.3	93.8	109.0

Tableau 4.4.4: Corrélations entre le chlorure et les autres espèces chimiques dans les échantillons du forage d'exploration géothermique de Thônex. Les corrélations ne concernent que les analyses corrigées pour la dilution par l'eau de surface, les unités sont en mg/l.

Espèce chimique	Droite de corrélation	Coefficient de corrélation
Calcium	$Ca = 0.55 \cdot Cl - 334$	1
Magnésium ¹⁾	$Mg = 0.0121 \cdot Cl + 74$	0.96
Strontium	$Sr = 0.0012 \cdot Cl + 12.7$	1
Sulfate	$SO_4 = -0.0057 \cdot Cl + 81$	-0.92
Fluorure	$F = -0.0003 \cdot Cl + 6.4$	1
Iodure	$I = -0.0001 \cdot Cl + 3.04$	-0.74
Bromure	$Br = -0.0001 \cdot Cl + 2.3$	1

¹⁾ Pour améliorer la corrélation entre le chlorure et le magnésium, l'analyse de l'échantillon GM-14 a été ajoutée, en admettant la même dilution que pour l'échantillon GM-13. Ce procédé a été choisi à cause de la grande erreur analytique du magnésium, analysé par soustraction du dosage du calcium de la dureté totale.

Pour un fluide géothermique provenant de 2000 m de profondeur, on peut sans grand danger admettre l'absence totale de tritium. Toute teneur en tritium analysée dans l'eau produite peut donc être attribuée à l'eau du réseau et l'acide injectés.

Pour les trois échantillons du fluide produit, on trouve donc les dilutions suivantes: 19% pour l'échantillon GM-1, 12.5% pour l'échantillon GM-9 et 14% pour l'échantillon GM-13. En appliquant ces dilutions et en connaissant la composition chimique de l'eau de dilution, les effets de la dilution ont pu être soustraits des trois analyses (tableau 4.4.3).

4.4.6 Chimisme du fluide profond

4.4.6.1 Extrapolation du chimisme probable du fluide profond

L'hypothèse que la plupart du calcium et du chlorure dans les échantillons du puits de Thônex proviennent non pas du fluide profond dans son état naturel mais sont la conséquence de l'acidification est soutenue d'une part par la constante baisse des teneurs des ces éléments au cours de l'essai de production, et d'autre part par l'excellente corrélation positive entre ces deux éléments (figure 4.4.6):

introduite n'est pas très grande en raison de la faible proportion de 18% de l'acide dans le fluide total injecté.

$$Ca \text{ (mg/l)} = 0.55 \cdot Cl \text{ (mg/l)} - 290, \\ r = 1 \text{ (analyses brutes).}$$

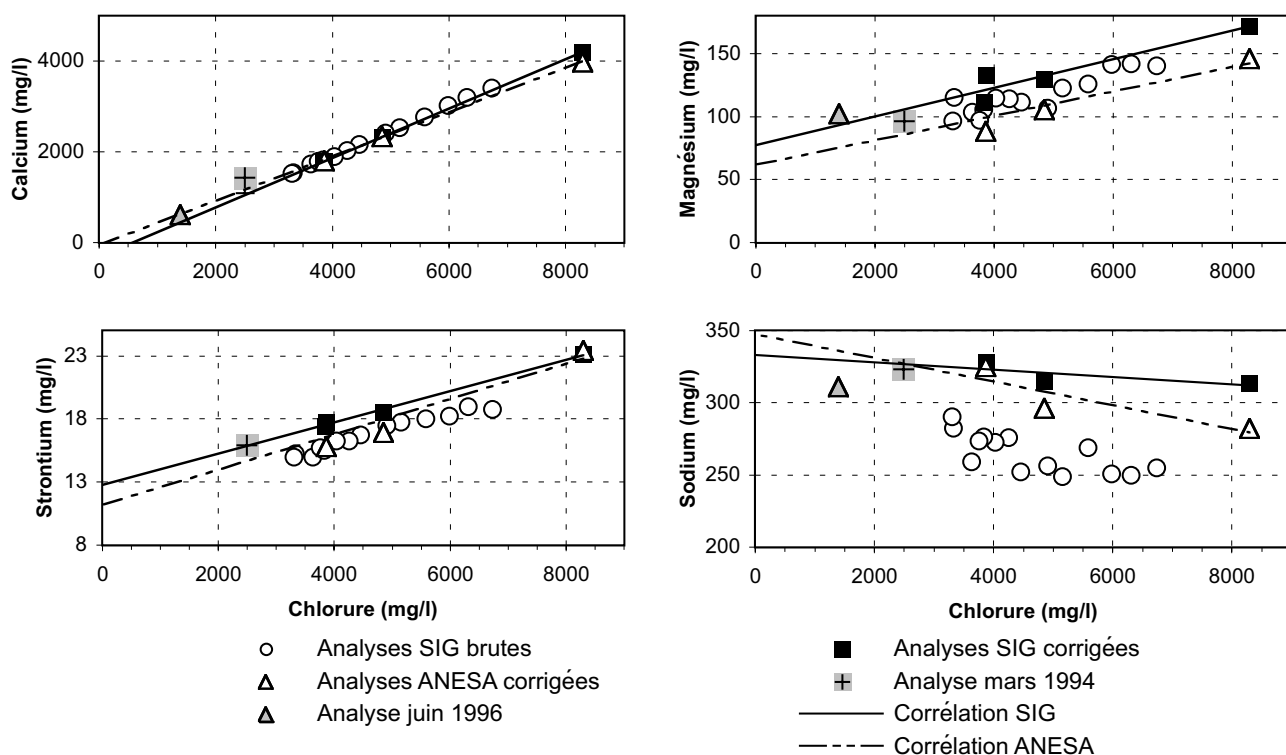


Figure 4.4.6: Corrélations entre le chlorure et différents autres cations dans les eaux du forage de Thônex. On constate que l'analyse de mars 1994 s'aligne assez bien avec les analyses corrigées de l'effet de dilution par l'eau injectée. Si l'on soustrait de l'échantillon de mars 1994, une quantité de 350 mg/l de calcium (ce qui correspond à la teneur additionnelle de calcium liée au bicarbonate dans cet échantillon par rapport aux échantillons de l'essai air-lift), cet échantillon se trouve précisément sur les droites de corrélation définies par les analyses faites aux deux laboratoires SIG et ANESA respectivement des échantillons de l'essai air-lift.

Des corrélations positives similaires existent entre le chlorure et le magnésium d'une part, et le strontium d'autre part (tableau 4.4.4). Ces deux cations sont donc également susceptibles de provenir en bonne partie de l'acidification du puits. Plusieurs hypothèses sont admises pour extrapoler la composition chimique et isotopique du fluide profond:

- La presque totalité du chlorure et des alcalino-terreux est due à l'acidification (dissolution de calcite, dolomite et strontianite).
- Lors de la remontée du fluide pendant l'essai par air-lift, une grande partie du CO_2 produit par l'acidification a été dégazé. En conséquence la calcite est devenue sursaturée dans l'eau et une partie du calcium dissous a précipité. Nous ignorons si le magnésium et le strontium ont également précipité et dans quelle proportion sous forme de magnésite, de calcite magnésienne et de strontianite. Cependant on doit admettre que les alcalino-terreux n'ont pas précipité de manière proportionnelle à leurs concentrations et que les rapports entre les éléments entre eux ont donc été modifiés. En effet, les derniers échantillons (GM-13 à GM-15) montrent une nette sursaturation de la calcite mais une sous-saturation de la strontianite. La sursaturation de la dolomite ne signifie pas que celle-ci précipite. D'après APPELO & POSTMA (1993), la précipitation de la dolomite à basse température est gênée par la structure hautement ordon-

née de la dolomite. Dans l'eau marine la dolomite est sursaturée mais aucune précipitation n'est observée (APPELO & POSTMA, 1993). De plus les analyses faites dans deux laboratoires différents, les Services Industriels de Genève (SIG) et le laboratoire ANESA de Martigny, montrent de grandes différences pour le magnésium et le strontium. Les concentrations de ces deux éléments sont donc soumises à une assez grande incertitude. Pour l'extrapolation de la composition chimique du fluide profond nous avons donc en premier lieu considéré le total des alcalino-terreux et non pas les concentrations individuelles des trois éléments.

- En premier approche, toute la teneur en alcalino-terreux excédant la teneur en bicarbonate est considérée comme provenant de la dissolution du calcaire par l'HCl. Comme il n'est pas possible de quantifier les effets de l'acidification et du dégazage du CO_2 lors de la remontée de l'eau sur la concentration en bicarbonate et en alcalino-terreux associés, une quantité équivalente à la teneur de bicarbonate mesurée est soustraite du total des alcalino-terreux. Ainsi tous les échantillons utilisés pour faire les corrélations entre les différentes espèces chimiques sont normalisés sur la même base. Toute extrapolation directe sera donc impossible concernant la teneur en bicarbonate (et en cations associés) du fluide profond et les quantités de bicarbonate calculées dans le tableau 4.4.4 se basent sur un procédé itératif qui réintroduit les

bicarbonates au cours de l'extrapolation ou sur des considérations de balance ionique (cf. plus bas dans ce chapitre).

- La dilution induite par l'eau de surface injectée lors des acidifications est soustraite pour normaliser les échantillons sur lesquels se basent les extrapolations.
- Le dernier échantillon prélevé est celui qui est le plus proche de la composition originale du fluide profond, à l'exception peut-être du bicarbonate qui est influencé par le mode de production par air-lift ou par artésianisme.
- Dans le dernier échantillon prélevé au cours de l'essai de production, les concentrations des espèces peu influencées par l'acidification, mais corrigées pour la dilution par l'eau injectée sont très proches de celles du fluide profond (sodium, potassium, sulfate, silice, lithium, iodure, bromure, bore, isotopes stables de l'eau).
- Les échantillons GM-15 et GM-16 sont les seuls prélevés en production par artésianisme et les seuls qui ont été analysés dans le laboratoire de l'institut de géologie de l'Université de Neuchâtel (LASUR). De plus aucune analyse isotopique ni aucun éléments traces n'ont été effectués sur ces échantillons. Il n'est donc pas possible de les corriger des effets de dilution par l'eau de surface injectée et leurs résultats d'analyse peuvent contenir des différences systématiques par rapport aux analyses des échantillons GM-1 à GM-14 effectuées dans d'autres laboratoires.
- Comme l'analyse de l'échantillon GM-13 du 1 octobre 1993 est la dernière analyse complète, prélevée dans des conditions identiques et analysée aux mêmes laboratoires que les échantillons GM-1 à GM-14, l'extrapolation du chimisme du fluide profond se base sur l'échantillon GM-13.

Les concentrations des alcalino-terreux et du chlorure corrigées pour l'effet de dilution par l'eau de surface injectée lors de l'acidification et normalisées par soustraction de la quantité d'alcalino-terreux liée au bicarbonate sont présentées au tableau 4.4.3 pour les analyses GM-1, GM-9 et GM-13 des Services Industriels de Genève (SIG). Les concentrations corrigées indiquent une bonne corrélation positive entre le chlorure et la somme des éléments alcalino-terreux:

$$\Sigma \text{ alcalino-terreux (méq/l)} = 0.989 \cdot \text{Cl (méq/l)} - 10.1, \\ r = 1.$$

Les autres corrélations entre le chlorure et les espèces chimiques utilisées pour l'extrapolation du chimisme du fluide profond se trouvent au tableau 4.4.4. Trois hypothèses de départ peuvent être formulées pour l'extrapolation du chimisme du fluide profond:

- 1) Tout le sodium présent est lié au chlorure (eau de type chimique [Na][Cl]).
- 2) Tout le sodium présent est lié au bicarbonate (eau de type chimique [Na][HCO₃]), ce qui signifie plus ou moins l'absence de chlorure.

- 3) Le fluide profond ne contient pas d'éléments alcalino-terreux. Sa teneur en chlorure est déterminée par la corrélation entre la somme des alcalino-terreux et le chlorure décrite plus haut dans ce chapitre. Elle est donc de 10.2 méq/l (362 mg/l), quantité équivalente à l'absence d'alcalino-terreux pour cette corrélation (eau de type chimique mixte [Na][Cl, HCO₃]).

Pour les trois hypothèses, certaines espèces ont des teneurs identiques parce qu'elles ne dépendent pas de l'acidification (ou seulement très peu) et ne sont pas corrélées avec le chlorure: lithium, potassium, silice, isotopes stables de l'eau. Pour ces paramètres chimiques à l'exception de la silice, les valeurs de l'échantillon GM-13 (corrigé pour l'effet de la dilution par l'eau de surface injectée) sont admises comme représentatives du fluide profond. Le sodium ne montre également pas de corrélation nette avec le chlorure et pour toutes les extrapolations une teneur de 330 mg/l, proche de celle de l'échantillon GM-13 corrigé des effets de la dilution par l'eau de surface a été utilisée. Concernant le potassium il faut garder en mémoire la possibilité de l'échange ionique sur les argiles mises en suspension par la dissolution de calcaires argileux et de marnes lors des acidifications (cf. chapitre 4.4.4).

Pour la silice, la valeur analysée dans les échantillons profonds a été retenue comme représentative du fluide profond parce qu'elle n'est pas influencée par le refroidissement lors de la remontée de l'eau. Pour les isotopes stables la moyenne des trois analyses corrigées pour la dilution par l'eau de surface est admise comme représentative du fluide profond. Ces valeurs se trouvent au tableau 4.4.5.

Hypothèse (1)

Si tout le sodium (330 mg/l; 14.35 méq/l), potassium (10.5 mg/l, 0.26 méq/l) et lithium (1.0 mg/l, 0.15 méq/l) présents dans l'analyse GM-13 corrigée pour la dilution par l'eau de surface sont liés au chlorure dans le fluide profond, l'eau doit contenir 523 mg/l de chlorure (14.76 méq/l). En appliquant la corrélation entre le chlorure et les alcalino-terreux, aux 14.76 méq/l de chlorure correspondent 4.35 méq/l d'alcalino-terreux. Ceux-ci se répartissent entre le sulfate (78 mg/l; 1.63 méq/l), le fluorure (6.3 mg/l; 0.33 méq/l) et le bicarbonate (155 mg/l; 2.54 méq/l).

Comme ces calculs sont partis de la corrélation entre le chlorure et les alcalino-terreux en admettant l'absence de bicarbonate (ce qui ne correspond certainement pas au chimisme réel du fluide profond), la présence de bicarbonate est contradictoire avec les conditions initiales. Ce bicarbonate calculé doit donc être introduit dans la corrélation initiale et les calculs sont répétés avec cette corrélation et on obtient une teneur en alcalino-terreux de 7.04 méq/l dont 5.08 (7.04 méq/l moins les 1.96 méq/l liés au sulfate et au fluorure) seraient liés au bicarbonate, ce qui est de nouveau contradictoire à la condition initiale, qui prenait en considération que 2.54 méq/l de bicarbonate sont liés aux

alcalino-terreux. La différence de 2.54 méq/l est donc attribuée au sodium, ce qui diminue la teneur en chlorure lié également au sodium de 2.54 méq/l, et il nous reste donc 12.22 méq/l de chlorure (433 mg/l). Cette valeur-là, introduite dans la corrélation entre le chlorure et les alcalino-terreux indique une concentration d'alcalino-terreux de 4.53 méq/l dont 2.57 méq/l liés au bicarbonate (4.53 méq/l moins les 1.96 méq/l liés au sulfate et au fluorure). Cette valeur-là est raisonnablement proche de la valeur initiale du calcul (2.54 méq/l liés au bicarbonate) pour arrêter les calculs. La teneur en chlorure est donc de 433 mg/l (12.22 méq/l) et celle du bicarbonate de 310 mg/l (5.08 méq/l). Ces valeurs ainsi que celles des autres éléments sont représentées au tableau 4.4.5.

Hypothèse (2)

Si tout le sodium présent dans le fluide profond est lié au bicarbonate, l'eau contient 867 mg/l (14.21 méq/l) de bicarbonate. L'absence de chlorure signifie une teneur en sulfate de 81 mg/l (1.69 méq/l) d'après la corrélation du tableau 4.4.5 et une teneur en fluorure de 6.4 mg/l (0.34 méq/l). Si tout ce sulfate et fluorure sont également liés au sodium, la teneur en bicarbonate ne serait donc que de 743 mg/l (12.18 méq/l). Dans cette hypothèse l'eau ne contiendrait pratiquement pas de chlorure à l'exception de celui lié au potassium et au lithium (environ 15 mg/l). La teneur en alcalino-terreux ne peut pas être extrapolée parce que l'absence de chlorure demande une teneur négative des alcalino-terreux d'après les corrélations établies (tableau 4.4.5). De toute façon, une eau de ce type-là doit être pauvre en alcalino-terreux (surtout en ce qui concerne le calcium) parce que ceux-ci ont été échangés contre le sodium par échange ionique sur les argiles. Une teneur maximale possible est donnée par l'analyse de mars 1994 qui mesurait 1169 mg/l (19.16 méq/l) de bicarbonate. Si entre 743 à 867 mg/l de bicarbonate sont déjà liés au sodium, il ne restent que 302 à 426 mg/l (4.95 à 6.98 méq/l) liés aux alcalino-terreux.

Hypothèse (3)

L'hypothèse (3) est en fait une variante intermédiaire entre les hypothèses (1) et (2). L'absence d'alcalino-terreux exige une teneur maximale en chlorure de 10.21 méq/l (362 mg/l). Pour équilibrer les teneurs en sodium, potassium et lithium, l'eau contiendrait 1.65 méq/l (79 mg/l) de sulfate, 0.33 méq/l (6.3 mg/l) de fluorure et 2.57 méq/l (156.8 mg/l) de bicarbonate.

Il est impossible de décider, laquelle des trois hypothèses est la plus proche de la réalité. En général on peut admettre que la nature ne préfère pas les solutions extrêmes (absence totale des éléments alcalino-terreux ou de NaCl). Ainsi une solution proche de l'hypothèse (1) serait la plus probable. Le cas extrême de l'hypothèse (2) est exclu si les analyses du bicarbonate des deux échantillons profonds ne sont pas influencées par une précipitation de minéraux carbonatés après le prélèvement et avant l'analyse.

Tableau 4.4.5: Extrapolation de la composition chimique et isotopique de l'eau de la formation aquifère. Les unités sont méq/l sauf pour la silice et le bore qui sont exprimés en mmol/l. Les isotopes sont exprimés en δ ‰ SMOW.

Paramètre	Toutes les hypothèses	Hypothèse (1)	Hypothèse (2)	Hypothèse (3)
Sodium	14.35			
Potassium	0.26			
Lithium	0.15			
Alcalino-terreux		4.53	6.98 max.	0
Bicarbonate		5.08	14.21–19.16	2.57
Chlorure		12.22	0.42	10.21
Sulfate		1.63	1.69	1.65
Fluorure		0.33	0.34	0.33
Iodure	0.024			
Bromure	0.03			
Silice	0.50			
Bore	0.15			
^{18}O	–10.63			
^2H	–79.9			

Dans ce cas là, une teneur en bicarbonate entre 450 et 500 mg/l est la teneur maximale possible. En raison du CO_2 produit par l'acidification on peut même admettre que la teneur en bicarbonate du fluide profond est inférieure à ces valeurs. Les 5.1 méq/l d'éléments alcalino-terreux extrapolés avec l'hypothèse (1) et les analyses SIG s'accordent très bien avec les valeurs analysées dans les forages des autres sites de l'étude dans les calcaires du Malm: 4.6 à 4.7 méq/l à Delémont, 3.9 méq/l pour le forage La Grève-1 Arkina d'Yverdon-les-Bains, 4.5 méq/l pour le forage F4 d'Yverdon-les-Bains, 6.8 méq/l pour le forage Reine Hortense d'Aix-les-Bains et 4.1 méq/l pour le forage Chevalley d'Aix-les-Bains.

Avec les trois hypothèses, la minéralisation totale du fluide profond ne dépasserait pas 1 à 2 g/l, ce qui est intéressant du point de vue d'une éventuelle utilisation du puits de Thônex: cette faible minéralisation n'empêcherait pas le rejet de l'eau après usage dans les égouts ou directement dans un cours d'eau de surface, et par conséquent un forage de réinjection du fluide ne serait pas nécessaire.

Néanmoins, dans l'état des connaissances actuelles une quatrième hypothèse ne peut être totalement écartée. La légère augmentation des espèces chimiques sodium, sulfate, iodure, bromure et bore au cours de l'essai de production, même après correction pour la dilution par l'eau de surface injectée, pourrait indiquer le mélange de deux

composantes d'eau dans le puits: une faiblement minéralisée et de type chimique bicarbonaté et l'autre plus fortement minéralisée et de type chimique $[\text{Na}][\text{Cl}]$. Si cette deuxième composante devenait de plus en plus importante dans le mélange et si elle était très fortement minéralisée, la minéralisation totale du mélange de fluides produits pourrait alors devenir trop élevée pour le rejet en surface. A notre avis, cette dernière hypothèse est la moins probable. En effet, l'augmentation après correction pour la dilution par l'eau de surface injectée des espèces chimiques sodium, sulfate, fluorure, iode, bromure et bore au cours de l'essai est faible. Elle pourrait très bien être due à plusieurs effets:

- Dans la correction de la dilution on ne prend en considération que l'eau de surface injectée et on doit négliger l'acide. Celui-ci diminuant dans l'eau produite de la même manière que l'eau de surface, la sous-estimation de la dilution est plus grande au début de l'essai et les concentrations des espèces chimiques qui augmentent le long de l'essai, devraient donc être plus grandes dans les premiers échantillons, ce qui affaiblirait encore l'augmentation des concentrations au cours de l'essai.
- Au cours de l'essai de production, la minéralisation totale de l'eau produite, surtout en chlorure et en calcium diminuait fortement. Or, de fortes concentrations de certains éléments comme par exemple le chlorure peuvent influencer l'analyse d'autres éléments. Les analyses des échantillons du début de l'essai de production pourraient donc sous-estimer la teneur réelle en certains éléments.
- Ne connaissant pas la concentration des éléments traces fluorure, iode, bromure et bore dans l'eau de surface injectée, nous avons admis des teneurs zéro pour le calcul de la correction de la dilution. Cette hypothèse peut être fautive et peut donc avoir faussé les concentrations corrigées, d'autant plus si l'acide de qualité technique et pas analytique était relativement riche en ces éléments.
- Iode et bromure, les deux éléments qui augmentent le plus fortement sont des indicateurs de matière organique (WEDEPOHL, 1969 à 1978). Or, le rapport final du forage de Thônex (BURRI et al., 1994) indique des niveaux riches en matière organique à une profondeur entre 2136 et 2390 m/sol, c'est-à-dire en dessous des venues d'eau reconnues entre 2000 et 2050 m/sol. Il est possible que de l'eau provenant de cette zone non productrice ou peu productrice soit remontée lors de l'interruption de la production avant le prélèvement de l'échantillon GM-9 et que cette eau se retrouve surtout dans l'échantillon GM-13 où elle augmente les teneurs en ces éléments.

4.4.6.2 Interactions eau-roche

Avec la plus grande probabilité, le chimisme du fluide profond est du type $[\text{Na}][\text{Cl}, \text{HCO}_3]$, $[\text{Na}][\text{HCO}_3, \text{Cl}]$ ou $[\text{Na}][\text{Cl}]$ (cf. chapitre 4.4.6.1). Alors qu'il est impossible de décrire les interactions eau-roche par rapport aux éléments alcalino-terreux, toutes les extrapolations permettent de

conclure que l'eau est fortement sous-saturée par rapport aux minéraux gypse et halite. Elle a probablement été soumise à un échange ionique du calcium par le sodium et elle est en équilibre par rapport au quartz (cf. chapitre 4.4.7). La concentration assez élevée en fluorure laisse supposer que l'eau est également en équilibre par rapport à la fluorine.

Les isotopes du sulfate dissous (22.2‰ pour le $\delta^{34}\text{S}$ et 11.54‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$) indiquent la dissolution de dépôts évaporitiques comme origine du sulfate. Bien que l'eau de dilution injectée influence les valeurs isotopiques du sulfate, cette influence n'est pas très grande. Le sulfate ajouté par l'eau de dilution fait seulement quelques 10% de la teneur totale en sulfate de l'échantillon GM-13 (teneur en sulfate de l'échantillon GM-13: 60.6 mg/l; teneur en sulfate de l'eau de dilution: 41.6 mg/l; taux de dilution: 14%).

La roche du Kimméridgien analysée est tellement pauvre en sulfate, que les isotopes de celui-ci n'ont pas pu être déterminés dans cette roche. Le sulfate dissous doit donc parvenir d'autres couches géologiques. Des valeurs isotopiques du sulfate similaires à celles de l'eau du forage de Thônex ont été trouvées dans des sédiments du Tertiaire ou du Trias moyen et inférieur (CLAYPOOL et al., 1980). Les deux origines semblent a priori possibles, celle du Tertiaire indiquerait la dissolution du sulfate lors de l'infiltration dans la Molasse, celle du Trias indiquerait la remontée d'eau beaucoup plus profonde que les 2000 m/sol des venues d'eau rencontrées dans le puits.

4.4.7 Température du réservoir

Bien évidemment ni la méthode des indices de saturation ni les géothermomètres chimiques des alcalins et alcalino-terreux ne peuvent être appliqués dans le cas des eaux fortement contaminées par l'acidification du puits de Thônex. Les seuls indicateurs de la température du réservoir qui peuvent éventuellement fournir des résultats dans ces conditions sont les géothermomètres de la silice et du $\delta^{18}\text{O}$ du sulfate dissous. Ce dernier indique une température de 58 °C, ce qui est inférieur à la température de la formation mesurée (70 °C à la profondeur de 1907 m/sol; JENNY et al., 1995). Apparemment ce géothermomètre très sensible est trop influencé par l'eau de surface injectée, même si celle-ci n'apporte que 10% du sulfate analysé, et par un éventuel échange isotopique de l' ^{18}O de l'eau avec le CO_2 formé par l'acidification (cf. chapitre 4.4.8).

Le géothermomètre de la silice donne des résultats quelque peu ambigus: les échantillons prélevés à 2000 m de profondeur indiquent une température d'équilibre pour le quartz de 76 °C avec 30 mg/l de SiO_2 , alors que l'échantillon GM-13 corrigé pour l'effet de dilution par l'eau de surface indique une température du quartz de 74 °C avec seulement 25 mg/l de SiO_2 . La différence est due à la pression de quelque 200 bars à la profondeur de 2000 m qui augmente la solubilité du quartz (KHARAKA & MARINER, 1989). On

Tableau 4.4.6: Altitude de recharge de l'eau de l'aquifère du Malm de Thônex, calculée à partir des différentes relations altitude/isotopes stables existant dans la littérature et définies dans cette étude pour la région d'Yverdon-les-Bains (cf. chapitre 3.2.1).

Equation	Altitude calculée (m)
1. KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Jura central (^{18}O)	1215
2. KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Jura central (^2H)	1433
3. BLAVOUX et al. (1979), Jura central et français (^{18}O)	1117
4. KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Plateau suisse (^{18}O)	689
5. KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Plateau suisse (^2H)	898
6. VUATAZ (1982), Plateau suisse (^{18}O)	785
7. VUATAZ (1982), Plateau suisse (^2H)	1017
8. KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Alpes bernoises (^{18}O)	311
9. KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Alpes bernoises (^2H)	608
9. BLAVOUX (1978), Préalpes lémaniques (^{18}O)	843
10. Cette étude, région d'Yverdon (^{18}O)	1193
11. Cette étude, région d'Yverdon (^2H)	1458

doit donc admettre que la silice dans les échantillons prélevés en tête de puits s'est rééquilibrée par rapport à la calcédoine. Cette rééquilibration est indiquée par l'indice de saturation de -0.04 de la calcédoine de l'échantillon GM-13 non corrigé pour l'effet de la dilution. L'échantillon GM-15, prélevé par artésianisme indique une température du quartz de 66°C et de la calcédoine de 34°C . L'eau de cet échantillon s'est donc partiellement rééquilibrée par rapport à la calcédoine lors de la remontée. On peut retenir comme température du réservoir celle de 76°C indiquée par les échantillons profonds. On a donc pas d'indice d'une remontée rapide d'une eau de plus grande profondeur que l'aquifère du Malm.

4.4.8 Zone d'alimentation

En raison de la structure géologique du bassin molassique du Genevois, l'alimentation de l'aquifère du Malm à Thônex devrait s'effectuer dans la première chaîne du Jura. Une alimentation sur le Salève semble peu probable pour des raisons tectoniques. Comme le forage se trouve proche du décrochement de l'Arve, un bassin versant dans les Préalpes à l'intermédiaire du décrochement ne peut pas être exclue. Le seul instrument disponible pour déterminer la zone d'alimentation de l'aquifère du Malm à Thônex sont les isotopes stables de l'eau. Les trois analyses des isotopes stables de l'eau corrigées pour la dilution par l'eau de surface injectée donnent des valeurs très proches l'une de l'autre. Les valeurs moyennes sont -10.6‰ pour l'oxygène-18 et -80‰ pour le deutérium (tableau 4.4.5). L'altitude de la zone d'alimentation calculée avec ces valeurs par les différentes relations altitude/isotopes stables de l'eau se trouve au tableau 4.4.6.

En comparant les valeurs obtenues par les différentes équations, on doit admettre que toutes les altitudes semblent plausibles à l'exception de celles trop basses calculées avec les équations des Alpes bernoises. Les altitudes indiquées par les équations du Jura (1, 2, 3, 10, 11) sont à première vue trop élevées par rapport à la topographie, surtout celles données par le deutérium. Avec toutes les équations on remarque une différence de 200 à 300 mètres entre les altitudes calculées avec l'oxygène-18 et celles calculées avec le deutérium. Cette différence pourrait être due à un échange isotopique de l'oxygène-18 entre l'eau et le CO_2 produit par l'acidification qui aurait éventuellement pour conséquence un enrichissement d'oxygène-18 dans l'eau. En effet, les résultats des isotopes stables se trouvent loin de la droite des eaux météoriques ($\delta^2\text{H} = 8.2 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10.8$), au lieu de 10.8, l'excédent de deutérium est de 7.27. On doit donc considérer les altitudes calculées avec le deutérium comme plus proches de la réalité. NISSILE (1989) a trouvé des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans les sources karstiques, subthermales et thermale au sud du Salève (sources La Caille, Douai, Bromines et Bourbogne) entre -9.83 et -10.75‰ . La valeur de $\delta^{18}\text{O}$ de -10.6‰ de l'eau profonde du forage de Thônex s'intègre donc bien dans cette gamme de valeurs.

En admettant que le bassin versant se trouve sur la première chaîne du Jura, cette altitude-là semble néanmoins être trop élevée de 200 à 400 m environ. La valeur du deutérium indiquerait donc une infiltration de l'eau produite à Thônex dans des conditions climatiques plus froides de quelques 1 à 3 degrés par rapport à aujourd'hui, pour un gradient altitude/température d'environ $0.5^\circ\text{C}/100\text{ m}$ (cf. chapitres 4.1.9 et 4.2.9).

4.4.9 Temps de séjour souterrain

Pour l'eau thermique à la profondeur de 2000 m/sol on peut, sans risque de se tromper, admettre qu'elle est dépourvue de tritium et qu'elle possède donc un temps de séjour souterrain supérieur à 40 ans au moins. Plusieurs arguments parlent en faveur d'un temps de séjour beaucoup plus long de cette eau, qui pourrait atteindre des milliers voire des dizaines de milliers d'années: la grande profondeur et la faible perméabilité de la formation aquifère, la distance assez élevée entre la zone de recharge admise au Jura et le site du forage, le gradient hydraulique faible comparé aux autres régions étudiées dans cette étude, l'équilibre thermique de l'eau avec l'aquifère, le recouvrement de l'aquifère par plus de 1000 m de sédiments molassiques et plusieurs centaines de mètres de sédiments crétacés très peu perméables, et donc l'absence d'exutoire naturel à l'exception des phénomènes de drainance à travers quelques 2000 m de roches quasi imperméables.

Une détermination plus précise du temps de séjour souterrain n'est pas possible au moyen des échantillons disponibles à ce jour. L'analyse des isotopes du carbone démontre la très grande influence des acidifications sur les isotopes du carbone (tableau 4.4.2): en effet, l'eau contient 28 pcm de carbone-14, alors que le $\delta^{13}\text{C}$ est plus positif que celui de la roche de l'aquifère!

En calculant avec une dilution de 14% pour l'échantillon GM-13 (cf. chapitre 4.4.6.1) et en admettant une activité du carbone-14 de l'eau de surface injectée très élevée de 115 pcm (valeur dans les précipitations actuelles d'après LEVIN et al., 1992, cité par GEYER, 1993), l'eau profonde devrait avoir une activité de presque 14 pcm, ce qui indiquerait un temps de séjour souterrain de l'eau de 13'000 ans au maximum, correspondant à une infiltration vers la fin de la dernière glaciation. Bien que les isotopes stables de l'eau pourraient indiquer une température d'infiltration de quelques 3 °C plus froide qu'aujourd'hui, cette différence de température est trop faible pour admettre l'infiltration en période glaciaire. Cependant, plusieurs processus peuvent influencer les isotopes du carbone dans l'eau du forage de Thônex dans le sens d'un enrichissement du ^{14}C sans que nous soyons en mesure de les quantifier. En admettant que l'eau profonde soit dépourvue de ^{14}C , tout le ^{14}C présent n'est pas introduit uniquement par l'eau de surface injectée mais également par les volumes d'air comprimé injecté dans le puits lors de la production par air-lift.

Les isotopes du carbone du mélange eau profonde-eau de surface injectée ont d'abord été influencés par la dissolution de la calcite par l'acide chlorhydrique. Celle-ci a produit du bicarbonate et du CO_2 dépourvu de ^{14}C et avec un $\delta^{13}\text{C}$ proche de celui de la roche. En se transformant partiellement en bicarbonate, ce CO_2 s'est enrichi en car-

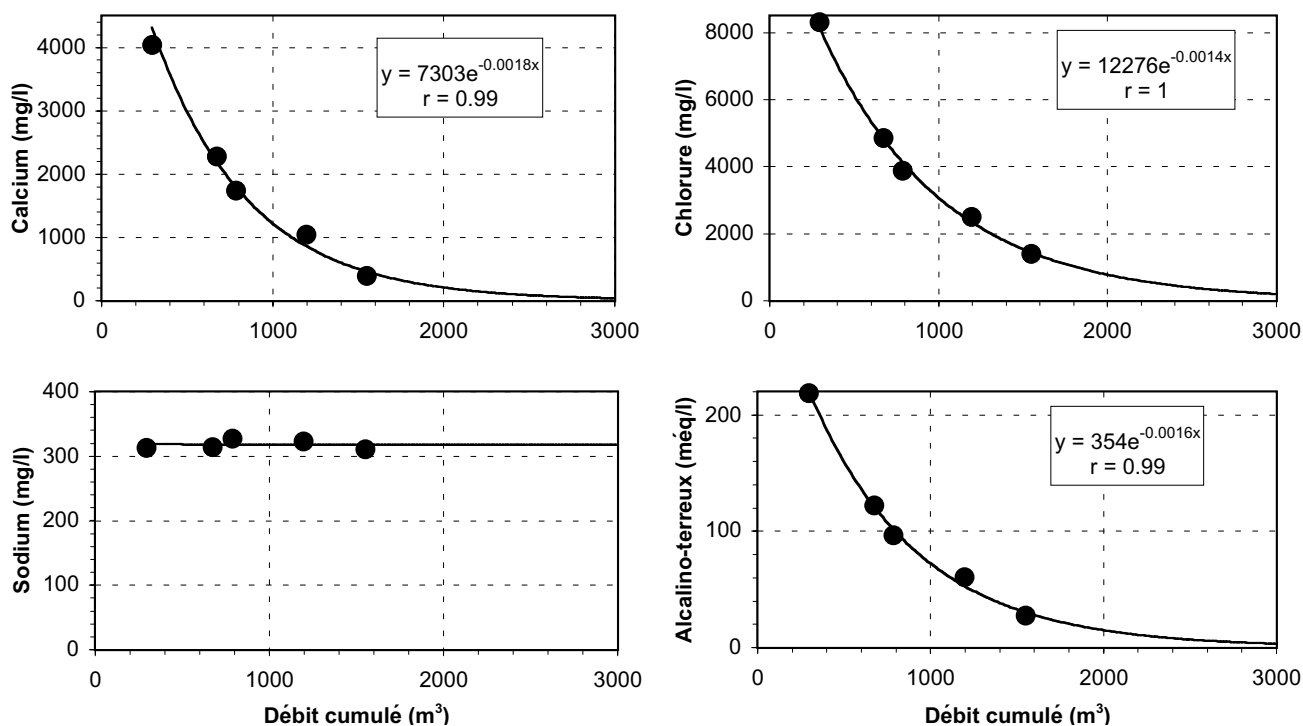


Figure 4.4.7: Evolution des concentrations en calcium, chlorure, sodium et alcalino-terreux en fonction du débit cumulé extrait du forage Thônex-1. On observe l'excellente corrélation de la décroissance exponentielle du calcium, du chlorure et des alcalino-terreux en fonction injection du débit, alors que le sodium ne montre aucune évolution. Les valeurs sont corrigées pour l'effet de dilution par l'eau injectée lors des acidifications.

bone léger par fractionnement isotopique alors que le bicarbonate produit est isotopiquement plus lourd que la roche. Le dégazage du CO₂ lors de la remontée de l'eau et la précipitation d'une partie du bicarbonate sous forme de carbonate à enrichi en isotopes lourds (¹⁴C et ¹³C) le carbonate précipité. Par échange isotopique entre le CO₂ de l'air injecté et le bicarbonate toujours dissous dans l'eau, ce dernier s'est de nouveau enrichi en isotopes lourds et donc en ¹⁴C et en ¹³C. Il est finalement donc impossible de recalculer l'activité du ¹⁴C et le δ¹³C du fluide profond et de préciser le temps de séjour souterrain de cette eau.

4.4.10 Post-scriptum

Après avoir terminé la présente étude, le forage de Thônex a été réouvert le 20 mai 1996. A ce moment, la pression artésienne était supérieure à 3.1 bars et le débit initial de 9 m³/h (BURRI, 1996). Le débit a diminué rapidement pour n'atteindre que 0.33 m³/h après 37 jours d'écoulement. Plusieurs tests de débit à différents paliers ont été effectués et ont fourni des résultats décevants quant au potentiel du forage. En effet, le rabattement serait de 300 m pour obtenir un débit de 10 m³/h, rabattement qui augmenterait encore dans le temps, si on voulait maintenir ce débit. Le rabattement spécifique qui au début de l'écoulement libre était de l'ordre de 1.5 m par m³/h augmentait pour atteindre 100 m par m³/h après 37 jours. L'extrapolation du débit d'écoulement libre dans le temps fournit un débit de l'ordre de 0.1 m³/h après deux ans, valeur qui devrait encore être confirmée par une surveillance plus longue de l'écoulement libre.

Le 14 juin 1996, après l'écoulement de quelques 350 m³ d'eau, un échantillon d'eau a été prélevé (GM-16) et les espèces chimiques majeures (sauf la silice) ont été analysées au LASUR. Cette analyse démontre que la minéralisation totale et surtout les concentrations en calcium et chlorure étaient toujours en train de diminuer. Le TSD de l'échantillon GM-16 n'est plus que d'environ 3.1 g/l par rapport aux 5.4 g/l de l'échantillon GM-14 et 5.6 g/l de l'échantillon GM-15. Les analyses corrigées pour la dilution par l'eau du réseau injectée et les échantillons GM-15 et GM-16 s'alignent le long d'une régression exponentielle pour les concentrations en calcium et chlorure, alors que le sodium ne montre aucune évolution dans le temps (figure 4.4.7).

Les corrélations exponentielles confirment que l'on est toujours en présence d'une évolution progressive du chimisme de l'eau, d'un mélange entre le fluide contaminé par les acidifications et le fluide propre de l'aquifère du Malm. On peut prévoir, que l'eau devrait retrouver sa composition chimique originale à partir d'un débit cumulé de l'ordre de 3000 m³.

Dans l'échantillon GM-16, la concentration en bicarbonate a fortement baissé par rapport à GM-15 et se rapproche de celle des échantillons prélevés en fonds de puits. Il se confirme donc, que l'eau non contaminée de l'aquifère est relativement peu minéralisée avec un TSD nettement inférieur à 3 g/l, vraisemblablement inférieur à 1 g/l. Le sodium doit atteindre quelques 330 mg/l, et le chimisme sera de type [Na][Cl] ou [Na][Cl, HCO₃].

4.5 Région d'Aix-les-Bains

4.5.1 Aperçu géographique et géologique

La ville d'Aix-les-Bains se trouve sur la rive est du Lac du Bourget en Savoie, France à quelque 70 km au sud de Genève. Ses sources thermales sont connues au moins depuis le temps des Romains dont témoignent des vestiges y compris les restes des bains romains se trouvant à l'intérieur du bâtiment actuel des Thermes nationaux. Les Thermes nationaux et leurs sources et forages thermaux se trouvent à une altitude entre 257 et 320 m au centre de la ville. Aix-les-Bains se trouve à quelques km au nord seulement de l'endroit où se rejoignent la première chaîne du Jura et le front subalpin. En fait, elle est directement située sur le premier anticlinal jurassien, celui de la Chambotte/La Roche du Roi dont l'axe plonge vers le sud et dont les roches mésozoïques sont recouvertes vers l'est par les roches molassiques de la plaine de l'Albanais. A l'est d'Aix-les-Bains c'est le massif subalpin du Revard/Nivolet (altitude 1562 m) qui chevauche la plaine molassique de l'Albanais et le Jura plissé. A l'ouest d'Aix-les-Bains se trouve l'anticlinal de La Charve/Mont du Chat (altitude 1504 m) qui est chevauché par celui de la Chambotte/La Roche du Roi (NICOUD, 1980, CARFANTAN, 1994) (figures 4.5.1 et 4.5.2). Une coupe géologique complète de l'Oxfordien à la Molasse verte du Miocène est visible dans le Val du Fier qui recoupe l'anticlinal de la Chambotte à une trentaine de km au nord d'Aix-les-Bains.

Plusieurs décrochements de direction WNW-ESE et WSW-ENE recoupent la région d'Aix-les-Bains (figure 4.5.1). D'après DAZY & GRILLOT (1982) et GRILLOT & DAZY (1983) un autre grand décrochement dextre, cette fois-ci d'orientation ENE-WSW recoupe la zone d'Aix-les-Bains et serait à l'origine des sources thermales.

Plusieurs hypothèses sur l'origine des circulations d'eaux thermales à Aix-les-Bains ont été émises au cours du temps et sont cités par MORET & SCHNEIDER (1934) et MORET (1946): l'aire d'alimentation du Revard (RÉVIL, 1908; KILIAN, 1924) ou l'infiltration des eaux du Rhône à l'ouest de l'anticlinal de La Charve/Mont du Chat (GORCEIX, 1919). Des considérations géologiques, tectoniques et hydrauliques ont permis d'exclure les hypothèses RÉVIL (1908), GORCEIX (1919) et KILIAN (1924). MORET & SCHNEIDER (1934) admettent l'alimentation des eaux thermales dans les calcaires de l'Urgonien (Barrémien supérieur et Aptien, Crétacé) des montagnes qui prolongent le Salève vers le sud (Montagne de la Balme, Coteaux de Poisy) et de la chaîne de Gros-Foug/La Chambotte. Le sulfate dissous des eaux proviendrait d'après cette théorie de l'oxydation des pyrites se trouvant dans les marnes de l'Hauterivien sous-jacents aux calcaires de l'Urgonien.

GIDON (1959) postule également l'origine des eaux thermales d'Aix-les-Bains des affleurements urgoniens au nord d'Aix. De plus, il conclut que l'eau subthermale de St. Simon était alimentée à partir des calcaires de l'Urgonien de la Chambotte. Pour expliquer la circulation des eaux chimiquement et de température différentes dans le même aquifère des calcaires urgoniens, GIDON (1959) admet une séparation de celui-ci en deux parties par des couches peu perméables. L'eau St. Simon s'écoulerait donc dans la partie supérieure alors que les eaux thermales des Thermes nationaux s'écouleraient dans la partie inférieure de cet aquifère multicouche urgonien.

LEPILLER (1975) et BOSCH et al. (1976) apportent une modification à la théorie de MORET & SCHNEIDER (1934). La découverte d'une zone gypsifère épaisse de 40 m dans la Molasse oligocène de l'Albanais (MICHEL & CAILLON, 1957) et les déterminations des isotopes du soufre des eaux d'Aix-les-Bains (BOSCH et al., 1976) amènent ces auteurs à chercher l'origine du sulfate dissous dans la Molasse oligocène de l'Albanais (cf. chapitre 4.5.4).

D'après leur hypothèse, les eaux s'infiltrant dans le bassin de l'Albanais se rassembleraient dans les calcaires de l'Urgonien directement sous-jacents. Là elles se mettraient en charge en s'écoulant vers Aix-les-Bains et elles se minéraliseraient au contact des évaporites oligocènes. Une deuxième eau très profonde et chaude mais seulement faiblement minéralisée se mêlerait à la première pour fournir ensemble les eaux thermales d'Aix-les-Bains. Une eau chaude et faiblement minéralisée (0.17 g/l) a été trouvée dans le forage pétrolier La Tailla-1 à une dizaine de km au nord d'Aix-les-Bains, dans le Malm chevauché par l'anticlinal de la Chambotte à une profondeur de quelque 2000 m (ESSOREP, 1976). Les résultats du forage La Tailla-1 et des considérations structurales et de bilans hydriques ont conduit NICOUD (1980) à admettre une nouvelle théorie sur le bassin versant principal des eaux thermales d'Aix-les-Bains. Celui-ci doit se trouver dans les roches du Malm de la chaîne de La Charve/Mont du Chat, plus précisément dans le Malm de La Charve au nord de la faille du Col du Chat. Le sulfate dissous proviendrait de l'oxydation des pyrites hauteriviennes que l'eau rencontrerait lors de sa remontée vers la surface.

DAZY et al. (1987) compilent les données isotopiques des eaux thermominérales des Alpes du nord franco-italiennes et concluent que les sulfates dans toutes ces eaux, y compris ceux des sources thermales d'Aix-les-Bains et des sources sulfureuses de Marlioz, étaient d'origine triasique. Cette conclusion se base sur l'observation d'une relative homogénéité des valeurs du $\delta^{34}\text{S}$ et la ressemblance du rapport

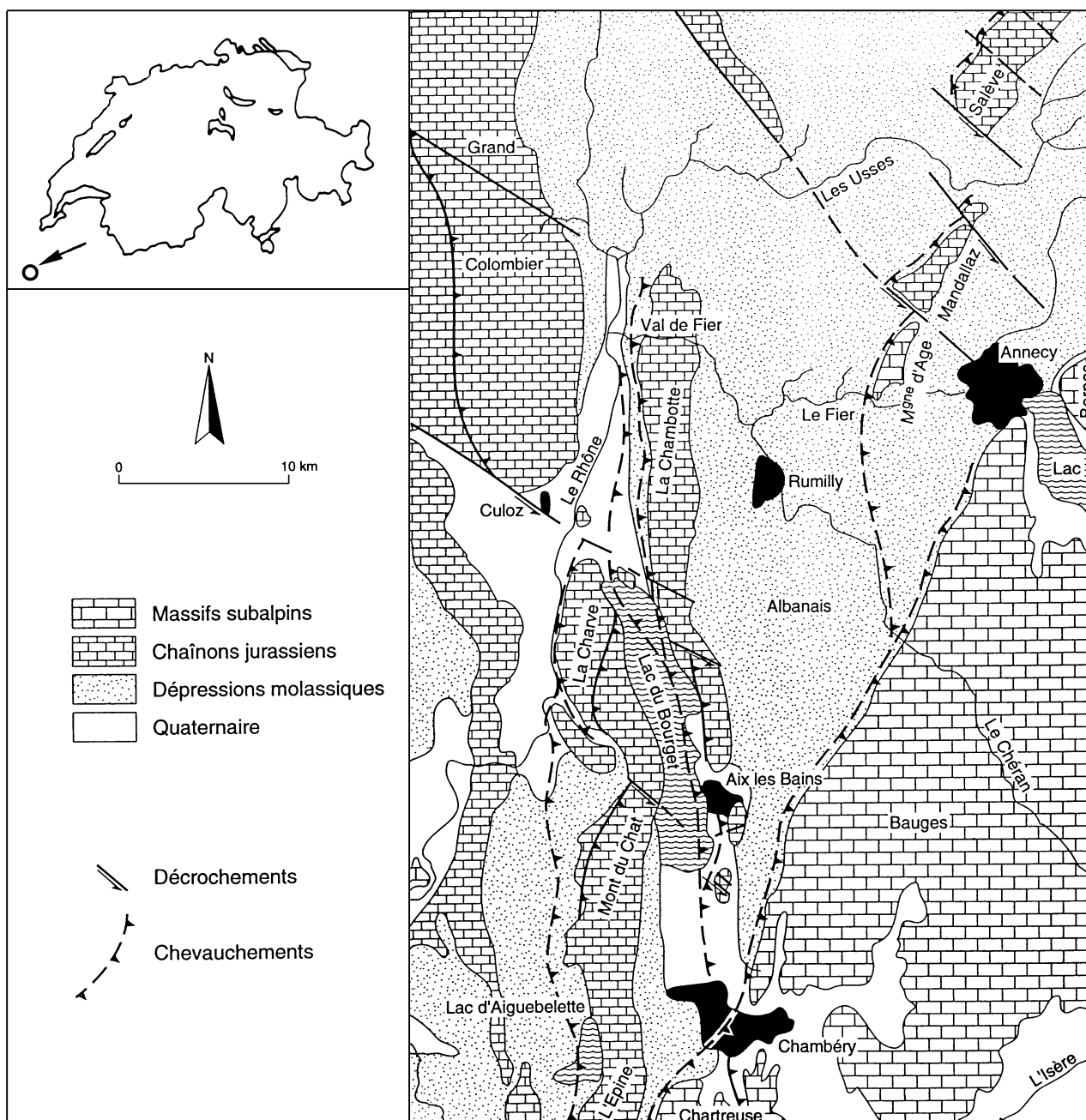


Figure 4.5.1: Situation géographique et carte géologique simplifiée de la région d'Aix-les-Bains (d'après CARFANTAN, 1994).

$\delta^{18}\text{O}/\delta^{34}\text{S}$ du sulfate de trois eaux seulement avec ce même rapport dans des eaux italiennes dont le sulfate était d'origine triasique. Pour les eaux d'Aix-les-Bains, des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ du sulfate n'étaient par contre pas disponibles. Sur la base des analyses du tritium ils concluent une contribution importante des circulations karstiques épidermiques dans les sources d'Aix et de Marlioz. Pour la source Alun ils calculent un pourcentage de 57% d'eau superficielle.

CARFANTAN (1993) admet la même théorie quant à l'origine des eaux des Thermes nationaux et de Marlioz que NICOU (1980). L'eau thermique s'infiltrerait donc dans le Malm de la Montagne de La Charve, descendrait dans une profon-

deur de quelques 2000 m et remonterait finalement sous Aix-les-Bains à l'aide de failles et du plan de chevauchement de l'anticlinal de La Roche du Roi/Chambotte. D'après lui, la minéralisation en sulfate, chlorure et sodium se ferait par dissolution d'évaporites triasiques qui devraient se trouver jalonnés le long du plan de chevauchement.

L'importance de l'écoulement thermal dans la série du Malm chevauché par l'anticlinal de La Roche du Roi/Chambotte a été démontrée par le forage Chevalley des Thermes nationaux, qui y exploite une eau très chaude et faiblement minéralisée, ainsi confirmant les résultats du forage La Tailla-1 (EBERENTZ et al., 1993).

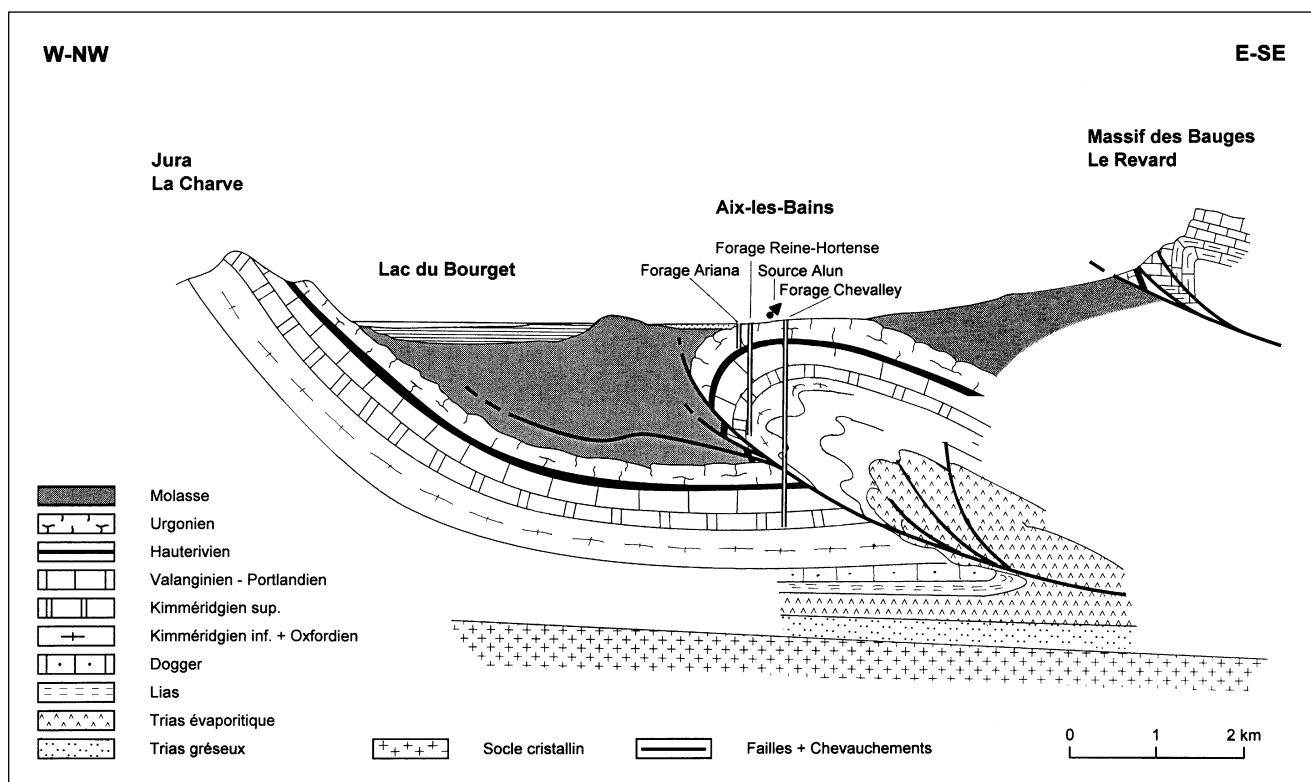


FIGURE 4.5.2: Coupe géologique WNW–ESE de la Montagne de La Charve au Revard en passant par Aix-les-Bains et les forages Ariana, Reine-Hortense et Chevalley (modifié d’après CARFANTAN, 1994).

Les affleurements du Malm de la chaîne de La Charve/ Mont du Chat, susceptibles d’alimenter les eaux thermales d’Aix-les-Bains d’après l’hypothèse NICOUD (1980) se trouvent à seulement 6 km à l’ouest des émergences des sources et forages thermales. Ces couches du Malm sont recouverts vers l’est par les strates du Crétacé, qui vont du Berriasien à l’Urgonien. Ces roches du Crétacé constituent une alternance de calcaires et de marnes. Les marnes de l’Hauterivien inférieur sont les plus importantes, avec une épaisseur de quelques 70 m (CARFANTAN, 1994). L’aquifère karstique libre du Malm de La Charve devient donc captif au pied du versant est de la chaîne à une altitude d’environ 600 m au nord de la faille du Col du Chat et à environ 400 m au sud de cette faille. L’altitude de l’émergence de la source thermique Alun étant de 283 m, le gradient hydraulique peut donc être estimé entre 2 et 5%.

Pour les hypothèses de MORET & SCHNEIDER (1934), LEPILLER (1975) et BOSCH et al., (1976), le gradient hydraulique ne peut pas être estimé, la délimitation du bassin versant et l’endroit de la mise en charge de l’aquifère du Malm n’étant pas clair. De toute façon, le gradient hydraulique doit être inférieur à celui de l’hypothèse de NICOUD (1980) et CARFANTAN (1993), en raison de la plus grande distance entre les zones susceptibles d’appartenir au bassin versant et les sources thermales d’Aix-les-Bains.

4.5.2 Sources et forages étudiés

L’étude à Aix-les-Bains a été centrée sur la source thermique Alun, les forages profonds Reine-Hortense et Chevalley des Thermes nationaux, et le forage peu profond Ariana des Thermes de Marlioz, à 1.5 km au sud des Thermes nationaux (tableau 4.5.1, figure 4.5.2). Ces points d’eau ont été échantillonnés à deux reprises en 1993 et ensuite de manière bimestrielle entre mars 1994 et avril 1995. A titre de comparaison, la source thermique Soufre (un échantillon), le forage subthermal Raphy-St. Simon-3 et trois sources froides (2 échantillons chacune) ont également été prélevés.

4.5.2.1 Les eaux thermales d’Aix-les-Bains

La description des sources et forages étudiés dans cette étude se base sur la littérature suivante: données non publiées des Thermes nationaux et des Thermes de Marlioz, MORET (1946), EBERENTZ & JERPHANION (1990), CODEF INGÉNIERIE (1993), EBERENTZ et al. (1993), NICOUD (1993), BUJENITA (1995).

La source thermique Alun est la plus grande des sources thermales d’Aix-les-Bains. Elle est captée au fond d’une galerie d’environ 90 m de longueur dans les calcaires de l’Urgonien, où elle a formé une impressionnante grotte

Tableau 4.5.1: Emplacement et données d'exploitation des forages et sources étudiés dans la région d'Aix-les-Bains.

Forage/SOURCE	Coordonnées Lambert (x/y/z)	Profondeur (m sous sol)	Débit artésien (m ³ /h) ¹⁾	Débit pompé (m ³ /h) ²⁾
Source Alun	878'920 / 82'850 / ≈ 283	galerie	≈ 30–150	–
Source Soufre	≈ 878'820 / 82'900 / ≈ 271	–	≈ 30–65	–
Forage Reine-Hortense	878'680 / 82'660 / 257	1104	(31–47)	≈ 60–80 (150)
Forage Chevalley	879'000 / 82'860 / 320	2166	–	≈ 50–70 (150)
Forage RS4	≈ 879'100 / 85'200 / 284	492	3.6 ³⁾	≈ 10
Forage RS3	878'990 / 85'330 / 275	32	≈ 5.5	≈ 6.8
Forage Ariana-Marlioz	878'453 / 81'162 / 271.3	231.5	(2)	≈ 8–11 (20)
Source Esculape-Marlioz	878'370 / 81'180 / 255	–	0.08–1.5	–
Source Les Platanes-Marlioz	≈ 878'400 / 81'150 / ≈ 265	–	> 0.6	–
Source La Meunaz	883'950 / 83'925 / 950	–	>>	–

¹⁾ Débit artésien des forages: débit d'exploitation sans parenthèses et débit maximum entre parenthèses.

²⁾ Débit pompé des forages: débit maximum lors des essais entre parenthèses.

³⁾ Venue profonde du Kimméridgien. La venue du Barrémien n'est pas artésienne jaillissante.

(grotte des serpents). Avant l'exécution des forages Reine-Hortense et Chevalley, sa température variait de 33.5 à 46.6 °C et son débit entre 30 et 150 m³/h. Depuis l'exploitation des deux forages (à partir de 1990, respectivement 1992), la température maximale et le débit moyen ont baissé. La source Alun a réagi assez fortement aux essais de production de chacun des deux nouveaux forages. De plus, elle est diluée par des eaux souterraines peu profondes et elle a été contaminée par différentes bactéries notamment des légionnelles.

La source thermique Soufre possède un débit égal à environ la moitié de celui de la source Alun. Elle est captée à quelques 200 m en aval et 12 m plus bas que la source Alun et sort des mêmes calcaires urgoniens dans le sous-sol des bâtiments des Thermes nationaux. Le débit varie entre 30 et 65 m³/h et la température est d'environ 4–5 °C plus basse que celle de la source Alun. Par contre, la source Soufre n'a pas réagi aux essais de production dans le forage Reine-Hortense et très peu seulement aux essais de production simultanés dans les forages Reine-Hortense et Chevalley. Elle a été également contaminée par des bactéries.

A part les sources Alun et Soufre existe une autre source du même chimisme mais nettement plus petite, la source du Docteur. Cette source se comporte de manière similaire aux sources Alun et Soufre, mais elle est plus fortement diluée lors de grandes crues.

Le forage Reine-Hortense des Thermes nationaux a été foré en 1989, dans le but d'augmenter la quantité d'eau thermique et de pouvoir remplacer l'eau des sources Alun et Soufre par une eau non polluée et mieux protégée. Le forage atteint une profondeur de 1104 m. Plusieurs venues d'eau ont été recoupées entre 600 et 1050 m de profondeur surtout dans les calcaires du Kimméridgien, mais très peu dans ceux du

Portlandien de l'anticlinal de la Chambotte. Elles produisent une eau à 39–40 °C en tête de puits (45.6–46 °C entre 975–1050 m de profondeur) avec un débit artésien jaillissant de 31 à 47 m³/h. L'exploitation se fait par pompage, de manière irrégulière selon les besoins des Thermes nationaux à un débit d'environ 60–80 m³/h.

A une cinquantaine de mètres du forage Reine-Hortense existe un forage d'exploration de 160 m de profondeur (EBERENTZ & JERPHANION, 1990), le forage du Parc. Ce forage non exploité produisait au début une eau proche de celle des sources Alun et Soufre mais le chimisme de l'eau évoluait au cours des essais de production et s'approchait du chimisme du forage Reine-Hortense.

Le forage Chevalley des Thermes nationaux a été foré en 1991 dans le but d'augmenter la quantité d'eau thermique disponible et d'assurer le fonctionnement des Thermes en cas de panne du forage Reine-Hortense. Le forage atteint une profondeur de 2200 m. A 1500 m de profondeur il traverse le plan de chevauchement de l'anticlinal de la Chambotte sur l'anticlinal de La Charve/Mont du Chat. Dans les calcaires du Kimméridgien supérieur chevauché, le forage a rencontré une ancienne karstification et une eau chaude d'environ 72–75 °C. Le forage est artésien mais il perd l'artésianisme jaillissant lors du refroidissement de la colonne d'eau dans le puits, quand l'eau augmente sa densité. L'exploitation par pompage se fait de manière irrégulière selon les besoins des Thermes nationaux avec un débit d'environ 50–70 m³/h.

A proximité du forage Chevalley et de la source Alun, trois piézomètres de 50 m de profondeur ont été forés en 1990 (EBERENTZ et al., 1993). Ces piézomètres fournissaient une eau très similaire aux eaux des sources Alun, Soufre et Docteur.

Le forage Raphy-St. Simon-4 (RS4) a été foré en 1994 dans le but d'augmenter la quantité d'eau minérale Raphy-St. Simon mise en bouteilles par la Société des eaux d'Aix-les-Bains et de capter cette eau en plus grande profondeur que le forage RS3 existant (32 m), donc mieux protégée des contaminations superficielles. Le site du forage se trouve à 2.5 km au nord des Thermes nationaux. Bien que ce forage n'ait pas été échantillonné lors de ce travail, il convient de le mentionner, pour illustrer la diversité des eaux d'Aix-les-Bains et la complexité des systèmes d'écoulements profonds de la région. Le forage RS4 atteint 492 m de profondeur dans les calcaires du Kimméridgien supérieur de l'anticlinal de la Chambotte. Il recoupe plusieurs venues d'eau de chimisme et de température différents dans les calcaires du Barrémien (13–16 °C) et du Kimméridgien (21–23 °C).

4.5.2.2 Les eaux subthermales d'Aix-les-Bains

Le forage Raphy-St. Simon 3 (RS3) a été foré en 1987 pour recapter dans la roche en place l'eau de la source St. Simon. Sous 26.5 m de moraine le forage rencontre sur 5.5 m les calcaires de l'Urgonien. Le forage est artésien jaillissant et produit une eau peu minéralisée avec une température de 19.5 °C et un débit de quelques 5.5 m³/h. L'eau est mise en bouteille et vendue comme eau minérale.

Le forage Ariana-Marlioz des Thermes de Marlioz a été foré en 1992 pour augmenter le débit en eau sulfureuse des trois petites sources froides (ou légèrement subthermales) existantes, qui ne débitent que quelques litres par minute. Le site de Marlioz se trouve à 1.5 km au sud des Thermes nationaux et le forage Ariana atteint une profondeur de 231.5 m dans les marnes de l'Hauterivien. Entre 181 et 227 m il produit une eau artésienne jaillissante dans les calcaires jaunes du Barrémien, avec un débit d'environ 2 m³/h et une température de 18.5 °C. La production par pompage se fait irrégulièrement selon les besoins de l'établissement thermal à des débits entre 5 et 8 m³/h.

4.5.2.3 Les eaux froides d'Aix-les-Bains

La source Esculape des Thermes de Marlioz est l'une des trois petites sources sulfureuses froides (ou faiblement subthermales) de cet établissement thermal. Elle émerge de la moraine qui recouvre la roche de l'Urgonien avec un débit maximal d'environ 2.5 l/min et une température entre 10 et 13 °C.

La source Les Platanes jaillit également sur le site des Thermes de Marlioz, environ 50 m en amont de la source Esculape. Contrairement à celle-ci, la source des Platanes n'est pas sulfureuse. Son débit est de quelques dizaines de l/min et sa température peut atteindre 12 à 14 °C.

La source de La Meunaz jaillit des calcaires valanginiens, recouverts d'éboulis de l'anticlinal du Revard. Elle se trouve à 5 km à l'amont d'Aix-les-Bains vers l'est. Il s'agit d'une source typique d'un karst calcaire de montagne: faiblement minéralisée, froide et de grand débit.

4.5.3 Typologie chimique

Les eaux d'Aix-les-Bains disposaient d'analyses antérieures à cette étude en provenance de plusieurs auteurs (BOSCH et al., 1976; GRIMAUD, 1987; DAZY et al., 1987; EBERENTZ & JERPHANION, 1990; EBERENTZ et al., 1993; Codef Ingénierie, 1993; Mairie d'Aix-les-Bains/S.E.A.B, 1994, BUJENITA, 1995), ainsi que des analyses non publiées des Thermes nationaux, des Thermes de Marlioz et des Services techniques d'Aix-les-Bains. La localisation des points d'eau étudiés se trouve à la figure 4.5.3, la typologie chimique est représentée à la figure 4.5.4.

La source froide *La Meunaz* de l'aquifère du Valanginien (T = 6–7 °C), possède un chimisme typique d'une eau karstique, issue d'un aquifère calcaire. Elle est faiblement minéralisée (conductivité électrique de 250 à 280 µS/cm) et de type chimique [Ca][HCO₃].

La source froide à légèrement subthermale *Les Platanes* (T = 12–14 °C), qui émerge des calcaires urgoniens du site de Marlioz, est nettement plus minéralisée que la précédente et possède une conductivité électrique de 610 à 640 µS/cm. C'est une eau dure (dureté totale de 7.2 méq/l) et de type chimique [Ca][HCO₃].

La source également froide *Esculape* des Thermes de Marlioz (T = 11–13 °C), qui émerge elle-aussi des calcaires de l'Urgonien est encore plus fortement minéralisée (conductivité électrique de 720 µS/cm). Il s'agit d'une eau dure (dureté totale de 6.8 méq/l), enrichie en sodium, chlorure et sulfate et de type chimique [Ca, Na][HCO₃, SO₄].

Le forage subthermal *Ariana* (T = 18.5 °C) à quelques 50 m seulement au NE de la source Esculape, produit son eau également des roches de l'Urgonien (Barrémien). Elle est assez similaire de la source Esculape mais avec quelques différences significatives: l'eau Ariana est moins riche en calcium mais possède d'avantage de magnésium. Sa dureté totale est très stable, d'environ 6 méq/l. La conductivité électrique par contre varie assez fortement entre 650 et 730 µS/cm. Quant au type chimique de l'eau Ariana, il peut passer de [Ca, Na, Mg][HCO₃, SO₄] à [Ca, Na][HCO₃, SO₄].

L'eau subthermale du forage *Raphy-St. Simon RS3* (T = 19.5 °C) est moins fortement minéralisée. Cette minéralisation plus faible ne se remarque pas dans sa teneur en calcium et magnésium (la dureté totale est de 6.2 méq/l), mais dans sa teneur en sodium, chlorure et sulfate nettement moins élevée. Sa conductivité électrique est très stable autour de 500 µS/cm et son type chimique est [Ca, Mg][HCO₃].

Le forage *Raphy-St. Simon RS4* a recoupé plusieurs niveaux aquifères qui fournissent des eaux différentes l'une de l'autre mais également différentes de l'eau du forage RS3. L'eau la plus profonde, produite dans l'aquifère du Kimméridgien est thermale (T = 21–24 °C) et plus fortement minéralisée que l'eau RS3, surtout en sodium, magné-

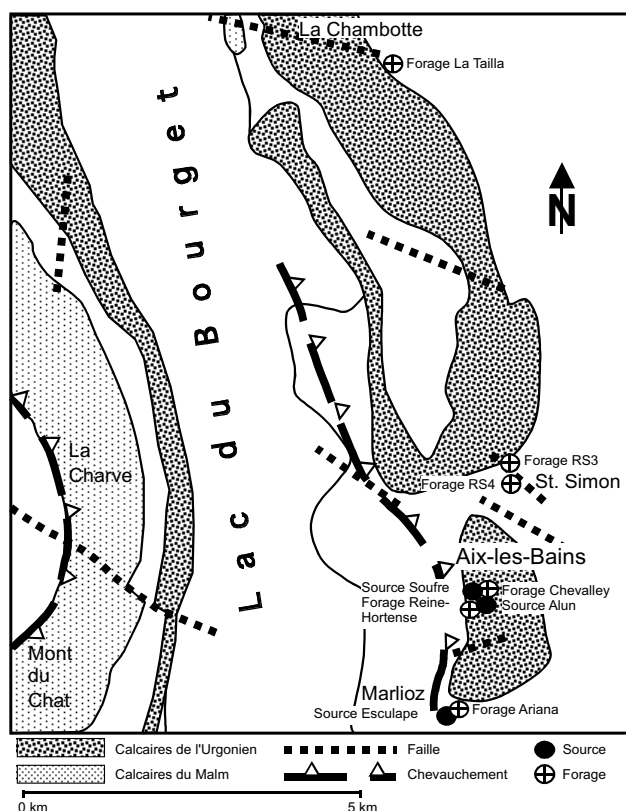


Figure 4.5.3: Localisation des sources et forages étudiés dans la région d'Aix-les-Bains.

sium, chlorure et sulfate, alors qu'elle est moins riche en calcium. Elle possède une conductivité électrique de 520 à 530 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et elle est du type chimique $[\text{Ca}, \text{Mg}][\text{HCO}_3]$. Les eaux des venues moins profondes dans les aquifères du Barrémien, de l'Hauterivien et du Valanginien ($T = 15\text{--}16^\circ\text{C}$) sont encore plus fortement minéralisées en sodium, chlorure et sulfate alors que leurs teneurs en calcium et magnésium sont similaires de celles de l'eau RS3. Leurs types chimiques sont $[\text{Ca}, \text{Mg}][\text{HCO}_3, \text{SO}_4]$ et $[\text{Ca}, \text{Mg}][\text{SO}_4, \text{HCO}_3]$.

L'eau thermique la plus profonde et la plus chaude, celle du forage *Chevalley* ($T = 72^\circ\text{C}$), est aussi l'eau la plus faiblement minéralisée des eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains. Il s'agit d'une eau relativement douce avec une dureté totale de 4 $\text{m}\text{eq}/\text{l}$. Sa conductivité électrique varie entre 425 et 440 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et son type chimique est $[\text{Ca}, \text{Mg}][\text{HCO}_3]$.

L'eau thermique du forage *Reine-Hortense* ($T = 40^\circ\text{C}$) possède une minéralisation assez similaire à l'eau subthermale du forage Ariana. Sa conductivité est de 720 à 730 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et sa dureté totale de 6.6 $\text{m}\text{eq}/\text{l}$. Son type chimique est $[\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Na}][\text{HCO}_3, \text{SO}_4]$.

Les deux sources thermales *Alun et Soufre* ($T = 38\text{--}44^\circ\text{C}$) ont un chimisme quasi identique entre elles mais légèrement différent de celui du forage Reine-Hortense. En

général, la source Soufre est légèrement plus minéralisée que la source Alun, surtout en sulfate. En raison de phénomènes de dilution par une eau moins profonde, la minéralisation varie assez fortement. Ainsi la conductivité électrique de la source Alun varie entre 640 et 780 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pour la période d'étude et entre 410 et 850 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pour les derniers 10 ans. La dureté totale varie entre 7 et 8.3 $\text{m}\text{eq}/\text{l}$ et le type chimique peut varier entre $[\text{Ca}][\text{SO}_4, \text{HCO}_3]$, $[\text{Ca}, \text{Mg}][\text{HCO}_3, \text{SO}_4]$ et $[\text{Mg}][\text{HCO}_3, \text{SO}_4]$.

Toutes les eaux des Thermes de Marlioz et des Thermes nationaux, sauf la source non sulfureuse Les Platanes, sont des eaux fortement réductrices. Elles sont désoxygénées, ne contiennent pas de nitrate et l'eau du forage Chevalley est la seule à ne pas contenir d'hydrogène sulfuré. Les teneurs en éléments traces et mineurs (Li, Rb, Cs, Ba, Sr, F, etc.) des eaux des deux stations thermales sont les plus élevées parmi toutes les eaux de cette étude. Ces teneurs sont en général également les plus élevées pour les eaux les plus fortement minéralisées, alors que l'eau Chevalley est nettement moins riche en ces éléments. L'eau subthermale du forage Raphy-St. Simon RS3 n'est pas réductrice: elle contient de l'oxygène dissous mais presque pas de nitrate. Ses teneurs en éléments traces et mineurs sont faibles.

4.5.4 Interactions eau-roche

Si les eaux d'Aix-les-Bains ne circulaient que dans les roches du Kimméridgien supérieur, du Portlandien et de l'Urgonien blanc, les échanges eau-roche seraient très restreints à cause de la minéralogie monotone, presque exclusivement dominée par la calcite (tableau 4.5.2). Le magnésium n'est présent qu'entre 0.08 et 0.42% de la roche totale, et l'analyse diffractométrique de l'échantillon du Kimméridgien supérieur du Val de Fier n'a révélé que de la calcite. D'après la notice explicative de la carte géologique de la France, feuille Chambéry, le Portlandien contient également un mince niveau dolomitique, alors que dans le Kimméridgien une couche de 20 à 30 m de dolomie est présente (GIDON et al., 1963). Des forages pétroliers au nord d'Aix-les-Bains ont également rencontré des niveaux dolomitiques dans le Portlandien et le Kimméridgien (MICHEL & CAILLON, 1957; ESSOREP, 1976).

Les faibles pourcentages du résidu insoluble (entre 0.19 et 1.05% de la roche totale) des calcaires analysés soulignent la pauvreté des calcaires analysés du Kimméridgien supérieur, du Portlandien et de l'Urgonien en minéraux autres que la calcite. La minéralogie presque exclusivement constituée par la calcite exclut que les eaux soient enrichies en d'autres composés chimiques que le calcium et le bicarbonate. Ainsi, les teneurs observées en sodium, potassium, magnésium, strontium, chlorure, fluorure, sulfate et les éléments traces dans les eaux nécessitent le passage dans d'autres roches d'au moins une partie des eaux des Thermes de Marlioz et des Thermes nationaux. Plusieurs réactions eau-roche peuvent être déduites des analyses chimiques des différents fluides (figure 4.5.5):

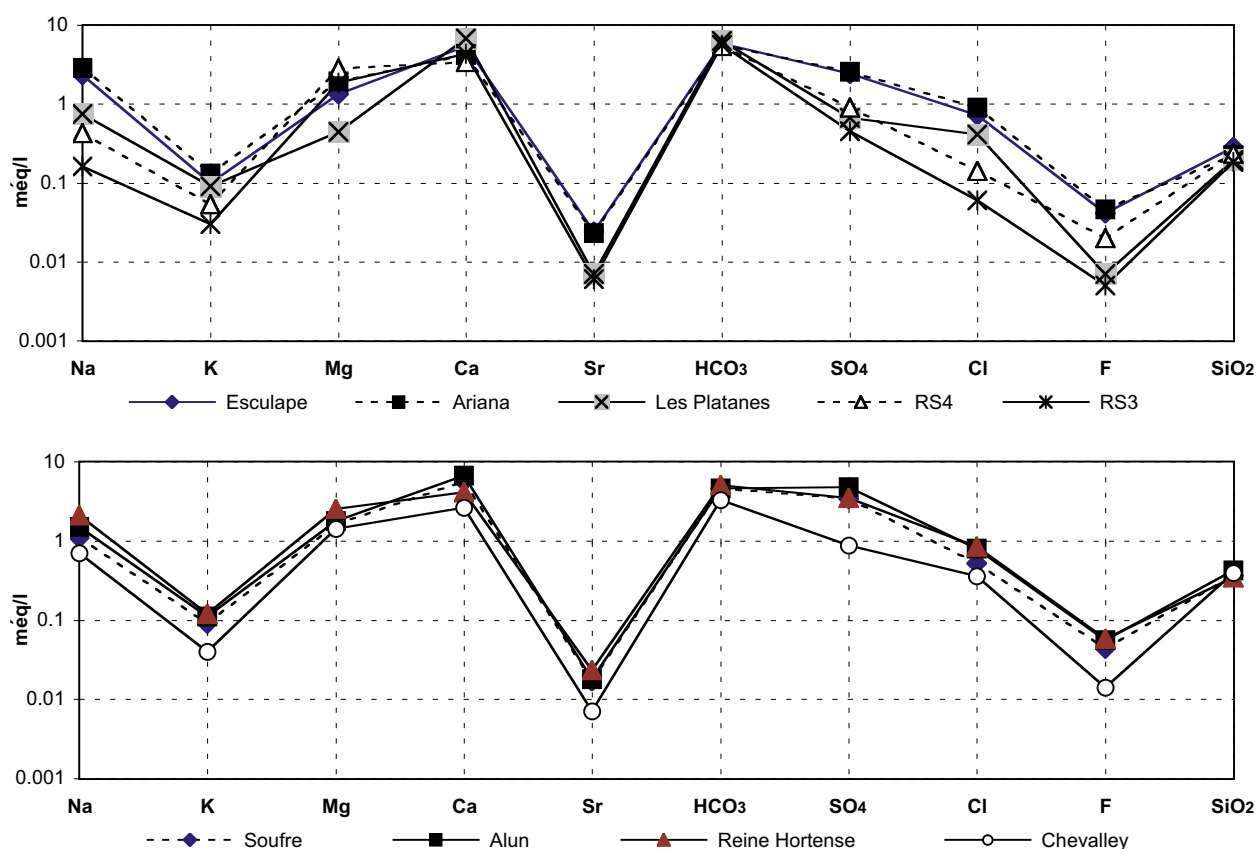


Figure 4.5.4: Les eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains représentées dans un diagramme de type Schoeller. Les concentrations sont exprimées en méq/l sauf pour la silice qui est exprimée en mmol/l.

- Toutes les eaux sont légèrement sursaturées par rapport à la calcite. Cette sursaturation pourrait être due à des phénomènes de dégazage du CO_2 avant la mesure du pH in situ. Pour les eaux thermales et subthermales, cette sursaturation pourrait également être due à la dissolution incongruente de la dolomite, dont la présence dans les couches du Kimméridgien et du Portlandien est signalée par les forages pétroliers au nord d'Aix-les-Bains (MICHEL & CAILLON, 1957; ESSOREP, 1976). C'est également par la dissolution de gypse ou le mélange avec une eau qui a dissous du gypse que l'eau peut devenir sursaturée en calcite. Une autre possibilité serait que la présence de magnésium génèrerait la précipitation de la calcite par adsorption du magnésium à la surface des cristaux de calcite (APPELO & POSTMA, 1993), effet non observé pour l'aragonite. La solubilité du calcium serait donc contrôlée par l'aragonite. En effet, celle-ci se trouve très proche de la saturation dans toutes les eaux avec une teneur relativement élevée en magnésium (Chevalley, Reine-Hortense, Alun, Ariana, Esculape, St. Simon).
- L'enrichissement en sulfate de l'eau du forage Reine-Hortense et la précipitation de la calcite y liée facilite la mise en solution de la dolomite en augmentant la solubilité de celle-ci (PLUMMER et al., 1990). Ce processus pourrait expliquer l'enrichissement de cette eau en magnésium. Cependant, la dolomite est nettement sur-
- saturée dans l'eau Reine-Hortense, ce qui pourrait être dû à l'éventuelle présence de dolomite non ordonnée et donc plus soluble (cf. paragraphe suivant) dans l'aquifère.
- Alors que les eaux froides (La Meunaz, Les Platanes, Esculape) sont sous-saturées par rapport à la dolomite ordonnée, toutes les eaux subthermales et thermales en sont sursaturées. Les sources Alun et Soufre des Thermes nationaux deviennent sous-saturées par rapport à la dolomite en cas de très fortes crues. Dans les eaux Alun, Ariana et St. Simon, la saturation par rapport à la dolomite non ordonnée n'est pas atteinte d'après le calcul avec le logiciel SOLMINEQ88 (KHARAKA et al., 1988). L'eau Reine-Hortense par contre est proche de la saturation par rapport à la dolomite non ordonnée, qui semble donc contrôler la solubilité du magnésium dans cette eau. Dans l'eau du forage Chevalley, même la dolomite non ordonnée est sursaturée, mais la magnésite reste légèrement sous-saturée.
- En partant de l'hypothèse que toutes les eaux subthermales et thermales des Thermes de Marlioz et des Thermes nationaux ont comme origine commune une eau circulant dans le Kimméridgien supérieur chevauché par l'anticlinal de la Chambotte (NICOU, 1980; CARFANTAN, 1993) (cf. chapitre 4.5.1), l'eau doit dissoudre de la calcite et/ou de la dolomite en remontant vers la surface à cause du refroidissement de l'eau. Les eaux des sources Alun, Soufre et Esculape ainsi que des

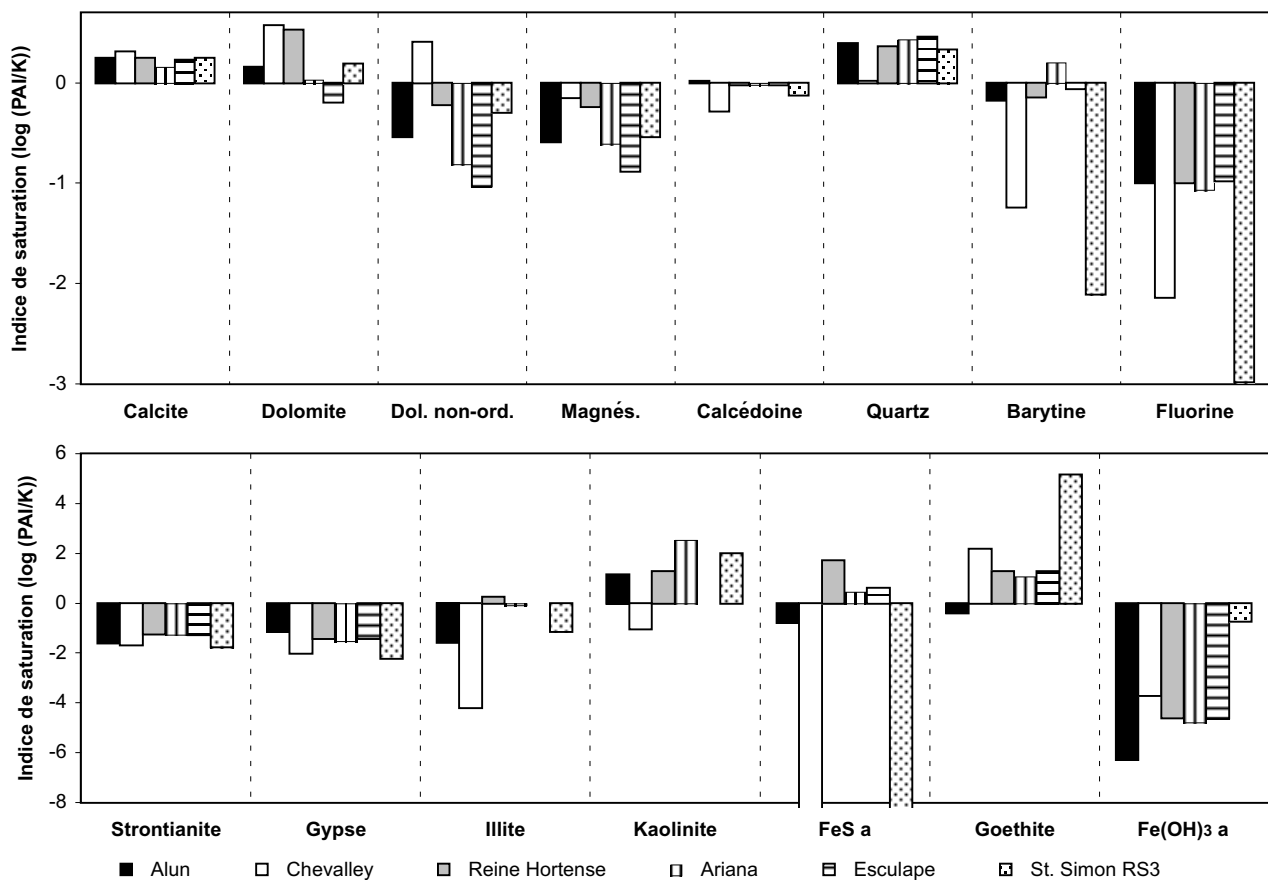


Figure 4.5.5: Indices de saturation de quelques minéraux importants dans les eaux d'Aix-les-Bains. Un indice de saturation positif signifie une sursaturation de l'eau, un indice négatif une sous-saturation.

forages Reine-Hortense et Ariana sont tellement plus riches en bicarbonate que l'eau du forage profond Chevalley (eau dans le Kimméridgien supérieur chevauché), que l'on doit admettre un apport de CO₂ pour ces eaux. Cet apport pourrait se faire grâce à la décomposition de matière organique contenue dans les roches,

ce qui serait souligné par l'enrichissement du brome et de l'iode dans les eaux thermales. Une teneur plus élevée en CO₂ observée par rapport à l'eau du forage Chevalley pourrait également être expliquée par une origine différente d'au moins une partie de ces eaux moins profondes. Cette origine pourrait être analogue

Tableau 4.5.2: Analyses chimiques des calcaires du Kimméridgien supérieur, du Portlandien et de l'Urgonien blanc d'Aix-les-Bains. Les échantillons du Kimméridgien supérieur (calcaire récifal) et du Portlandien ont été prélevés dans le Val du Fier. Le calcaire de l'Urgonien blanc a été échantillonné à Aix-les-Bains. Les espèces sont exprimées en % de poids. Le complément par rapport à 100% est constitué presque exclusivement du ion carbonate.

Lieu	Val du Fier	Val du Fier	Val du Fier	Val du Fier	Aix-les-Bains
Géologie	Kimméridgien supérieur	Portlandien	Portlandien	Portlandien	Urgonien blanc
Sodium	0.006	0.011	0.006	0.016	0.004
Potassium	0.0013	0.004	0.0024	0.0037	0.003
Calcium	43.1	40.74	40.48	40.37	40.4
Magnésium	0.17	0.32	0.2	0.42	0.08
Strontium	0.018	0.039	0.022	0.027	0.011
Silice	0.064	0.058	0.045	0.45	0.051
Résidu insoluble	0.19	0.4	0.26	1.05	0.37

aux hypothèses de MORET & SCHNEIDER (1934), LE-PILLER (1975) et BOSCH et al. (1976), qui suggèrent l'infiltration des eaux thermales d'Aix-les-Bains dans la région au nord d'Aix.

- La sursaturation du quartz n'est pour la plupart des eaux étudiées pas due à un équilibre par rapport à ce minéral à une température plus élevée que celle mesurée (cf. chapitre 4.5.8). La gamme de température entre 12 et 45 °C des eaux souterraines d'Aix-les-Bains serait plutôt compatible avec un équilibre par rapport à la calcédoine. En effet, celle-ci est à saturation ou très proche de la saturation dans toutes les eaux étudiées, sauf celles du forage Chevalley et du forage Raphy St. Simon RS3. La première eau, avec une température supérieure à 70 °C est à l'équilibre par rapport au quartz alors que la deuxième n'atteint pas la saturation par rapport à la calcédoine. Apparemment l'eau St. Simon n'entre en contact qu'avec les calcaires très purs du Kimméridgien et/ou de l'Urgonien, et son temps de séjour souterrain est trop court pour qu'elle puisse se saturer par rapport à la calcédoine.
- Bien que les eaux des Thermes de Marlioz et des Thermes Nationaux soient nettement enrichies en strontium, fluorure et sulfate, aucune d'entre elles ne s'approche de la saturation par rapport à la strontianite, la célestite, la fluorine ou le gypse respectivement l'anhydrite.
- Les eaux Alun, Reine-Hortense et Ariana sont sursaturées par rapport à la kaolinite et la muscovite, les deux dernières sont également à saturation par rapport à l'illite. A part les problèmes de contamination des échantillons (cf. chapitre 4.2.4), ceci pourrait indiquer un contact marqué de ces eaux avec des roches marneuses et argileuses du Crétacé et/ou du Tertiaire. L'eau du forage Chevalley par contre est la seule à être sous-saturée par rapport à ces argiles, ce qui pourrait témoigner du peu de contact de cette eau avec les couches de marnes et de marno-calcaires du Crétacé et/ou du Tertiaire.
- Les eaux thermales sont assez riches en fer (10 à 300 mg/l), ce qui cause la sursaturation de minéraux de fer tels que la goethite, la magnétite et l'hématite dans les eaux Reine-Hortense, Ariana et Chevalley, ainsi que de la pyrite à cause de la présence de H₂S dans les eaux Reine-Hortense et Ariana. Toutes ces eaux sont sous-saturées par rapport au Fe(OH)₃ amorphe, ce qui pourrait indiquer qu'une partie du fer dissous provient de la corrosion du tubage des forages. Cette hypothèse est corroborée par la présence du gaz hydrogène dans les gaz dissous des forages. L'eau de la source Alun est à saturation par rapport à la goethite et également sursaturée par rapport à la pyrite. Toutes les eaux sulfureuses sont proches de la saturation ou même à sursaturation par rapport au FeS amorphe, ce qui pourrait indiquer le contrôle de la solubilité du fer par le FeS amorphe.
- La barytine est très proche de la saturation dans les eaux des sources Alun et Esculape et du forage Reine-Hortense. La présence du baryum dans ces eaux est donc contrôlée par la solubilité de la barytine. Dans

l'eau du forage Ariana, l'eau est légèrement sursaturée par rapport à la barytine, ce qui pourrait indiquer une température du réservoir plus élevée que celle mesurée en tête de puits (cf. chapitre 4.5.8) ou alors le mélange de deux types d'eau de composition chimique différente à proximité du forage.

- Dans les eaux des sources et forages des Thermes de Marlioz et nationaux, les rapports entre le sodium et le chlorure exprimés en méq/l sont nettement plus élevés que 1. Ils varient entre 1.5 pour le forage Chevalley et 3.3 pour la source Esculape. Ce rapport élevé en combinaison avec la teneur en sodium assez élevée des eaux de Marlioz (38–65 mg/l) et du forage Reine-Hortense (50 mg/l) sont l'indice de l'échange ionique calcium-sodium dans l'aquifère au contact avec des roches argileuses ou marneuses autres que les calcaires très purs du Kimméridgien supérieur, du Portlandien et de l'Urgonien blanc. Cet échange ionique est pourtant le moins fort dans l'eau profonde du forage Chevalley, ce qui peut être mis en relation avec la sous-saturation de cette eau par rapport aux argiles. L'échange ionique sur les argiles est également souligné par l'enrichissement des éléments alcalins lithium, rubidium et césium dans les eaux des sources Alun et Esculape et des forages Reine-Hortense et Ariana, ces trois éléments étant généralement concentrés dans les argiles (WEDEPOHL, 1969–1978).

Les isotopes du sulfate dissous dans les eaux subthermales et thermales d'Aix-les-Bains mettent en évidence la dissolution de gypse ou d'anhydrite comme source du sulfate à l'exception de l'eau subthermale de St. Simon (tableau 4.5.3). Le $\delta^{34}\text{S}$ de +7‰ de l'eau St. Simon pourrait indiquer la provenance au moins partielle du sulfate de l'oxydation de minéraux sulfureux. Le $\delta^{18}\text{O}$ du sulfate manquant, une interprétation plus approfondie n'est pas possible. Le $\delta^{34}\text{S}$ du sulfate d'origine évaporitique dans les eaux d'Aix-les-Bains varie entre 22,34‰ (source Alun) et 34,2‰ (forage Reine-Hortense) et les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ entre 7,4‰ (forage Ariana) et 12,5‰ (source Alun). Ces valeurs concordent parfaitement avec celles trouvées par BOSCH et al. (1976) pour les sources Alun, Soufre, Bonjean et Esculape (tableau 4.5.3).

Si l'on corrige les valeurs isotopiques du $\delta^{34}\text{S}$ de l'influence qu'exerce la formation d'hydrogène sulfuré sur la composition isotopique du sulfate dissous des eaux des forages Ariana et Reine-Hortense, on obtient des valeurs du $\delta^{34}\text{S}$ entre 23 et 27‰ au lieu des 28,6 et 34,2‰ mesurés. BOSCH et al. (1976) ont calculé des valeurs corrigées du $\delta^{34}\text{S}$ de 20,5 pour la source Alun et de 22,7 pour la source Esculape. Ces valeurs sont typiques pour la dissolution d'évaporites (CLAYPOOL et al., 1980; BALDERER, 1985). Des valeurs du $\delta^{34}\text{S}$ entre 20 et 30‰ ont été observées dans les évaporites de deux périodes, le Trias inférieur à moyen (surtout en Allemagne) et le Tertiaire (CLAYPOOL et al., 1980). Dans le Trias des Alpes et des chaînes subalpines de France, des valeurs du $\delta^{34}\text{S}$ voisines de 15‰ ont été observées (BOSCH et al., 1976). SCHMASSMANN (1990) donne

Tableau 4.5.3: Isotopes du soufre du sulfate et des sulfures dissous, oxygène-18 du sulfate dissous et rapports isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) dans les eaux et les roches d'Aix-les-Bains. Les échantillons de roche sont le Kimméridgien supérieur et le Portlandien du Val du Fier et le Barrémien (Urgonien blanc) d'Aix-les-Bains.

Echantillon	Date de prélèvement	$\delta^{34}\text{S}\text{-SO}_4$ (‰)	$\delta^{34}\text{S}\text{-H}_2\text{S}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}\text{-SO}_4$ (‰)	Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
St. Simon	¹⁾	7	n.d.	n.d.	n.d.
Alun	17.10.1975	23.3	-8.4	n.d.	n.d.
Soufre	17.10.1975	24.1	n.d.	n.d.	n.d.
Bonjean-Marlioz	17.10.1975	30.5	n.d.	n.d.	n.d.
Esculape-Marlioz	17.10.1975	30.4	-10.6	n.d.	n.d.
Alun AA-1	16.7.1993	22.34	n.d.	12.5	$0.70846 \pm 1.4 \cdot 10^{-5}$
Chevalley AC-2	16.7.1993	23.38	n.d.	9.2	$0.70785 \pm 1.3 \cdot 10^{-5}$
Reine-Hortense AH-1	16.7.1993	34.2	-10.72	10.8	$0.708347 \pm 1.3 \cdot 10^{-5}$
Ariana AM-1	16.7.1993	28.57	-9.95	7.4	$0.708223 \pm 1.4 \cdot 10^{-5}$
Roche Kimméridgien	1993	14.94	n.d.	16.26	$0.707255 \pm 1.4 \cdot 10^{-5}$
Roche Portlandien	1995	n.d.	n.d.	n.d.	$0.707105 \pm 1.0 \cdot 10^{-5}$
Roche Barrémien	1995	n.d.	n.d.	n.d.	$0.707874 \pm 1.1 \cdot 10^{-5}$

¹⁾ Analyse tirée de SARROT-REYNAULD (1991), sans indication de date de prélèvement.

n.d.: non déterminé. Pour les eaux du 16.7.1993, n.d. dans la colonne des sulfures signifie que ceux-ci n'étaient pas présents ou seulement dans des quantités trop petites pour pouvoir être analysés.

une valeur de 15.96‰ pour le $\delta^{34}\text{S}$ et 19.16‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ d'un échantillon de gypse de la Molasse miocène à Noréaz près d'Yverdon-les-Bains. Ces valeurs là diffèrent donc nettement de celles indiquées par CLAYPOOL et al. (1980) et la valeur du $\delta^{34}\text{S}$ se confond avec celle de BOSCH et al. (1976) du Trias alpin.

La valeur du $\delta^{18}\text{O}$ du sulfate dissous de l'eau du forage Ariana est légèrement trop basse pour les deux périodes du Trias et du Tertiaire en la comparant avec les valeurs indiquées par CLAYPOOL et al. (1980) (figure 3.2.14), surtout en tenant compte de la réduction du sulfate en H_2S qui a tendance à augmenter la valeur de $\delta^{18}\text{O}$. Les valeurs des autres eaux par contre sont plus ou moins compatibles avec les deux périodes. La valeur basse du $\delta^{18}\text{O}$ du forage Ariana pourrait être interprétée comme indice de mélange entre une eau ayant dissous des minéraux évaporitiques et une eau ayant acquis du sulfate par oxydation de la pyrite. En raison des différents processus qui influencent la composition isotopique du sulfate dissous, et dont nous ne connaissons que partiellement l'ampleur, nous ne pouvons pas décider quelle est la vraie origine du sulfate dissous des eaux d'Aix-les-Bains (Trias ou Tertiaire). Le fait que la valeur isotopique du $\delta^{34}\text{S}$ du Trias des chaînes subalpines françaises est autour de 15‰ (BOSCH et al., 1976) suggère plutôt une origine tertiaire pour le sulfate dissous, si l'on admet que le gypse oligocène de la région d'Aix-les-Bains présente des valeurs isotopiques identiques à celles publiées par CLAYPOOL et al. (1980) pour l'ère du Tertiaire et non pas des valeurs comme celles de SCHMASSMANN (1990)

pour la région d'Yverdon-les-Bains. Par contre il est certain, que le sulfate dissous ne provient pas de la dissolution de la roche du Kimméridgien supérieur, dont le $\delta^{34}\text{S}$ est de 14.94 et le $\delta^{18}\text{O}$ de 16.26. Pour l'eau profonde du forage Chevalley l'origine triasique du sulfate dissous semble être la plus logique à première vue, mais une origine tertiaire ne peut pas être écartée avec certitude. Comme le forage n'est pas cimenté en dessous de 941 m de profondeur, un certain apport d'une eau moins profonde ne peut pas être exclu, surtout si on tient compte du rabattement du niveau piézométrique de l'aquifère profond, induit par la production.

Les rapports isotopiques du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les eaux d'Aix-les-Bains ne sont pas en accord avec les valeurs typiques des sédiments carbonatés du Trias au Crétacé (FAURE, 1986). L'eau avec le rapport isotopique le plus proche des valeurs du Malm qui se trouvent entre 0.7068 et 0.7076 (FAURE, 1986), est celle du forage Chevalley, mais même cette eau-là s'est déjà éloignée vers une valeur plus élevée (0.70785). Comme les teneurs en sulfate et en strontium sont corrélées de manière positive, on peut avancer l'hypothèse que la plus grande part du strontium ne provient pas de la dissolution des roches carbonatées mais de la dissolution des évaporites. Il est donc logique que dans l'eau du forage Chevalley, la moins riche en sulfate et en strontium des eaux thermales et subthermales des Thermes de Marlioz et des Thermes nationaux, le rapport isotopique du strontium soit encore assez proche de celui de la roche du Malm. Une autre hypothèse pour les eaux d'Aix-les-Bains, à l'exclusion du forage Chevalley, pourrait faire

venir le strontium de la dissolution des roches carbonatées du Tertiaire, dont les valeurs du rapport isotopique du strontium se trouvent entre 0.7077 et 0.709 (FAURE, 1986).

En résumé, les interactions eau-roche suivantes peuvent être considérées pour les eaux des Thermes nationaux et de Marlioz ainsi que pour l'eau St. Simon:

- Au début de l'infiltration, toutes les eaux se sont saturées par rapport à la calcite.
- Au cours de l'écoulement, la dissolution incongruente de la dolomite suivie de la précipitation de calcite pure entraîne une baisse de la concentration du calcium et une augmentation de celle en magnésium (processus n° 1). La cinétique lente de la précipitation de la calcite fait monter les indices de saturation de la calcite en dessus de 0. Dans les eaux thermales des forages Chevalley et Reine-Hortense, la dissolution de la dolomite non-ordonnée entraîne la saturation par rapport à celle-ci et à la magnésite.
- Lors de la remontée de l'eau profonde de type Chevalley et l'écoulement dans d'autres couches que les calcaires purs du Kimméridgien supérieur et du Portlandien, la décomposition de la matière organique contenue dans les roches enrichi l'eau en CO₂ et en éléments traces iode et brome. L'enrichissement en CO₂, combiné avec le refroidissement de l'eau à la remontée conduit à la dissolution de minéraux carbonatés (processus n° 2).
- La dissolution de minéraux siliceux (quartz, argiles) dans l'aquifère augmente la teneur en silice dissoute pour atteindre l'équilibre par rapport à la calcédoine (Alun, Soufre, Reine-Hortense, Esculape, Ariana, Raphy-St. Simon RS4) ou le quartz (Chevalley) (processus n° 3). Seule l'eau Raphy-St. Simon RS3 n'atteint pas l'équilibre par rapport à l'une des formes de la silice, vraisemblablement à cause de la présence trop faible des minéraux siliceux dans les roches aquifères et du temps de séjour souterrain trop court. La dissolution des argiles rend les eaux subthermales et thermales à l'exception de l'eau du forage Chevalley saturées par rapport à la kaolinite et la muscovite. Les eaux des forages Reine-Hortense et Ariana sont même saturées par rapport à l'illite (processus n° 4).
- L'échange ionique Ca-Na dans les argiles de couches de marnes et de marno-calcaires augmente la concentration en sodium et le rapport Na/Cl dans les eaux thermales et subthermales, surtout dans celles de moins grande profondeur (processus n° 5).
- La dissolution de gypse dans les roches tertiaires de l'Oligocène ou dans des roches du Trias inférieur à moyen ajoute du sulfate et du calcium à l'eau et fait précipiter de la calcite devenue sursaturée (processus n° 6a). Pourtant, dans toutes les eaux la saturation par rapport au gypse ou à l'anhydrite n'est de loin pas atteinte. Dans les eaux du site de Marlioz, l'oxydation de pyrite pourrait également ajouter du sulfate à l'eau (processus n° 6b). En alternative à l'hypothèse de la dissolution de gypse ou d'anhydrite par les eaux ther-

males pendant la remontée on pourrait également s'imaginer le mélange avec un autre fluide saturé en gypse. Celui-ci pourrait soit remonter de plus grande profondeur que l'eau du Malm du forage Chevalley (2200 m) par exemple le long du chevauchement des chaînes subalpines ou bien descendre de la Molasse oligocène du bassin de l'Albanais (cf. chapitre 4.5.7). La présence d'un fluide sulfaté qui remonte depuis les couches du Trias est mise en évidence pour les eaux subthermales de Challes-les-Eaux à une quinzaine de km au sud-sud-est d'Aix-les-Bains (SARROT-REYNAULD, 1991). Ces émergences se trouvent à la bordure sud-ouest du massif des Bauges et donc dans un contexte géologique relativement proche de celui d'Aix-les-Bains.

- Dans les mêmes couches évaporitiques mentionnées ci-dessus, les eaux s'enrichissent en strontium, chlorure et fluorure (processus n° 7).
- La dissolution de barytine augmente la teneur en baryum de sorte que les eaux riches en sulfate en deviennent saturées (Alun, Reine-Hortense, Esculape) voire même sursaturées (Ariana) (processus n° 8).
- La dissolution de minéraux de fer et la corrosion du tubage des forages augmentent la teneur en fer dans les eaux d'Aix-les-Bains de sorte qu'elles sont sursaturées par rapport à la plupart des minéraux de fer. La concentration en fer de l'eau de la source Alun, la seule à ne pas être en contact avec des tubages métalliques, est limitée par la solubilité de la goethite, qui est à saturation. Dans les eaux des forages Reine-Hortense et Ariana c'est le FeS amorphe qui contrôle la concentration du fer dissous (processus n° 9).
- La dénitrification fait totalement disparaître le nitrate (processus n° 10).
- La réduction du sulfate à l'aide de bactéries sulfato-réductrices produit de l'hydrogène sulfuré dans toutes les eaux thermales et minérales à l'exception de celles du forage Chevalley et de Raphy St. Simon (processus n° 11).

Ne disposant pas de source froide issue de l'aquifère du Malm des chaînes jurassiques de la région aixoise, la modélisation de l'évolution de l'eau thermique du forage Chevalley à l'aide du logiciel NETPATH (PLUMMER et al., 1993) a été faite en admettant que la composition chimique de l'eau initiale était représentée par la source karstique Les Fontanets à Vugelles/La Mothe près d'Yverdon-les-Bains (cf. chapitre 4.2.3). Cette source est certainement représentative d'une eau froide et karstique des calcaires du Malm, de faible temps de séjour souterrain et infiltrée dans des conditions climatiques et de végétation assez similaires à celles de la région d'Aix-les-Bains. La modélisation de l'évolution chimique de l'eau du forage Chevalley met en évidence que les processus énumérés sont plausibles. L'évolution de la minéralisation des eaux des sources Alun, Soufre et Esculape ainsi que des forages Reine-Hortense et Ariana à partir de l'eau du forage pourrait également être simulée avec le logiciel NETPATH (PLUMMER et al., 1993), en admettant uniquement la réaction de l'eau Chevalley avec différents minéraux tels que la calcite, la dolomite, le gypse et l'halite et l'échange ionique dans les argiles.

Pourtant, cette simulation ne peut pas correspondre à la réalité, parce que les eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains sont le produit de mélanges de plusieurs eaux dont nous ne connaissons ni la composition chimique initiale ni le taux de mélange (cf. chapitre 4.5.7). Toute modélisation hydrochimique de l'évolution des eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains serait donc hautement spéculative.

4.5.5 Evolution temporelle

4.5.5.1 Les eaux des Thermes de Marlioz

Les quelques données disponibles sur les petites sources sulfureuses Adélaïde, Bonjean et Esculape ne permettent pas d'interpréter leur évolution temporelle à court et moyen terme. Par contre il est évident, qu'elles ont réagi à la production du forage Ariana lors des tests de production en printemps 1993 avec une diminution du débit (CODEF INGÉNIÉRIE, 1993). L'examen des analyses chimiques disponibles depuis 1975 permet de conclure, que la mise en production du forage a induit une baisse de la minéralisation des sources, ce qui s'observe dans les analyses de la source Esculape.

Dans la source Esculape, les concentrations de tous les composés chimiques ont baissé depuis la mise en production du forage Ariana, à l'exception du bicarbonate et du calcium (figure 4.5.6). Si on sépare le calcium en deux fractions, une liée au sulfate et une liée au bicarbonate, on remarque que c'est la teneur du calcium lié au bicarbonate qui a augmenté. Les variations temporelles et les différences chimiques entre les trois sources font preuve d'un mélange de différentes eaux.

Le forage Ariana, foré en 1992 est encore trop récent pour pouvoir établir une vraie évolution temporelle. Néanmoins les analyses et mesures effectuées depuis lors nous permettent de tirer quelques conclusions provisoires. Le rapport CODEF INGÉNIÉRIE (1993) constate que le niveau d'eau dans le forage pendant l'essai de pompage est sensiblement remonté lors de la crue d'avril 1993.

Depuis les premières analyses faites sur l'eau du forage Ariana en 1992, la concentration de la plupart des composés chimiques tels que le sodium, le potassium, le magnésium, le chlorure ou le sulfate ne cessent de diminuer alors que celle du calcium a constamment augmenté (figure 4.5.7). La teneur en tritium a également nettement baissé mais cette baisse pourrait également être due à l'évolution naturelle des teneurs en tritium dans les eaux météoriques. Les isotopes stables de l'eau montrent un enrichissement en isotopes lourds.

L'absence d'un suivi chimique au moins mensuel pendant plusieurs années et une production irrégulière du forage ne permettent pas de savoir si, en plus de cette évolution de l'eau due aux effets de la production (rabattement de la

pression artésienne, augmentation des vitesses d'écoulement), s'ajoute une variation saisonnière du chimisme. La remontée des teneurs des composés chimiques sodium, potassium, magnésium, sulfate, etc. dans le dernier échantillon d'avril 1995, simultanément à une augmentation de la teneur en tritium et un appauvrissement en isotopes lourds, pourrait indiquer la présence de variations saisonnières. Ne connaissant pas l'évolution du volume d'eau extrait au cours du temps, ni par rapport aux divers prélèvements, cet indice reste fragile. De toute façon, les variations temporelles démontrent l'existence d'un mélange de différentes eaux dans le forage Ariana.

4.5.5.2 Les sources Alun et Soufre

Comme pour les eaux des Thermes de Marlioz, l'espace-ment des analyses des sources Alun et Soufre dans le temps ne permet pas d'interpréter de manière exhaustive les variations à court et moyen terme. Néanmoins on peut observer des variations saisonnières du chimisme, liées à la pluviosité/fonte des neiges (EBERENTZ & JERPHANION, 1990). Ainsi, une grande crue en février 1990 fut à l'origine d'une très forte dilution de la plupart des composés chimiques de la source Alun (figure 4.5.8).

Lors de cette crue, la température de l'eau Alun a même baissé à une valeur inférieure à celle de la source Soufre. Cette situation n'a d'ailleurs jamais été observée dans les 14 autres mesures simultanées de la température des deux sources dont nous disposons, ni dans les enregistrements de janvier 1989 à mars 1990 lors des travaux au forage Reine-Hortense et de novembre 1992 à février 1993 lors du test de production au forage Chevalley (EBERENTZ & JERPHANION, 1990; EBERENTZ et al., 1993) (figure 4.5.9). Cette crue était également accompagnée par la baisse des teneurs de tous les composés chimiques à l'exception du potassium, du calcium et du bicarbonate. A l'exception de ces quelques cas de grande crue, la composition chimique des deux sources varie également, mais ces variations ne peuvent pas être corrélées avec le débit ou la saison.

Sur le plan chimique on n'observe aucune évolution nette pouvant être liée à l'exploitation des nouveaux forages Reine-Hortense et Chevalley. Eventuellement certains paramètres tels que le sodium, le magnésium, le chlorure et le fluorure ont une légère tendance vers la baisse, alors que le calcium et le bicarbonate ont légèrement augmentés. Ces tendances sont encore peu affirmées et il faudrait continuer la surveillance du chimisme des deux sources de manière rapprochée pendant un à deux ans au minimum afin de comprendre les raisons de cette évolution.

La température est le seul paramètre qui a évolué de manière nette avec une diminution, ainsi que vraisemblablement le débit. Cette évolution vers la baisse de la température ne s'observe pourtant que depuis la mise en service du forage Chevalley en 1992, ce qui prouve la remontée d'eau depuis l'aquifère du Malm chevauché vers la source Alun. La surveillance des sources Alun et Soufre

pendant les travaux aux forages Reine-Hortense (figure 4.5.9) et Chevalley met également en évidence l'influence des deux forages sur le débit et la température des sources mais ne peut pas démontrer une influence sur la conductivité.

4.5.5.3 Les Forages Reine-Hortense et Chevalley

Les deux forages Reine-Hortense et Chevalley sont encore trop récents pour pouvoir juger d'une évolution à moyen et long terme du chimisme de leurs eaux. De plus, la fréquence et le nombre d'analyses disponibles à ce jour sont insuffisants pour permettre de reconnaître d'éventuelles variations saisonnières.

Pour le forage Reine-Hortense on peut observer une légère évolution du chimisme depuis les premières analyses (figure 4.5.10). Ainsi on constate une légère diminution des teneurs en sodium, calcium et chlorure, ainsi qu'une augmentation du bicarbonate. La diminution du calcium et du chlorure pourrait être liée aux restes des différentes acidifications du forage. L'évolution des paramètres sodium, magnésium, calcium, bicarbonate et silice des premières analyses du forage Reine-Hortense sont dues à l'avancement du forage, au cours duquel la composition chimique évoluait quelque peu, ainsi démontrant la présence de plusieurs types d'eau différents.

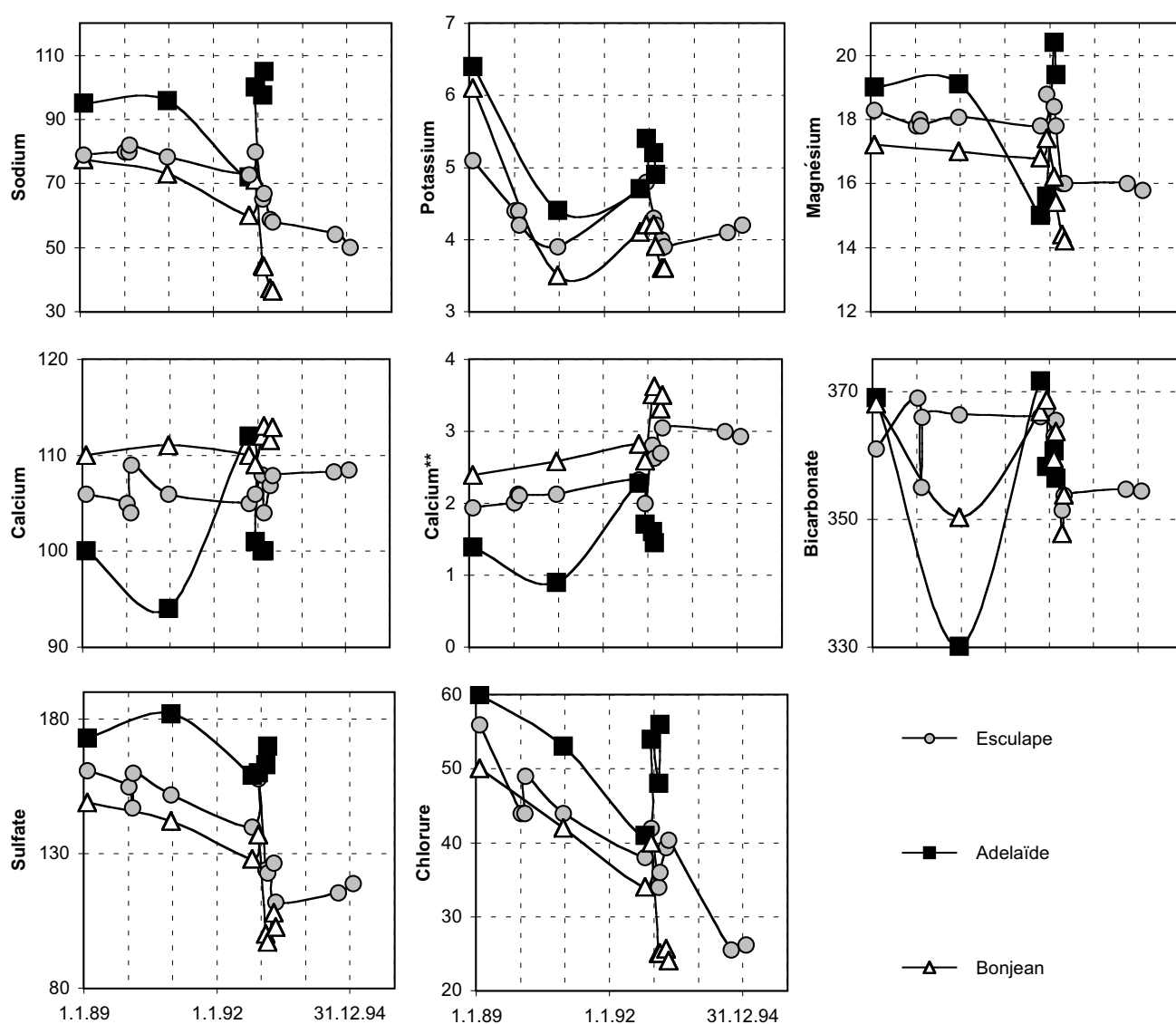


Figure 4.5.6.: Evolution temporelle des composés chimiques dans les sources sulfureuses Adélaïde, Bonjean et Esculape. On remarque des variations assez grandes pendant les essais de production début 1993 et une sensible baisse consécutive des concentrations de la plupart des composés chimiques dans la source Esculape. Le paramètre «Calcium**» représente le calcium non lié au sulfate, exprimé en méq/l. Les concentrations des autres paramètres sont exprimées en mg/l.

Le forage Chevalley montre également une certaine évolution au cours du temps (figure 4.5.11). Alors que la diminution du calcium et du chlorure peut être liée aux restes des acidifications, la diminution de la teneur en sulfate et en fluorure ne peut pas être expliquée de cette manière mais semble indiquer l'existence de deux types d'eau qui se mélangent dans le forage Chevalley.

4.5.5.4 Les eaux de Raphy St. Simon

L'eau du puits Raphy St. Simon RS3 ne montre que de très petites variations dans le temps. IUNDT & POUL (1985) ont mesuré en continu la température et la conductivité de l'ancien captage du 25.9.1985 au 15.11.1985 et n'ont trouvé que des variations inférieures à 2.3% pour la tempé-

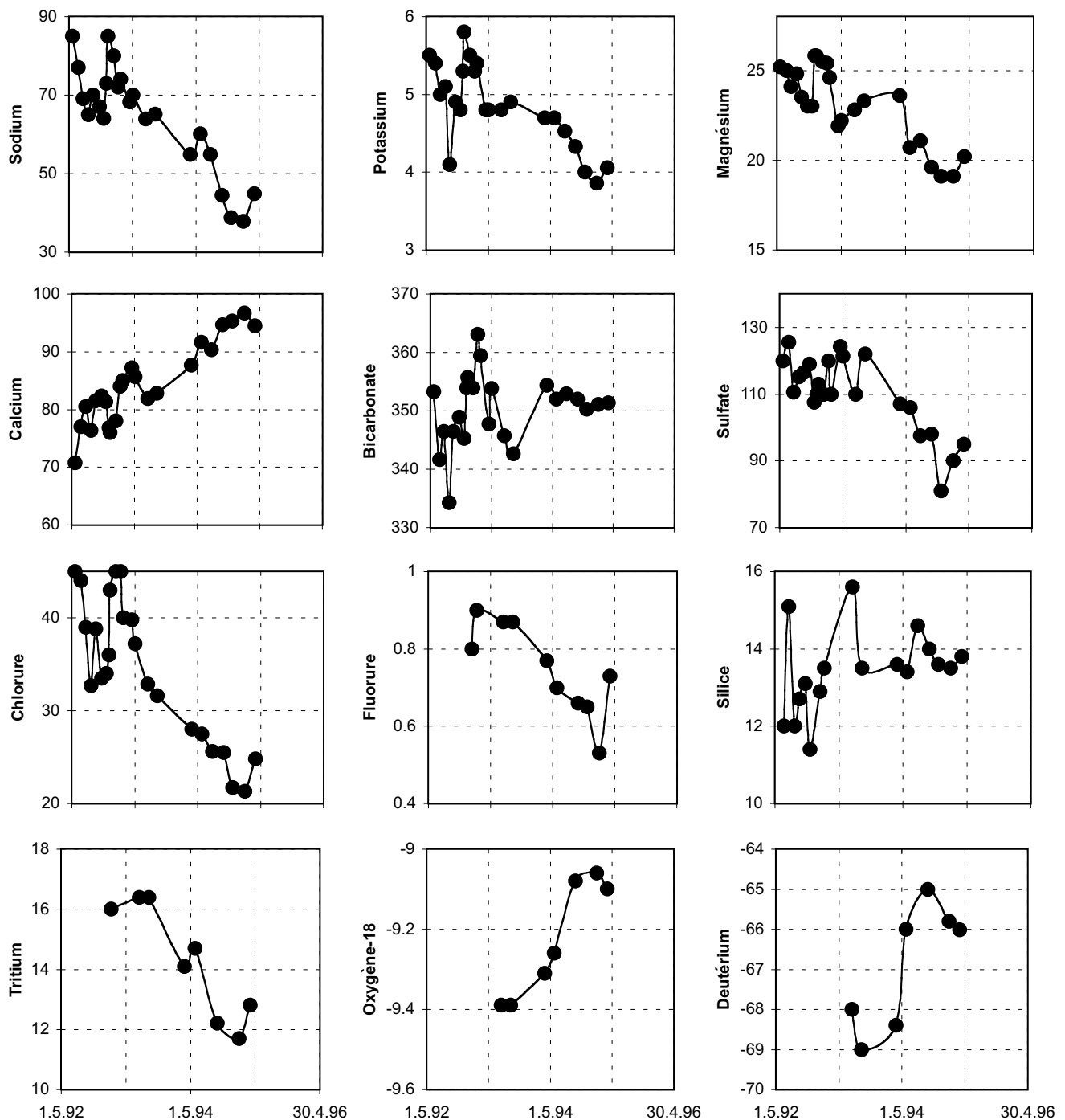


Figure 4.5.7: Evolution temporelle des composés chimiques et isotopiques de l'eau du forage Ariana depuis le début des analyses en 1992. On remarque une baisse presque continue des teneurs de la plupart des composés chimiques alors que seule la concentration du calcium a augmenté. Les espèces chimiques sont exprimées en mg/l, le tritium en UT et les isotopes stables de l'eau en ‰.

rature et 3% pour la conductivité électrique. Bien que les analyses disponibles témoignent d'une grande stabilité de la composition chimique dans le temps, un examen intensif des variations chimiques démontre l'existence d'un mélange entre différentes eaux (cf. chapitre 4.5.7.4).

4.5.6 Comportement hydraulique

Aucun forage ne dispose d'un suivi de la pression artésienne ou du niveau piézométrique. Il nous est donc impossible d'établir les relations entre les précipitations et la fonte des neiges d'une part et la pression artésienne dans les

forages d'autre part. Nous ne pouvons pas non plus étudier les relations entre les variations de la pression artésienne dans les différents forages. Les seules mesures disponibles de la pression artésienne ou du niveau d'eau sont celles faites lors des essais de pompage dans les différents ouvrages.

4.5.6.1 Les Thermes de Marlioz

Toutes les observations suivantes se basent sur le rapport de demande d'autorisation d'exploitation du forage Ariana (CODEF INGÉNIERIE, 1993).

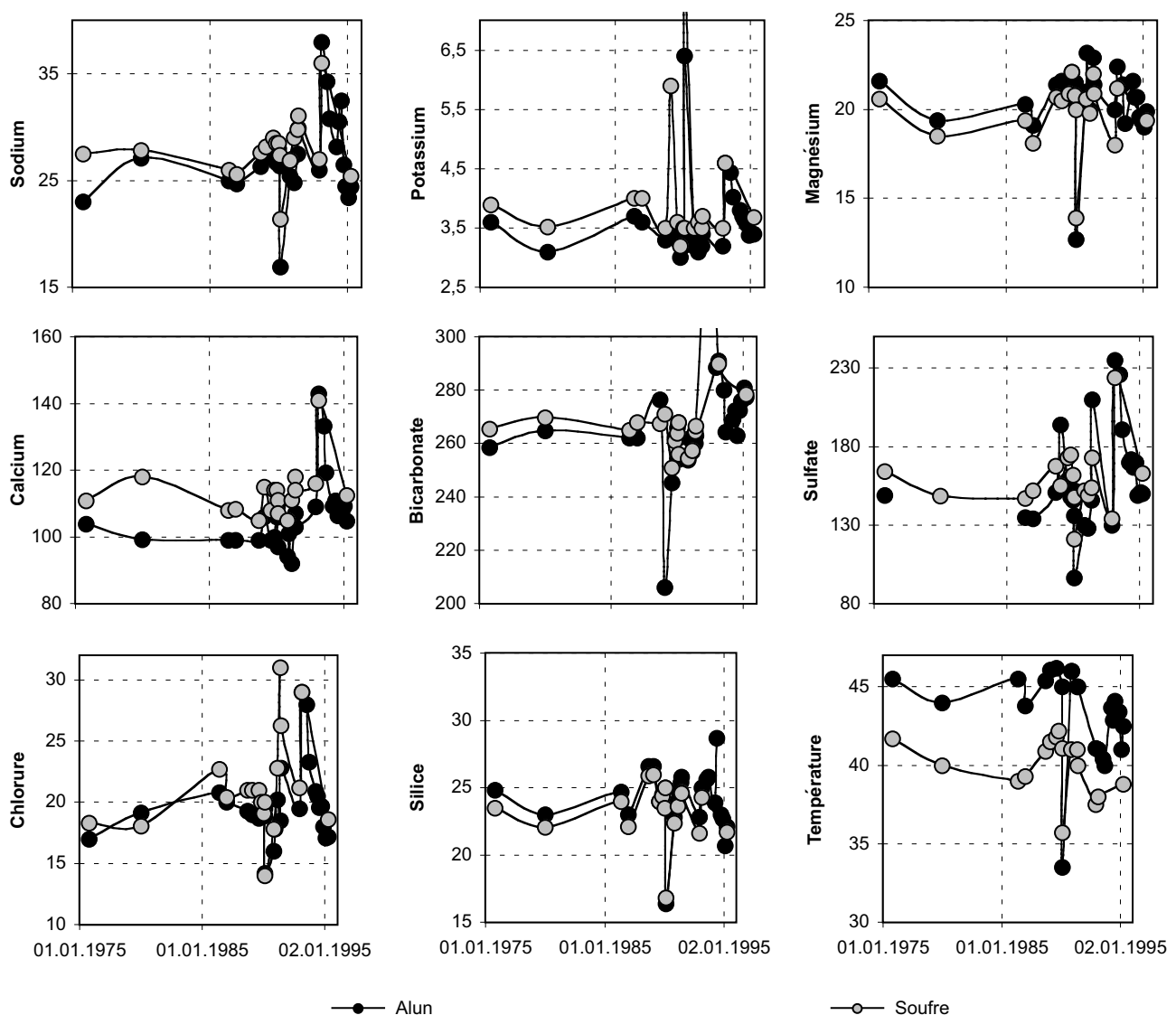


Figure 4.5.8: Evolution temporelle des composés chimiques et de la température de l'eau des sources Alun et Soufre depuis 1975. On remarque la grande influence de la crue de février 1990 sur la concentration de presque tous les composés chimiques et la température. Alors qu'on observe aucune évolution nette du chimisme depuis l'exécution des forages Reine-Hortense (1989/1990) et Chevalley (1991/1992), la température de l'eau a nettement baissé. Les concentrations sont exprimées en mg/l, la température en °C.

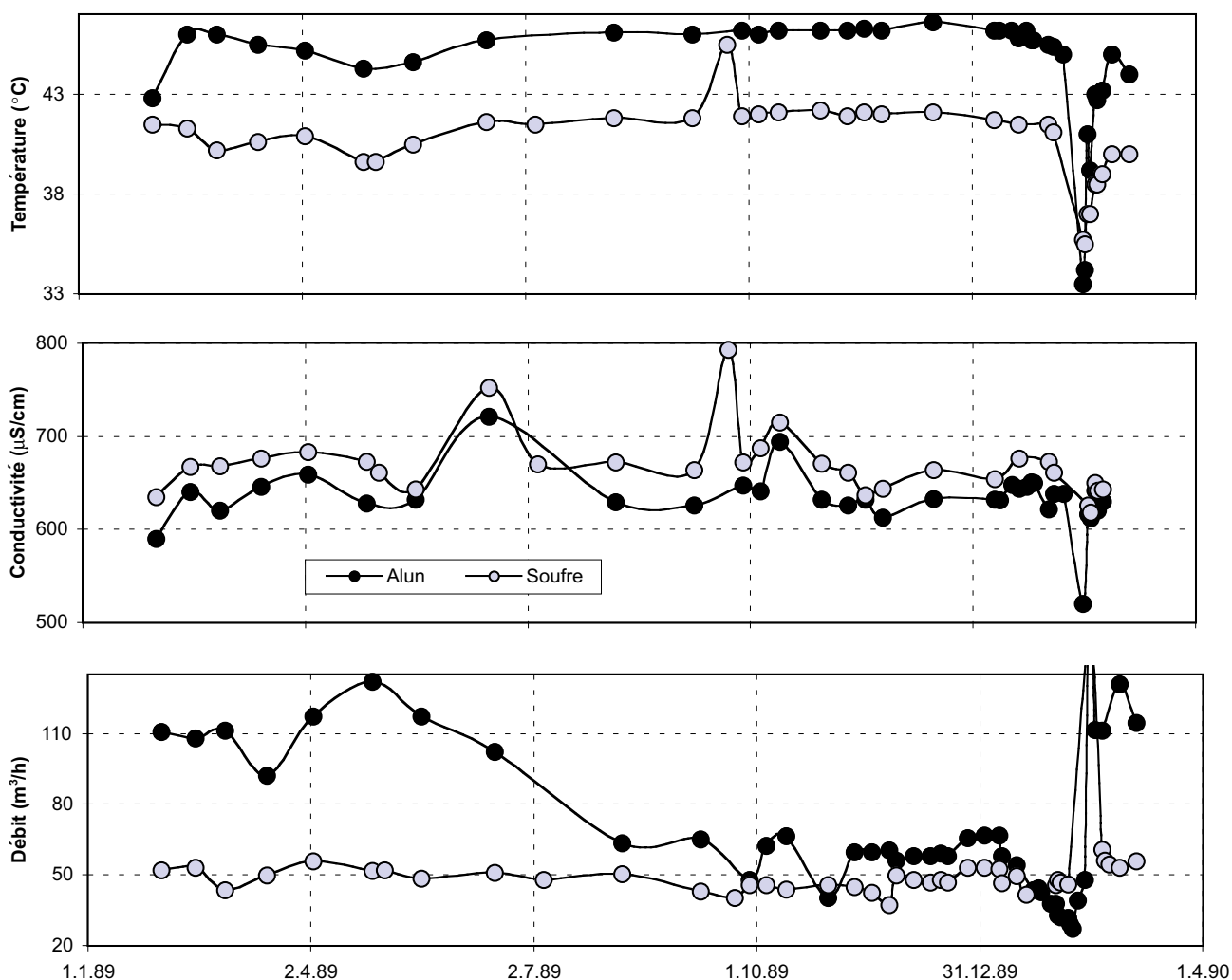


Figure 4.5.9: Evolution de la température, de la conductivité et du débit des sources Alun et Soufre de janvier 1989 à mars 1990 lors de la réalisation et de l'essai de production du forage Reine-Hortense. On remarque l'effet important de la crue du 13 février 1990 sur les trois paramètres. La diminution du débit de la source Alun avant cette crue est due à l'essai de production au forage Reine-Hortense (18.1.1990–7.2.1990).

Lors de l'avancement du forage Ariana, les sources froides non sulfureuses Les Platanes et Burnet ont tari lorsque la foreuse a rencontré une zone fracturée entre 87 et 126 m de profondeur. A la profondeur de 170 m, une eau sulfureuse et artésienne jaillissante a été rencontrée et le débit des sources sulfureuses a commencé de diminuer. Pendant une interruption de la foration, les sources sulfureuses ont retrouvé leur débit habituel et la source Les Platanes a vu son débit et sa conductivité électrique augmenter. En raison du court-circuit induit par le forage non équipé, la source Les Platanes a reçu de l'eau de l'aquifère qui alimente les sources sulfureuses Adélaïde, Esculape et Bonjean. Une deuxième source froide et non sulfureuse, Burnet, située à quelques mètres au-dessus de la source Les Platanes, n'a pas été influencée. La pression artésienne de l'aquifère sulfureux est donc supérieure à l'altitude de la source Les Platanes mais pas à celle de la source Burnet. En admettant que c'est la même eau qui émerge des deux sources non

sulfureuses, celle-ci peut donc diluer les sources sulfureuses. Après la complétion du forage Ariana, sa pression artésienne a atteint 0.3 bars, ce qui équivaut à un niveau piézométrique d'environ 274.3 m.

Lors des essais de production du forage Ariana, les sources sulfureuses ont vu diminuer leur débit. Ainsi, un rapport hydraulique direct entre le forage équipé et ces sources est établi. Au début d'avril 1993, pendant l'essai de pompage de longue durée, des précipitations dans la région aixoise ont provoqué une très sensible remontée du niveau d'eau dans le forage Ariana. Cette remontée était de 1.7 m en 10 jours, alors que le débit était de 8 m³/h et le rabattement non stabilisé était de -34 mètres environ. Le forage réagit donc assez rapidement aux précipitations.

L'exploitation du forage Ariana par pompage induit un rabattement assez fort dans l'aquifère du Barrémien. Le

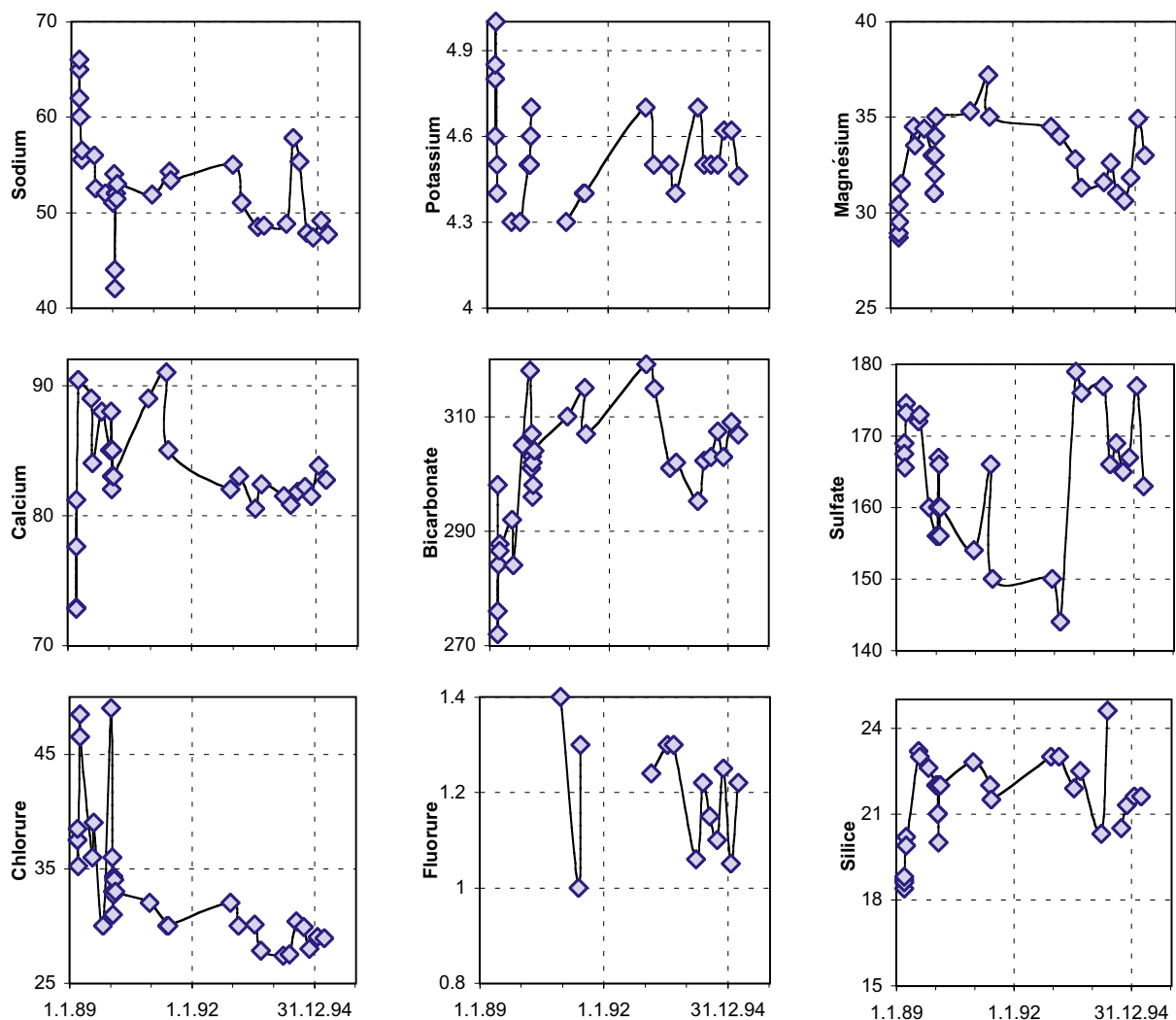


Figure 4.5.10: Evolution temporelle des composés chimiques de l'eau du forage Reine-Hortense de 1989 à 1995. On peut observer quelques variations chimiques indiquant la présence de plusieurs types d'eau chimiquement différents (variations des teneurs en magnésium et sulfate). Une évolution significative à long terme ne peut pas être constatée, à l'exception du calcium et du chlorure, éléments fortement influencés par les acidifications du forage et éventuellement du sodium. Les concentrations des composés chimiques sont exprimées en mg/l.

rabattement le plus important, mesuré dans le cadre de notre étude était de -41.7 m par rapport au sol. Comme la cote de 229.6 m correspondant à ce rabattement est nettement inférieure à la cote de la source froide Les Platanes (~ 265 m), on doit s'attendre à ce que les eaux de cette source se mélangent à l'eau produite par le forage Ariana.

4.5.6.2 Les sources Alun et Soufre

Aucune des eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains étudiées ne montre un comportement hydraulique typiquement karstique comme c'est le cas des sources subthermales du Cossaux et de Moiry en Suisse. Les sources Alun et Soufre montrent de grandes variations du débit, du chimisme et de la température au cours des années, mais ces grandes variations ne s'observent qu'exceptionnellement lors de grandes crues. En dehors des grandes crues, les paramètres physico-chimiques sont relativement stables.

La crue du 13 février 1990 est la seule où l'on pourrait parler d'un comportement karstique des sources Alun et Soufre avec une forte et très rapide variation du débit, du chimisme et de la température (figure 4.5.9). On peut donc admettre que ces deux sources ne sont diluées par de l'eau de type karstique que lors de très grandes crues, lorsque la pression hydraulique dans l'aquifère karstique devient nettement plus élevée que celle dans l'aquifère thermal.

Les enregistrements du débit, de la température et de la conductivité électrique des sources Alun et Soufre en 1989 montrent que le débit de la source Alun est en phase avec le cycle hydrologique régional, c'est-à-dire avec les hautes eaux en printemps et l'étiage en automne/hiver. Le débit de la source Alun peut varier de quelques $30 \text{ m}^3/\text{h}$ à $> 150 \text{ m}^3/\text{h}$, sans que la température ou la conductivité ne montrent de variations pouvant être corrélées avec le débit (figures 4.5.9 et 4.5.12). La source Soufre par contre montre une relation

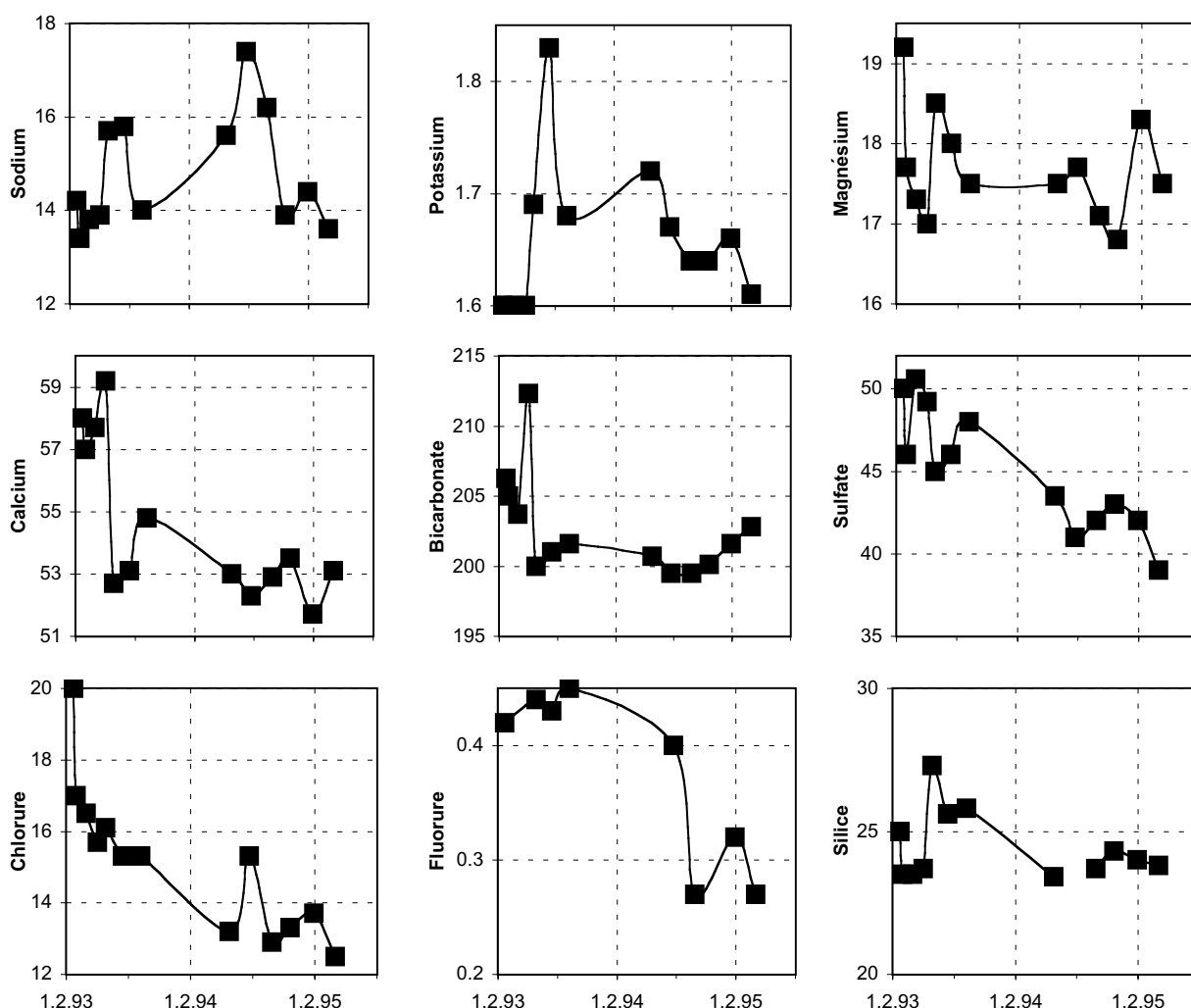


Figure 4.5.11: Evolution temporelle des composés chimiques de l'eau du forage Chevalley de 1993 à 1995. L'évolution des teneurs en calcium et en chlorure est probablement liée aux acidifications du puits alors que la diminution de la teneur en sulfate pourrait indiquer le mélange de deux types d'eau dans l'aquifère du forage Chevalley. Les concentrations des composés chimiques sont exprimées en mg/l.

linéaire négative entre le débit et la température avec l'équation:

$$T (^{\circ}\text{C}) = -0.19 \cdot Q (\text{m}^3/\text{h}) + 50.2, \\ r = 0.73$$

La température est donc la plus élevée avec un débit faible, ce qui indique la dilution de l'eau thermique par une eau froide qui augmente le débit.

Ces variations du débit de la source Soufre ne sont que relativement faibles, comparées à celles de la source Alun et les débits des deux sources ne sont que très faiblement corrélées (figure 4.5.12). Les variations de la température et de la conductivité par contre sont assez bien corrélées avec celles de la source Alun, mais elles sont décalées vers des températures nettement plus basses et des conductivités électriques plus élevées de la source Soufre. La différence de température qui est en général de quelques 4 °C semble

trop grande pour pouvoir être expliquée uniquement par le plus grand débit et donc la plus petite perte de température par conduction de la source Alun. Cette remarque est d'autant plus valable que plusieurs mesures du débit des deux sources étaient identiques ou même supérieur pour la source Soufre, mais la température restait toujours inférieure dans la source Soufre (figure 4.5.12). On doit donc admettre que la différence de température des deux sources est surtout due à des proportions différentes du mélange des eaux dans les deux sources (cf. chapitre 4.5.7.2).

Les relations triangulaires que l'on observe entre la conductivité électrique d'une part, la température et le débit d'autre part indiquent un mélange à au moins trois composants. Il est intéressant à noter qu'une augmentation du débit de la source Soufre a comme conséquence une diminution de la température, alors qu'à la source Alun la température ne varie que très peu avec le débit. Seulement lors de très grandes crues sa température baisse de manière

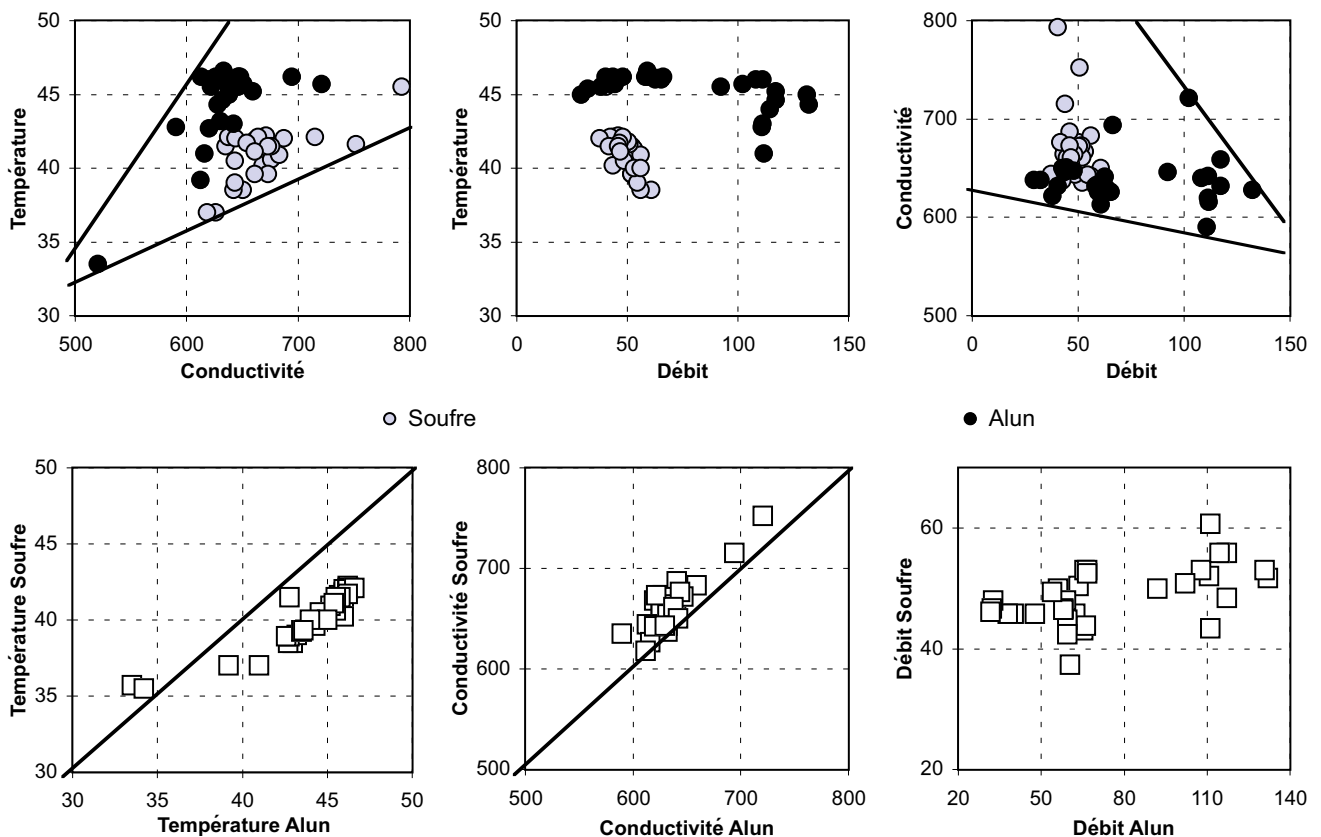


Figure 4.5.12: Relations entre la température, la conductivité électrique et le débit des sources thermales Alun et Soufre de janvier 1989 à mars 1990. On observe des relations triangulaires entre la conductivité, la température et le débit. Les débits des deux sources sont faiblement corrélés de manière positive. La température est exprimée en °C, la conductivité en $\mu\text{S}/\text{cm}$ et le débit en m^3/h .

significative avec l'augmentation du débit, alors que pour des débits entre environ 40 et 110 m^3/h aucune variation significative de la température ne s'observe.

4.5.6.3 Les forages Reine-Hortense et Chevalley

Toutes les observations suivantes se basent sur les rapports de fin de forage Reine-Hortense et Chevalley (EBERENTZ & JERPHANION, 1990; EBERENTZ et al., 1993). Le forage Reine-Hortense semble suivre des variations saisonnières du débit similaires à celles de la source Alun. Entre juin 1989 et janvier 1990, le forage produisait de manière artésienne. Pendant cette période, 10 mesures du débit indiquent une nette diminution du débit entre juin et janvier, ce qui est plus ou moins conforme avec l'évolution du débit de la source Alun. Le nombre très restreint des données interdit pourtant de tirer des conclusions plus précises.

Pendant la même période des mesures de conductivité ont révélé des valeurs variant entre 716 et 766 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En admettant que ces mesures ont été faites avec le même conductimètre et avec les précautions d'usage, cette variabilité indique certainement un mélange d'eaux dans le forage Reine-Hortense, ce qui est encore souligné par les variations du bicarbonate entre 284 et 319 mg/l et du sulfate entre 172 et 156 mg/l .

Lors des essais de pompage au forage Reine-Hortense en janvier et février 1990, la source Soufre n'a pas réagi de manière détectable, alors que la source Alun a vu fortement diminuer son débit et légèrement réduire sa température.

La pression artésienne du forage Reine-Hortense au repos est de 25 m au dessus du terrain, ce qui fait en cote absolue 282 m. Le rabattement stabilisé pour un débit de 61 m^3/h est de 53.1 m (cote absolue 228.9 m), pour un débit de 75 m^3/h de 69.9 m (cote absolue 212.1 m). Bien évidemment ces cotes ne sont strictement valables que pour les conditions d'étiage lors des essais de production. En période de hautes eaux, on devrait certainement rajouter quelques mètres à ces valeurs.

Pour le forage Chevalley nous ne connaissons aucune évolution temporelle de la pression artésienne. Le forage est artésien mais pas jaillissant. C'est seulement pendant peu de temps après un pompage que le forage devient jaillissant en raison de l'eau chaude plus légère. Cet artésianisme jaillissant se perd quand la colonne d'eau se refroidit et quand l'équilibre hydraulique par rapport aux sources Alun et Soufre, alimentées par le même aquifère mais situées à l'aval du forage Chevalley, se réinstalle. Cet artésianisme jaillissant de l'eau chaude est de 1.8 bars, ce qui représente une cote absolue de 338 m. Le niveau d'eau

de la colonne d'eau refroidie s'installe à 9.1 m s/sol, ce qui représente 310.9 m en cote absolue. Pour une production de 70 m³/h, le rabattement atteint une cote absolue de 300 m environ.

De décembre 1992 à février 1993 un essai double sur les deux forages Reine-Hortense et Chevalley avec un débit de 80 m³/h chacun a été réalisé. A cet essai la source Soufre a réagi par une légère baisse du débit alors que sa température n'a pas varié de manière significative. La source Alun par contre a réagi par une très forte diminution de son débit et une légère diminution de sa température.

Une interruption du pompage le 6 février 1993 a fait augmenter la température de la source Alun de 1.5 °C et celle de la source Soufre d'un peu plus que 0.5 °C, alors que le débit de la source Alun a augmenté de quelques 10 m³/h. La reprise du pompage a de nouveau abaissé la température des deux sources et le débit de la source Alun.

Pendant les premiers dix jours de cet essai de pompage, la température du forage Reine-Hortense a progressivement diminué d'environ 0.7 °C et ne cessait de diminuer très lentement pendant tout l'essai. La conductivité était d'abord stable, mais commençait à baisser très légèrement après un mois environ. L'interruption de la production le 6 février 1993 au forage Chevalley et la diminution simultanée du débit au forage Reine-Hortense faisait immédiatement augmenter la température de 0.3 °C et la conductivité de 10 à 20 µS/cm. Pendant la période de trois jours à un régime de production réduit sur un seul forage, la température de l'eau Reine-Hortense augmentait très légèrement de manière continue. A la reprise de l'essai, le 9 février 1993, les deux paramètres diminuaient immédiatement à proximité des valeurs antérieures. Il est donc évident que dans le forage Reine-Hortense des eaux de température et de minéralisation différentes se mélangent. De plus on doit admettre que le rabattement dans l'aquifère du Malm chevauché du forage Chevalley fait diminuer l'apport d'eau profonde et chaude vers le forage Reine-Hortense.

4.5.6.4 Les eaux de Raphy St. Simon

Toutes les observations suivantes se basent sur les rapports concernant les forages RS3 et RS4 (IUNDT & POUL, 1985; NICOURD, 1993; Mairie d'Aix-les-Bains, 1994; BUJENITA, 1995). Pour les forages RS3 et RS4 nous ne disposons pas d'enregistrements de la pression artésienne. L'hétérogénéité de la distribution des pressions artésiennes entre les différents forages est intéressant à noter. Ainsi le niveau de repos dans le forage RS3 est de 274.35 m d'après NICOURD (1993). D'après BUJENITA (1995), le niveau piézométrique du forage voisin RS1 est de 276.75 m et celui du forage artésien jaillissant RS2, à 30 m du RS3 est supérieur à 277 m (cote absolue de l'ouvrage). Dans le forage RS4, distant de quelques 150 m du forage RS3, le niveau piézométrique des eaux du Crétacé s'installe vers la cote de 280.2 m alors que la venue du Malm est artésienne jaillissante et son niveau piézométrique est donc supérieur à la cote de l'ouvrage qui est de 284 m.

Un essai de pompage au forage RS4 a légèrement influencé le forage RS3 par une diminution de son débit de 2.06 à 1.96 l/s. Après l'acidification du forage RS4, le forage RS3 a été envahi par une eau boueuse qui dégageait des bulles de gaz (vraisemblablement du CO₂ produit par l'acidification). Simultanément, les teneurs en chlorure et en sulfate ont augmenté et la température baissé dans le forage RS3. Cette relation entre les forages RS3 et RS4 peut d'ailleurs également être observée dans les petites variations de la composition chimique de l'eau du forage RS3 (cf. chapitre 4.5.7.4).

4.5.6.5 Synthèse des relations hydrauliques

Les données concernant la répartition de la pression artésienne et des niveaux piézométriques dans l'espace et dans le temps sont peu nombreuses. Pour plusieurs forages et sources nous ne disposons que de cotes approximatives et les niveaux piézométriques peuvent englober plusieurs aquifères. Le forage Chevalley par exemple n'est cimenté que jusqu'à la profondeur de 941 m. Bien sur, le reste du forage est tubé, mais entre le diamètre foré et le tubage reste un espace annulaire libre qui fait communiquer entre eux les aquifères du Malm chevauché et chevauchant. Pour la plupart des forages, il n'existe qu'une seule mesure de la pression artésienne ou du niveau piézométrique au repos ou les mesures ne concernent qu'une période très courte. Ainsi nous ignorons la variabilité des niveaux piézométriques dans le temps. Bien que tous ces problèmes empêchent des conclusions exactes concernant les relations hydrauliques, les données disponibles donnent des indices intéressants. Les niveaux piézométriques connus sont rassemblés dans la figure 4.5.13.

D'après NICOURD (1980), le niveau piézométrique du Malm dans le forage pétrolier La Tailla-1 à quelques 9 km au nord d'Aix-les-Bains était de 355 m. Ce forage a rencontré une eau chaude et faiblement minéralisée dans le Malm chevauché par l'anticlinal de la Chambotte, donc dans le même aquifère que le forage Chevalley. Le niveau piézométrique dans ce dernier forage étant de 310.9 m pour l'eau refroidie et de 338 m pour l'eau chaude (EBERENTZ et al., 1993), il existe un gradient hydraulique et donc vraisemblablement un écoulement du nord vers le sud dans l'aquifère du Malm chevauché. Ne sachant pas si le niveau piézométrique du forage La Tailla-1 correspond à l'eau chaude ou à la colonne d'eau refroidie, le gradient hydraulique entre les deux ouvrages est soit de 0.2%, soit de 0.5%.

Dans le forage Raphy St. Simon RS4 à quelques 2 km au nord des sources Alun et Soufre et du forage Reine-Hortense, l'aquifère du Malm de l'anticlinal de la Chambotte/Roche du Roi est artésien jaillissant et possède une pression artésienne supérieure à la cote du forage qui est de 284 m (Mairie d'Aix-les-Bains, 1994). Cette pression est également supérieure à la pression artésienne du forage Reine-Hortense qui est de 282 m (EBERENTZ & JERPHANION, 1990). Si on soustrait encore le rabattement au forage Reine-Hortense qui est de 53 m pour un débit de 61 m³/h, il est évident qu'il y a aussi un gradient et vraisemblable-

ment un écoulement du nord vers le sud dans l'aquifère du Malm de l'anticlinal de La Chambotte/Roche du Roi.

Dans l'aquifère du Crétacé (Hauterivien, Valanginien, Barrémien) du forage Raphy St. Simon RS4, le niveau piézométrique est de 280.2 m (BUJENITA, 1995). Au forage Ariana qui exploite l'aquifère du Barrémien à Marlioz à quelques 4 km au sud, la pression artésienne atteint une valeur maximale de 274.3 m (CODEF INGÉNIERIE, 1993). Cette différence de pression indique encore une fois un gradient du nord vers le sud dans l'aquifère du Crétacé de l'anticlinal de La Chambotte/Roche du Roi et laisse supposer un écoulement dans la même direction. Evidemment, des failles transversales telles que la faille de la Roche du Roi entre les Thermes nationaux et les Thermes de Marlioz peuvent fonctionner comme des barrières hydrauliques. Néanmoins, la concordance des gradients dans les trois

aquifères superposés nous semble être un indice fort que ces gradients sont réels et qu'il y a une continuité hydraulique du nord vers le sud.

Similaire au gradient du nord vers le sud, on observe un gradient du bas vers le haut. Ainsi le niveau piézométrique de l'aquifère du Malm chevauché (forage Chevalley) est de 310.9 m, celui de l'aquifère du Malm chevauchant est de 282 m (forage Reine-Hortense) et supérieur à 284 m dans le cas du forage RS4. Finalement, le niveau piézométrique du Crétacé de l'anticlinal de la Chambotte est de 274.3 m à Marlioz et de 280.2 m à St. Simon. Ces gradients des aquifères les plus profonds vers les aquifères les moins profonds signifie donc un écoulement du bas vers le haut. Si des zones de failles très perméables existent, cet écoulement est quantitativement important comme c'est observé à la source Alun. Si par contre ces zones de perméabilité

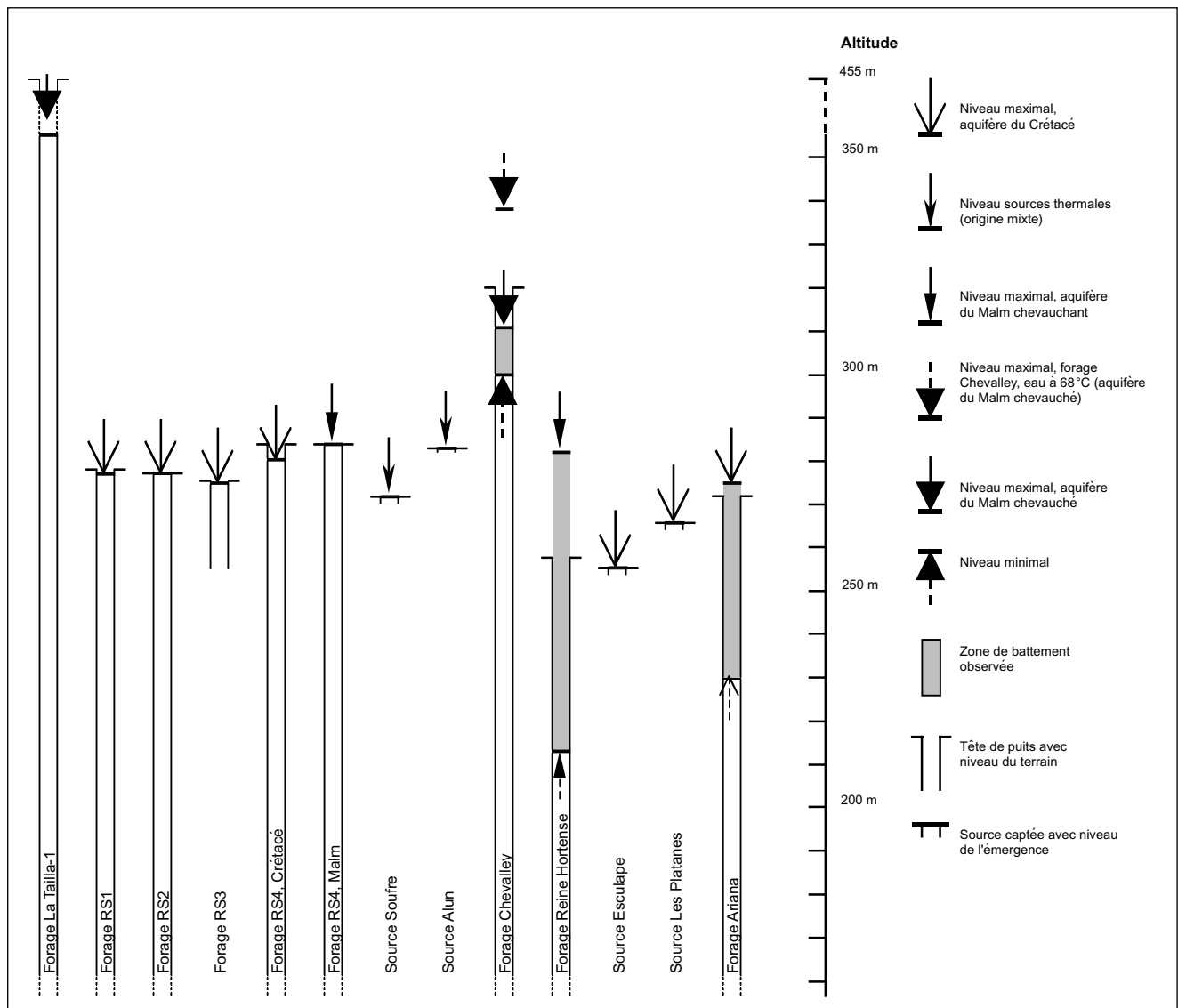


Figure 4.5.13: Répartition des pressions artésiennes dans les différents forages et sources de la région d'Aix-les-Bains. On observe un gradient général du nord vers le sud et des aquifères profonds vers les aquifères moins profonds.

élevée n'existent pas, l'écoulement ne peut se produire que par drainance à travers de couches très peu perméables, et le débit reste donc petit, ce qui est le cas par exemple du forage Ariana des thermes de Marlioz.

D'après les données hydrauliques, le forage Ariana et les sources Adélaïde, Esculape et Bonjean sont alimentés par les aquifères du Malm chevauché et chevauchant. La faible température du forage Ariana et sa productivité modeste (le rabattement pour un débit de 8 m³/h était de 27.3 m lors de l'essai de production, par rapport à un niveau déjà rabattu de 13 m) suggèrent que cette alimentation par les aquifères profonds soit assez faible. Cette conclusion est également suggérée par la composition chimique et isotopique des eaux des Thermes de Marlioz (cf. chapitre 4.5.7.1). Le rabattement du niveau dans l'aquifère du Barrémien à Marlioz induit par la production du forage Ariana peut avoir deux conséquences. (1) Le niveau d'eau devient inférieur à celui de la source froide Les Platanes et cette eau récente non sulfureuse peut donc envahir l'aquifère du Barrémien. (2) Le gradient des aquifères plus profonds que l'aquifère du Barrémien devient plus important et la drainance en direction de ce dernier augmente, ce qui accroît également la proportion d'eau profonde et thermale dans le mélange d'eaux de Marlioz. Dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible de décider laquelle des deux conséquences est quantitativement la plus importante.

Le rabattement introduit par la production du forage Reine-Hortense dans l'aquifère du Malm chevauchant crée une inversion des gradients entre cet aquifère et celui du Crétacé. Ainsi il est possible que des eaux récentes du Crétacé s'infiltreront dans l'aquifère du Malm, ce qui pourrait expliquer la présence de tritium dans l'eau du forage Reine-Hortense (cf. chapitres 4.5.7.3 et 4.5.10).

Le niveau piézométrique du forage Reine-Hortense de 282 m indiqué par EBERENTZ & JERPHANION (1990) étant inférieur à la cote de la source Alun de 283 m, un apport d'eau de l'aquifère du Malm chevauchant vers cette source n'est pas possible. Néanmoins on ne peut pas l'exclure totalement parce que le niveau piézométrique du forage Reine-Hortense est peut-être plus élevé en périodes de hautes eaux. De toute façon, la pression de l'aquifère du Malm chevauché étant d'au moins 30 m plus élevée que celle de l'aquifère du Malm chevauchant, l'apport d'eau vers les sources Alun et Soufre du Malm chevauché doit être nettement supérieur à celui provenant du Malm chevauchant. Il est possible que la minéralisation légèrement plus élevée de la source Soufre par rapport à la source Alun soit due à un apport plus élevé d'eau de l'aquifère du Malm chevauchant en raison du niveau inférieur (271 m) de la source Soufre. Les pertes du débit et de la température de la source Alun observées lors de l'essai de pompage au forage Reine-Hortense en 1990 sont donc essentiellement dues à la diminution de la charge dans l'aquifère du Malm chevauchant qui permet à l'eau de l'aquifère du Malm

chevauché d'envahir plus facilement les aquifères du Malm chevauchant et du Crétacé, ce qui diminue l'apport d'eau chaude vers la source Alun.

Pour les forages de St. Simon, la situation se complique par une faille transversale entre les deux forages RS3 et RS4. Alors qu'au nord de cette faille (forage RS3) l'Urgonien est présent, au sud (forage RS4) l'Urgonien n'existe pas et la faille cause donc un surélévation du bloc sud de quelques 150 à 200 m (BUJENITA, 1995). Dans l'Urgonien du côté nord de la faille on observe des niveaux piézométriques de 274.4 m au forage RS3 (NICOURD, 1993) et de > 277 m au forage RS2 (BUJENITA, 1995). Dans le Barrémien du côté sud, le niveau piézométrique est de 280.2 m (BUJENITA, 1995). On observe donc un gradient local du sud vers le nord, ce qui explique l'invasion d'eau sulfatée dans le forage RS3 après l'acidification du forage RS4 ainsi que la teneur naturelle en sulfate trop élevée de l'eau Raphy St. Simon RS3 pour une eau issue uniquement des calcaires du Crétacé.

Les différences de niveau piézométrique des aquifères du Malm et du Crétacé dans le forage RS4 donnent des informations importantes quant à l'origine du sulfate dissous dans les eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains (cf. chapitre 4.5.7). Le niveau piézométrique de l'aquifère du Malm étant plus élevé que celui de l'aquifère du Crétacé superposé, une invasion de l'eau de celui-ci vers le Malm n'est pas possible, ce serait plutôt l'eau du Malm qui s'infiltrerait dans l'aquifère du Crétacé. Or, la teneur en sulfate maximale de 240 mg/l dans l'aquifère du Crétacé est nettement supérieure à celle de l'aquifère du Malm, qui lui-même n'en contient que quelques 40 à 60 mg/l dans le forage RS4. Le sulfate de l'aquifère du Crétacé n'est donc pas de provenance profonde, et on doit chercher une source de sulfate encore inconnue dans les couches du Crétacé, ou alors admettre la provenance de ce sulfate dans la Molasse oligocène du synclinal de l'Albanais.

4.5.7 Relations et mélanges entre différents types d'eau

4.5.7.1 Les eaux des Thermes de Marlioz

L'étude de la variabilité dans le temps a démontré des différences spatio-temporelles dans le chimisme de l'eau du forage Ariana et des différentes sources sulfureuses (figures 4.5.6 et 4.5.7).

Les relations hydrauliques indiquent que le mélange entre les différentes eaux de Marlioz est très complexe. Non seulement on peut avoir la présence des eaux des deux aquifères du Malm profond, mais également celle de l'eau semi-superficielle de la source Les Platanes et une ou plusieurs eaux dans les couches du Crétacé. La complexité de ce mélange est également démontrée par les figures

4.5.14 et 4.5.15, sur lesquelles on peut identifier au moins trois composantes de mélange, mais probablement quatre. Il est impossible de conclure, si de l'eau de l'aquifère du Malm chevauché est présente dans les eaux de Marlioz: en effet, cette eau est faiblement minéralisée et ne présente aucune caractéristique chimique qui la différencie vraiment d'autres eaux issues d'un aquifère calcaire. L'eau de l'aquifère du Malm chevauchant, représentée par le forage Reine-Hortense, peut être présente mais sa composition chimique est tout de même assez différente de celle des eaux de Marlioz.

Bien que les eaux des sources sulfureuses et du forage Ariana soient chimiquement très similaires, quelques différences significatives les séparent. Ainsi l'eau du forage est nettement enrichie en magnésium et appauvrie en calcium par rapport aux sources. Le rapport Cl/SO₄ est légèrement

plus élevé dans l'eau du forage Ariana. Cette différence ne peut pas être expliquée par une réduction du sulfate plus forte dans le forage, parce que ce sont les sources qui contiennent plus de H₂S que le forage. Ce même rapport est nettement moins élevé dans le forage Reine-Hortense que dans les eaux de Marlioz, ce qui exclu une provenance commune des teneurs élevées en chlorure et en sulfate pour toutes les eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains. Ces différences ne peuvent être expliquées que par le mélange d'au moins trois composantes. Ces composantes de mélange des eaux de Marlioz peuvent être approchées comme suit:

- 1) La première composante est une eau froide et dure, pauvre en sodium, magnésium, strontium, chlorure, sulfate et fluorure. Cette eau est représentée par la source Les Platanes. Celle-ci recevant un certain apport

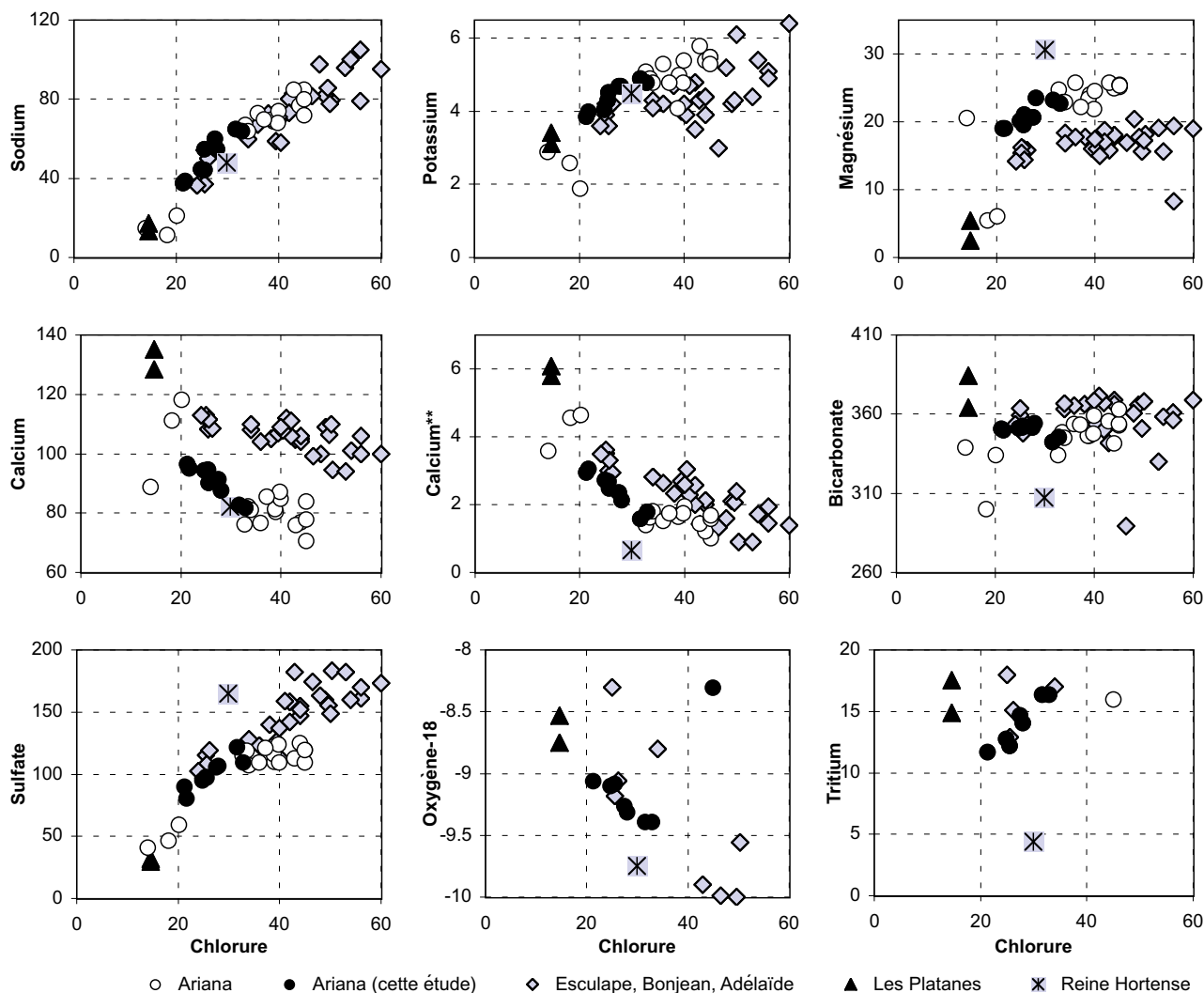


Figure 4.5.14: Rapports entre le chlorure et quelques paramètres chimiques et isotopiques des eaux de Marlioz et le forage Reine-Hortense d'Aix-les-Bains. On remarque surtout pour le calcium et le magnésium, mais également pour le sulfate que le mélange des eaux se fait par au moins trois composantes. Le paramètre «Calcium**» représente la teneur en calcium qui n'est pas liée au sulfate, exprimée en méq/l. Les autres composés chimiques sont exprimés en mg/l, le tritium en UT et l'oxygène-18 en ‰.

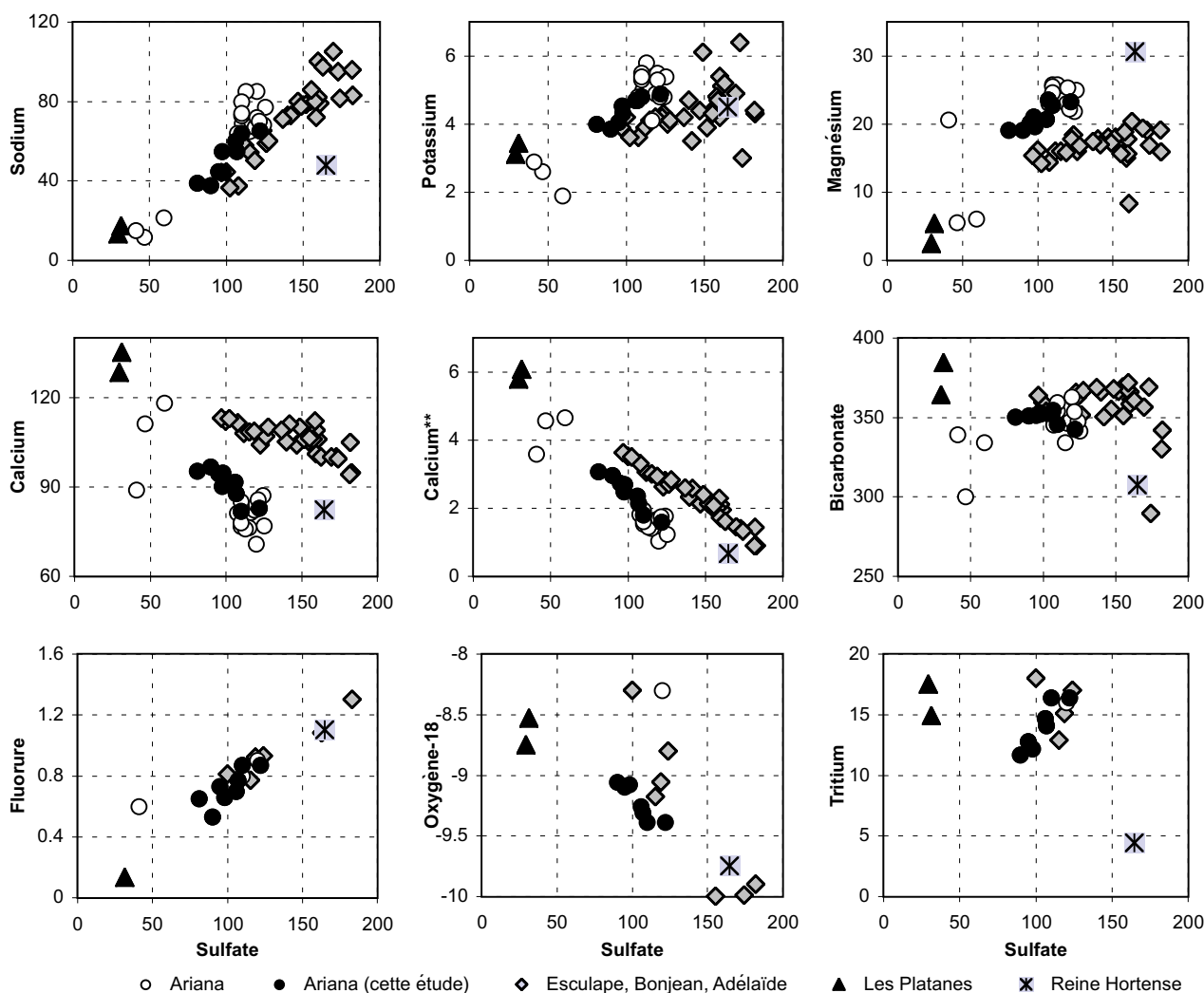


Figure 4.5.15: Rapports entre le sulfate et quelques paramètres chimiques et isotopiques des eaux de Marlioz et le forage Reine-Hortense d'Aix-les-Bains. On remarque de manière encore plus nette que dans les relations avec le chlorure que le mélange des eaux se fait par au moins trois composantes. Le paramètre «Calcium**» représente la teneur en calcium non liée au sulfate, exprimée en méq/l. Les autres composés chimiques sont exprimés en mg/l, le tritium en UT et l'oxygène-18 en ‰.

d'eau sulfatée de l'aquifère qui alimente les sources sulfureuses, le pôle de mélange est vraisemblablement une eau tout-à-fait banale de type chimique $[Ca][HCO_3]$, ne contenant presque pas de sulfate et de chlorure. Cette eau est isotopiquement lourde, indiquant un impluvium de basse altitude, et on peut admettre que son bassin versant est situé dans la région entre Marlioz et Mouxy (cf. chapitre 4.5.9).

- 2) La deuxième composante est une eau subthermale, enrichie en sodium, potassium et magnésium, mais appauvrie en calcium. Par contre, on ne peut déterminer si cette eau est également enrichie en chlorure et sulfate. Des eaux aux caractéristiques chimiques similaires sont produites par les forages Reine-Hortense et RS4.
- 3) La troisième composante est une eau proche de la précédente, mais moins riche en sodium, potassium et magnésium et par contre plus riche en calcium, bicarbonate, chlorure et sulfate. La présence de cette compo-

sante est uniquement déduite des différences chimiques entre les sources et le forage Ariana, mais elle n'est représentée par aucun point d'eau. Elle se trouve davantage dans les sources sulfureuses que dans le forage Ariana.

Quant à la provenance des composantes (2) et (3) on peut avancer l'hypothèse que la composante (2) est une eau de type Reine-Hortense, qui remonte très lentement à travers des couches argileuses où elle perd sa thermalité et où elle est soumise à un échange ionique du calcium contre le sodium. Cette évolution est surtout suggérée par le rapport entre l'oxygène-18 et le sulfate (figure 4.5.15) qui indique un mélange entre l'eau du forage Reine-Hortense et celle de la source Les Platanes pour produire l'eau du forage Ariana. Pour la composante (3) par contre nous n'avons qu'un indice indirect de sa provenance. Les valeurs plus négatives des isotopes stables des eaux riches en sulfate suggèrent

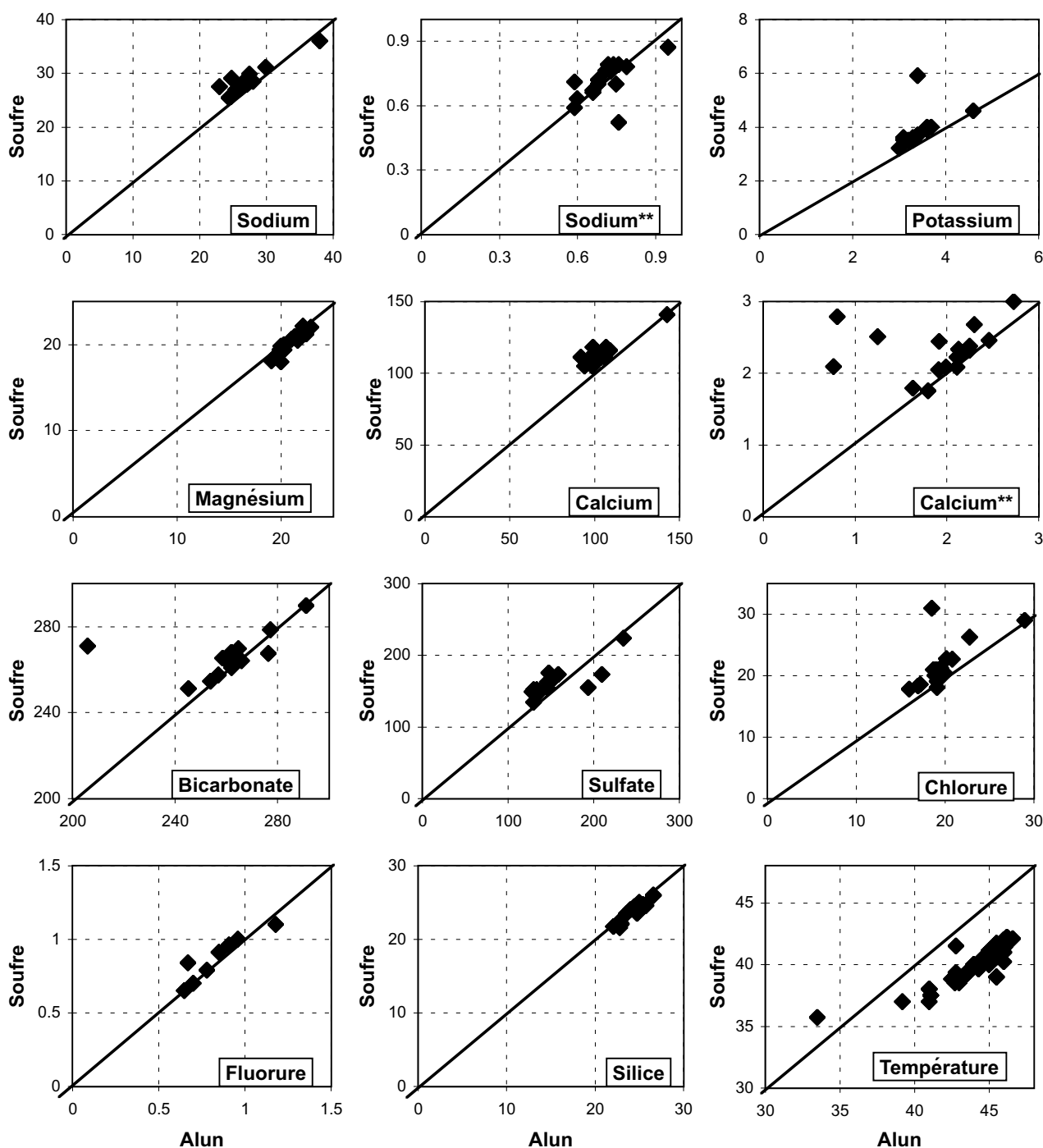


Figure 4.5.16: Rapport entre différents paramètres chimiques et la température dans les sources Alun et Soufre. On observe qu'en général la source Soufre est plus fortement minéralisée que la source Alun et que sa température est nettement plus faible. Les paramètres «Sodium**» et «Calcium**» représentent le sodium et le calcium non liés respectivement au chlorure et au sulfate, les deux paramètres étant exprimés en meq/l. Les autres concentrations sont exprimées en mg/l, la température en °C. Les droites représentent le lieu géométrique où les valeurs sont identiques dans les deux sources.

plutôt que cette eau soit une eau de type forage Chevalley, mais dont le chimisme a fortement évolué. On pourrait s'imaginer que cette eau remonte le long du plan de chevauchement où elle rencontre soit des évaporites triasiques soit de la Molasse oligocène qui est présent au front de l'anticlinal de La Chambotte/Roche du Roi et qui contient du gypse.

4.5.7.2 Les sources Alun et Soufre

L'étude de la variabilité dans le temps a démontré des différences dans le chimisme de l'eau des deux sources entre elles et dans le temps (figures 4.5.8 et 4.5.9). En général, la source Soufre est légèrement plus minéralisée

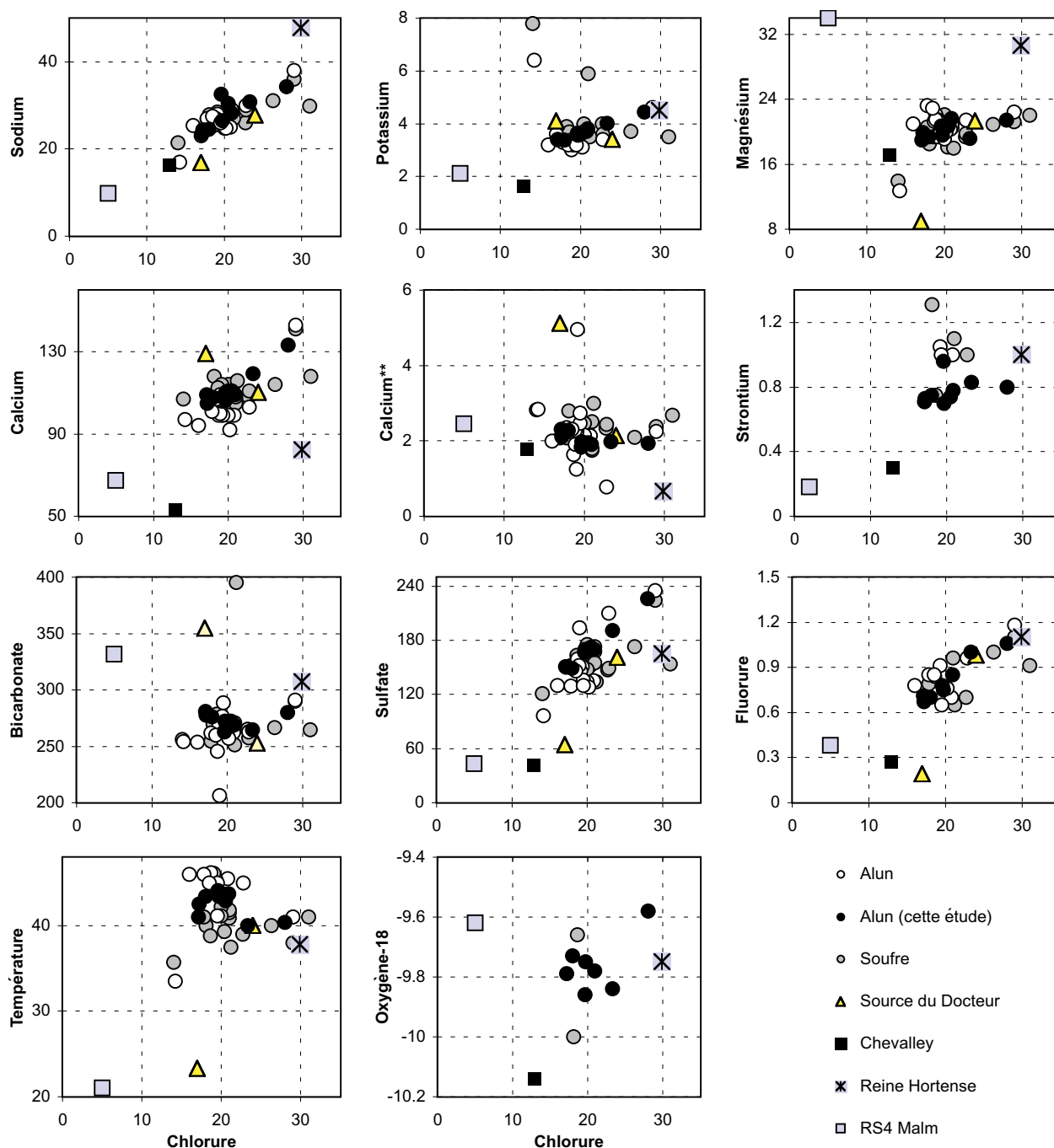


Figure 4.5.17: Rapport entre le chlorure et différents paramètres chimiques, l'oxygène-18 et la température des sources Alun et Soufre et des autres eaux thermales d'Aix-les-Bains. La répartition des différents paramètres met en évidence des phénomènes de mélange. Le paramètre «Calcium**» représente le calcium non lié au sulfate, exprimé en méq/l. Les autres concentrations sont exprimées en mg/l, la température en °C et l'oxygène-18 en ‰.

que la source Alun, alors que cette dernière est plus chaude que l'autre (figures 4.5.8 et 4.5.16).

De plus, une corrélation linéaire existe entre la température de l'eau des deux sources:

$$T_{\text{Soufre}} (^{\circ}\text{C}) = 0.76 \cdot T_{\text{Alun}} + 6.4, \\ r = 0.9$$

Cette corrélation signifie qu'à 27 °C environ les deux sources devraient avoir la même température, alors que l'écart de température augmente avec l'accroissement de la température. Comme nous avons pu démontrer, la température ne dépend que rarement du débit à la source Alun. La différence de température entre les deux sources traduit donc des différences dans le mélange des eaux, c'est-à-dire que la source Alun contient plus d'eau profonde et donc

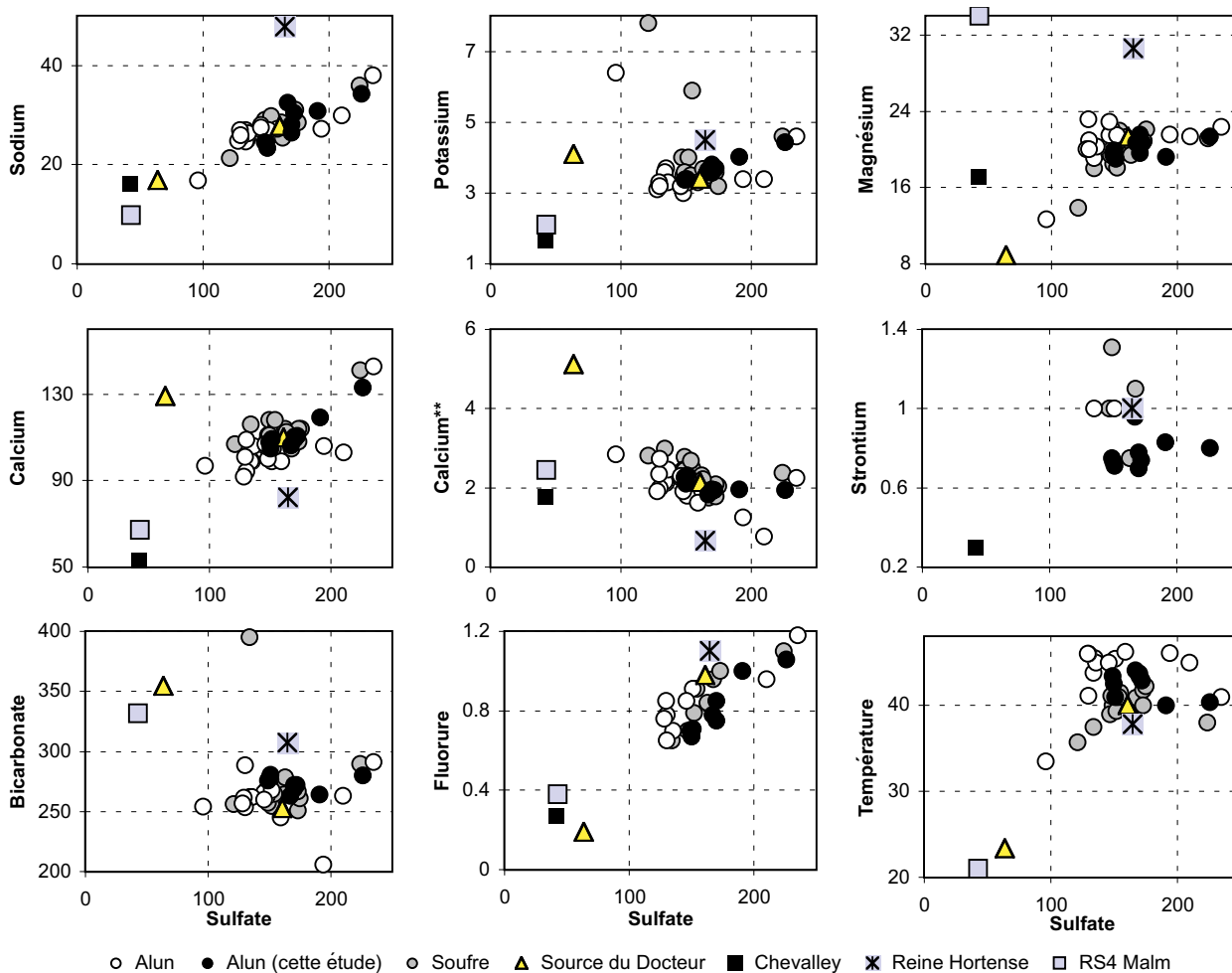


Figure 4.5.18: Rapport entre le sulfate et différents paramètres chimiques et la température des sources Alun et Soufre et les autres eaux d'Aix-les-Bains. La répartition des différents paramètres met en évidence des phénomènes de mélange. Le paramètre «Calcium**» représente le calcium non lié au sulfate, exprimé en méq/l. Les autres concentrations sont exprimées en mg/l, la température en °C.

chaude que la source Soufre. Cette différence est certainement liée à la différence d'altitude de 12 m entre les deux sources. Il est donc évident que la minéralisation plus forte de la source Soufre n'est pas liée à la remontée d'eau très chaude de l'aquifère du Malm chevauché, représenté par le forage Chevalley. Cela est confirmé par l'excédent de SiO_2 dans la source Alun par rapport à la source Soufre.

La même observation peut être faite en examinant les rapports entre la température d'une part et le chlorure et le sulfate d'autre part (figures 4.5.17 et 4.5.18). Les températures les plus élevées ne coïncident pas avec les teneurs les plus élevées en sulfate ou en chlorure. Au contraire, les échantillons de la source Alun indiquant la minéralisation la plus élevée sont presque de 6 °C plus froids que d'autres échantillons possédant une minéralisation nettement plus faible (figures 4.5.17 et 4.5.18).

Dans les sources Alun et Soufre se mélangent au moins quatre, plus vraisemblablement jusqu'à six eaux différentes (figure 4.5.19):

- 1) La première composante est une eau dure, froide, relativement riche en potassium mais pauvre en magnésium. Cette eau est très semblable à celle de la source Les Platanes des Thermes de Marlioz (cf. chapitre 4.5.7.1) et elle circule dans les calcaires de l'Urgonien. On remarque son influence surtout dans les analyses de la source docteur et du piézomètre PZ1 à quelques 70 m au nord de la source Alun (figure 4.5.19).
- 2) La deuxième composante est une eau karstique de grande vitesse d'écoulement, qui circule également dans les calcaires de l'Urgonien. Elle est donc froide, faiblement minéralisée et de type chimique $[\text{Ca}][\text{HCO}_3]$. Elle dilue l'eau thermique des deux sources thermales surtout lors de grandes crues. Son influence se remarque dans les analyses du chlorure à une température inférieure à 37 °C (crue de février 1990).
- 3) La troisième composante est celle de l'aquifère profond du Malm chevauché, représenté par le forage Chevalley (cf. chapitre 4.5.7.3). C'est grâce à cette eau-là que la température de la source Alun peut atteindre 46 °C. L'influence de cette eau est démontrée par la diminu-

tion de la température de la source Alun depuis la mise en marche du forage Chevalley (cf. chapitre 4.5.5.2). En admettant que cette eau remonte très rapidement, qu'elle garde une température de 70 °C et que les autres composantes de l'eau de la source Alun possèdent une température de 11 °C, on peut estimer le pourcentage maximum possible de l'eau Chevalley dans la source Alun. Calculé avec la température maximale de la source Alun de 46 °C, ce pourcentage atteint 60%. En réalité ce pourcentage est certainement beaucoup plus petit, parce qu'il est très peu probable que l'eau profonde garde une température de 70 °C à la remontée et que tout le reste de l'eau n'ait qu'une température de 11 °C (température ambiante moyenne à Aix-les-Bains). Rappelons que DAZY et al. (1987) ont calculé le taux d'eau superficielle dans l'eau thermique des sources Alun et Soufre à 57%.

- La quatrième eau est l'eau de l'aquifère du Malm chevauchant, représentée par l'eau du forage Reine-Hortense. Elle apporte une partie de la minéralisation en sodium, potassium, magnésium, sulfate, chlorure et fluorure aux eaux des sources Soufre et Alun (figures 4.5.17 et 4.5.18).

Pour la plupart des espèces chimiques, la composition des eaux des sources Alun et Soufre peut être expliquée par le mélange des quatre composantes énumérées. Pour certaines analyses par contre, les teneurs en calcium, strontium et sulfate ne sont pas plausibles avec ces quatre composantes uniquement. De plus, certains rapports Cl/Na, Cl/Ca, Cl/Mg, etc. sont également impossibles sans admettre la présence d'une cinquième composante. Cette cinquième composante de mélange est également nécessaire pour expliquer le fait que les sources Alun et Soufre peuvent contenir nettement plus de sulfate que le forage Reine-

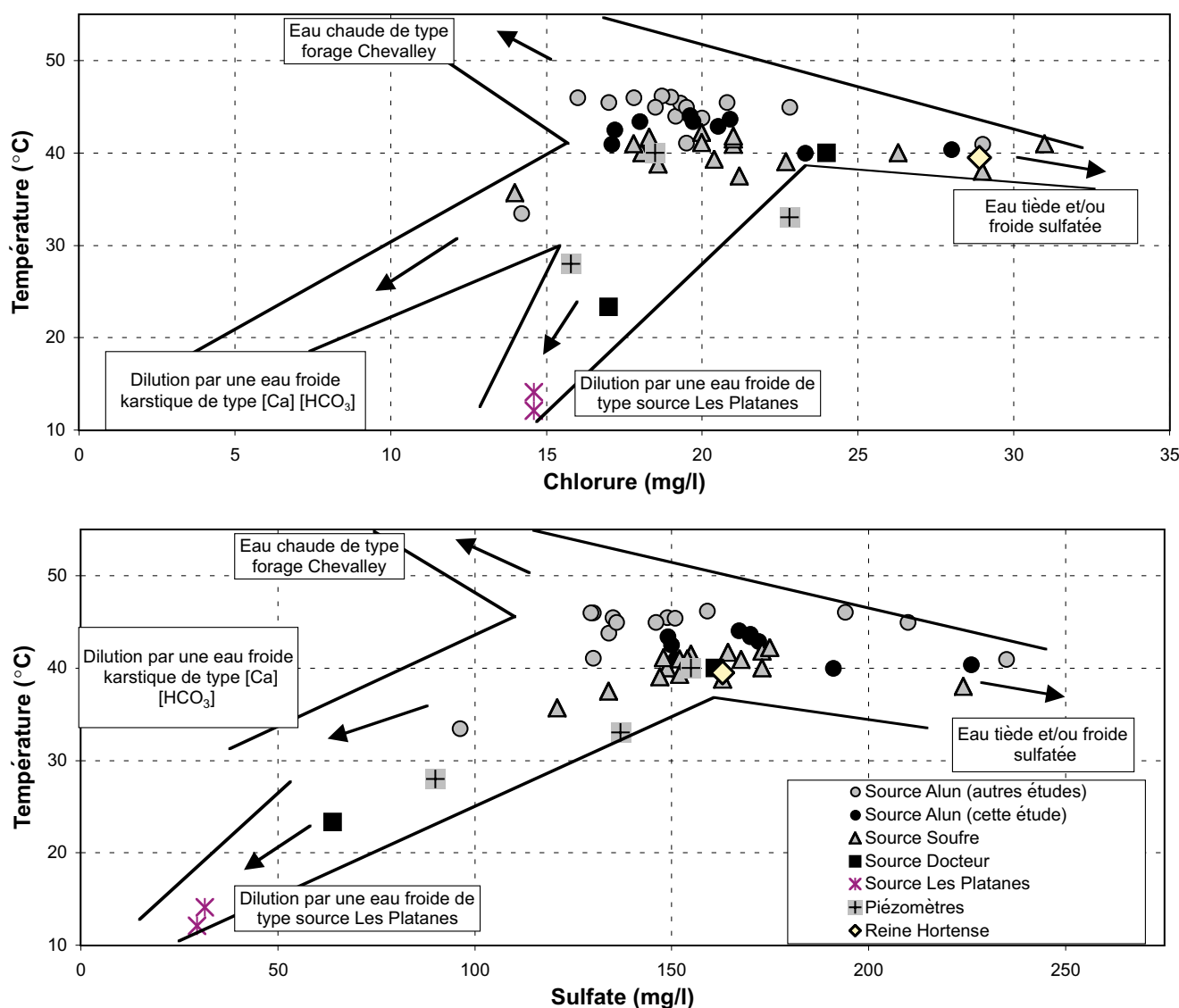


Figure 4.5.19: Le système de mélange des eaux des sources thermales Alun, Soufre et Docteur d'Aix-les-Bains. On observe le mélange entre au moins quatre, voire cinq composantes. La teneur en sulfate et chlorure de la composante «Reine Hortense» est identique à plusieurs échantillons des sources thermales et ne se différencie donc pas dans cette figure.

Hortense (figure 4.5.19). Les eaux des sources sont plus fortement diluées par une eau tritiée et donc peu profonde que le forage Reine Hortense. En même temps, elles contiennent une grande quantité d'eau de l'aquifère profond du Malm chevauché, qui est relativement pauvre en sulfate. La présence de ces deux eaux (l'eau tritiée et l'eau du Malm chevauché du forage Chevalley) diminue donc la concentration en sulfate dans les sources. Comme la concentration en sulfate dans les sources est néanmoins supérieure à celle du forage Reine-Hortense, ça signifie que nous devons admettre l'existence d'une eau qui apporte ce sulfate aux sources et qui en contient nettement plus que l'eau du forage Reine-Hortense.

La différence des teneurs en sulfate dans les sources et le forage Reine-Hortense ne peut pas être expliquée par la plus forte production de H₂S dans le forage. D'une part ce processus ne fait pas disparaître le calcium, le strontium et le fluorure, d'autre part la quantité de H₂S nécessaire pour expliquer les différences trouvées dépasse largement les teneurs analysées. Ainsi, le 23.2.1993 la différence de 91 mg/l de sulfate observée nécessiterait une teneur en H₂S de 32 mg/l en admettant que la source Alun n'en contienne pas. En réalité, l'eau du forage Reine-Hortense n'en contenait que 12.6 mg/l. A la source Alun, le H₂S n'a pas été analysé ce jour-là, mais elle contient toujours quelques mg/l de sulfures.

Pour souligner l'existence de cette cinquième composante, on peut encore mentionner que la teneur maximale en sulfate analysée à la source Alun de 235 mg/l a été analysée sur un échantillon pris le 23.2.1993. Or ce jour-là, le pompage de qualification des forages Chevalley et Reine-Hortense durait depuis deux mois avec un débit de 80 m³/h sur chacun des forages. La pression artésienne des deux aquifères du Malm chevauché et du Malm chevauchant était donc assez fortement diminuée, ce qui permettait à l'eau sulfatée de se mélanger avec une proportion plus grande à l'eau de la source Alun.

5) La cinquième eau est donc une eau sulfaté-calcique, riche en calcium et sulfate et nettement moins riche en sodium et magnésium que l'eau du forage Reine-Hortense. Les données disponibles ne nous permettent pas de décider si cette eau est froide, subthermale ou thermale. On pourrait également s'imaginer que cette eau est saturée en gypse, et dans ce cas, il ne faudrait même pas 14% de cette eau dans le mélange total pour expliquer la teneur maximale analysée de 235 mg/l de sulfate le 23.2.1993, même en l'absence totale d'eau du forage Reine-Hortense (teneur en sulfate à saturation admise à 1500 mg/l; teneur en sulfate de l'eau Chevalley de 40 mg/l). La température d'une telle eau n'influencerait donc que peu la température du mélange total. Une eau sulfatée peu profonde a été trouvée dans les couches du Crétacé dans le forage Raphy St. Simon RS4 (cf. chapitre 4.5.7.4). Cependant cette eau-là possède moins de chlorure que la composante sulfatée des sources Alun et Soufre devrait théoriquement contenir.

6) La composition chimique très semblable des eaux issues d'un aquifère constitué de calcaires assez purs, rend impossible la décision, si des eaux de type Raphy St. Simon RS3 (Crétacé) ou Raphy St. Simon RS4 (Malm) font partie des mélanges comme sixième composante ou non.

4.5.7.3 Les forages Reine-Hortense et Chevalley

L'étude des variations temporelles a mis en évidence des variations dans le chimisme des eaux des deux forages dans le temps (figures 4.5.9 et 4.5.10). A l'exception des variations non naturelles, induites par des erreurs analytiques et des restes d'acidification, l'examen attentif de ces variations fait apparaître la présence de phénomènes de mélange dans les deux forages (figures 4.5.20 et 4.5.21).

Bien que les variations du chimisme de l'eau du forage Chevalley soient très faibles, on peut observer des tendances d'alignement le long d'une droite par exemple pour les rapports entre le chlorure d'une part, le magnésium, le calcium, le sulfate et le fluorure d'autre part (figure 4.5.20). Des tendances similaires mais moins nettes à cause de l'erreur analytique plus grande des analyses du sulfate, se trouvent pour les rapports entre le sulfate d'une part, le calcium et le fluorure d'autre part (figure 4.5.21).

Ces observations peuvent être interprétées comme les indices d'un mélange entre une eau faiblement minéralisée de type [Ca, Mg][HCO₃] et une eau plus fortement minéralisée de type sulfaté-calcique et éventuellement sodique. La première composante est celle de l'aquifère du Malm chevauché, d'un chimisme typique pour un aquifère carbonaté très pur, comme l'indiquent les analyses chimiques des échantillons de roche (cf. chapitre 4.5.4).

La deuxième composante peut avoir plusieurs origines. Soit il s'agit d'un fluide encore plus profond qui remonte des couches du Trias, soit c'est une eau moins profonde telle que par exemple celle du forage Reine-Hortense, qui s'ajoute à l'eau du forage Chevalley à cause du rabattement du niveau piézométrique introduit par la production.

Une troisième hypothèse admet qu'il existe au nord d'Aix-les-Bains une zone où, par l'intermédiaire de failles ou de chevauchements, des eaux ayant lessivé du gypse de la Molasse peuvent s'infiltrer dans l'aquifère du Malm chevauché. Si une telle eau est saturée en gypse, un faible débit suffit pour être responsable des concentrations en sulfate observées. Si cette eau était encore de type chimique [Na][SO₄], comme par exemple l'eau du forage de Challes-les-Eaux (SARROT-REYNAULD, 1991) ou vraisemblablement une composante sulfatée rencontrée dans le forage St. Simon RS4 (cf. chapitre 4.5.7.4), sa concentration en sulfate pourrait atteindre plusieurs grammes par litre. En effet, l'eau du forage de Challes-les-Eaux en contient 5200 mg/l (SARROT-REYNAULD, 1991). Moins de 1% d'une eau pareille suffirait pour apporter tout le sulfate dans l'eau Chevalley.

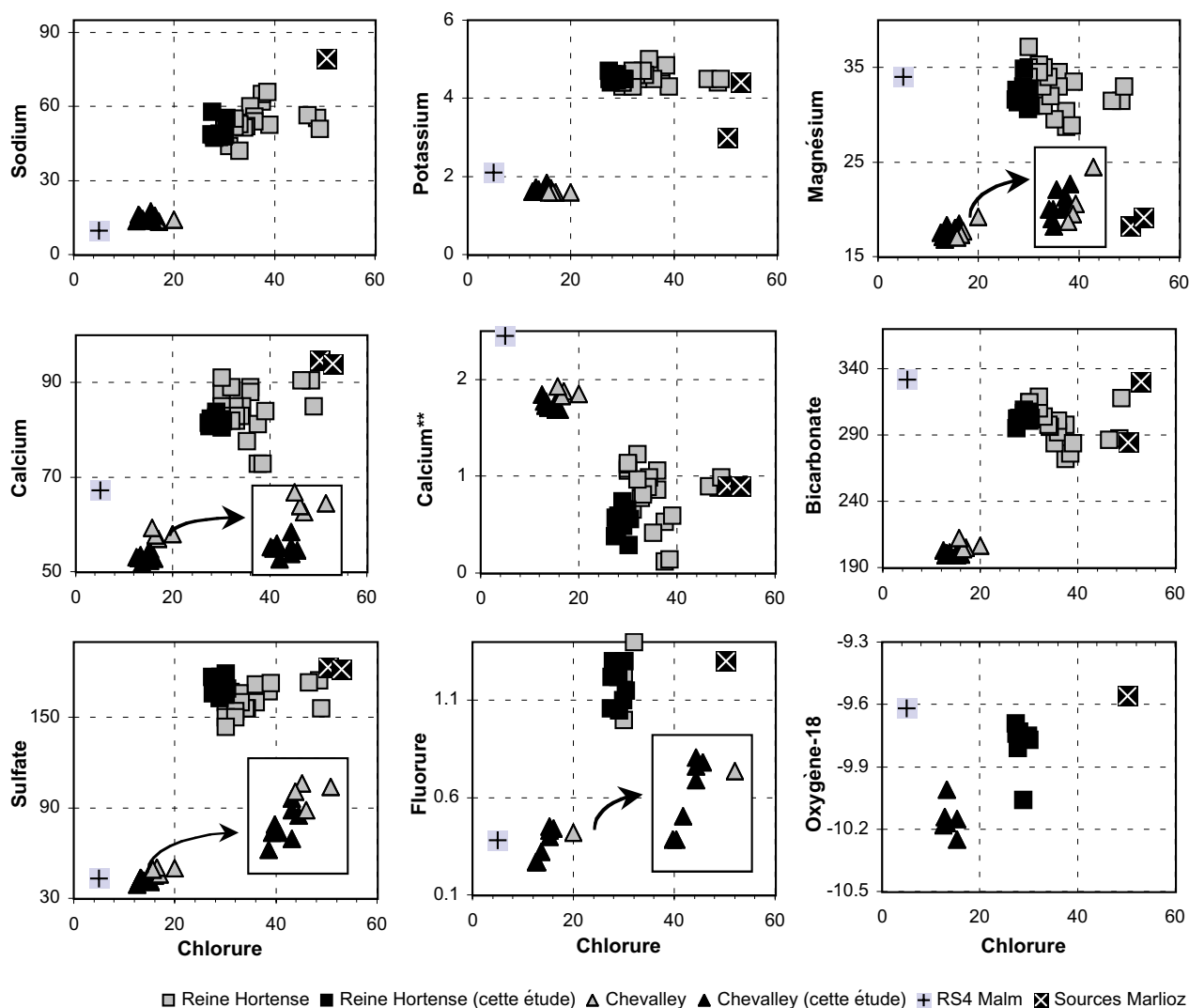


Figure 4.5.20: Rapports entre le chlorure et différents paramètres chimiques et l'oxygène-18 des eaux des forages Chevalley et Reine-Hortense, des sources de Marlioz et de l'eau thermale du Malm du forage RS4. Pour certains paramètres on peut observer des droites de mélange pour chacun des deux forages. Le paramètre «Calcium**» représente le calcium non lié au sulfate, exprimé en méq/l. Les autres concentrations sont exprimées en mg/l, l'oxygène-18 en $\delta\text{‰}$.

L'eau du forage Reine-Hortense montre des variations du chimisme plus grandes que l'eau du forage Chevalley. La présence de tritium dans l'eau Reine-Hortense prouve l'existence d'un mélange d'eaux (cf. chapitre 4.5.10.2). De plus, si l'on admet que l'eau du forage Reine-Hortense est alimentée par l'aquifère du Malm chevauché (CARFANTAN, 1994), les isotopes stables de l'eau indiquent également un mélange d'eaux (cf. chapitre 4.5.9). Un apport d'eau de l'aquifère profond du Malm chevauché serait d'ailleurs logique pour des raisons hydrauliques (cf. chapitre 4.5.6.3). En examinant les rapports entre le chlorure et le sulfate d'une part et les autres espèces chimiques d'autre part, on aperçoit des tendances à l'alignement le long de droites de mélange de certains paramètres. Cependant, les rapports de plusieurs paramètres entre eux et avec le chlorure semblent plutôt indiquer un mélange à trois, voire quatre composantes (figures 4.5.20 et 4.5.21). Ainsi le rapport entre le

sulfate et le calcium non lié au sulfate ou celui entre le chlorure et le bicarbonate indiquent des tendances linéaires alors que les rapports entre le chlorure et le magnésium ou le chlorure et le sulfate sont plutôt triangulaires ou même rectangulaires. Il est donc évident que l'eau du forage Reine-Hortense constitue également un mélange d'au moins trois composantes d'eau.

La première composante est certainement celle de l'aquifère profond du Malm chevauché, représentée par le forage Chevalley. Etant donné que la température de l'eau du forage Reine-Hortense ne montre aucun indice d'une remontée rapide d'eau plus chaude, on doit admettre que la remontée de l'eau profonde se fait lentement et par des cheminements peu perméables. De plus, la différence des potentiels hydrauliques de quelques 40 m entre les deux forages présuppose une séparation assez efficace des deux

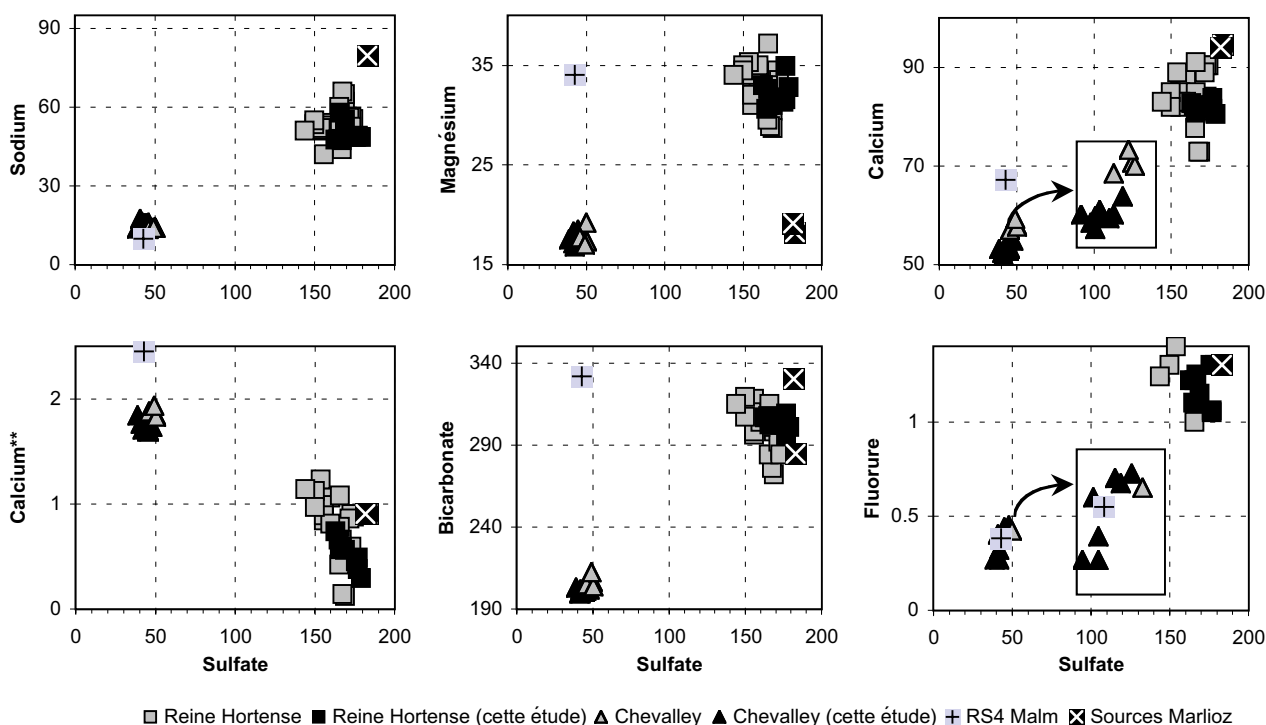


Figure 4.5.21: Rapports entre le sulfate et différents paramètres chimiques des eaux des forages Chevalley et Reine-Hortense, des sources de Marlioz et de l'eau thermique du Malm du forage RS4. Pour certains paramètres on peut observer des droites de mélange pour chacun des deux forages. Le paramètre «Calcium**» représente le calcium non lié au sulfate, exprimé en méq/l. Les autres concentrations sont exprimées en mg/l.

aquifères. L'eau qui remonte de l'aquifère profond a donc le temps d'évoluer chimiquement au contact d'autres roches que celles du Malm chevauché et en se refroidissant. Il est donc vraisemblable que cette eau dissout des minéraux carbonatés, soit soumise à un échange ionique du calcium contre le sodium et éventuellement également du calcium contre le magnésium au contact avec des argiles, et qu'elle se charge davantage en potassium et chlorure. Néanmoins, nous estimons que l'apport de cette eau vers l'aquifère du Malm chevauchant n'est pas quantitativement très important. C'est surtout la grande différence du potentiel hydraulique qui nous fait penser que l'apport d'eau de l'aquifère du Malm chevauché vers le Malm chevauchant se fait principalement par drainance, ce qui limite les quantités d'eau en jeu. De plus, la grande différence des teneurs en méthane et éthane dissous observées dans les eaux des forages Chevalley et Reine-Hortense représente également un argument indiquant la faible présence d'eau provenant de l'aquifère du Malm chevauché dans l'aquifère du Malm chevauchant. L'eau du Malm chevauchant rencontrée dans le forage Raphy St. Simon RS4, et donc dans le même aquifère exploité par le forage Reine-Hortense, ne contient qu'environ un tiers du chlorure de l'eau du forage Chevalley. Il est donc exclu qu'une grande quantité d'eau du Malm chevauché soit présente dans l'aquifère du Malm chevauchant à Raphy St. Simon, ce qui est un autre indice que l'apport d'eau plus profonde dans cet aquifère n'est pas très important.

Les deux à trois autres composantes sont difficiles à identifier. Les rapports entre le chlorure et le sulfate d'une part et les autres espèces chimiques d'autre part laissent supposer qu'une des composantes est similaire à celle qui apporte le sulfate et le chlorure aux sources Adélaïde, Esculape et Bonjean à Marlioz (figures 4.5.14 et 4.5.15). Cette eau riche en sulfate et en chlorure, a échangé une partie de son calcium contre le sodium, et ne contient que relativement peu de magnésium. En raison du mélange existant dans les sources de Marlioz, nous ne connaissons pas sa vraie composition chimique. C'est vraisemblablement cette eau-là qui apporte le tritium dans le mélange d'eaux du forage Reine-Hortense.

Une autre composante est vraisemblablement représentée par l'eau du Malm rencontrée dans le forage Raphy St. Simon RS4. Cette eau-là est riche en magnésium et bicarbonate et, par rapport à l'eau du forage Chevalley, également plus riche en calcium, sinon elle est chimiquement très semblable à l'eau Chevalley. D'après la répartition des pressions artésiennes dans l'aquifère du Malm de l'anticlinal de La Chambotte/Roche du Roi, cette eau doit s'écouler vers le forage Reine-Hortense (cf. chapitre 4.5.6.5).

Certains des rapports entre le chlorure et le sulfate d'une part et les autres espèces chimiques d'autre part laissent supposer l'existence d'une quatrième composante dans le mélange du forage Reine-Hortense. La composition chimi-

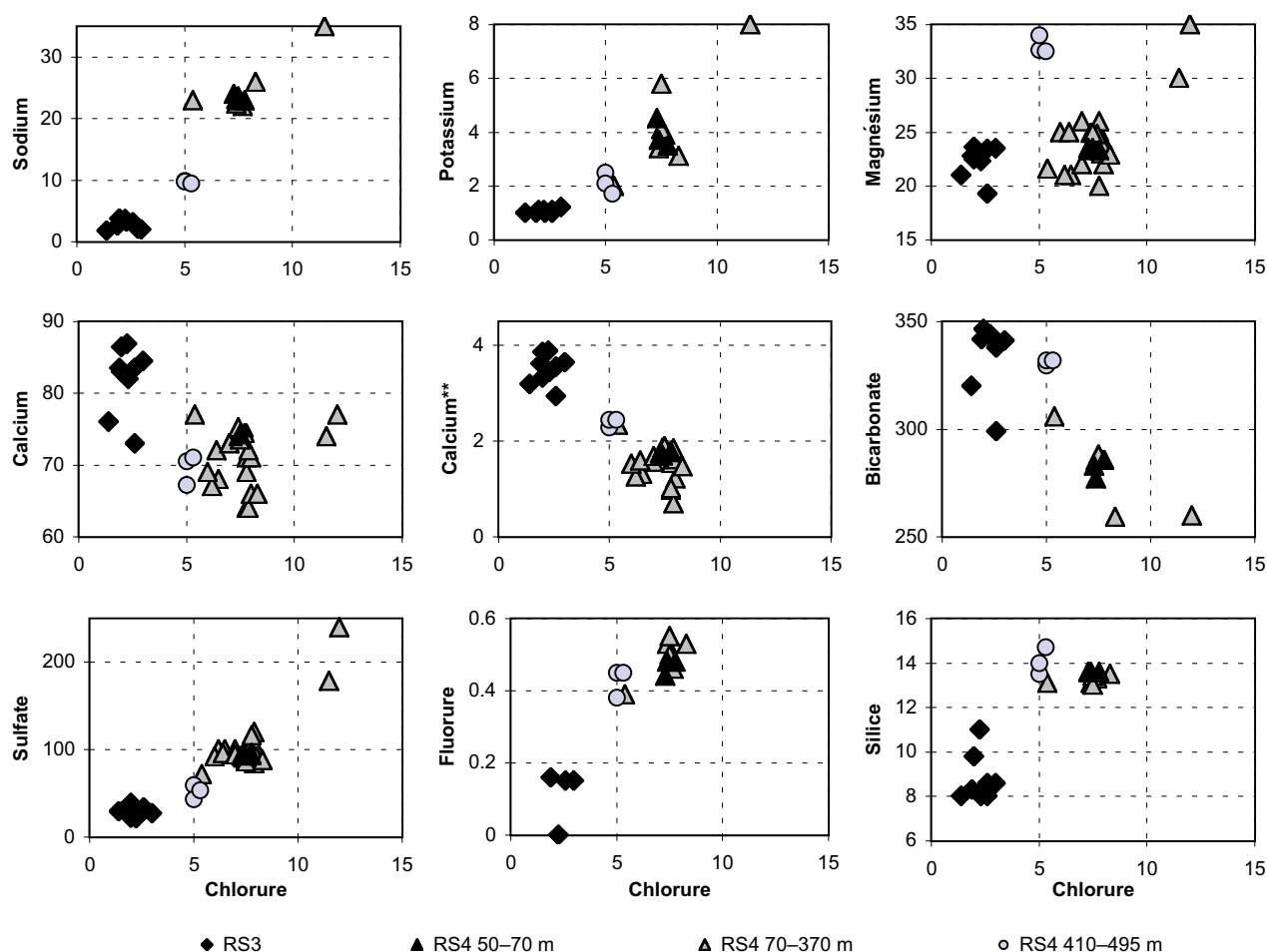


Figure 4.5.22: Rapports entre le chlorure et différents paramètres chimiques des eaux des forages Raphy St. Simon RS3 et RS4 d'Aix-les-Bains. Pour la plupart des paramètres on peut observer des droites de mélange au forage RS4. Le paramètre «Calcium**» représente le calcium non lié au sulfate, exprimé en méq/l. Les concentrations des autres espèces chimiques sont exprimées en mg/l.

que de cette eau-là ne peut pas être définie avec précision. On peut seulement conclure qu'elle doit être riche en sulfate, mais moins riche en chlorure que l'eau des sources de Marlioz. De plus cette eau contient moins de bicarbonate et le rapport entre le sulfate et le calcium non lié au sulfate indique qu'elle a été soumise à un échange ionique très important du calcium par le sodium, de sorte qu'elle pourrait même s'approcher du type chimique sodique sulfaté (figure 4.5.21). Une eau riche en sulfate et pauvre en chlorure, mais possédant une concentration en calcium inférieure à celle nécessaire pour équilibrer le sulfate a été trouvée dans le forage Raphy St. Simon RS4 dans les couches du Crétacé (BUJENITA, 1995). Malheureusement nous ne disposons à l'heure actuelle que de deux analyses incomplètes de cette eau, et il est par conséquent très difficile de juger si elle pourrait être impliquée dans le mélange d'eaux du forage Reine-Hortense.

4.5.7.4 Les eaux de Raphy St. Simon

Les analyses chimiques de l'eau Raphy St. Simon RS3 disponibles pour cette étude ne sont pas assez nombreuses

pour étudier les variations saisonnières (cf. chapitre 4.5.5.4). De plus la composition chimique de cette eau apparaît tellement stable, qu'à première vue on est tenté d'accorder les petites variations constatées du chimisme de cette eau à des erreurs analytiques. Ce n'est que par un examen plus attentif et la connaissance des différentes eaux rencontrées dans le forage récent Raphy St. Simon RS4 que des faibles mélanges entre différentes eaux sont mis en évidence même pour l'eau très stable du forage RS3. Les rapports entre le chlorure et le sulfate d'une part et les autres espèces chimiques d'autre part font apparaître certaines tendances d'alignement le long de droites de mélange (figures 4.5.22 et 4.5.23).

Bien évidemment, les variations très petites combinées aux erreurs analytiques ont tendance de masquer les effets de mélange, et pour certains paramètres on ne peut pas déceler des indices de mélange. L'eau du forage RS3 est si faiblement minéralisée (sa teneur en chlorure par exemple n'excède pas les 3 mg/l) qu'un mélange important est peu vraisemblable. On est en présence d'une eau typique d'un aquifère carbonaté pur, qui reçoit une petite quantité d'une

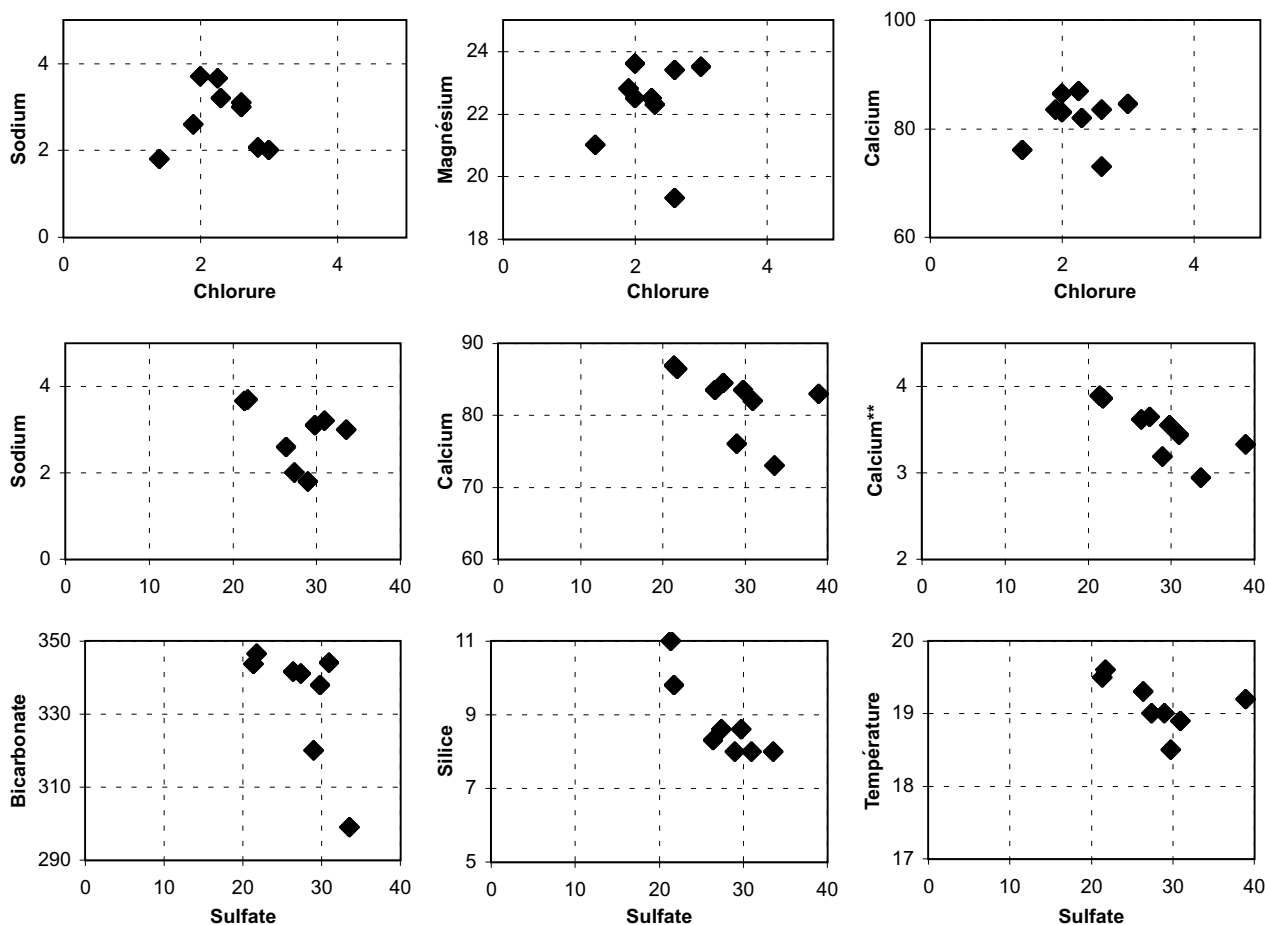


Figure 4.5.23: Rapports entre le chlorure et le sulfate d'une part et différents paramètres chimiques et la température de l'eau du forage Raphy St. Simon RS3 d'autre part. Pour plusieurs paramètres on peut observer des droites de mélange, comme par exemple entre le sulfate et la température. Le paramètre «Calcium**» représente le calcium non lié au sulfate, exprimé en mg/l. Les concentrations des autres espèces chimiques sont exprimées en mg/l, la température en °C.

eau sulfatée-calcique. Tous les indices chimiques, hydrauliques et la température démontrent que cette eau sulfatée-calcique est la même que celle rencontrée dans les couches du Crétacé du forage Raphy St. Simon RS4 (figure 4.5.22 et analyses en annexe).

La très grande ressemblance chimique des eaux RS3 (vraisemblablement du Crétacé) et RS4 du Malm à l'exception du magnésium et du calcium ne permet pas de conclure si l'eau du Malm se mélange également à l'eau RS3. Par contre cette similitude chimique et les valeurs des isotopes stables de l'eau qui pour les deux eaux sont presque identiques suggèrent une origine commune, c'est-à-dire le même bassin versant. Alors que l'eau RS3 circule assez rapidement ce dont témoigne sa teneur en tritium de 9 à 10 UT en 1994, dans l'eau du Malm du forage RS4 tout le tritium s'est désintégré, et cette eau circule donc plus lentement. Cette vitesse plus lente pourrait s'expliquer par son infiltration plus profonde par rapport à l'eau du forage RS3. Lors de son séjour souterrain plus long, l'eau de l'aquifère Malm du forage RS4 dissout plus de dolomite que l'eau RS3. Elle s'enrichit donc en magnésium et

s'appauvrit en calcium par la dissolution incongruente de la dolomite et son temps de séjour souterrain est assez long pour que tout son tritium se désintègre.

Les autres eaux rencontrées dans le forage RS4 dans les différentes couches du Crétacé sont issues d'un mélange entre une ou plusieurs composantes du type RS3 ou Malm du forage RS4 et une eau très riche voire saturée en sulfate. Cette composante sulfatée est froide, relativement pauvre en chlorure et elle ne contient pas de calcium lié au bicarbonate, ce qui signifie qu'elle est soit de type chimique $[Ca][SO_4]$, soit de type $[Ca, Na][SO_4]$. C'est cette composante sulfatée qui pourrait se retrouver dans le mélange d'eaux du forage Reine-Hortense (cf. chapitre 4.5.7.3).

4.5.8 Température du réservoir

Les seuls minéraux à l'état de saturation ou sursaturation dans les eaux thermales d'Aix-les-Bains sont la calcite, la dolomite, la barytine, la calcédoine, la kaolinite et quelques minéraux du fer. Les eaux des forages Reine-Hortense et

Chevalley sont proches de la saturation par rapport à la magnésite et/ou la dolomite non ordonnée alors que l'eau du forage Ariana est sursaturée par rapport à la barytine. L'eau du forage Chevalley est saturée par rapport au quartz, le géothermomètre de la silice indique donc la même température de 72 °C mesurée en tête de puits. Par rapport à tous les autres minéraux, les eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains sont nettement sous-saturées.

La relativement faible température des eaux thermales et minérales à l'exception de l'eau du forage Chevalley et les indices de saturation de la calcédoine très proches de zéro mettent en évidence l'équilibre de ces eaux par rapport à ce minéral et les températures indiquées par le géothermomètre du quartz ne sont donc pas significatives pour ces eaux. Tous les autres géothermomètres chimiques sont fortement influencés par la dissolution de minéraux évaporitiques et carbonatés, par l'échange ionique du calcium par le sodium, ainsi que par le mélange entre plusieurs types d'eaux (cf. chapitre 4.5.7). Les températures qu'ils indiquent ne peuvent donc pas être significatives.

Seule l'eau du forage Ariana, sursaturée par rapport à la barytine, se prête à la simulation d'une température plus élevée pour trouver celle où l'indice de saturation de ce minéral s'approche de $IS = 0$. Cette température est de 30 °C. On ne peut déterminer si cette température est significative ou si la sursaturation par rapport à la barytine n'est pas causée par le mélange de deux types d'eau différentes. Comme aucune des autres eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains est sursaturée par rapport à la barytine, il est difficile d'expliquer pourquoi l'eau Ariana serait la seule à garder une certaine sursaturation par rapport à la barytine, à cause d'une température plus élevée dans le réservoir profond.

Le géothermomètre basé sur les isotopes de l'oxygène du sulfate et de l'eau (MIZUTANI & RAFTER, 1969, cités par GIGGENBACH et al., 1983) indique une température de 76 °C pour le forage Chevalley, ce qui est très proche de la température de fond du puits qui doit se trouver vers 75 °C (CARFANTAN, 1994). Pour l'eau du forage Ariana ce géothermomètre indique une température de 98 °C. Cette température est nettement plus élevée que celle du forage profond Chevalley et ne peut donc pas être significative. Pour les eaux de la source Alun et du forage Reine-Hortense, ce même géothermomètre indique des températures de 59 et 69 °C respectivement. Ces températures se trouvent entre celle de l'eau du forage Chevalley et celles mesurées dans la source Alun et le forage Reine-Hortense. Comme ces deux eaux sont issues d'un mélange d'au moins trois composantes, il est impossible de décider, si ces températures montrent une origine profonde du sulfate ou si elles sont simplement aléatoires. Des indices hydrauliques et hydrochimiques parlent plutôt en faveur d'une origine non profonde d'au moins une partie du sulfate (cf. chapitres 4.5.6 et 4.5.7).

Le forage Chevalley produit son eau à une profondeur moyenne d'environ 2000 m avec une température de l'eau de 75 °C en profondeur (CARFANTAN, 1994). Le gradient géothermique moyen entre la surface à Aix-les-Bains et la profondeur de 2000 m dans le forage Chevalley est de 3.2 °C/100 m, et donc tout-à-fait normal, avec une température ambiante moyenne de 11 °C à Aix-les-Bains (CARFANTAN, 1994). Si l'on admet comme température ambiante moyenne les 10.6 °C mesurés à Voglans sur l'aérodrome d'Aix-les-Bains–Chambéry (altitude 235 m) des années 1983 à 1987 (MAILLET-GUY, 1989), le gradient est de 3.22 °C/100 m. En combinaison avec l'équilibre par rapport au quartz et la température de 76 °C indiquée par le géothermomètre de l'oxygène-18 du sulfate et de l'eau, ce gradient géothermique moyen démontre l'absence de remontée rapide d'un volume important d'eau plus profonde que l'aquifère du Malm chevauché, recoupé par le forage Chevalley.

Au forage Reine-Hortense une température de 46 °C a été mesurée à une profondeur de 1050 m (EBERENTZ & JERPHANION, 1990). Le gradient géothermique moyen est donc de 3.33 °C/100 m ou 3.37 °C/100 m pour une température ambiante de 11 °C ou 10.6 °C respectivement, ce qui est très proche du gradient calculé pour le forage Chevalley. Dans ce cas aussi on peut exclure une remontée rapide d'un volume important d'eau plus profonde que l'aquifère du Malm chevauchant recoupé par le forage Reine-Hortense. La température maximale de 46 °C de l'eau de la source Alun, combinée à des pertes de température par mélange avec une eau relativement froide et par conduction lors de la remontée laissent supposer une température du réservoir profond bien supérieure à 50 °C. Calculé avec le gradient géothermique obtenu pour le forage Reine-Hortense, cela signifie que la composante chaude de la source Alun remonte d'une profondeur plus grande que 1200 m. On doit donc admettre que c'est l'eau de l'aquifère du Malm chevauché qui alimente la source Alun.

Le forage Ariana ne montre pas non plus un gradient géothermique moyen élevé. Avec une température maximale de 18.7 °C mesurée en tête de puits et en admettant que cette température soit de 19 °C à la profondeur de 225 m/sol où l'eau entre dans le forage, le gradient calculé est de 3.56 °C/100 m ou 3.73 °C/100 m pour une température ambiante soit de 11 °C soit de 10.6 °C respectivement. En tenant compte des incertitudes sur les mesures de température, ce gradient géothermique moyen n'est pas significativement différent de celui calculé pour le forage Reine-Hortense. Une remontée rapide de l'eau Ariana d'une plus grande profondeur peut donc être exclue, comme dans les cas des forages Reine-Hortense et Chevalley. Néanmoins, la légère augmentation du gradient géothermique moyen du bas vers le haut (Chevalley – Reine-Hortense – Ariana) est tout-à-fait logique si on prend en considération les gradients hydrauliques qui témoignent d'une remontée de l'eau la plus profonde de l'aquifère du Malm chevauché vers les aquifères sus-jacents du Malm chevauchant et du Crétacé.

Tableau 4.5.4: Valeurs moyennes des isotopes stables et altitude de recharge des eaux d'Aix-les-Bains calculée avec les différentes relations altitude/isotopes stables existant dans la littérature et définies dans cette étude (cf. chapitre 3.2.1.1).

	Source Esculape	Forage Ariana	Source Les Platanes	Source Alun	Forage Reine Hortense	Forage Chevalley	Forage St. Simon RS3	Source La Meunaz
^2H	-66.35 ± 0.21	-66.89 ± 1.54	-63.50 ± 2.26	-68.34 ± 1.31	-70.90 ± 1.32	-71.15 ± 1.10	-67 ± 1.39	-70.45 ± 4.88
^{18}O	-9.12 ± 0.08	-9.23 ± 0.15	-8.64 ± 0.16	-9.76 ± 0.09	-9.79 ± 0.12	-10.15 ± 0.08	-9.74 ± 0.19	-10.29 ± 0.59
excédent de deutérium dex	8.43 ± 0.48	8.78 ± 0.74	7.35 ± 0.99	11.70 ± 1.56	9.40 ± 1.04	12.08 ± 0.68	12.37 ± 0.53	13.93 ± 0.01
nombre d'analyses	2	7	2	7	7	6	3	2
Equation	Altitude (m)							
1)	460	510	220	780	800	970	770	1050
2)	610	640	430	730	880	900	650	860
3)	280	340	10	630	650	850	620	930
4)	240	280	60	470	480	610	460	660
5)	400	420	260	490	600	620	430	580
6)	340	380	180	550	560	680	550	730
7)	700	730	540	900	920	1030	900	1080
8)	700	730	550	810	950	960	740	920
9)	670	720	500	1180	820	1240	1360	1500
10)	350	380	200	560	560	680	550	720
11)	610	630	500	690	800	800	640	780

1) KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Jura central (^{18}O). 2) KULLIN & SCHMASSMANN (1991), Jura central (^2H). 3) BLAVOUX et al. (1979), Jura central et français (^{18}O). 4) VUATAZ (1982), Jura, Plateau suisse et alpes (^{18}O). 5) VUATAZ (1982), Jura, Plateau suisse et alpes (^2H). 6) d'après BLAVOUX (1978), Préalpes lémaniques, Thonon/Evian (^{18}O). 7) MURALT (cette étude), région d'Yverdon-les-Bains (^{18}O). 8) MURALT (cette étude), région d'Yverdon-les-Bains (^2H). 9) MURALT (cette étude), région d'Yverdon-les-Bains (dex). 10) BORTOLAMI et al. (1978), Alpes Maritimes, Val Corsaglia, Italie (^{18}O). 11) BORTOLAMI et al. (1978), Alpes Maritimes, Val Corsaglia, Italie (^2H).

Le forage Raphy St. Simon RS3 fournit une eau à 19.5°C . Son débit assez faible (1.5 l/s) permet d'admettre que l'eau a perdu quelques degrés lors de sa remontée vers la surface (la profondeur du forage RS3 est seulement de 32 m). Si l'on ajoute 2 à 3°C à la température de l'eau St. Simon et que l'on prend le gradient géothermique moyen calculé pour le forage Reine-Hortense ($3.3^\circ\text{C}/100\text{ m}$), on peut calculer une profondeur maximale de l'écoulement de 350–400 m, c'est-à-dire toujours dans les calcaires du Crétacé (Hauterivien, Valanginien).

4.5.9 Zone d'alimentation et conditions d'infiltration

4.5.9.1 Zone d'alimentation

Plusieurs hypothèses existent quant à la zone d'alimentation des eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains (cf. chapitre 4.5.1). Comme nous avons pu le démontrer au chapitre 4.5.7, il n'est pas possible d'attribuer à une zone uniquement le rôle de bassin versant pour toutes ces eaux. Au contraire, il faut admettre plusieurs bassins versants dont les eaux se mélangent dans la zone d'exutoire que

constitue la région entre St. Simon, les Thermes nationaux et Marlioz. Ces mélanges d'eaux ont pu être mis en évidence par des arguments hydrauliques, hydrochimiques et à l'aide des isotopes radioactifs.

Les structures géologiques, la stratigraphie et les résultats des forages La Tailla-1 (ESSOREP, 1976) et Chevalley (EBERENTZ et al., 1993) mettent en évidence le rôle important que joue le Malm chevauché de l'anticlinal du Mont du Chat/Montagne de La Charve dans la circulation des eaux thermales d'Aix-les-Bains. Il est donc logique d'admettre l'alimentation principale de cette circulation thermique dans les affleurements du Malm de la chaîne du Mont du Chat/Montagne de La Charve, bien qu'une alimentation au moins partielle dans un bassin versant différent ne peut à priori être exclue. Bien que les sédiments de la Molasse du synclinal de l'Albanais soient peu perméables, la composition chimique des eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains et les isotopes du soufre suggèrent une alimentation partielle dans cette région (cf. chapitres 4.5.4 et 4.5.7). De plus il est évident que la partie des eaux d'Aix-les-Bains qui contient du tritium doit s'infiltrer dans les couches de l'Urgonien et/ou du Malm de la chaîne de La Chambotte/La

Tableau 4.5.5: Relations approximatives entre les isotopes stables de l'eau et l'altitude moyenne du bassin versant de la Région d'Aix-les-Bains, déterminées avec deux altitudes moyennes différentes du bassin versant de l'eau du forage Chevalley. Pour la définition des équations cf. texte.

Paramètre	Equation (alt. b.v. Chevalley = 900 m)	Equation (alt. b.v. Chevalley = 1000 m)
Oxygène-18	$\delta^{18}\text{O} = -0.00263 \cdot \text{altitude} - 7.79$	$\delta^{18}\text{O} = -0.00224 \cdot \text{altitude} - 7.91$
Deutérium	$\delta^2\text{H} = -0.0133 \cdot \text{altitude} - 59.2$	$\delta^2\text{H} = -0.0113 \cdot \text{altitude} - 59.82$
Excédent de deutérium	$\text{dex} = 0.0082 \cdot \text{altitude} + 4.68$	$\text{dex} = 0.007 \cdot \text{altitude} + 5.07$

Tableau 4.5.6: Altitudes moyennes du bassin versant des eaux d'Aix-les-Bains calculées avec les équations déduites des analyses isotopiques des eaux Chevalley et Les Platanes.

Paramètre	Source Esculape	Forage Ariana	Source Alun	Forage Reine-Hortense	Forage St. Simon RS3	Source La Meunaz
Oxygène-18	500–540	550–590	750–830	760–840	740–820	950–1060
Deutérium	540–580	580–620	690–750	880–980	590–630	850–940
Excédent de deutérium	460–480	500–530	860–950	580–620	1000–1040	1130–1260

Roche du Roi ou peut-être également dans les terrains meubles et molassiques des environs proches d'Aix-les-Bains. Par contre, il semble qu'une alimentation par de l'eau venant du massif subalpin des Bauges (Nivolet/Revard) peut être exclue pour des raisons structurales (MORET & SCHNEIDER, 1934; NICLOUD, 1980).

Les analyses des isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^2H) devraient nous aider à tester les hypothèses sur les origines des eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains. Toutefois, pour l'interprétation des ces valeurs nous affrontons quelques difficultés. Tout d'abord nous ne disposons d'aucune relation entre les isotopes stables et l'altitude du bassin versant établie pour la région d'Aix-les-Bains. La position géographique spéciale de cette région coïncée entre le Jura, les chaînes subalpines et le bassin molassique ainsi que la proximité du lac du Bourget influencent certainement la composition isotopique des précipitations. De plus, une certaine influence des précipitations méditerranéennes pourrait se faire remarquer dans la région d'Aix-les-Bains. Nous devons donc à priori admettre qu'aucune des relations isotopes/altitude citées dans la littérature et établies dans cette étude n'est vraiment valable pour la région d'Aix (cf. chapitre 3.2.1.1). Les altitudes moyennes des zones d'alimentation calculées à l'aide des différentes relations entre l'altitude du bassin versant et les teneurs en isotopes stables de l'eau se trouvent au tableau 4.5.4.

Si l'on admet que la plus grande partie de l'eau du forage Chevalley s'est infiltrée sur le flanc oriental de l'anticlinal de la montagne de La Charve, et que cette eau correspond à un mélange homogène des eaux infiltrées sur toute la surface représentée par les affleurements du Malm, celle-ci

devrait atteindre une altitude moyenne de quelques 900 m (CARFANTAN, 1994). La présence de ^{14}C dans l'eau du forage Chevalley nous permet de conclure, que cette eau s'est infiltrée après la fin de la dernière glaciation du Würm, et donc dans des conditions climatiques similaires des nôtres (cf. chapitre 4.5.10). Comparées avec cette altitude moyenne des affleurements du Malm de la montagne de La Charve, les altitudes calculées avec les équations de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) pour le Jura central suisse et celle de BLAVOUX et al. (1979) sont remarquablement proches (850–975 m), alors que celles définies dans cette étude pour la région d'Yverdon-les-Bains produisent des altitudes un peu trop élevées (962–1236 m).

Toutes les autres équations sous-estiment l'altitude moyenne du bassin versant. En admettant que l'eau de la petite source froide Les Platanes à Marlioz s'infilte non loin de son émergence (altitude d'environ 270 m), on peut estimer l'altitude moyenne de son bassin d'alimentation entre 300 et 350 m. En combinaison avec une altitude de 900 m pour le forage Chevalley, on obtient un gradient isotopique tout à fait normal de 0.26‰ par 100 m pour l'oxygène-18 et de 1.33‰ pour le deutérium. Si nous admettons une altitude moyenne du bassin versant de l'eau du forage Chevalley de 1000 m, les gradients isotopiques de l'oxygène-18 et du deutérium sont respectivement de 0.22‰ par 100 m et de 1.13‰ par 100 m, donc également tout à fait normales. Donc, en l'absence d'autres données isotopiques pour la région d'Aix-les-Bains, on peut se permettre d'établir à partir des eaux du forage Chevalley et de la source Les Platanes des équations qui expriment la relation entre les isotopes stables de l'eau et l'altitude moyenne du bassin versant. Ces équations se trouvent au tableau 4.5.5.

Tableau 4.5.7: Résultats des analyses de gaz des eaux thermales et minérales d'Aix. Les résultats sont indiqués en cm^3 STP/g d'eau. Le CO_2 correspond à la somme totale du carbone inorganique dissous (TDIC).

Echantillon	N_2	O_2	CO_2	CH_4	He	Ne	Ar	Kr	Xe
Chevalley; AC-3	$1.10 \cdot 10^{-2}$	$1.6 \cdot 10^{-4}$	$8.34 \cdot 10^{-2}$	$1.50 \cdot 10^{-4}$	$2.62 \cdot 10^{-6}$	$1.04 \cdot 10^{-6}$	$2.30 \cdot 10^{-4}$	n.d.	n.d.
Chevalley; AC-6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	$2.89 \cdot 10^{-6}$	$2.75 \cdot 10^{-7}$	$3.62 \cdot 10^{-4}$	$7.87 \cdot 10^{-8}$	$1.12 \cdot 10^{-8}$
Reine-Hortense; AH-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	$8.40 \cdot 10^{-6}$	$3.70 \cdot 10^{-7}$	n.d.	n.d.	n.d.
Reine-Hortense; AH-6 ¹⁾	$8.20 \cdot 10^{-2}$	$2.23 \cdot 10^{-3}$	$1.19 \cdot 10^{-1}$	$2.1 \cdot 10^{-4}$	$7.40 \cdot 10^{-6}$	$3.65 \cdot 10^{-7}$	$1.17 \cdot 10^{-3}$	n.d.	n.d.
Ariana; AM-2	$3.00 \cdot 10^{-2}$	$1.0 \cdot 10^{-4}$	$1.60 \cdot 10^{-1}$	$1.00 \cdot 10^{-5}$	$7.41 \cdot 10^{-6}$	$3.77 \cdot 10^{-7}$	$4.40 \cdot 10^{-4}$	n.d.	n.d.
Ariana; AM-6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	$4.26 \cdot 10^{-6}$	$3.23 \cdot 10^{-7}$	$4.73 \cdot 10^{-4}$	$1.00 \cdot 10^{-7}$	$1.32 \cdot 10^{-8}$

¹⁾ L'échantillon pour les gaz abondants a été contaminé par l'air. Les gaz abondants ont été corrigés pour la présence de 2.23 cm^3 STP d'oxygène, admis comme provenant entièrement de cette contamination. L'échantillon pour l'ensemble des gaz nobles a également été contaminé, et seule une analyse de l'hélium et du néon a pu être réalisée. L'enrichissement en azote et vraisemblablement en argon est due au fait qu'à la tête de puits le forage est mis sous pression d'azote pour éviter des problèmes de corrosion.

Les altitudes calculées avec les équations déduites des analyses isotopiques des deux eaux Chevalley et Les Platanes se trouvent au tableau 4.5.6. Ces altitudes coïncident très bien avec les valeurs obtenues au moyen des équations de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) pour le Jura central suisse. Pour les eaux des Thermes de Marlioz cela signifie que la majeure partie de l'eau de la source Esculape et du forage Ariana ne peuvent pas provenir de l'aquifère profond du Malm chevauché représenté par l'eau du forage Chevalley. On doit plutôt admettre que ces eaux sont alimentées pour plus que 50% de leur débit par un aquifère dans les roches du Crétacé de la région Aix-les-Bains/Mouxy ou même plus au nord d'Aix-les-Bains dans la chaîne de La Chambotte, ou encore à travers les sédiments de la Molasse du bassin de l'Albanais. Si dans les sources et le forage Ariana de Marlioz de l'eau de l'aquifère du Malm chevauché (eau de type forage Chevalley) est présente en quantité notable, l'altitude moyenne du bassin versant de la composante de mélange provenant de l'aquifère du Crétacé de Marlioz doit être nettement inférieure aux 500–600 m déduites comme altitude moyenne du bassin versant du mélange d'eaux total.

Les sources Alun et Soufre contiennent au maximum 50% d'une eau identique à celle du forage Chevalley (cf. chapitres 4.5.7.2 et 4.5.10.2). En admettant que l'autre moitié de l'eau soit différente de celle rencontrée dans le forage Chevalley, l'altitude moyenne du bassin versant de cette dernière serait donc de quelques 600–650 m. Un bassin versant de cette altitude doit être cherché au nord d'Aix-les-Bains dans l'anticlinal de La Chambotte.

Pour le forage Reine-Hortense on doit également admettre un apport non négligeable d'une autre eau que celle représentée par le forage Chevalley (cf. chapitres 4.5.7.3 et 4.5.10.2). L'altitude moyenne calculée du bassin versant de

l'eau du forage Reine-Hortense est de 750–850 m d'après l'oxygène-18 et de 880–980 m d'après le deutérium. La moyenne des deux altitudes calculées est de 820–920 m, ce qui est environ 100 m plus bas que l'altitude admise de l'eau Chevalley (900–1000 m). Si l'eau du forage Reine Hortense constitue un mélange entre l'eau Chevalley et une (ou plusieurs) autre eau(x), l'altitude du bassin versant de cette dernière doit donc être inférieure à 820–920 m, ce qui nous amène à chercher l'origine de cette eau également au nord d'Aix-les-Bains dans l'anticlinal de La Chambotte.

L'altitude moyenne de l'eau St. Simon RS3 autour de 600 à 800 m est également compatible avec l'alimentation dans la chaîne de La Chambotte. L'alimentation pourrait se faire dans les couches du Crétacé du Mont de Corsuet entre Aix-les-Bains et St. Germain-La Chambotte. Les valeurs des isotopes stables de l'eau du Malm du forage RS4 (analyse non représentée dans le tableau 4.5.4) sont pratiquement identiques aux valeurs de l'eau RS3. On doit donc admettre un bassin d'alimentation similaire, éventuellement même identique pour les deux eaux.

4.5.9.2 Conditions d'infiltration

La température ambiante moyenne lors de l'infiltration des eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains a été déterminée par l'analyse des gaz nobles des forages Reine-Hortense et Chevalley des Thermes nationaux et du forage Ariana des Thermes de Marlioz. Cependant, pour des raisons inhérentes au captage et à l'échantillonnage, notamment à cause de l'ajout d'azote en tête de puits, les gaz de l'eau du forage Reine-Hortense ont été trop fortement contaminés par de l'air pour donner des résultats significatifs. Le rapport azote/argon est de 48 pour l'eau Chevalley et 68 pour le forage Ariana (tableau 4.5.7).

Alors que la valeur de l'eau Chevalley est assez proche de celle d'une eau saturée en gaz à l'équilibre avec l'atmosphère (rapport autour de 38), la valeur de l'eau du forage Ariana est trop élevée. Ce rapport azote/argon élevé de l'eau du forage Ariana peut être expliqué par la dénitrification et/ou la décomposition de matière organique dans l'aquifère. Cette eau étant également riche en iode et bromure, l'hypothèse de la décomposition de matière organique semble la plus plausible. Les analyses du CO₂ confirment la mesure du pH et l'analyse du bicarbonate. Les faibles teneurs en oxygène des eaux des forages Chevalley et Ariana sont l'indice d'une petite contamination par de l'air lors du prélèvement. Pour les échantillons du forage Reine-Hortense, la présence assez élevée d'oxygène confirme la contamination lors du prélèvement.

Le méthane (CH₄) est présent dans tous les échantillons. C'est le forage Chevalley, qui présente la plus grande concentration de méthane de tous les échantillons analysés à Aix-les-Bains et l'ensemble de cette étude. Dans la même eau, 9·10⁻⁶ cm³ STP d'éthane (C₂H₆) ont été analysés. La présence de ces deux hydrocarbures gazeux pourrait être liée à l'existence de réservoirs d'hydrocarbures en profondeur. Il est intéressant à noter que l'eau du forage Reine-Hortense ne contient que 14% de la teneur en méthane et 16% de la teneur en éthane de l'eau du forage Chevalley.

Cette grande différence est un argument de plus pour affirmer qu'une grande partie de l'eau du forage Reine-Hortense ne provient pas de l'aquifère du forage Chevalley, sauf si on admettait un dégazage très important de l'eau de l'aquifère du Malm chevauché lors de la remontée à cause de la pression hydrostatique moins élevée dans l'aquifère du Malm chevauchant sus-jacent. Ce dégazage devrait pourtant également toucher les gaz nobles hélium et néon. Or les concentrations de ces deux gaz dans l'eau Reine-Hortense sont nettement supérieures à celles du forage Chevalley. Si l'eau de l'aquifère du Malm chevauché est vraiment soumis à un certain dégazage lors de la remontée, ces gaz ne s'échappent donc pas dans l'atmosphère mais sont retenus dans les aquifères sus-jacents, ce qui devrait également être le cas pour le méthane et l'éthane.

L'eau du forage Ariana est encore plus pauvre en méthane et en éthane que celle du forage Reine-Hortense, et une présence élevée d'eau de l'aquifère Chevalley dans l'eau du forage Ariana est donc peu vraisemblable. Après les corrections pour l'air en excès et la solubilité plus faible des gaz nobles à l'altitude de recharge admise des eaux (cf. paragraphe précédent), les quatre gaz nobles néon, argon, krypton et xénon donnent des températures d'infiltration très différentes pour les eaux Chevalley et Ariana (tableau 4.5.8).

Avec une température ambiante moyenne à Aix-les-Bains de 11 °C pour une altitude de quelques 280 m (CARFANTAN, 1994) et un gradient de température de 0.5 °C par 100 m d'altitude, la température d'infiltration de 7.6 °C pour l'eau du forage Ariana est d'environ 2 °C trop basse par rapport à la température vraisemblable à l'altitude moyenne de 550 m indiquée par les isotopes stables. Comme l'eau Ariana est une eau post-glaciaire dont la plus grande partie a moins de 50 ans, cette température ne peut guère être expliquée par un climat plus froid qu'aujourd'hui (cf. chapitre 4.5.10.1). L'augmentation de la température de l'argon vers le krypton et le xénon permet de postuler l'hypothèse d'un enrichissement préférentiel de l'eau Ariana en gaz nobles légers, alors que les gaz nobles lourds ne sont que peu ou pas du tout enrichis (cf. chapitre 3.3.2). En faveur de cette hypothèse, on peut aussi remarquer le fort enrichissement en hélium de l'eau Ariana (cf. chapitre 4.5.10.1). Trois hypothèses peuvent être postulées pour expliquer cet enrichissement en gaz nobles légers:

- 1) L'échantillon a été contaminé par de l'air lors du prélèvement. Comme la très faible présence d'oxygène dans l'analyse des gaz abondants prouve l'absence d'une contamination atmosphérique importante lors du prélèvement, cette hypothèse n'est pas valable.
- 2) Lors de l'infiltration, l'eau du forage Ariana a entraîné autant d'air en excès, que le procédé de correction pour cet air en excès n'arrive pas à corriger tout l'excès. Par conséquent les gaz nobles légers indiquent des températures trop basses.
- 3) La remontée d'eau de l'aquifère profond du forage Chevalley alimente les sources thermales d'Aix-les-

Tableau 4.5.8: Températures d'infiltration des eaux des forages Chevalley et Ariana, déduites des teneurs en gaz nobles. Les quantités de gaz nobles dissous ont été corrigées pour l'air en excès et pour l'effet d'altitude. Les gaz nobles sont exprimés en cm³ STP/g d'eau et les températures en °C. L'analyse de l'eau Reine-Hortense ayant été contaminée lors du prélèvement n'est pas utilisée ici; l'analyse de l'eau Chevalley indique un dégazage avant le prélèvement (cf. texte).

Echantillon		Néon	Argon	Krypton	Xénon	Moyenne
Ariana; AM-6	Quantité mesurée	3.23·10 ⁻⁷	4.73·10 ⁻⁴	1.00·10 ⁻⁷	1.32·10 ⁻⁸	
	Quantité corrigée	1.971·10 ⁻⁷	4.083·10 ⁻⁴	0.921·10 ⁻⁷	1.260·10 ⁻⁸	
	Température calculée	7.63	5.27	7.77	9.86	7.6 ± 1.6
Chevalley; AC-6	Quantité mesurée	2.75·10 ⁻⁷	3.62·10 ⁻⁴	0.787·10 ⁻⁷	1.12·10 ⁻⁸	
	Quantité corrigée	1.777·10 ⁻⁷	3.12·10 ⁻⁴	0.726·10 ⁻⁷	1.073·10 ⁻⁸	
	Température calculée	14.84	15.83	15.13	13.54	14.8 ± 0.8

Bains, et dans une proportion moindre les forages Reine-Hortense et Ariana. On peut donc s’imaginer un certain dégazage de cette eau lors de la remontée dans des fissures ouvertes. Ce dégazage toucherait de préférence les gaz nobles légers, qui pourraient donc s’enrichir dans les eaux thermales de moindre profondeur tels que Ariana, Reine-Hortense et Alun. Cette hypothèse est appuyée par la température d’infiltration calculée pour l’eau du forage Chevalley. Celle-ci est de 14.8 °C pour une altitude moyenne du bassin versant de 900 à 1000 m, ce qui est évidemment trop élevé. Pour l’échantillon du forage Chevalley on doit donc admettre un dégazage des gaz nobles, ce qui est également souligné par la diminution de la température calculée de l’argon vers le krypton et le xénon. On observe donc un léger fractionnement qui fait que les gaz légers (hélium, néon, argon) sont plus fortement appauvris que les gaz lourds (krypton, xénon). Ce dégazage peut aussi se produire dans le forage lui-même lors de la détente de l’eau après son passage dans la pompe immergée.

En résumé on peut conclure que les deux échantillons de gaz nobles des forages Ariana et Chevalley sont influencés par des phénomènes d’enrichissement (Ariana) et d’appauvrissement (Chevalley) en gaz nobles. Les températures calculées pour le xénon sont les plus proches de la réalité parce que ce gaz est le moins fortement influencé par ces

Tableau 4.5.9: Analyses du tritium et des isotopes du carbone dans les eaux de Marlioz.

Source/ Forage	Date	Tritium (UT)	¹⁴ C (pcm)	δ ¹³ C (‰)
Esculape	17.10.1975	42 ± 4	n.d.	n.d.
Esculape	1979/1980 ¹⁾	29 ± ?	n.d.	n.d.
Esculape	8.2.1993	17 ± 3	n.d.	n.d.
Esculape AE-1	28.9.1994	12.9 ± 1.4	n.d.	n.d.
Esculape AE-2	30.1.1995	15.1 ± 1.3	n.d.	n.d.
Bonjean	17.10.1975	72 ± 6	n.d.	n.d.
Bonjean	8.2.1993	18 ± 3	n.d.	n.d.
Ariana	8.2.1993	16 ± 3	n.d.	n.d.
Ariana AM-1	16.7.1993	16.4 ± 2.4	n.d.	n.d.
Ariana AM-2	9.9.1993	16.4 ± 1.5	39.2 ± 0.4	-8.06
Ariana AM-3	29.3.1994	14.1 ± 1.0	n.d.	n.d.
Ariana AM-4	26.5.1994	14.7 ± 1.3	n.d.	n.d.
Ariana AM-6	28.9.1994	12.2 ± 1.6	45.5 ± 0.8	-10.9
Ariana AM-8	30.1.1995	11.7 ± 1.3	n.d.	n.d.
Ariana AM-9	3.4.1995	12.8 ± 1.6	n.d.	n.d.

¹⁾ Cette analyse tirée de GRIMAUD (1987), n’indique pas de date précise, mais il a effectué ses prélèvements entre le printemps 1979 et l’automne 1980.

phénomènes. Ainsi la température de 9.86 °C du xénon est tout-à-fait compatible avec l’altitude moyenne de 550 m du bassin versant de l’eau du forage Ariana déduit des teneurs en isotopes stables de l’eau. Pour le forage Chevalley la température du xénon calculé avec la quantité analysée de ce gaz sans correction pour l’air en excès est de 12.2 °C. Elle est donc toujours trop élevée de quelques 5 °C par rapport à la température moyenne admise pour l’altitude du bassin versant de 900 à 1000 m et plus élevée que la température à Aix-les-Bains.

Pour toutes les eaux d’Aix-les-Bains analysées dans cette étude, les isotopes stables de l’eau ne fournissent aucun indice suggérant l’infiltration dans des conditions climatiques plus froides qu’aujourd’hui. On peut donc admettre que toutes ces eaux se sont infiltrées entre la fin de la dernière glaciation (10’000 à 13’000 ans) et aujourd’hui.

4.5.10 Temps de séjour souterrain

4.5.10.1 Les eaux de Marlioz

Le débit des sources sulfureuses de Marlioz est si petit, qu’un temps de séjour souterrain moyen très élevé serait à priori plausible (écoulement très lent dans un aquifère peu perméable). Cependant, les teneurs assez élevées en tritium interdisent un temps de séjour souterrain très long de la plus grande partie des eaux des sources Bonjean et Esculape ainsi que du forage Ariana.

Tritium

Nous avons pu démontrer que les eaux des Thermes de Marlioz sont issues d’un mélange d’au moins trois composantes d’eau et que ce mélange n’est pas stable dans le temps (cf. chapitres 4.5.5.1 et 4.5.7.1). Comme il n’est pas possible de quantifier les différentes composantes d’eau, la datation à l’aide du tritium restera toujours un peu ambiguë. La seule possibilité est de traiter les sources comme si les mélanges étaient stables dans le temps et qu’il n’avait que deux composantes isotopiquement différentes. Ainsi toute modélisation ne fournit qu’un temps de séjour souterrain moyen approximatif, et beaucoup d’autres simulations seraient également possibles et fourniraient des résultats physiquement plausibles et mathématiquement justes.

Pour les sources Esculape et Bonjean nous disposons de mesures du tritium des années 1975 (DAZY, communication personnelle), 1979 ou 1980 (GRIMAUD, 1987), 1993 (CODEF INGÉNIERIE, 1993) et 1994/1995 de notre étude. Les valeurs sont données dans le tableau 4.5.9.

L’âge radiométrique moyen de l’eau de la source Bonjean calculé avec un modèle de type exponentiel (EM) est de 52 ans, alors que pour la source Esculape le même modèle fournit un âge moyen de 101 ans. Les sources étant la résultante de mélanges entre plusieurs eaux, cette différence d’âge radiométrique moyen reflète des différences

dans le mélange des deux sources. Il est donc évident que la source Bonjean est plus fortement diluée par de l'eau plus récente et donc plus fortement tritiée que la source Esculape, ce qui se reflète également dans le chimisme des deux sources (cf. chapitre 4.5.7.1). Comme il est impossible de séparer les différentes composantes de mélange dans les sources de Marlioz, nous ne pouvons exclure la possibilité que ces eaux représentent le mélange d'une eau récente avec une eau très ancienne et donc dépourvue de tritium, ou entre plusieurs types d'eau dont les modes d'écoulement donnent des âges plus ou moins récentes.

Pour le forage Ariana seules des analyses de tritium des années 1993 (CODEF INGÉNIERIE, 1993) et 1993–1995 (cette étude) sont disponibles. Les variations des teneurs en tritium sont par conséquent petites, et il est impossible de différencier entre des variations des teneurs en tritium dues aux variations du mélange des eaux ou aux variations de la fonction d'entrée du tritium. La distribution des valeurs analysées est telle que toutes les simulations fournissent toujours deux résultats possibles. L'âge radiométrique moyen est soit très jeune (3 à 4 ans), soit relativement ancien (70 à 110 ans) pour un modèle de type linéaire (LM) ou EM respectivement.

En admettant qu'une composante de l'eau soit dépourvue de tritium et l'autre de type EM, on obtient également deux solutions assez différentes. La composante EM aurait un âge radiométrique moyen de 12 ou de 70 ans avec 55 ou 75% du débit total. Si la composante jeune était de type LM, son âge moyen serait de 9 ou de 17 ans et son pourcentage du débit total de 90 ou de 30%. La divergence entre tous ces résultats théoriquement possibles met en évidence l'impossibilité de déterminer avec suffisamment de précision le temps de séjour souterrain moyen des différentes composantes de l'eau du forage Ariana, mais nous pouvons conclure qu'aucun apport d'une eau profonde et ancienne du type Chevalley et/ou Reine-Hortense est nécessaire pour expliquer les valeurs du tritium analysées dans les eaux des Thermes de Marlioz. Toute l'eau pourrait provenir d'un mélange entre plusieurs composantes d'écoulement dans les couches du Crétacé. Finalement, un certain apport d'eau ancienne et profonde du type Chevalley ou plutôt Reine-Hortense ne peut pas être exclu non plus.

Isotopes du carbone

Deux analyses des isotopes du carbone du forage Ariana ont été réalisées en 1993 et 1994 (tableau 4.5.9). La comparaison des deux analyses de $\delta^{13}\text{C}$ est problématique, car les résultats sont assez différents, phénomène qui se répète dans toutes les analyses des eaux d'Aix-les-Bains. Pour les forages Reine-Hortense et Chevalley les valeurs de 1993 paraissent très basses, c'est pourquoi seules les valeurs 1994 seront prises en considération. Un simple calcul de mélange avec les données de 1994 peut indiquer le pourcentage maximal possible qu'une eau du type Chevalley pourrait atteindre dans le mélange d'eaux du forage Ariana, en décidant que l'eau jeune est représentée par une eau du

type Les Platanes. En admettant une activité en ^{14}C de l'eau de mélange non profonde de 83 pcm (exemple de la source de Develier-Dessus, cf. chapitre 4.1.10), l'eau du forage Ariana ne peut pas contenir plus que 54% d'eau du type forage Chevalley. Si cette activité était de 105 pcm (valeur maximale trouvée dans cette étude dans l'eau de la source Grand Record à Moiry, cf. chapitre 4.3.10), l'eau profonde ne pourrait pas atteindre plus de 64% du débit total de l'eau du forage Ariana. Etant donné que l'eau du forage Ariana est chimiquement fortement évoluée par rapport à celle du forage Chevalley, une diminution renforcée de l'activité du ^{14}C doit être admise. Ainsi le pourcentage d'eau profonde du type Chevalley basé sur l'interprétation de l'activité en carbone-14 doit être nettement inférieur à 50%. Comme nous ne connaissons ni les taux de mélange des différentes composantes dans l'eau Ariana, ni leurs activités en ^{14}C , tout calcul d'un âge radiométrique reste hautement spéculatif et n'a pas de fondement scientifique. Au moyen des isotopes du carbone on peut seulement conclure que l'âge radiométrique moyen de l'eau Ariana ne peut pas dépasser quelques milliers d'années au maximum, mais que cet âge moyen pourrait également être inférieur à une centaine d'années.

Hélium

L'analyse de l'uranium et du thorium a été effectuée pour connaître la production d'hélium dans différentes roches d'Aix-les-Bains. Les roches analysées sont des calcaires très purs du Kimméridgien, du Portlandien et de l'Urgonien blanc. La composition chimique des eaux d'Aix-les-Bains démontre que ces eaux ont été en contact intensif avec d'autres types de roches, tels que dolomies, évaporites, marnes et argiles (cf. chapitre 4.5.4). C'est surtout dans les roches argileuses que l'on doit s'attendre à des concentrations en uranium et thorium nettement plus élevées que celles analysées dans les calcaires purs. Les eaux des Thermes de Marlioz témoignent d'un échange ionique Ca/Na assez important. On peut donc admettre que ces eaux ont dissous nettement plus d'hélium que celui produit dans les calcaires purs analysés. Ne disposant pas d'autres analyses des teneurs en uranium et thorium, nous avons utilisé les teneurs maximales analysées dans le calcaire du Portlandien du Val du Fier. Ces teneurs sont 2.2 ppm d'uranium et < 0.3 ppm de thorium. Les teneurs moyennes de toutes les roches rencontrées par les eaux de Marlioz sont certainement plus élevées et les âges radiométriques calculés sont donc vraisemblablement trop élevés. Le calcul de l'âge radiométrique de l'hélium a été réalisé en admettant les hypothèses suivantes:

- La concentration en uranium et thorium pour tout l'aquifère des eaux de Marlioz est égale à celle mesurée dans l'échantillon du Portlandien du Val du Fier: 2.2 ppm en uranium et 0.25 ppm en thorium (concentration maximale possible en raison du résultat qui indique < 0.3 ppm).
- Trois valeurs de porosité de l'aquifère sont admises: 0.1, 1 et 5% (cf. chapitre 4.1.10).

Tableau 4.5.10: Ages radiométriques de l'hélium de l'eau du forage Ariana des Thermes de Marlioz. Les concentrations mesurées de l'hélium-4 sont corrigées pour l'apport d'hélium atmosphérique par dissolution à l'équilibre à la température de 9.5 °C, admise pour l'altitude du bassin versant de 550 m, comme indiquée par les isotopes stables de l'eau (cf. chapitre 4.5.9), alors que l'air en excès est déterminé à l'aide du néon (cf. chapitre 3.3.2).

Echantillon	^4He mesuré (cm^3 STP)	^4He radiogénique (cm^3 STP)	Age radiométrique (ans)		
			porosité 0.1%	porosité 1%	porosité 5%
Ariana AM-2; 9.9.1993	$7.41 \cdot 10^{-6}$	$7.31 \cdot 10^{-6}$	11'000	109'000	544'000
Ariana AM-6; 28.9.1994	$4.26 \cdot 10^{-6}$	$4.18 \cdot 10^{-6}$	6200	62'000	311'000

- Tout l'hélium produit dans la roche de l'aquifère est immédiatement transféré dans l'eau, c'est-à-dire que le facteur de transfert est de 1.
- Le poids spécifique du calcaire est admis à 2.5 g/cm³ (cf. chapitre 4.1.10).

L'âge radiométrique calculé avec ces hypothèses se situe entre 6200 et 544'000 ans pour les échantillons AM-2 et AM-6 (tableau 4.5.10).

Même pour les porosités faibles de l'ordre de 0.1%, l'âge radiométrique de l'hélium est nettement supérieur à ce qui est indiqué par le tritium ou le ^{14}C . Notons bien que ces âges sont calculés avec un facteur de transfert de l'hélium de la roche vers l'eau de 1, ce qui est certainement trop optimiste. En réalité l'âge radiométrique correspondant aux porosités et aux teneurs en uranium et thorium de la roche admises serait plus élevé. Il paraît donc évident que les teneurs moyennes en uranium et thorium de l'aquifère des eaux de Marlioz doivent être nettement supérieures aux valeurs analysées dans la roche du Portlandien. Une deuxième possibilité est celle de la diffusion vers l'eau d'hélium accumulé pendant les temps géologiques dans les minéraux de l'aquifère, c'est-à-dire que le facteur de transfert de l'hélium de la roche vers l'eau est supérieur à 1. SOLOMON et al. (1996) décrivent un très fort enrichissement d'hélium radiogénique dans des eaux de faible profondeur, qu'ils attribuent à l'effet mentionné, et ils proposent même d'utiliser cet effet pour la datation d'eaux récentes. Néanmoins, la teneur élevée en hélium dans les deux échantillons du forage Ariana peut être l'indice d'un temps de séjour souterrain assez long de la composante ancienne des eaux de Marlioz. De plus, les âges radiométriques calculés avec des porosités de 1 et 5% sont tellement élevés, que l'on doit admettre une très faible porosité efficace pour l'aquifère des eaux de Marlioz. La grande différence de la teneur en ^4He analysée des échantillons AM-2 et AM-6 confirme le mélange entre une eau ancienne et riche en ^4He et une eau récente et pauvre en cet isotope.

Le rapport isotopique $R \text{ } ^3\text{He}/^4\text{He}$ dans les eaux de Marlioz normalisé avec le rapport isotopique dans l'air R_a (R/R_a) mais non corrigé pour l'entraînement d'hélium atmosphérique lors de l'infiltration est de 0.070 et 0.075 pour les deux

échantillons AM-2 et AM-6. Ces valeurs-là indiquent l'absence d'un apport d'hélium mantellique, comme d'ailleurs les rapports corrigés pour l'hélium atmosphérique dissous dans l'eau, qui sont de 0.058 et 0.056 pour les deux échantillons. Ces rapports corrigés se trouvent très proches des rapports isotopiques de l'hélium d'origine purement crustale (MARTY et al., 1992). Par conséquent un apport d'hélium mantellique est très peu probable.

4.5.10.2 Les eaux des Thermes nationaux

Le très grand débit (30 à > 150 m³/h) et les variations de température des sources Alun et Soufre (< 35 à 46 °C) laissent supposer qu'au moins une partie de cette eau ne peut pas être très ancienne. D'autre part, une température maximale supérieure à 45 °C combinée à un grand débit nécessitent un temps de séjour souterrain prolongé de l'autre partie de ces eaux.

Tritium

Plusieurs observations concernant la teneur en tritium dans les eaux des Thermes nationaux peuvent être mises en évidence:

- Les sources Alun et Soufre ont toujours contenu du tritium depuis les premières analyses faites en 1966. La source Soufre a presque toujours été plus riche en tritium que la source Alun.
- En 1975 la teneur en tritium de la source Soufre était élevée avec 105 UT, alors que la source Alun ne dépassait pas 50 UT (tableau 4.5.11).
- Entre 1993 et 1995, les teneurs en tritium atteignent des valeurs entre 6 et 9 UT, donc à peu près la moitié des teneurs en tritium dans les précipitations. La différence entre les teneurs en tritium des deux sources est actuellement inférieure à l'erreur analytique.
- Dans l'eau du forage Reine-Hortense le tritium a toujours été présent avec 2 à 4 UT entre 1993 et 1995. Ne disposant d'aucune analyse du tritium antérieure à 1993 et seulement en régime pompé, on ne sait si le tritium a été présent dès le début et si le mode de production joue un rôle ou pas.
- Aucune analyse du forage Chevalley n'a révélé du tritium.

Tableau 4.5.11: Résultats des analyses du tritium et des isotopes du carbone dans les eaux des Thermes nationaux et du calcaire du Kimméridgien de la région d'Aix-les-Bains.

Echantillon	Date de prélèvement	Tritium (UT)	^{14}C (pcm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Source Alun	15.7.1966	50 ± 12	n.d.	n.d.
Source Alun	17.10.1975	31 ± 5	n.d.	n.d.
Source Alun	1979/1980 ¹⁾	$26 \pm ?$	n.d.	n.d.
Source Alun AA-1	16.7.1993	6.7 ± 1.5	n.d.	n.d.
Source Alun AA-2	9.9.1993	8.3 ± 1.1	41.1 ± 0.4	-7.58
Source Alun AA-3	29.3.1994	7.3 ± 1.2	n.d.	n.d.
Source Alun AA-5	25.7.1994	7.1 ± 1.4	n.d.	n.d.
Source Alun AA-6	28.9.1994	7.7 ± 1.2	43.9 ± 0.8	-11.1
Source Alun AA-7	21.11.1994	8.2 ± 0.9	n.d.	n.d.
Source Alun AA-9	3.4.1995	7.1 ± 1.0	n.d.	n.d.
Source Soufre	15.7.1966	105 ± 10	n.d.	n.d.
Source Soufre	7.3.1975	41 ± 6	n.d.	n.d.
Source Soufre	1979/1980 ¹⁾	$25 \pm ?$	n.d.	n.d.
Source Soufre ASO-1	3.4.1995	8.7 ± 1.2	n.d.	n.d.
Forage Reine-Hortense	23.2.1993	2.0 ± 1.0	n.d.	n.d.
Forage Reine-Hortense AH-1	16.7.1993	3.4 ± 1.1	n.d.	n.d.
Forage Reine-Hortense AH-2	9.9.1993	3.8 ± 0.8	11 ± 0.2	-4.41
Forage Reine-Hortense AH-3	29.3.1994	3.8 ± 0.8	n.d.	n.d.
Forage Reine-Hortense AH-4	26.5.1994	4.7 ± 0.9	n.d.	n.d.
Forage Reine-Hortense AH-6	28.9.1994	4.4 ± 1.3	12.3 ± 0.4	-8.2
Forage Reine-Hortense AH-7	21.11.1994	2.4 ± 1.1	n.d.	n.d.
Forage Reine-Hortense AH-9	3.4.1995	2.4 ± 1.2	n.d.	n.d.
Forage Chevalley	3.3.1993	< 1	n.d.	n.d.
Forage Chevalley AC-2	16.7.1993	0.7 ± 1.1	n.d.	n.d.
Forage Chevalley AC-3	9.9.1993	0.4 ± 1.2	12.2 ± 0.2	-4.04
Forage Chevalley AC-4	26.5.1994	1 ± 0.8	n.d.	n.d.
Forage Chevalley AC-6	28.9.1994	< 1.5	12.7 ± 0.6	-8,4
Forage Chevalley AC-7	21.11.1994	< 0.8	n.d.	n.d.
Forage Chevalley AC-9	3.4.1995	< 1.3	n.d.	n.d.
Calcaire kimméridgien, Val de Fier				-0.6

¹⁾ Analyse tirée de GRIMAUD (1987), qui n'indique pas de date de prélèvement plus précise.

Pour les sources Alun et Soufre nous disposons d'analyses du tritium des années 1966 et 1975 (DAZY, communication personnelle), 1979/1980 (GRIMAUD, 1987) et 1993–1995 de cette étude. Comme pour les eaux des Thermes de Marlioz, des taux de mélange inconnus entre différentes eaux ne permettent pas d'interpréter précisément les données du tritium dans les eaux des Thermes nationaux. Il n'est donc pas possible de normaliser les différentes analyses pour pouvoir calculer la teneur en tritium de la composante (ou des composantes) tritiée. Toutes les interprétations sont donc effectuées en admettant un taux de mélange constant dans le temps pour toutes les analyses.

La teneur élevée en tritium (105 UT) de la source Soufre en 1966 signale la présence d'une eau plus jeune que 8 ans. En effet, 1958 fut la première année avec une teneur en tritium dans les précipitations plus élevée que 105 UT. En 1963 le tritium a atteint sa teneur maximale de 2400 UT dans les précipitations, alors qu'aujourd'hui les teneurs sont infé-

rieures à 20 UT. Ainsi, en 1966 seule une petite quantité d'eau du début des années 1960 suffisait pour expliquer la grande différence entre les deux sources, alors qu'aujourd'hui cette même quantité d'eau n'est quasiment plus détectable par sa teneur en tritium.

En simulant l'évolution du tritium dans les deux sources avec des modèles simples de type EM et LM, aucun modèle ne peut satisfaire les valeurs observées. Ce n'est qu'en admettant un modèle combiné de type EM avec la présence d'une composante d'eau sans tritium que les résultats deviennent plausibles (figure 4.5.24). Pour la source Alun, ce modèle trouve deux solutions avec un âge moyen de la composante EM de 30 ou 40 ans et le pourcentage de cette composante du débit total atteint 30 ou 38%. Mathématiquement, le premier résultat est le meilleur, c'est-à-dire l'erreur quadratique des valeurs analysées par rapport à la courbe modélisée est plus petite.

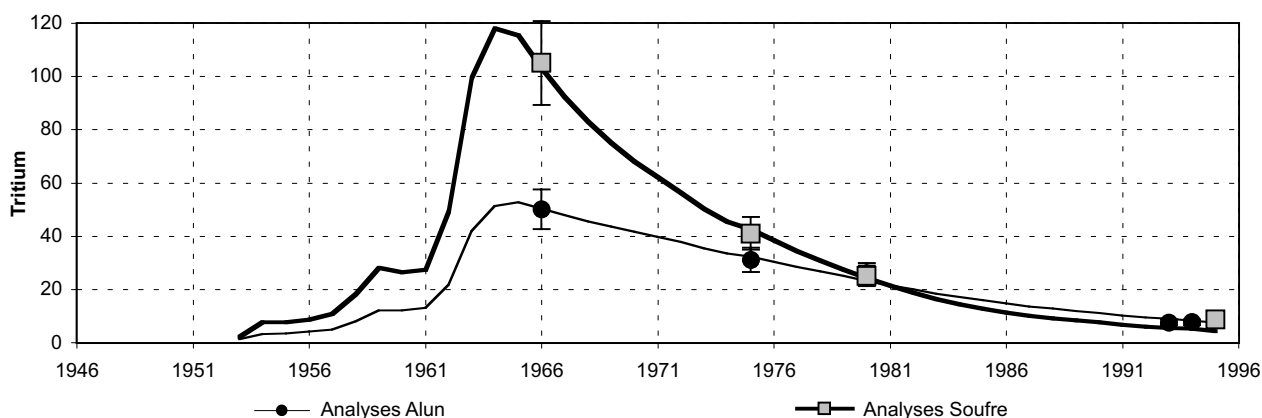


Figure 4.5.24: Simulation de l'âge radiométrique de la composante d'eau récente dans les sources Alun et Soufre. Le modèle choisi est celui d'un écoulement de type exponentiel (EM) mélangé avec une composante dépourvue de tritium. L'âge radiométrique moyen de la composante EM est de 30 ans pour la source Alun et de 9 ans pour la source Soufre.

Pour la source Soufre, le même modèle fournit un âge moyen de la composante EM de 9 ans et cette composante représente un pourcentage du débit total de 25%. Bien évidemment il n'est pas vraisemblable que l'eau jeune des deux sources voisines et chimiquement très similaires possède un temps de séjour souterrain aussi différent. Cette grande différence est certainement due au fait que la composante tritiée des deux sources ne peut être expliquée uniquement par le modèle EM. Vraisemblablement cette eau jeune est composée d'eaux de différentes origines et modes d'écoulement. On peut par exemple observer dans la Grotte des serpents où émerge la source Alun, l'infiltration directe d'eau de surface le long de fissures dans la roche urgonienne. Cependant la plupart de l'eau jeune doit provenir d'ailleurs.

Dans le cas de la source Soufre c'est probablement la plus grande présence de cette eau très jeune s'infiltrant à proximité de l'exutoire qui influence fortement l'âge moyen de l'eau tritiée. Ainsi, l'âge calculé augmente à 17.5 ans si l'on n'utilise pas l'analyse de 1966. Par contre, si l'on n'utilise que les analyses de 1979/1980 et de 1995, l'âge radiométrique moyen de la composante jeune de la source Soufre atteint 35 ans et le pourcentage du débit total 36%. On constate donc l'influence très forte des analyses à teneur en tritium élevée dans la détermination de l'âge radiométrique moyen.

Bien que les résultats des simulations de l'évolution du tritium dans les sources Soufre et Alun ne soient que semi-quantitatifs en raison du manque de données précises sur les mélanges, ils nous confirment la présence d'une composante profonde et ancienne, dépourvue de tritium qui se mélange avec une eau récente. Le taux de cette eau récente dans le mélange total est assez élevée, il doit atteindre au moins un tiers du débit total. DAZY et al. (1987) avaient calculé un taux de 57% d'eau superficielle dans les sources thermales.

La datation de l'eau du forage Reine-Hortense à l'aide du tritium ne peut pas donner de réponse univoque en raison de

la très faible teneur en tritium entre 2 et 4 UT seulement. Le calcul avec un modèle simple de type EM fournit un âge radiométrique moyen de 600 ans. Evidemment des modèles combinés de deux composantes d'écoulement dont l'une est dépourvue de tritium sont plus vraisemblables si l'on tient compte de l'activité du carbone-14 (cf. paragraphe suivant, Isotopes du Carbone). De tels modèles fournissent deux résultats différents. Ainsi la composante de type EM aurait un âge moyen de 2.5 ans ou de 54 ans, et elle représenterait 23 ou 14% du débit total. Les mêmes chiffres pour un écoulement de type linéaire sont 1.5 ou 100 ans et 24 ou 32% du débit.

Un âge moyen de 1.5 à 2.5 ans est très peu probable, surtout si cette eau-là forme le quart du débit total du forage Reine-Hortense. Une telle quantité d'eau très jeune serait remarquée avec la température de l'eau, ce qui n'est pas le cas. On peut donc admettre que l'âge moyen de la composante tritiée se trouve plutôt entre 50 et 100 ans et que son pourcentage du débit total est entre 15 et 30% environ. Dans le contexte d'un aquifère fissuré, on ne peut exclure que la composante tritiée suive un écoulement de type piston-flow. Dans ce cas-là, l'âge moyen serait de 19 ans et le pourcentage d'eau récente de 7%.

Isotopes du carbone

Les isotopes du carbone permettent les observations suivantes:

- Le $\delta^{13}\text{C}$ de toutes les analyses varie énormément entre 1993 et 1994. Les valeurs très élevées de 1993 nous paraissent problématiques, pour les eaux des forages Chevalley et Reine-Hortense elles sont presque le double des valeurs 1994, les activités du ^{14}C par contre étant identiques. Ces valeurs du ^{13}C élevées sont probablement dues à des problèmes de prélèvement ou d'analyse. On pourrait par exemple s'imaginer un fractionnement isotopique lors de la préparation des échantillons, qui a enrichi l'isotope lourd du ^{13}C dans le précipité

Tableau 4.5.12: Paramètres et résultats du modèle d'évolution des isotopes du carbone dans l'eau du forage Chevalley, simulé à l'aide du logiciel NETPATH (PLUMMER et al., 1993). Dans le cas présenté ici, le modèle utilise les facteurs de fractionnement de DEINES et al. (1974) cité par PLUMMER et al. (1993). Les concentrations sont exprimées en mmol/l.

Paramètres		Résultats	
Activité initiale du ^{14}C	81.3 pcm	Précipitation de calcite	1.283
Activité finale analysé du ^{14}C	12.7 pcm	Echange isotopique avec la calcite	1.80
$\delta^{13}\text{C}$ initial	-14.1‰	Dissolution de dolomite	0.523
$\delta^{13}\text{C}$ final analysé	-8.4‰	Echange ionique Ca/Na	0.185
$\delta^{13}\text{C}$ de la roche analysé	-0.6‰	Dissolution de gypse	0.413
		Dissolution de NaCl	0.265
		Dégazage de CO_2	0.217
		$\delta^{13}\text{C}$ modélisé	-8.41‰
		activité initiale A_0 du ^{14}C modélisée	39.6 pcm
		Age radiométrique	9400 ans

analysé. Ainsi, pour toutes les interprétations du ^{14}C nous n'utiliserons que les analyses du $\delta^{13}\text{C}$ de 1994.

- L'activité du ^{14}C de la source Alun varie dans le temps et décrit le mélange entre plusieurs composantes d'écoulement.
- L'activité du ^{14}C du forage Chevalley ne varie pas de manière significative. Dans le forage Reine-Hortense une variation légèrement supérieure à l'erreur analytique peut être observée mais reste très faible et donc peu significative.
- Par rapport aux valeurs des eaux récentes analysées à Delémont, Yverdon et Moiry, (cf. chapitres 4.1.10, 4.2.10 et 4.3.10) l'activité du ^{14}C est nettement plus basse et le $\delta^{13}\text{C}$ moins négatif dans les eaux des deux forages surtout.

L'eau de la source Alun constitue un mélange de plusieurs types d'eaux, dont au moins un est certainement récent (cf. chapitre 4.5.7.2 et paragraphe tritium dans ce chapitre). Ne connaissant ni les taux de mélange, ni la teneur en carbone inorganique dissous de l'eau jeune, ni son activité en ^{14}C , ni l'évolution chimique de l'eau profonde, tout essai de modélisation de l'âge du ^{14}C n'a pas de sens. Le seul aspect sur lequel on peut apporter une conclusion est l'existence de mélanges d'eaux qui font varier l'activité du ^{14}C et la présence non négligeable d'eau jeune dans le mélange d'eaux de la source Alun.

Les mêmes remarques sont malheureusement valables pour l'eau du forage Reine-Hortense qui constitue également un mélange entre des eaux avec différents temps de séjour souterrain. Il est intéressant à noter que l'eau du forage Reine-Hortense possède une activité du ^{14}C légèrement inférieure à l'eau du forage plus profond Chevalley, bien que le forage Reine-Hortense contienne une composante d'eau tritiée absente dans le forage Chevalley. On peut donc admettre que l'eau du forage Reine-Hortense ne contient que peu d'eau remontée de l'aquifère du Malm

chevauché ou alors que cette eau a fortement évolué et perdu la plupart de son ^{14}C par des réactions chimiques et d'échange isotopique.

L'eau du forage Chevalley est la seule pour laquelle on peut envisager qu'elle ne constitue pas un mélange entre une eau ancienne et une eau jeune. En admettant que l'eau Chevalley était initialement similaire à l'eau de la source karstique Les Fontanets dans la région d'Yverdon-les-Bains, un âge radiométrique moyen peut être calculé (cf. chapitre 4.2.10). Cette hypothèse paraît plausible car ni le climat, ni les roches du Malm ne sont sensiblement différents entre Yverdon-les-Bains et Aix-les-Bains. De plus, la source Les Fontanets est une source karstique typique, et devait être assez représentative de l'évolution chimique d'une eau dans le karst du Malm d'Aix-les-Bains. Bien entendu, le manque de connaissance concernant la teneur en carbone inorganique dissous de l'eau censée s'infiltrer dans le bassin d'alimentation du forage Chevalley influence la modélisation de l'évolution des isotopes du carbone, mais cette incertitude est inférieure à celle sur la valeur initiale de l'activité du ^{14}C . Pour tenir compte de l'effet des essais thermonucléaires des années 1950 et 1960 dans l'atmosphère, l'analyse de l'activité du ^{14}C de l'eau Les Fontanets a été corrigée en soustrayant quelques 13% de la valeur analysée. Les paramètres du modèle de l'évolution des isotopes du carbone dans l'eau Chevalley sont résumés au tableau 4.5.12.

Le modèle de simulation de l'évolution des isotopes du carbone prend en considération la précipitation/dissolution de la calcite, l'échange isotopique entre le carbone inorganique dissous et la calcite de la roche, la dissolution de la dolomite, du gypse et du NaCl, ainsi que l'échange ionique du calcium par le sodium. Le modèle exige un certain dégazage de CO_2 , qui est peu plausible pour une eau mise en charge et qui n'a pas de contact avec l'atmosphère, mais ce dégazage théorique est du au fait que la teneur en carbone

Tableau 4.5.13: Ages radiométriques de l'hélium de l'eau thermique des forages Chevalley et Reine-Hortense. Les concentrations mesurées de l'hélium-4 sont corrigées pour l'apport d'hélium atmosphérique par dissolution à l'équilibre à la température de 7.5 °C, admise pour l'altitude du bassin versant de 900 m du forage Chevalley et de 8.5 °C admise pour l'altitude du bassin versant du forage Reine-Hortense de 700 m, indiquées par les isotopes stables de l'eau (cf. chapitre 4.5.9), alors que l'air en excès est déterminé à l'aide du néon (cf. chapitre 3.3.2).

Echantillon	^4He mesuré (cm^3 STP)	^4He radiogénique (cm^3 STP)	Age radiométrique (ans)		
			porosité 0.1%	porosité 1%	porosité 5%
Chevalley AC-3	$2.62 \cdot 10^{-6}$	$2.33 \cdot 10^{-6}$	3500	35'000	173'000
Chevalley AC-6	$2.89 \cdot 10^{-6}$	$2.82 \cdot 10^{-6}$	4200	42'000	210'000
Hortense AH-2	$8.4 \cdot 10^{-6}$	$8.30 \cdot 10^{-6}$	12'000	123'000	617'000
Hortense AH-6	$7.4 \cdot 10^{-6}$	$7.31 \cdot 10^{-6}$	11'000	108'000	542'000

inorganique dissous de l'eau Les Fontanets est vraisemblablement trop élevée par rapport à l'eau initiale de l'aquifère du Malm chevauché d'Aix-les-Bains. De toute façon, ce dégazage ne peut introduire qu'une petite erreur sur le calcul de l'âge radiométrique. Avec les facteurs de fractionnement isotopique de MOOK (1980) cité par PLUMMER et al. (1993) le logiciel NETPATH calcule un âge radiométrique de 8500 ans. Les autres modèles de correction de l'activité initiale du ^{14}C inclus dans le logiciel NETHPATH fournissent des âges entre 5200 et 8900 ans. Avec les facteurs de fractionnement de DEINES et al. (1974) cité par PLUMMER et al. (1993), les âges radiométriques sont de presque 1000 ans plus élevés. Les résultats de la simulation se trouvent au tableau 4.5.12. L'âge radiométrique calculé de quelques 8000 à 10'000 ans est bien compatible avec les résultats d'analyse des isotopes stables de l'eau qui indiquent un climat similaire du nôtre lors de l'infiltration de l'eau du forage Chevalley, et donc plus récent que la dernière glaciation.

Hélium

Comme pour les eaux de Marlioz, les teneurs en uranium et thorium de la roche du Portlandien ont été utilisées pour le calcul des âges radiométriques des eaux des Thermes nationaux. Les teneurs moyennes de toutes les roches rencontrées par ces eaux sont certainement plus élevées et les âges radiométriques calculés sont donc vraisemblablement trop élevés (cf. discussion au chapitre 4.5.10.1). Le calcul de l'âge radiométrique de l'hélium a été réalisé en admettant les mêmes hypothèses que pour les eaux de Marlioz.

L'âge radiométrique calculé avec ces hypothèses se situe entre 3500 et 210'000 ans pour les échantillons AC-3 et AC-6 du forage Chevalley et entre 11'000 et 617'000 ans pour les échantillons AH-2 et AH-6 du forage Reine-Hortense (tableau 4.5.13).

Pour une porosité faible de l'ordre de 0.1 à 0.3%, l'ordre de grandeur de l'âge radiométrique de l'hélium est identique

à l'âge radiométrique du ^{14}C pour l'eau du forage Chevalley. Les âges de l'hélium du forage Reine-Hortense par contre sont nettement plus élevés que ceux indiqués par le ^{14}C . Ceci reflète le fait que l'eau du forage Chevalley n'a eu que relativement peu de contact avec des roches argileuses (et donc plus riches en uranium et thorium), alors que la composition chimique de l'eau du forage Reine-Hortense démontre un contact assez intensif avec des minéraux argileux. Ainsi, l'aquifère de l'eau Reine-Hortense doit avoir des concentrations en uranium et thorium nettement plus élevées que celles admises dans le calcul de l'âge radiométrique de l'hélium. Si l'on exclut un apport d'hélium profond, on doit conclure du calcul de l'âge radiométrique de l'hélium que la porosité efficace de l'aquifère du forage Chevalley doit être faible, inférieure à 1%, surtout en considérant le facteur de transfert de l'hélium de la roche vers l'eau utilisé dans le calcul de l'âge radiométrique comme trop optimiste.

Les rapports isotopiques $R\ ^3\text{He}/^4\text{He}$ dans les eaux Chevalley et Reine-Hortense normalisés avec le rapport isotopique dans l'air R_a (R/R_a) mais non corrigés pour l'entraînement d'hélium atmosphérique lors de l'infiltration sont de 0.13 et 0.198 pour le forage Chevalley et de 0.065 et 0.071 pour le forage Reine-Hortense. Ces valeurs pourraient indiquer l'apport d'une certaine quantité d'hélium mantellique pour le forage Chevalley. Après correction pour l'hélium atmosphérique dissous dans l'eau, ces rapports R/R_a ne sont que de 0.099 et 0.109 pour le forage Chevalley et de 0.054 et 0.059 pour le forage Reine-Hortense. Le rapport corrigé du forage Chevalley est situé entre les valeurs typiques de l'hélium d'origine purement crustale et celles de l'hélium contenant certainement une composante mantellique (MARTY et al., 1992), alors que le forage Reine-Hortense se trouve très proche des valeurs typiques crustales. Par conséquent il subsiste une incertitude quant à l'influence des structures tectoniques profondes sur l'eau du forage Chevalley, alors que pour l'eau Reine-Hortense cette influence est négligeable. De toute façon cette influence doit être peu importante en raison de la faible valeur R/R_a corrigée de l'eau du forage Chevalley.

Deux observations intéressantes peuvent être faites au sujet du rapport R/R_a . (1) Ce rapport dans l'eau Chevalley n'est pas du tout identique à celui de l'eau Reine-Hortense, ce qui interdit l'hypothèse d'une remontée rapide d'une grande quantité d'eau de l'aquifère du Malm chevauché du forage Chevalley vers l'aquifère du Malm chevauchant du forage Reine-Hortense. (2) Les rapports R/R_a des forages Reine-Hortense et Ariana sont presque identiques, ce qui pourrait indiquer la provenance d'une partie importante de ces deux eaux du même aquifère.

4.5.10.3 Les eaux de Raphy St. Simon

Le seul indice chimique de l'eau du puits Raphy St. Simon RS3 qui suggère un temps de séjour souterrain prolongé de cette eau est sa teneur relativement élevée en magnésium et donc l'échange d'une certaine partie du calcium par le magnésium, en raison de la dissolution incongruente de la dolomite. Sinon l'eau n'est même pas saturée par rapport à la calcédoine et sa température de 19.6 °C n'exige pas nécessairement un contact très long avec un aquifère profond. Pour le calcul de l'âge radiométrique à l'aide du tritium nous disposons d'une analyse de l'année 1985 (IUNDT & POUL, 1985) et deux analyses de l'année 1994 de cette étude. GRIMAUD (1987) présente une analyse du tritium de l'année 1979/1980 d'une source qu'il appelle St. Simon, mais l'analyse chimique présentée n'est pas celle de l'eau St. Simon, et par conséquent ne sera pas prise en considération. Nous disposons d'une analyse du tritium de l'année 1995 de l'eau du Kimméridgien du forage Raphy St. Simon RS4 (tableau 4.5.14).

La simulation du temps de séjour souterrain de l'eau RS3 avec un modèle simple de type EM donne un âge radiométrique moyen de 150 ans. Les résultats de modèles combinés tels que celui d'un mélange de deux composantes de type EM, ou encore dans le cas d'une eau de type EM et une eau dépourvue de tritium sont mathématiquement meilleurs. Ce dernier modèle fournit un temps de séjour souterrain moyen de la composante EM de 33 ans et un pourcentage du débit total de 36%, alors que le modèle à deux composantes EM fournit une multitude de résultats mathématiquement plausibles.

Tableau 4.5.14: Analyses du tritium des eaux des forages Raphy St. Simon RS3 et RS4 et de la source St. Simon.

Forage/Source	Date	Tritium (UT)
Source St Simon	7.5.1985	18 ± 3
Forage St. Simon RS3	28.3.1994	10.3 ± 1.0
Forage St. Simon RS3	27.9.1994	8.8 ± 1.2
Forage St. Simon RS4, aquifère du Malm	1994/1995	< 1.0

Il n'est pas possible de décider quel modèle est le plus vraisemblable, mais les résultats indiquent la présence de deux composantes d'écoulement, dont l'une serait relativement jeune entre 5 et 35 ans et l'autre ancienne. La composante ancienne a vraisemblablement un temps de séjour souterrain moyen de plusieurs centaines d'années, et elle représente au moins les deux tiers du débit total. Comme nous l'avons démontré au chapitre 4.5.7.4, l'eau du forage Raphy St. Simon RS3 contient une petite quantité d'eau sulfatée de l'aquifère du Crétacé du forage RS4. Ne disposant pas d'analyse du tritium de cette dernière, la possibilité que la deuxième composante d'écoulement des modèles du tritium soit identique à l'eau RS4 de l'aquifère du Crétacé ne peut pas être écartée.

4.5.11 Modèle conceptuel

La zone d'Aix-les-Bains est un exutoire régional des écoulements profonds. Le moteur des circulations thermales est l'aquifère du Malm chevauché de l'anticlinal du Mont du Chat/Montagne de la Charve. C'est grâce à cet aquifère que les sources Alun et Soufre possèdent leur thermalité élevée bien qu'elles soient diluées par de grandes quantités d'eaux moins chaudes. La remontée du fluide profond se fait d'une part par drainance, son potentiel hydraulique étant le plus élevé des aquifères d'Aix-les-Bains. Pourtant, le processus de drainance est quantitativement peu important et la vitesse de remontée est lente, ce qui a pour conséquence de faire perdre à l'eau une grande partie de sa thermalité. Ainsi, les eaux de Marlioz et du forage Reine-Hortense montrent une thermalité qui correspond à la température moyenne ambiante à l'émergence des sources ou à la température correspondante à celle attendue par le gradient géothermique régional à la profondeur des forages. Toutefois, la légère augmentation du gradient géothermique moyen de l'aquifère du Malm chevauché du forage Chevalley (3.2 °C/100 m) vers l'aquifère du Crétacé du forage Ariana (3.55–3.73 °C/100 m) exprime le transfert de chaleur par les circulations d'eaux thermales qui remontent vers la surface à Aix-les-Bains.

Pour les sources Alun et Soufre c'est seulement grâce à la présence d'une ou de plusieurs failles fortement perméables que l'eau profonde peut remonter à grande vitesse et qu'elle ne perd pas trop de sa thermalité. L'existence d'une telle faille a été proposée par GRILLOT & DAZY (1983) comme le résultat d'une étude tectonique et de l'interprétation d'images satellite.

Grâce à la superposition de l'anticlinal de La Chambotte/Roche du Roi qui chevauche l'anticlinal du Mont du Chat/Montagne de La Charve, l'aquifère fissuré et/ou karstifié du Malm est doublé sous la zone d'Aix-les-Bains. A ces deux aquifères du Malm s'ajoutent plusieurs aquifères moins importants dans les calcaires du Crétacé, notamment de l'Urgonien. Plus haut dans la série, des circulations existent vraisemblablement dans les couches de la Molasse, même si celle-ci est en gros peu perméable. Ainsi se

mélagent à Aix-les-Bains un grand nombre d'eaux différentes avec différents bassins versants, temps de séjour souterrain, cheminements et compositions chimiques.

Les différents rapports entre le chlorure et le sulfate des eaux sulfatées rencontrées dans les forages Raphy St. Simon RS4, Reine-Hortense et Ariana, ainsi que les sources Alun, Soufre, Adélaïde, Esculape et Bonjean ne peuvent pas s'expliquer uniquement par des phénomènes de réduction du sulfate. On doit admettre la présence de plusieurs eaux sulfatées et chlorurées. L'hypothèse d'une origine unique du sulfate dans les eaux d'Aix-les-Bains par dissolution de gypse triasique supposé se trouver dans le plan de chevauchement entre l'anticlinal de La Chambotte et celui du Mont du Chat (CARFANTAN, 1993 et 1994) ne peut à notre avis pas expliquer les différences du chimisme rencontrées dans les eaux d'Aix-les-Bains.

Non seulement les données des isotopes stables de l'eau et du tritium sont contraires à l'hypothèse d'une origine commune de toutes ces eaux, mais aussi le fait que ces eaux soient loin d'être saturées par rapport au gypse ou à l'anhydrite. Ces deux minéraux sont assez solubles et les eaux qui les lessivent se saturent par rapport à eux, si elles rencontrent des dépôts évaporitiques. Les concentrations en sulfate rencontrées dans les eaux d'Aix-les-Bains par contre n'atteignent au maximum que 15% de la teneur d'une eau à saturation par rapport au gypse ou à l'anhydrite. Ceci ne peut s'expliquer que par des phénomènes de mélange de plusieurs eaux de chimisme différent, par une remontée très rapide de l'eau profonde qui n'aurait donc pas le temps de se saturer par rapport à l'anhydrite ou par l'absence de dépôts d'anhydrite ou de gypse massifs et donc la présence de ces minéraux en petites quantités, dispersées dans des roches carbonatées. Une remontée rapide devrait se faire remarquer par une thermalité au dessus de la normale pour les eaux des forages Reine-Hortense et Ariana, ce qui n'est pas le cas. De plus, les deux eaux présentent des signes d'une évolution chimique par rapport à l'eau de l'aquifère profond du Malm chevauché qui sont contraires à une remontée très rapide: échange ionique du calcium par le sodium, enrichissement en bicarbonate qui devrait se faire par décomposition de la matière organique, dissolution de dolomite ou échange ionique du calcium par le magnésium. L'hypothèse de la présence de petites quantités de gypse ou d'anhydrite dispersées dans les roches carbonatées, par exemple comme inclusions dans des fossiles comme c'est le cas dans le Séquanien du Jura neuchâtelois à la Vue-des-Alpes (ALLEMAN, 1991), ne saurait pas non plus expliquer les fortes différences entre les concentrations du sulfate, du chlorure, du strontium et d'autres éléments en traces observées dans les eaux d'Aix-les-Bains. De plus, la présence de gypse ou d'anhydrite dans les calcaires et marnes du Jurassique et du Crétacé d'Aix-les-Bains n'est pas connue. Quant aux origines du sulfate dissous, trois hypothèses nous paraissent plausibles:

- 1) Une relativement petite quantité d'eau saturée par rapport à l'anhydrite remonte le long du plan de chevauchement

du front subalpin des couches du Trias situées plus profondément que celles de l'aquifère du forage Chevalley.

- 2) Le sulfate est d'origine tertiaire, il a été dissous par l'eau s'infiltrant dans la Molasse oligocène du synclinal de l'Albanais ou à l'est d'Aix-les-Bains. Pour l'eau de Marlioz on pourrait également s'imaginer qu'une petite quantité d'eau remontante de l'aquifère du Malm chevauché traverse les sédiments molassiques situés au front de l'anticlinal de La Chambotte/Roche du Roi à l'ouest d'Aix-les-Bains.
- 3) Une partie du sulfate provient de l'oxydation de la pyrite, qui se trouve soit en faible quantité disséminée dans les calcaires, soit en plus grande quantité dans les marnes du Crétacé. Ce processus pourrait emmener une partie du sulfate des eaux St. Simon et de Marlioz.

Les isotopes du sulfate dissous semblent plutôt favoriser l'origine oligocène de la plupart du sulfate. Toutefois, les données isotopiques du sulfate ne sont pas sans ambiguïté et une origine triasique du sulfate dissous ne peut pas non plus être écartée. Finalement, le cheminement souterrain de l'eau profonde du forage Chevalley, les données hydrauliques des différents aquifères ainsi que les rapports très variables entre le sulfate et le chlorure dans les différentes eaux sont en faveur d'une origine multiple du sulfate dissous dans les eaux thermales et subthermales d'Aix-les-Bains.

Les figures 4.5.25 et 4.5.26 illustrent la complexité hydrochimique des eaux subthermales et thermales d'Aix-les-Bains. Elles démontrent que pour expliquer la composition chimique de l'ensemble de ces eaux, au moins quatre à cinq types d'eau différents doivent être présents et se mélanger.

4.5.11.1 Les eaux des Thermes de Marlioz

A Marlioz deux petites sources non sulfureuses froides, trois petites sources sulfureuses également froides et le forage subthermale Ariana de 235 m de profondeur produisent des eaux différentes, issues des aquifères de l'Urgonien et du Barrémien inférieur. Dans tous les points d'eau se produisent des mélanges. La composante principale de l'eau des sources non sulfureuses Les Platanes et Burnet est une eau récente de circulation rapide. Elle s'infiltre dans les calcaires de l'Urgonien ou des dépôts morainiques sus-jacents à l'est et/ou au nord-est des Thermes de Marlioz, vraisemblablement dans la région entre Aix-les-Bains et Moux. C'est là qu'elle se sature en calcite et devient une eau dure du type chimique banal $[Ca][HCO_3]$.

Quant aux eaux des sources sulfureuses et du forage Ariana, la provenance n'est pas facile à déterminer parce que les composantes de mélange ne peuvent pas être séparées quantitativement. D'après les relations hydrauliques, une petite partie de l'eau sulfureuse des Thermes de Marlioz remonte des deux aquifères superposés du Malm chevauché et du Malm chevauchant. Sur le plan hydrochimique et isotopique cette hypothèse ne peut être ni vérifiée ni rejetée.

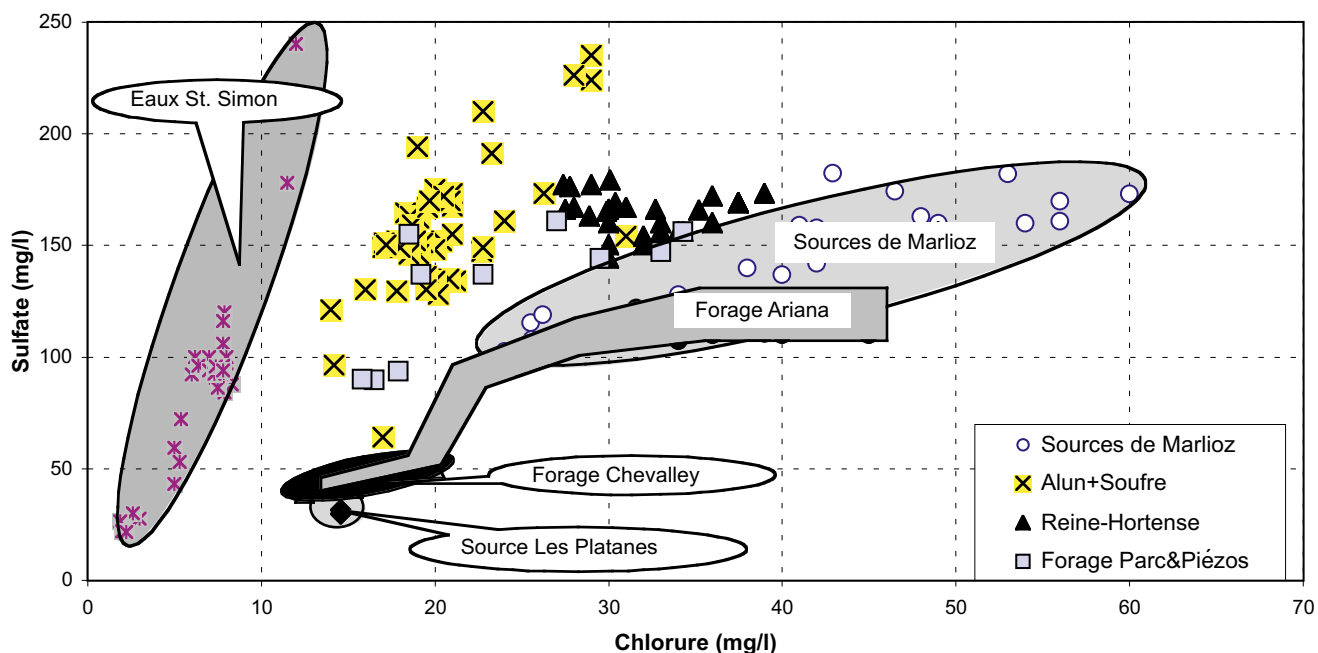


Figure 4.5.25: Relations entre les différentes eaux minérales, subthermales et thermales d'Aix-les-Bains. Cette figure démontre la complexité des systèmes de mélange qui exige la présence d'au moins quatre types d'eau différentes pour expliquer la composition chimique des différentes eaux rencontrées.

Toutefois, les analyses des isotopes stables de l'eau, du tritium et du carbone-14 exigent que la plupart de l'eau des sources Adélaïde, Esculape et Bonjean ainsi que du forage Ariana provienne d'une autre origine.

L'altitude moyenne du bassin versant de l'eau du forage Ariana est autour de quelques 450 à 550 m. Elle s'infiltré à une température moyenne en surface de quelques 9 à 10 °C et son temps de séjour souterrain est assez court, de l'ordre de quelques dizaines d'années à environ 100 ans au maximum. La combinaison entre l'altitude basse du bassin d'infiltration et le temps de séjour souterrain peu élevé ne peut être justifié qu'en admettant un bassin versant entre le lac du Bourget et le front subalpin. Ce bassin versant peut se situer soit dans les couches du Crétacé de la chaîne de La Chambotte/Roche du Roi, soit dans la région entre Aix-les-Bains et Moux. L'eau s'écoule dans les couches du Barrémien et de l'Urgonien où elle se réchauffe à une température de quelques 20 °C au maximum. Par un contact intensif avec des argiles, elle s'enrichit en sodium et potassium, notamment avec l'échange ionique du calcium par le sodium. A cette eau s'ajoute une composante riche en sulfate, qui a vraisemblablement lessivé du gypse contenu dans la Molasse oligocène. Comme la mise en solution du gypse se fait rapidement, on doit admettre que cette eau-ci est saturée par rapport à ce minéral et par conséquent un faible pourcentage de cette eau permet d'expliquer la teneur en sulfate des eaux de Marlioz. La présence d'une certaine quantité d'eau plus profonde et donc plus ancienne que les eaux du Crétacé est suggérée par l'enrichissement en hélium-4 de l'eau du forage Ariana.

4.5.11.2 Les eaux des Thermes nationaux

Les eaux des Thermes nationaux se divisent en trois familles: (1) L'eau de l'aquifère profond du Malm chevauché (1800 à 2100 m), représentée par le forage Chevalley, (2) l'eau de l'aquifère moins profond du Malm chevauchant, représentée par le forage Reine-Hortense (600 à 1100 m) et (3) le mélange de l'eau des deux premiers aquifères avec celles de plusieurs aquifères du Crétacé, représentées par les sources Alun et Soufre.

- 1) L'eau profonde de l'aquifère du Malm chevauché s'infiltré à une altitude moyenne de quelques 900 m, ce qui rend très vraisemblable son alimentation dans la chaîne du Mont du Chat/Montagne de la Charve. Une certaine contribution d'eau de l'anticlinal de La Chambotte ne peut cependant pas être exclue, surtout si on tient compte du fait que le potentiel hydraulique indique un écoulement du nord vers le sud, c'est-à-dire de La Chambotte vers Aix-les-Bains. L'eau descend à la profondeur maximale de 2000 à 2200 m où elle se réchauffe à 75 °C environ. Cette eau ne rencontre que des roches calcaires et des dolomies purs du Kimméridgien et du Portlandien et reste donc faiblement minéralisée, avec un chimisme typique des eaux ayant circulé dans ce type de roches.

Le temps de transit souterrain de cette eau est de quelques milliers d'années, la fin de la dernière glaciation, il y a quelques 13'000 ans, fixant la limite supérieure de son âge. A cette composante principale s'ajoute une petite quantité d'une eau sulfatée, soit par remontée

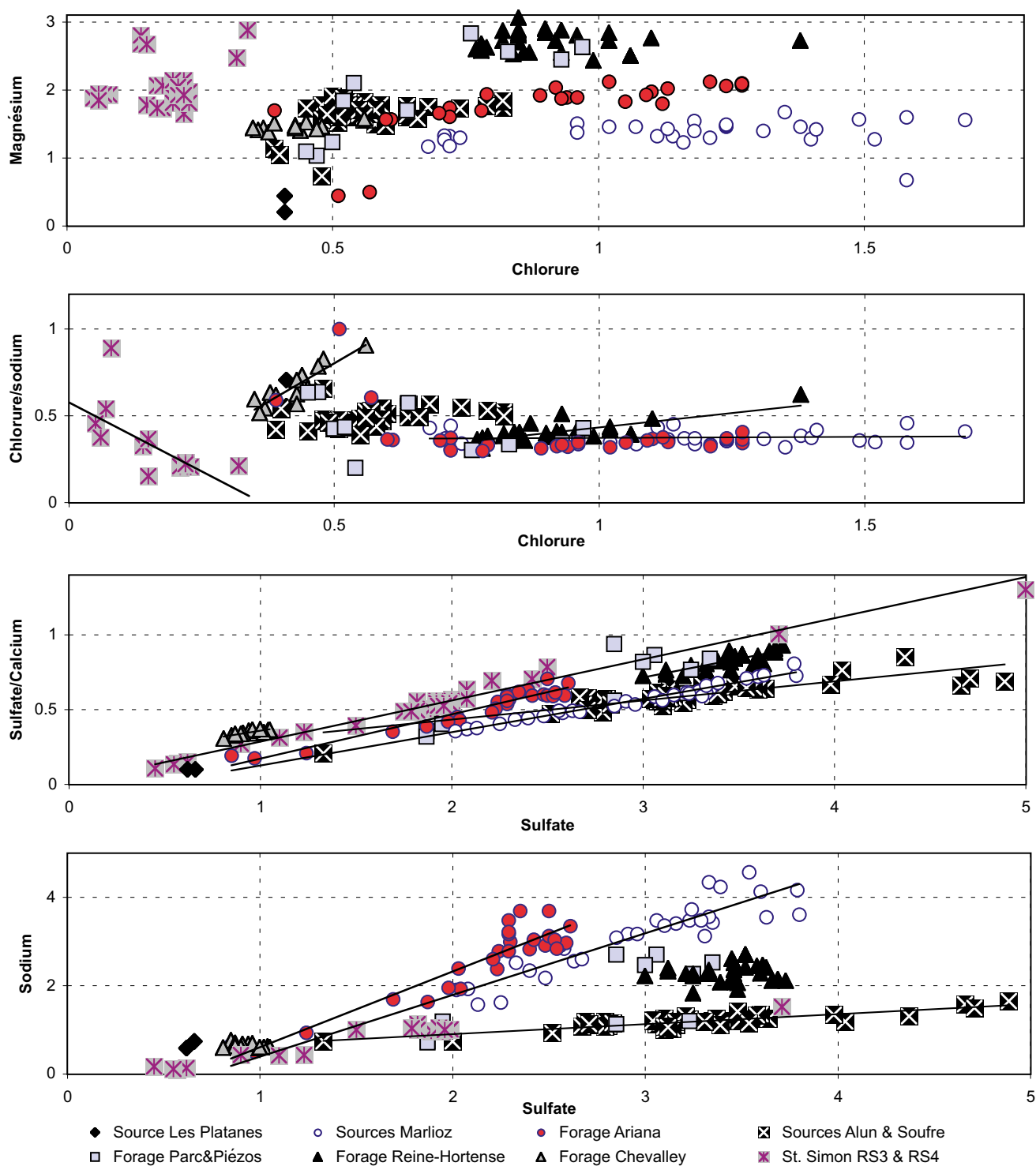


Figure 4.5.26: Rapport entre le chlorure et le sulfate d'une part et plusieurs paramètres chimiques d'autre part dans les eaux d'Aix-les-Bains. Cette figure démontre la présence de plusieurs systèmes de mélange dans les eaux thermales et subthermales d'Aix-les-Bains et de Marlioz et qui englobent au moins quatre à cinq composantes différentes. On observe également la presque impossibilité de différencier entre la dilution par une eau froide de type Les Platanes et le mélange avec l'eau chaude de l'aquifère du Malm chevauché représentée par le forage Chevalley. Les espèces chimiques sont exprimées en méq/l.

d'un fluide provenant des couches du Trias plus profondes, soit par infiltration par des failles, d'une eau ayant lessivé du gypse de la Molasse oligocène dans le synclinal de l'Albanais. Une troisième possibilité serait l'apport d'une petite quantité d'eau s'infiltrant dans l'anticlinal de La Chambotte qui rencontre de l'anhydrite quelque part dans le plan de chevauchement entre l'aquifère du Malm chevauché et celui du Malm chevauchant. Sous Aix-les-Bains l'eau de l'aquifère du Malm chevauché remonte grâce à une ou plusieurs failles de conductivité hydraulique élevée et fournit une portion importante de l'eau des sources Alun et Soufre.

- 2) L'eau de l'aquifère du Malm chevauchant, représentée par le forage Reine-Hortense constitue un mélange de plusieurs eaux différentes. Le pourcentage des différentes composantes de mélange ne peut pas être déterminé et on ne peut donc pas décrire l'origine et l'évolution d'une eau unique de l'aquifère du Malm chevauchant. Le mélange d'eaux s'infiltre à une altitude moyenne inférieure à celle de l'eau du type (1). En soustrayant l'influence de l'eau (1) qui remonte par drainance et à l'aide de fissures, l'altitude moyenne du bassin versant du mélange d'eaux du Malm chevauchant peut être admise entre 600 et 800 m, ce qui indique que l'alimentation la plus probable de ces eaux provient de l'anticlinal de la Chambotte. Ces eaux sont nettement plus minéralisées que les précédentes, et cette minéralisation indique un contact assez intense avec des roches marneuses ou argileuses afin d'expliquer l'échange ionique du calcium par le sodium, soit par un temps de séjour élevé soit par un rapport eau/roche faible. L'enrichissement en magnésium, typique pour l'eau du Malm chevauchant et qui peut également être observé dans l'eau du Malm du forage Raphy St. Simon RS4, se fait soit par dissolution incongruente de la dolomite présente dans les calcaires du Malm, soit par échange ionique du calcium par le magnésium. Sur son parcours souterrain, une partie de cette eau rencontre également de la matière organique qui l'enrichit en éléments traces iode et bore. Le temps de transit souterrain moyen du mélange d'eaux est vraisemblablement de l'ordre de quelques milliers d'années, mais il ne peut pas excéder la fin de la dernière glaciation il y a 13'000 ans. De plus, une des composantes du mélange est récente et contient du tritium. Vraisemblablement il s'agit de la même eau qui apporte la plupart du sulfate aux eaux des Thermes de Marlioz. Une deuxième eau apportant du sulfate est celle observée dans le forage Raphy St. Simon RS4.
- 3) Comme l'eau du forage Reine-Hortense, celles des sources Alun et Soufre constituent également le mélange de plusieurs composantes différentes. La composante principale qui apporte l'essentiel de la thermalité est l'eau de l'aquifère profond du Malm chevauché (1). Une autre composante est certainement représentée par le mélange d'eaux de l'aquifère du Malm chevauchant (2). La teneur assez élevée en tritium et carbone-14 dans l'eau des sources nécessite la présence d'environ un

tiers au moins d'une eau récente dans le mélange des sources. Cette eau doit être celle de l'aquifère de l'Urgonien, semblable à l'eau des sources Les Platanes et Burnet des Thermes de Marlioz. Son bassin d'alimentation est à chercher soit dans la chaîne de La Chambotte, soit vers l'est, en amont d'Aix-les-Bains. La différence d'altitude de 12 m entre les deux sources Soufre et Alun est responsable de quelques différences dans le mélange des eaux. Ainsi la source Soufre est en général plus fortement minéralisée que la source Alun mais nettement moins chaude.

Ces inégalités sont dues aux différences dans les pressions artésiennes des différents aquifères. La source Alun étant la plus élevée des deux et l'altitude de son émergence étant plus ou moins égale à la pression artésienne du forage Reine-Hortense, elle contient plus d'eau de l'aquifère du Malm chevauché, dont la pression artésienne est encore plus élevée. La température significativement plus faible de la source Soufre pour une teneur en sulfate généralement plus élevée que celle de la source Alun est un autre indice pour l'origine relativement peu profonde de la majorité du sulfate dissous des eaux d'Aix-les-Bains. Le fait que les sources puissent être plus riches en sulfate que le forage Reine-Hortense, alors que leur dilution par une eau froide de l'Urgonien est nettement plus grande, exige un apport supplémentaire de la composante sulfatée pour les sources Alun et Soufre.

4.5.11.3 Les eaux Raphy St. Simon

L'eau du forage Raphy St. Simon RS3 est une eau faiblement minéralisée qui ne s'est écoulée que dans des calcaires purs tels que ceux de l'Urgonien ou du Malm. Elle s'est infiltrée dans les couches du Crétacé de La Chambotte à peut-être 5 à 10 km au nord de son émergence à une altitude moyenne de 600 à 750 m. Aucun indice ne suggère qu'elle soit descendue à une profondeur plus grande que 300 à 400 m en dessous du point d'émergence. A cette profondeur l'eau a acquis une température d'une vingtaine de degrés. C'est à l'aide d'une faille transversale à l'anticlinal de La Chambotte, que l'eau St. Simon remonte et émerge dans deux sources et le forage RS3. D'après la simulation de l'âge radiométrique du tritium, l'eau St. Simon est composée de deux composantes d'écoulement, dont l'une est assez ancienne avec un temps de séjour souterrain entre quelques dizaines à plusieurs centaines d'années, alors que le temps de séjour souterrain de la composante récente est entre 5 à 35 ans au maximum. Il est possible que cette composante plus jeune soit représentée par l'eau de l'aquifère du Crétacé rencontrée par le forage RS4, dont la présence en quantité restreinte dans l'eau RS3 a été démontrée.

Dans le forage RS4 au moins deux types d'eaux ont été rencontrés. L'une dans les couches du Crétacé est sulfatée et relativement froide, l'autre dans l'aquifère du Malm chevauchant de l'anticlinal de La Chambotte est nettement moins riche en sulfate mais possède une teneur en magnésium presque identique à celle de l'eau du forage Reine-

Hortense. Cette eau profonde a les mêmes valeurs isotopiques en deutérium et oxygène-18 que l'eau RS3. On doit donc admettre un bassin versant d'altitude similaire ou même identique pour les deux eaux. Ce bassin versant se trouve vraisemblablement dans les calcaires de La Chambotte. Alors que l'eau RS3 s'écoule dans l'aquifère de l'Urgonien, l'eau du Malm du forage RS4 doit s'infiltrer à plus grande profondeur, avec un temps de transit souterrain

plus long et un chimisme évoluant plus fortement vers un enrichissement en magnésium et en sodium et un appauvrissement en calcium. La pression artésienne de l'eau du Malm est plus grande que celle de l'eau du Crétacé, ce qui signifie que le sulfate dissous de l'eau du Crétacé (teneur maximale analysée 240 mg/l) ne provient pas de grande profondeur mais vraisemblablement de la dissolution de gypse dans la Molasse oligocène.

5 CONCLUSIONS

Pour chaque site étudié les conclusions sont résumées dans le sous-chapitre du modèle conceptuel et par conséquent, elles ne seront pas répétées dans ce chapitre. Pour les conclusions générales, le site de Genève-Thônex n'est pas pris en considération, en raison du fait que nous ne disposons pas de données chimiques et isotopiques du fluide profond qui ne soient perturbées par les effets de l'acidification du forage géothermique Thônex-1.

5.1 Hydrochimie et interactions eau-roche

L'étude ayant été ciblée sur les circulations profondes liées aux calcaires du Malm de l'arc jurassien, il est évident que la composition chimique des eaux de chaque site présente de fortes similitudes. Toutes les eaux froides (8–12 °C) et récentes étudiées qui sortent des calcaires du Malm sont du type chimique $[Ca][HCO_3]$ et ne sont que faiblement minéralisées (p.ex. source de Develier-Dessus, forages Les Rosiers à Malleray ou l'Arsenal à Tavannes, source Les Fontanets à Vugelles, etc.). En d'autres mots, il s'agit d'eaux typiques d'un karst calcaire. Les eaux froides issues des calcaires du Crétacé sont par contre souvent plus fortement minéralisées, mais restent toujours du type chimique $[Ca][HCO_3]$ (p.ex. sources Rouleguet au Mont Chamblon, Grand Record à Moiry ou Les Platanes à Aix-les-Bains).

Lorsque les eaux du Malm évoluent vers des eaux subthermales (12–20 °C) dont le temps de séjour souterrain est un peu plus long que pour les eaux froides, elles évoluent vers le type chimique $[Ca, Mg][HCO_3]$, mais sans se minéraliser plus fortement. La réaction chimique principale qui se déroule est vraisemblablement la dissolution incongruente de la dolomite, qui est présente en différents pourcentages dans les calcaires du Portlandien, du Kiméridgien et du Séquanien. Tous les autres paramètres chimiques n'évoluent que très peu: on observe un faible enrichissement en éléments mineurs et traces ainsi qu'en silice, sans pour autant que ces eaux atteignent la saturation par rapport à la calcédoine.

Les eaux thermales (20–72 °C) dont le temps de séjour souterrain peut atteindre des milliers d'années, ne se différencient que légèrement du point de vue chimique par rapport aux eaux subthermales. Elles restent avec une minéralisation totale inférieure à 400 mg/l, si elles n'ont circulé que dans les calcaires du Malm. De plus, l'augmentation de la température a même tendance à faire diminuer

la teneur en sels dissous, en diminuant la solubilité des minéraux carbonatés qui constituent l'essentiel de la minéralisation. Le type chimique reste toujours $[Ca, Mg][HCO_3]$, mais le rapport molaire entre calcium et magnésium diminue encore. La dolomite est sursaturée dans toutes les eaux thermales, et certaines eaux atteignent la saturation par rapport à la dolomite non-ordonnée ou la magnésite (tableau 5.1.1). Les eaux thermales s'enrichissent encore davantage en éléments mineurs et traces et subissent un léger échange ionique du calcium par le sodium. La saturation par rapport à la calcédoine ou le quartz n'est atteinte que par les eaux de forte thermalité d'Aix-les-Bains (et de Genève-Thônex), alors que les eaux de Delémont et d'Yverdon-les-Bains restent sous-saturées, avec la plus grande sous-saturation dans les eaux très faiblement thermales de Delémont.

Toutes les eaux thermales et subthermales étudiées sont le produit de mélanges entre plusieurs composantes. Certaines de ces composantes s'écoulent séparément dans le même aquifère du Malm et se différencient surtout par leur temps de transit souterrain, ce qui influence également leur composition chimique. Cette séparation en plusieurs composantes d'écoulement dans le même aquifère est induite par la dualité du karst (KIRALY, 1973) avec la présence de drains et de failles fortement perméables et de blocs à fissures fines et à porosité primaire faible peu perméables. C'est également la présence de niveaux marneux dans le Malm tels que les marnes à Natica du bassin de Delémont qui introduit une séparation des écoulements. Les autres composantes d'écoulement ont parcouru d'autres aquifères plus ou moins profonds que les calcaires du Malm. Elles sont responsables des processus de modification du chimisme des eaux thermales de l'aquifère du Malm.

Une eau de type $[Ca, Mg][HCO_3]$ évolue par exemple vers le type $[Ca, Mg, Na][HCO_3, Cl]$ comme à la source thermique d'Yverdon-les-Bains ou encore vers le type $[Ca][SO_4, HCO_3]$ comme à la source Alun d'Aix-les-Bains. On peut donc conclure, quel que soit le temps de séjour souterrain des eaux froides, subthermales ou thermales de l'aquifère du Malm de l'arc jurassien étudiées, que tout type chimique différent de $[Ca][HCO_3]$ ou $[Ca, Mg][HCO_3]$ est induit par l'effet de mélanges avec d'autres fluides. La seule exception à cette règle pourrait être le type chimique $[Na, (Ca)][HCO_3]$, issu de l'échange ionique in situ du calcium par le sodium, comme supposé dans le cas du fluide profond du forage géothermique de Genève-Thônex.

Tableau 5.1.1: Etat de saturation des différentes eaux subthermales et thermales étudiées par rapport à quelques minéraux importants. 0 = saturation (IS très proche de 0); – = sous-saturation (IS entre 0 et –1); – – = forte sous-saturation (IS < –1); + = sursaturation (IS entre 0 et +1); ++ = forte sursaturation (IS > +1).

Source ou forage	Calcite	Dolomite	Dolomite non ordonnée	Magnésite	Strontianite	Calcédoine	Quartz	Gypse	Fluorine	Barytine	Illite	FeS amorphe	Fe(OH) ₃ amorphe
Delémont													
S1, S2, S3	+	+	–	–	– –	–	+	– –	– –	– –	– –	– –	0/+
Yverdon													
S. thermale	+	+	–	–	–	0/–	+	– –	– –	–	– –	+	– –
F4	+	+	0/–	0/–	–	–	+	– –	– –	– –	– –	0	– –
La Grève-1	+	+	0	0	–	0/–	+	– –	–	– –	– –	– –	– –
Le Cossaux	+	0/–	–	–	– –	–	0/+	– –	– –	– –	– –	– –	–
Moiry													
La Cressonnière	+	0/+	–	–	–	–	+	– –	– –	–	0/++	– –	0/++
Aix-les-Bains													
Chevalley	+	+	+	0	– –	–	0	– –	– –	– –	– –	– –	– –
Reine-Hortense	+	+	0	0	– –	0	+	– –	– –	0	+	++	– –
Alun	+	+/-	–	–	– –	0	+	– –	– –	0/–	– –	–	– –
Ariana	+	0	–	–	– –	0	+	– –	– –	0/+	0	+	– –
St. Simon RS3	+	+	–	–	– –	–	+	– –	– –	– –	– –	– –	–

Pour les eaux de l'aquifère du Malm de l'arc jurassien, la minéralisation totale ne donne pas d'information sur le temps de séjour souterrain, c'est-à-dire que les eaux les plus fortement minéralisées ne sont pas nécessairement les eaux les plus anciennes. Même les eaux des forages La Grève-1 d'Arkina d'Yverdon-les-Bains et Chevalley d'Aix-les-Bains, qui toutes les deux possèdent un temps de séjour souterrain vraisemblablement de plusieurs milliers d'années, ne sont pas plus fortement minéralisées que les eaux des sources froides de Develier-Dessus dans le bassin de Delémont ou Les Fontanets de Vugelles dans la région d'Yverdon-les-Bains, dont le temps de séjour souterrain moyen est de quelques jours à quelques années au maximum. Au contraire, les eaux des forages profonds La Grève-1 et Chevalley sont même parmi les eaux les moins minéralisées de cette étude. Les seuls indices qualitatifs d'un temps de séjour souterrain prolongé dans ces eaux sont l'enrichissement progressif du magnésium et du sodium au détriment du calcium, ainsi que l'enrichissement en silice et en éléments mineurs et traces tels que le strontium, le fluorure, le lithium, le rubidium, etc. Cet enrichissement reste pourtant assez faible. Il est vraisemblable que l'enrichissement en sodium et en éléments mineurs et traces est surtout lié au contact de l'eau avec des argiles et de la matière organique dans l'aquifère du Malm. C'est dans les calcaires les plus purs, comme par exemple ceux du Kimméridgien supérieur d'Aix-les-Bains, que l'on observe le plus faible accroissement en éléments mineurs et traces. Cette constatation n'est

que partiellement compensée par un temps de séjour souterrain prolongé et une température plus élevée, comme on peut le discerner pour l'eau du forage Chevalley.

La pureté minéralogique des roches aquifères du Malm de l'arc jurassien empêche donc les eaux de s'enrichir en composés chimiques tels que le chlorure et le sulfate. On peut donc estimer des teneurs maximales en certains composés chimiques au-delà desquelles l'existence d'un mélange avec des fluides d'autres aquifères ou la pollution anthropique doivent être admises (tableau 5.1.2). Bien

Tableau 5.1.2: Estimation des teneurs maximales en certaines espèces chimiques d'une eau non mélangée et non polluée dans l'aquifère étudié du Malm de l'arc jurassien.

Espèce chimique	Teneur maximale (mg/l)
Potassium	1 – 3
Strontium	1 – 3
Chlorure	3 – 5
Fluorure	1 – 1.5
Sulfate	20 – 25

évidemment, des mélanges de plusieurs types d'eau peuvent être présents en dessous de ces valeurs déjà.

Deux critères sont responsables de l'inapplicabilité des géothermomètres chimiques basés sur les concentrations en éléments alcalins ou alcalino-terreux pour les eaux de cette étude. D'une part, la composition minéralogique des roches aquifères du Malm et d'autre part l'augmentation des concentrations en éléments tels que sodium, potassium et lithium dans les eaux du Malm, liée à des phénomènes de mélange. La pauvreté en minéraux siliceux des aquifères du Malm est également responsable de la sous-saturation de la plupart des eaux par rapport à la calcédoine. De plus, la minéralogie de l'aquifère du Malm et les phénomènes de mélange rendent impossible la détermination de la température du réservoir profond à l'aide de la simulation des indices de saturation de minéraux pour des températures plus élevées. L'estimation de la température maximale du réservoir profond est donc très difficile en milieu calcaire. Dans aucun des cas étudiés on a obtenu des indices d'une température du réservoir plus élevée que celle mesurée en fond de puits ou celle admise pour la base de l'aquifère du Malm. Seuls des arguments hydrochimiques et isotopiques, ainsi que le gradient géothermique moyen du site permettent de déceler la présence d'une composante d'origine plus profonde dans l'eau thermale à Yverdon-les-Bains.

5.2 Datation des eaux

Pour plusieurs raisons, la détermination du temps de séjour souterrain des eaux des aquifères du Malm de l'arc jurassien n'est généralement pas univoque. En effet, le mélange fréquent de différentes composantes d'écoulement produit un âge radiométrique apparent de l'eau sans signification hydrogéologique. Seules la différenciation des composantes d'écoulement et la détermination du pourcentage de chacune, ainsi que la connaissance de leur teneur initiale en isotopes radioactifs permettent d'évaluer quantitativement les temps de séjour souterrain des différentes composantes. Ces conditions ne sont pourtant que très rarement remplies. Pour la datation à l'aide du tritium s'ajoute le problème de la fonction d'entrée (teneurs en tritium dans les précipitations depuis 1953). Celle-ci possède une forme de cloche asymétrique, impliquant que la fonction n'est pas orientée dans un seul sens, mais vers des teneurs plus élevées ou plus basses au cours du temps. De plus, les variations annuelles sont devenues très faibles depuis une quinzaine d'années. Pour la plupart des cas, la modélisation avec le tritium fournit plusieurs âges radiométriques différents.

Pour la datation à l'aide du ^{14}C , les activités rencontrées dans les eaux des aquifères du Malm sont fortement influencées par de nombreuses réactions chimiques avec les minéraux carbonatés de l'aquifère. Ces réactions sont les suivantes: dissolution incongruente de la dolomite, échange ionique Ca/Na suivi de la dissolution de calcite, dénitrification, décomposition de la matière organique et forma-

tion de H_2S , réchauffement de l'eau lors de la descente en profondeur suivi de la précipitation de calcite, refroidissement lors de la remontée suivi de la dissolution de calcite/dolomite, échange isotopique avec la calcite et la dolomite de l'aquifère, échange isotopique avec le méthane dissous. L'ensemble de ces processus combinés aux phénomènes de mélange rendent impossible une détermination quantitative de l'âge radiométrique du ^{14}C . De plus, le fractionnement isotopique entre le TDIC (Total Dissolved Inorganic Carbon) et les minéraux carbonatés de l'aquifère nécessiterait la connaissance de la composition isotopique des minéraux en question. Or, nous ne connaissons que les valeurs de quelques échantillons de roche totale, dont la représentativité est inconnue. Le rapport presque linéaire entre l'activité du ^{14}C et le $\delta^{13}\text{C}$ pour toutes les eaux analysées dans cette étude suggère que la plus grande partie de la diminution de l'activité du ^{14}C est due à des processus de réactions chimiques et d'échange isotopique et non pas à la désintégration radioactive (figure 5.2.1).

Néanmoins, dans l'ensemble des eaux étudiées, on peut conclure que les eaux possédant une activité en ^{14}C élevée supérieure à 50 à 60 pcm sont certainement récentes, alors que les eaux aux plus faibles activités sont également les plus anciennes. C'est pour les eaux aux activités en ^{14}C intermédiaires d'environ 30 à 50 pcm, que règne une grande incertitude pour décider si ces eaux sont récentes ou anciennes (cas des eaux de La Cressonnière à Moiry et du forage Marlioz-Ariana à Aix-les-Bains). La méthode du carbone-14 peut donc généralement être utilisée pour l'évaluation qualitative ou semi-quantitative de l'âge des eaux des aquifères carbonatés étudiés.

La datation à l'hélium se heurte également à plusieurs inconnues, ce qui fait de cette méthode dans le meilleur des cas un outil de datation semi-quantitatif. La porosité efficace de l'aquifère, sa teneur moyenne en éléments uranium et thorium et le pourcentage d'hélium relâché par la roche ne sont pas connus et doivent être estimés. Même si l'on disposait de mesures de la porosité effectuées sur des échantillons de roche, ces mesures ne seraient que peu utiles en raison de la très forte hétérogénéité des aquifères des calcaires du Malm. Le même problème se pose pour les teneurs en uranium et thorium, qui vraisemblablement dépendent surtout de la teneur en argiles des calcaires. Afin de pouvoir estimer la teneur moyenne en uranium et thorium d'un aquifère aussi épais et étendu que le Malm, de très nombreuses analyses de roche seraient nécessaires pour chaque site étudié.

En conclusion il faut retenir que tous les outils de datation radiométrique appliqués dans cette étude ne fournissent que des résultats semi-quantitatifs dans le meilleur des cas (tableau 5.2.1). Pour le tritium ce sont surtout les mélanges d'eau, les ambiguïtés de la fonction d'entrée et le nombre restreint d'analyses réparties dans le temps qui empêchent une datation précise. Le ^{14}C quant à lui est trop réactif dans les conditions spécifiques des aquifères carbonatés profonds. La diminution de son activité est surtout liée à

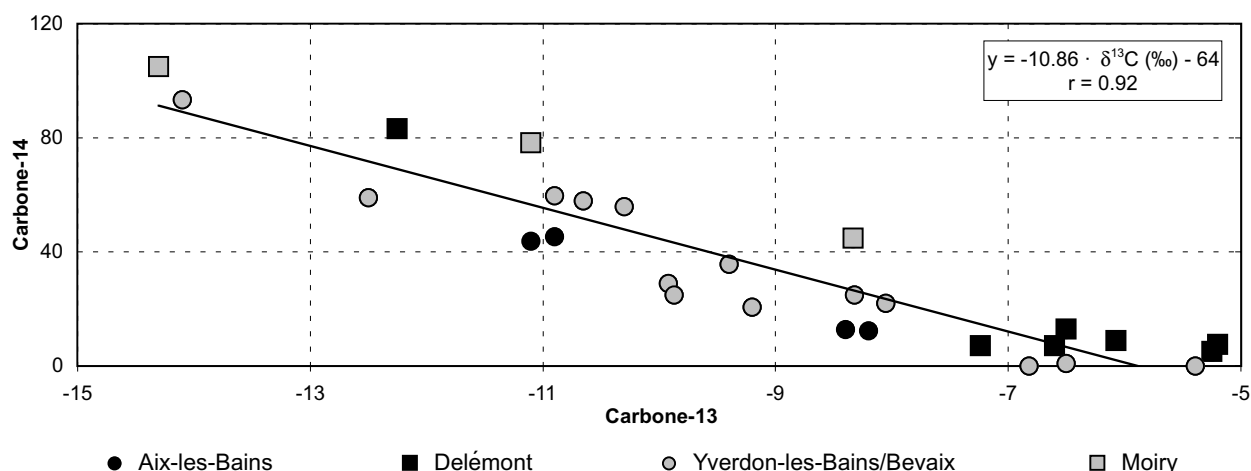


Figure 5.2.1: Rapport entre le $\delta^{13}\text{C}$ et l'activité en ^{14}C des analyses de cette étude. La corrélation quasi-linéaire entre ces deux paramètres suggère que l'essentiel de la diminution de l'activité du ^{14}C est due à des réactions chimiques et à l'échange isotopique entre le TDIC et les roches carbonatées. Les analyses d'Aix-les-Bains de l'année 1993 ne sont pas représentées en raison de problèmes analytiques du $\delta^{13}\text{C}$ (cf. chapitre 4.5.10).

Tableau 5.2.1: Résumé des datations radiométriques des eaux thermales et subthermales effectuées dans cette étude. Toutes les analyses des isotopes stables de l'eau et des gaz nobles indiquent un temps de séjour souterrain inférieur à 13'000 ans (fin de la dernière glaciation).

Eau	Datation au tritium (ans)	Datation au ^{14}C (ans)	Datation au ^4He (porosité 0.1–1%) (ans)
Delémont: forage S1	>> 42	4000 – 8000 ¹⁾	500 – 5000 ¹⁾
Delémont: forages S2, S3	10%: 4–12 90%: >> 42	70 – 10'000 ¹⁾	400 – 4000 ¹⁾
Yverdon: source thermique	25–35%: 15–25 65–75%: >> 42	1000 – 5000 ²⁾	1500 – 27'000 ¹⁾
Yverdon: forage F4	20%: 15–25 80%: >> 42	1000 – 5000 ²⁾	n.d.
Yverdon: forage La Grève-1	>> 42	> 20'000	1200 – 15'000
Yverdon: source Le Cossaux	< 42 ³⁾	0 – 1700	n.d.
Moiry: source La Cressonnière	80–100 ²⁾	0 – 2500 ²⁾	n.d.
Aix-les-Bains: source Alun	30–40%: 30–40 60–70%: >> 42	0 – 10'000 ⁴⁾	n.d.
Aix-les-Bains: forage Ariana	< 42 ³⁾	0 – 10'000 ⁴⁾	11'000 – 110'000
Aix-les-Bains: forage Chevalley	>> 42	8000 – 10'000	3500 – 42'000
Aix-les-Bains: forage Reine-Hortense	600 ⁵⁾ 10–25%: 20–100 75–90%: >> 42	< 10'000 ⁴⁾	11'000 – 123'000
Aix-les-Bains: forage St. Simon RS3	150 ⁵⁾ 30–40%: 30 60–70%: >> 42	n.d.	n.d.

¹⁾ Age radiométrique moyen du mélange d'eaux.

²⁾ Age de la composante profonde et ancienne extrapolée.

³⁾ Vraisemblablement mélange entre une composante récente et une composante >> 42 ans; mélange non quantifiable.

⁴⁾ Mélange d'eaux complexe, système des isotopes du carbone non quantifiable.

⁵⁾ Age radiométrique moyen du mélange d'eaux pour les eaux où la datation au tritium n'indique pas de manière nette le mélange entre des eaux de temps de transit souterrain différent.

l'échange avec la roche et non pas à la décroissance radioactive. D'après MÜNNICH (1958), l'échange isotopique peut théoriquement augmenter l'âge radiométrique apparent d'une eau de 30%, si l'aquifère possède une conductivité hydraulique K d'environ 10^{-5} m/s, et si l'aquifère est constitué d'une roche calcaire. Pour tous les forages étudiés où nous disposons de valeurs de K , celles-ci sont nettement inférieures à 10^{-5} m/s, à l'exception du forage F4 d'Yverdon-les-Bains, où la conductivité hydraulique est autour de $5 \cdot 10^{-5}$ (cf. annexe 1, tableau des points d'eau étudiés). On doit donc admettre que l'échange isotopique entre le TDIC et les roches des aquifères carbonatés étudiés est un facteur très important dans l'évolution de l'activité du ^{14}C dans l'eau. La datation à l'hélium par contre exige trop de connaissances des propriétés physiques et chimiques de l'aquifère par rapport à la connaissance habituelle d'un aquifère épais et étendu tel que celui du Malm.

La limite supérieure du temps de séjour souterrain des eaux thermales étudiées ne peut donc pas être déterminée par les méthodes de datation radiométriques. Celles-ci peuvent surtout être utilisées pour exclure certaines hypothèses, et comme indice de mélange d'eaux. Par contre les isotopes stables de l'eau, combinés à la détermination de la température d'infiltration à l'aide des gaz nobles fournissent des limites d'âge grâce aux arguments climatiques. Ainsi, nous avons pu démontrer que toutes les eaux thermales des aquifères du Malm étudiés se sont infiltrées dans des conditions climatiques similaires ou identiques à celles d'aujourd'hui. Si l'on considère que toutes ces eaux (à l'exception de l'eau du forage La Grève-1 Arkina) contiennent du ^{14}C , ces indices climatiques limitent l'âge maximal de ces eaux à 13'000 ans environ, date de la fin de la dernière glaciation. L'eau du forage La Grève-1 Arkina elle-même ne s'est pas infiltrée lors de la dernière glaciation également pour des raisons climatiques, et la corrélation existant entre le $\delta^{13}\text{C}$ et l'activité du ^{14}C suggère que cette eau a également moins de 13'000 ans.

5.3 Les isotopes stables et l'altitude de recharge

L'étude des isotopes stables de l'eau a permis de déterminer des corrélations locales entre les isotopes stables de l'eau et l'altitude moyenne du bassin versant pour les régions de Delémont et d'Yverdon-les-Bains/Moiry (cf. chapitre 3.2.1.1). Pour la région d'Aix-les-Bains une corrélation similaire a également été établie, mais elle n'est qu'approximative car définie avec deux points d'eau seulement (cf. chapitre 4.5.9.1). Ces corrélations locales entre les isotopes stables de l'eau et l'altitude moyenne du bassin versant possèdent des pentes plus raides que les corrélations publiées par BLAVOUX et al. (1979) et KULLIN & SCHMASSMANN (1991) pour le Jura central, ce qui se traduit par des gradients isotopiques ($\delta^{18}\text{O}/100$ m et $\delta^2\text{H}/100$ m) plus élevés. C'est surtout pour les basses altitudes que les corrélations définies dans cette étude fournissent des résultats différents de celles de la littérature citée. En ce qui concerne la gamme d'altitude entre 900 et 1400 m par

contre, toutes les relations fournissent des résultats assez similaires, compte tenu des incertitudes inhérentes à la méthode. On observe donc une influence non négligeable du climat local sur les rapports des isotopes stables de l'eau des eaux avec bassin versant de basse altitude, alors que les bassins versants de relativement haute altitude montrent un comportement similaire pour l'ensemble du Jura étudié. Nous interprétons ce comportement des isotopes stables de l'eau comme le produit du «pseudo-altitude-effect» (MOSER & STICHLER, 1971; cités par GAT, 1980) (cf. chapitre 3.2.1.1). En effet, les eaux souterraines du Jura plissé sont issues des précipitations qui arrivent surtout de l'ouest et qui doivent franchir d'abord les premières chaînes du Jura avant de tomber à l'intérieur du Jura ou au pied sud du Jura. Ainsi ces précipitations tombent généralement d'une altitude à peu près similaire, dont le minimum est donné par l'altitude des chaînes jurassiennes franchies. C'est lors de la chute des gouttes de pluie, que les précipitations commencent à se différencier du point de vue isotopique en fonction de l'évaporation. Pour les eaux souterraines avec un bassin versant de haute altitude, la distance entre la base des nuages et le sol est restreinte, et l'influence des particularités du climat local (température, pluviosité, humidité de l'air) est donc relativement faible. Pour les eaux souterraines avec bassin versant de basse altitude par contre, cette influence du climat local devient plus importante. Par conséquent les eaux de basse altitude de chaque région étudiée sont isotopiquement différentes. A Delémont par exemple la pluviosité est nettement plus faible qu'à Baulmes dans la région d'Yverdon-les-Bains et la température moyenne ambiante plus basse pour une même altitude, ce qui doit se traduire par des différences dans l'évaporation des gouttelettes de pluie qui tombent en basse altitude. De plus, la relation entre l'altitude du bassin versant et les isotopes stables de l'eau établie par KULLIN & SCHMASSMANN (1991) se base sur trois sources du Jura plissé de haute altitude (Blanche Fontaine, Areuse et Doux, avec des altitudes moyennes du bassin versant de 950, 1110 et 1140 m) et une source du Jura tabulaire de basse altitude (Vendline, altitude moyenne du bassin versant de 500 m). La source de la Vendline se trouve en Ajoie, au nord-ouest du Jura plissé, et elle est donc soumise à un climat nettement différent que celui qui règne à l'intérieur et au pied sud du Jura plissé. C'est la source de la Vendline, se trouvant à l'extérieur de la zone climatique du Jura plissé qui détermine presque exclusivement la pente de la droite de régression de KULLIN & SCHMASSMANN (1991) entre les isotopes stables de l'eau et l'altitude moyenne du bassin versant, et qui par conséquent influence surtout une comparaison des eaux de basse altitude.

L'étude des analyses des isotopes stables de l'eau dans les régions de Delémont, d'Yverdon-les-Bains et d'Aix-les-Bains a démontré que les eaux ne s'alignent pas sur la droite mondiale des eaux météoriques mais le long de droites locales de pente plus faible (figure 5.3.1).

Les pentes de ces droites locales déterminées avec les analyses de cette étude uniquement sont de 6.95 pour

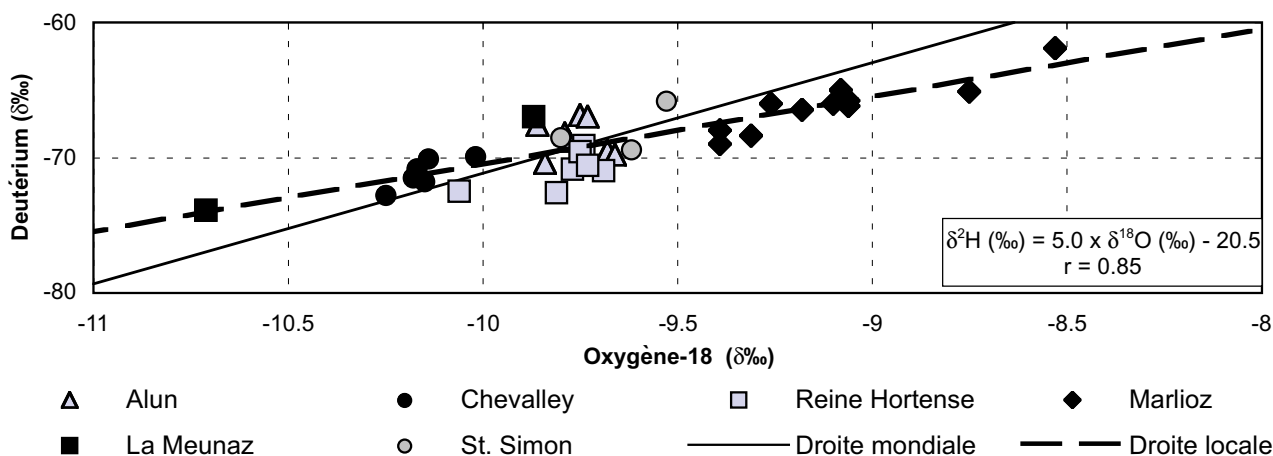


Figure 5.3.1: Rapport entre l'oxygène-18 et le deutérium pour les eaux d'Aix-les-Bains. On remarque que les eaux d'Aix-les-Bains définissent une droite locale de pente inférieure à celle de la droite mondiale des eaux météoriques qui est de 8.2 (YURTSEVER & GAT, 1981, cités par KULLIN & SCHMASSMANN, 1991). La pente de la droite locale est de 5, caractéristique dans le cas de processus d'évaporation (FONTES, 1980).

Tableau 5.3.1: Résumé des altitudes moyennes du bassin versant des eaux thermales et subthermales étudiées, déduites des différentes relations entre les isotopes stables de l'eau et l'altitude. Les fourchettes d'altitude du bassin versant des eaux de Delémont, Yverdon et Moiry ainsi que de la deuxième ligne des eaux d'Aix-les-Bains indiquent la variabilité des résultats obtenus avec les relations de BLAVOUX et al. (1979) et KULLIN & SCHMASSMANN (1991) définies pour le Jura Central et celles définies dans cette étude pour les régions de Delémont et d'Yverdon. La première ligne des eaux d'Aix-les-Bains indique les résultats obtenues avec la relation locale, déduite des eaux du forage Chevalley et de la source Les Platanes. Les altitudes ont été calculées avec les valeurs moyennes de toutes les analyses isotopiques.

Forage ou source	Altitude ^{18}O (m)	Altitude ^2H (m)	Altitude excédant de deutérium dex (m)
Delémont: forages S1,S2 et S3	630 – 810	740 – 930	740
Yverdon: source thermique	1060 – 1160 1330 – 1430 ¹⁾	1100 – 1140 1300 – 1320 ¹⁾	1190 1380 ¹⁾
Yverdon: forage F4	960 – 1100	1070 – 1110	1030
Yverdon: forage La Grève-1	1130 – 1230	1090 – 1130	1380
Yverdon: source Le Cossaux	790 – 1000	890 – 950	1110
Moiry: source La Cressonnière	900 – 1070 1100 – 1300 ²⁾	1000 – 1050 1130 – 1220 ²⁾	1140 1210 – 1310 ²⁾
Aix-les-Bains: source Alun	750 – 830 630 – 900	690 – 750 730 – 810	860 – 950 1180
Aix-les-Bains: forage Ariana	550 – 590 340 – 730	580 – 620 640 – 730	500 – 530 720
Aix-les-Bains: forage Chevalley	850 – 1030	900 – 960	1240
Aix-les-Bains: forage Reine-Hortense	760 – 840 650 – 920	880 – 980 880 – 950	580 – 620 820
Aix-les-Bains: forage St. Simon RS3	740 – 820 620 – 900	590 – 630 650 – 740	1000 – 1040 1360

¹⁾ Altitude moyenne de la source thermique d'Yverdon, extrapolée sans contribution d'eau tritiée.

²⁾ Altitude moyenne de la composante profonde extrapolée de la source La Cressonnière.

Yverdon-les-Bains, 5.44 pour Delémont et 5.0 pour Aix-les-Bains. Ces pentes sont plus faibles que celle de la droite mondiale des eaux météoriques qui est de 8.2 (YURTSEVER & GAT, 1981; cités par KULLIN & SCHMASSMANN, 1991), et font penser à des droites d'évaporation, ce qui confirme donc l'interprétation des variations isotopiques entre les eaux de hautes et de basses altitudes développée plus haut dans ce chapitre.

La présence de ces effets d'évaporation est responsable du fait que l'excédent de deutérium ($d_{ex} = \delta^2H - 8.2 \cdot \delta^{18}O$) dépend également de l'altitude du bassin versant, et qu'on peut donc établir des relations entre l'altitude et l'excédent de deutérium (cf. chapitre 3.2.1.1). Bien évidemment, cette relation est soumise à une erreur plus grande que les relations entre l'altitude d'une part et l'oxygène-18 et le deutérium d'autre part, parce que dans l'excédent de deutérium se cumulent les erreurs analytiques des deux isotopes.

5.4 Relations hydrauliques

Toutes les eaux profondes du Malm disposant de données hydrauliques montrent une relation évidente avec le cycle hydrologique (précipitations et fonte de neige). Il s'agit donc de circulations actives et renouvelées et non pas de réserves fossiles, ainsi que le confirment les résultats de datation des eaux (cf. chapitre 5.2). Toutes les circulations étudiées sont liées à des systèmes de failles et vraisemblablement à des paléokarsts restés ouverts au cours des temps géologiques. Ce sont les gradients hydrauliques élevés au pied des chaînes du Jura qui sont en premier lieu responsables de l'existence des circulations profondes et thermales. Si le forage géothermique de Genève-Thônex a surtout rencontré des fissures remplies de calcite et non pas la perméabilité secondaire espérée dans l'aquifère potentiel du Malm, c'est vraisemblablement en raison de la grande distance entre la zone de mise en charge de l'aquifère et le site de forage, et donc du gradient hydraulique relativement faible.

Les écoulements dans les aquifères profonds du Malm de l'arc jurassien sont conditionnés par les aquicludes ou aquitards sus- et sous-jacents. On doit évidemment admettre l'éventualité d'une drainance entre différents aquifères. Cependant, cette drainance doit être assez limitée en raison des grandes épaisseurs de marnes et d'argiles de l'Oxfordien sous-jacent et de l'ensemble des couches peu perméables du Crétacé et du recouvrement molassique sus-jacents. Ainsi, l'essentiel de l'écoulement s'effectue dans des fissures et des conduits à l'intérieur des couches du Malm, alors que les pertes d'eau à travers les aquicludes et aquitards environnants sont faibles, comme le sont les apports d'autres eaux. Ce n'est que dans les zones de failles importantes et surtout lors de la remontée vers les exutoires naturels, que les eaux du Malm peuvent se mélanger fortement avec d'autres eaux. Par exemple, les forages de Delémont et La Grève-I Arkina qui ne sont pas situés sur de grandes failles, ne montrent presque pas de mélange avec d'autres types d'eaux.

Les eaux des résurgences thermales et subthermales par contre sont assez fortement mélangées lors de la remontée, avec des eaux plus superficielles. L'eau du forage F4 du Centre thermal d'Yverdon-les-Bains, ouvrage directement situé sur la grande faille importante PCC, est mélangée avec des eaux d'origine plus profonde mais aussi plus superficielle.

A Aix-les-Bains, les relations hydrauliques sont plus complexes que sur les autres sites étudiés, avec pour conséquence le mélange entre de nombreuses eaux souterraines différentes. La ville d'Aix-les-Bains se trouve effectivement au pied d'une chaîne jurassienne, mais elle est également située en dessus d'un autre anticlinal jurassien, dont l'axe plonge fortement du nord au sud et qui a chevauché la chaîne jurassienne déjà mentionnée. De plus, la situation hydraulique est encore compliquée par la jonction à une dizaine de kilomètres au sud d'Aix-les-Bains des chaînes jurassiennes et subalpines, et par l'existence de failles transversales vraisemblablement conductrices d'eau. Cette combinaison de deux chaînes jurassiennes dont les couches plongent vers Aix-les-Bains, du chevauchement, des failles transversales et de la proximité des massifs subalpins est responsable de tous les mélanges d'eaux de différents aquifères. En effet, chaque source et chaque forage d'eau thermique ou minérale de cette région produit une eau de température, de composition chimique et isotopique différente.

En général, les aquifères du Malm dont les circulations profondes ont été étudiées possèdent une perméabilité assez faible ($K < 10^{-5}$ m/s; cf. annexe 1) et les débits exploitables ne sont pas très élevés. Dans un forage à Delémont par exemple, une production de 60 m³/h pendant 105 jours induit un rabattement supérieur à 100 m (FLURY et al., 1991), et au forage La Grève-I d'Arkina à Yverdon-les-Bains une production de 68 m³/h pendant 20 jours provoque un rabattement de 126 m (SCHNEEMANN et al., 1991). Ce n'est que la présence d'une faille importante ou d'une paléo-karstification qui augmente sensiblement la productivité de l'aquifère du Malm. Au forage F4 du Centre thermal d'Yverdon-les-Bains par exemple, situé au droit de l'importante faille PCC (cf. chapitre 4.2), une production de 88 m³/h pendant 12 jours introduit un rabattement de 15 m seulement (BURGER & GORHAN, 1985). Au forage Chevalley à Aix-les-Bains, le rabattement est d'environ 50 m pour un débit de 80 m³/h pendant 75 jours (EBERENTZ et al., 1993). Si on prend comme niveau d'eau non rabattu celui de la colonne d'eau refroidie, qui est de 28 m plus bas que le niveau maximal de l'eau chaude (effet de la densité de l'eau à différentes températures et de l'influence hydraulique des sources Alun et Soufre, alimentées par le même aquifère que le forage Chevalley), ce rabattement n'est que de 22 m environ (pour la discussion des niveaux piézométriques du forage Chevalley cf. chapitre 4.5.6). Dans le forage Chevalley, une ancienne karstification ouverte a été rencontrée à une profondeur entre 1975 et 2104 m (CARFANTAN, 1994). Le forage Reine Hortense par contre présente un rabattement de 70 m pour un débit de 76 m³/h

pendant 7 jours (EBERENTZ & JERPHANION, 1990), et la productivité de cet ouvrage serait encore nettement plus réduite si l'épaisseur de l'aquifère n'était pas très élevée, avec quelques 500 m, dont 250 m sont productifs. Apparemment, l'aquifère du Malm chevauchant d'Aix-les-Bains, exploité par le forage Reine Hortense ne présente pas de caractéristiques karstiques ni de failles majeures à l'endroit du forage.

Du point de vue géothermique les forages de Delémont présentent un gradient géothermique moyen légèrement élevé de 3.6 à 3.8 °C/100 m, ce qui pourrait être lié à la proximité du fossé rhénan qui présente un flux de chaleur élevé. A Yverdon-les-Bains le gradient géothermique moyen est de 3.5 à 4.0 °C/100 m et donc également légèrement plus élevé que la valeur normale admise entre 3.03 °C/100 m (HÖLTING, 1989) et 3.33 °C/100 m (LÜTTIG, 1985). C'est au forage F4 du Centre thermal d'Yverdon-les-Bains que le gradient géothermique moyen est le plus élevé, ce qui est interprété comme la conséquence de la remontée d'un fluide d'origine plus profonde que l'aquifère du Malm et non pas par l'existence d'une anomalie géothermique.

Dans le forage Chevalley, le plus profond des forages d'Aix-les-Bains, le gradient géothermique moyen est de 3.2 °C/100 m et donc très proche du gradient normal. Au forage Reine Hortense le gradient atteint 3.3 °C/100 m et au forage Ariana 3.5 à 3.7 °C/100 m. Ce gradient moyen qui augmente légèrement du bas vers le haut indique une remontée lente de l'eau profonde vers les aquifères moins profonds, mais ne démontre pas l'existence d'une anomalie géothermique.

5.5 Recommandations

Lors de cette étude, nous nous sommes rendus compte du grave manque de données hydrauliques fiables. Il faut mentionner, qu'aucun des sites de forage étudiés n'a été développé dans le cadre de recherches scientifiques, mais pour des raisons économiques (production d'eau potable, thermalisme, géothermie). Ainsi, les travaux de forage ne comprenaient qu'un programme minimal de mesures chimiques, isotopiques et surtout hydrauliques. Une surveillance à long terme de l'évolution des niveaux piézométriques n'est presque jamais réalisée. Depuis que ces forages profonds sont exploités, il n'est plus possible d'obtenir des mesures non influencées par les processus de production. Par conséquent notre connaissance des gradients hydrauliques et des relations entre les différents aquifères est très limitée. Ce manque de données est plus gênant que pour des aquifères à faible profondeur, parce que souvent l'on ne dispose pas d'autres puits d'observation dans le même aquifère, pouvant aider à déterminer la direction des écoulements. Le même problème se pose pour les sources thermales, dont les captages ne sont généralement pas construits pour jauger correctement le débit. L'évolution du débit de ces sources au cours du temps reste donc inconnue ou doit être déterminée à l'aide d'anciennes données épar-

ses, qui ne peuvent pas être contrôlées par comparaison avec de nouvelles mesures.

Il serait donc dans l'intérêt des études scientifiques, mais surtout pour la connaissance d'une ressource exploitée commercialement, que l'on attribue plus d'attention aux mesures de débit et du niveau piézométrique dès le début de l'exploitation, et qu'une surveillance à long terme de ces paramètres soit entreprise simultanément à la surveillance chimique des eaux. Le manque de données hydrauliques fiables empêche la compréhension globale du fonctionnement d'un système hydrothermal complexe tel que celui d'Aix-les-Bains. Ainsi, l'origine des différentes composantes d'écoulement présentes dans la région, mais également les interactions entre les différents aquifères, forages et sources ne sont pas vraiment connues, et toutes les hypothèses restent soumises à de grandes incertitudes.

A Delémont, il serait utile d'étudier la répartition des pressions artésiennes parmi les trois forages S1, S2 et S3 au repos afin de déterminer le gradient hydraulique et donc le sens de l'écoulement. Ceci implique que chacun des forages soit équipé d'une sonde de pression étalonnée et nivelée et que les forages restent fermés pendant quelques mois au moins.

A Genève-Thônex, un test de production de longue durée par pompe immergée pourrait fournir les données essentielles pour déterminer le potentiel thermique de ce forage et la composition chimique et isotopique du fluide profond non contaminé par les effets de l'acidification du puits. Une option intermédiaire à faible coût serait de laisser couler le forage artésien jusqu'à ce que le chimisme de l'eau se soit stabilisé, et d'effectuer ensuite des analyses chimiques et isotopiques complètes. Finalement, l'installation d'une sonde de pression munie d'un acquiseur de données en continu permettrait d'obtenir des renseignements sur le comportement hydraulique de ce forage dont on ne connaît presque rien.

A Aix-les-Bains, une étude intégrée de l'évolution temporelle du chimisme et des niveaux piézométriques de l'ensemble des eaux minérales et thermales pendant au moins une année hydrologique permettrait certainement d'acquies une meilleure compréhension du système hydrothermal. L'étude des isotopes du sulfate de l'eau du forage St. Simon RS4, ainsi qu'une étude des eaux dans la Molasse du synclinal de l'Albanais et à l'est d'Aix-les-Bains pourrait aider à préciser l'origine du sulfate dissous dans les eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains.

A Yverdon-les-Bains, la mise en évidence d'une circulation d'eau thermique d'origine plus profonde que l'aquifère du Malm a conduit à l'élaboration d'un projet de forage profond dans les calcaires du Dogger à une profondeur de 1200 à 1470 m. Ce forage, réalisé entre février et mai 1998, n'a pas permis d'obtenir une productivité aussi bonne que celle connue par le forage F4 du Centre Thermal. Néanmoins, ce nouveau forage F5 a rencontré deux venues d'eau

thermale plus profondes que celles connues dans le Malm et exploitées par le forage F4 à une profondeur maximale de 495 m: l'une dans le Séquanien à la profondeur de 784 ± 20 m et l'autre dans le Bathonien à la profondeur de 1117 ± 20 m. L'étude hydrochimique, isotopique et hydraulique de ces venues d'eau devra aider à améliorer nos connaissances des fluides profonds de la région d'Yverdon-les-Bains.

LITTÉRATURE ET CARTES

- ALLEMAN, G. (1991): Etude de la zone non-saturée fissurée et karstique du tunnel sous la Vue-des-Alpes (NE, Suisse). Rapport pour le Service Hydrologique et Géologique National (OFEFP), révisé et corrigé par MURALT, R. (1996). ***¹⁾
- ANDREWS, J.N. & LEE, D. J. (1979): Inert Gases in Groundwater from the Bunter Sandstone of England as Indicators of Age and Palaeoclimatic Trends. *J. Hydrol.* 41, 233–252.
- ANDREWS, J.N. (1985): The Isotopic Composition of Radiogenic Helium and its Use to Study Groundwater Movement in Confined Aquifers. *Chemical Geology* 49, 339–351.
- ANDREWS, J.N., GOLDBRUNNER, J.E., DARLING, W.G., HOOKER, P.J., WILSON, G.B., YOUNGMAN, M.J., EICHINGER, L., RAUERT, W. & STICHLER, W. (1985): A Radiochemical, Hydrochemical and Dissolved Gas Study of Groundwaters in the Molasse Basin of Upper Austria. *Earth Planet. Sci. Lett.* 73, 317–332.
- APPELO, C.A.J. & POSTMA, D. (1993): *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. A.A. Balkema, Rotterdam.
- AUBERT, D. & DREYFUSS, M. (1963): *Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, Feuille 1202: Orbe*. Commission géologique Suisse, Kümmerly & Frey, Berne. @@@²⁾
- BADOUX, H. & SAVARY, G. (1977): Rapport sur le comportement de la source thermominérale des Bains d'Yverdon durant l'année 1975. Laboratoire d'hydrogéologie de l'Université de Lausanne. ***
- BALDERER, W. (1983): Bedeutung der Isotopenmethoden bei der hydrogeologischen Charakterisierung potentieller Endlagerstandorte für hochradioaktive Abfälle. NTB 83–04, Nagra, Baden.
- BALDERER, W. (1985): Sondierbohrung Böttstein. Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen zur hydrogeologischen Charakterisierung der Tiefengrundwässer. NTB 85–06, Nagra, Baden.
- BIEHLER, D., SCHMASSMANN, H., SCHNEEMANN, K. & SILLANPÄÄ, J. (1993): Hydrochemische Synthese Nordschweiz: Dogger-, Lias-, Keuper- und Muschelkalk-Aquifere. NTB 92–08, Nagra, Wettingen.
- BLANC, P. (1984): Commune d'Yverdon-les-Bains, Centre thermal. Source thermique. Etude hydrogéologique pour la délimitation des zones de protection. Rapport pour le Centre thermal d'Yverdon-les-Bains. ***
- BLANC, P. (1990): Commune d'Yverdon-les-Bains, Centre thermal. Source thermique. Rapport sur le réaménagement de l'ancienne source thermique. Rapport pour le Centre thermal d'Yverdon-les-Bains. ***
- BLAVOUX, B. (1978): Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène-18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse de doctorat d'état, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- BLAVOUX, B., BURGER, A., CHAUVE, P. & MUDRY, J. (1979): Utilisation des isotopes du milieu à la prospection hydrogéologique de la chaîne karstique du Jura. *Revue de géologie dynamique et géographie physique* 21, 295–306.
- BONACCI, O. (1987): *Karst Hydrology. With Special Reference to the Dinaric Karst*. Springer Verlag, Berlin.
- BORTOLAMI, G.C., RICCI, B., SUSELLA, G.F. & ZUPPI, G.M. (1978): Isotope Hydrology of the Val Corsaglia, Maritime Alps, Piedmont, Italy. In: *Isotope Hydrology 1978*, IAEA Vienna, 327–349.
- BOSCH, B., DAZY, J., LEPILLER, M., MARCE, A., OLIVE, Ph., POULAIN, P.-A. & SARROT-REYNAULD, J. (1976): Données nouvelles sur quelques sources thermominérales des Alpes françaises. Intern. Congr. of thermal waters A.I.H.S., Athens, 32–40.
- BREUER, H. (1981): dtv-Atlas zur Chemie. Tafeln und Texte, Band 1: Allgemeine und anorganische Chemie. Deutscher Taschenbuch Verlag GmbH & Co. KG, München.
- BUJENITA, D. (1995): Le système thermominéral de l'eau de Raphy-Saint-Simon dans le contexte géologique local. Rapport de stage D.E.S.S environnement, gestion et équipement des pays de montagne et Services Techniques de la ville d'Aix-les-Bains. ***
- BURGER, A. & GORHAN, H.L. (éd.) (1986): Prospection géothermique le long du pied sud du Jura. Rapport de recherches NEFF 165, 1985. *Bull. du Centre d'Hydrogéologie* 6, 91–227.
- BURGER, A. (1964): Propositions pour la normalisation de la mesure de la conductibilité électrique de l'eau. *Mémoires AIH Tome IV, Réunion Générale de Rome 1961*, 3–5.
- BURRI, J.P. (1981): Energie géothermique dans le canton de Genève, 2^{ème} étude complémentaire. Etude hydrodynamique des aquifères profonds du bassin Genevois. Rapport pour le service cantonal de géologie du canton de Genève. ***
- BURRI, J.P. (1996): Forage géothermique de Thônex. Essais de débit par paliers et de longue durée. Rapport pour le

¹⁾ le signe *** marque la littérature non publiée.

²⁾ le signe @@@ marque les cartes topographiques ou (hydro-) géologiques.

- département des travaux publics et de l'énergie du canton de Genève. ***
- BURRI, J.P., JENNY, J. & UNGEMACH, P. (1994): Forage géothermique de Thônex. Rapport final. Rapport pour le département des travaux publics et de l'énergie du canton de Genève. ***
- CALMBACH, L. (1992): Géochimie des eaux profondes des forages géothermiques de Bâle. Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel 11, 31–48.
- CALMBACH, L. (1995): Etude géochimique et isotopique des émergences thermominérales du Fossé Rhénan supérieur (Alsace et Baden-Württemberg). Thèse Université de Lausanne.
- CARFANTAN, J.-CH. (1993): Rapport hydrogéologique sur le forage Ariana. Thermes de Marlioz (Aix-les-Bains). In: CODEF INGÉNIERIE: Thermes d'Aix-Marlioz. Demande d'autorisation d'exploiter à l'émergence la source Ariana. Rapport pour les Thermes de Marlioz. ***
- CARFANTAN, J.-CH. (1994): L'origine des eaux thermominérales d'Aix-les-Bains. Petit guide de géologie régionale. Guide établi pour l'office du tourisme de la ville d'Aix-les-Bains. ***
- CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. Geologie, Chemismus, Genese. Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft mbH, Stuttgart.
- CASTANY, G. (1982): Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Dunod Université, Paris.
- CENTRE THERMAL D'YVERDON-LES-BAINS (1982–1995): Relevés quotidiens de la pression artésienne, la température et du débit du nouveau forage F4. Relevés manuscrites. ***
- CLAYPOOL, G.E., HOLSER, W.T., KAPLAN, I.R. SAKAI, H. & ZAK, I. (1980): The Age Curves of Sulfur and Oxygen Isotopes in Marine Sulfate and their Mutual Interpretation. Chemical Geology 28, 199–260.
- CODEF INGÉNIERIE (1993): Thermes d'Aix-Marlioz. Demande d'autorisation d'exploiter à l'émergence la source Ariana. Rapport pour les Thermes de Marlioz. ***
- COLOMBI, SCHMUTZ, DORTHE SA (CSD) (1976): Place d'armes de Chamblon, étude hydrogéologique, essai de marquage. Rapport pour la direction des constructions fédérales. ***
- COLOMBI, SCHMUTZ, DORTHE SA (CSD) (1977): Etude hydrogéologique pour les zones de protection des sources de Develier et de la Doux. Rapport pour les services industriels de Delémont. ***
- COMMUNE DE BEVAIX, COMMISSION DES SERVICES INDUSTRIELS (1983): Rapport concernant la construction d'un puits profond à Treytel. Rapport pour la commune de Bevaix. ***
- CORNAZ, S. (1995): Hydrogéologie de la nappe de Fleurier, Môtiers et Boveresse (Neuchâtel, Suisse). Travail de diplôme cours postgrade en hydrogéologie, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel. ***
- DAZY, J. & GRILLOT, J.-C. (1982): Le thermominéralisme péri-alpin: exemple de la région savoyarde (France). Rev. Géol. dyn. géogr. phys., Paris, XXIII, 4, 319–328.
- DAZY, J., DRAY, M., JUSSERAND, C., PASQUALOTTO, M. & ZUPPI, G.M. (1987): Caractérisation isotopique des eaux thermominérales des alpes du nord Franco-Italiennes. In: Isotope techniques in water resources development, IAEA Vienna, 3–24.
- DÉPARTEMENT DE L'ÉCONOMIE PUBLIQUE, GENÈVE (1989): Requête pour la couverture des risques de forage géothermique à Genève. Rapport pour l'OFEN (Office fédéral de l'économie énergétique). ***
- DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU (DVWK) (Hsg.) (1992): Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben. DVWK-Regeln 128, Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.
- DIRECTION DES TRANSPORTS, DE L'ÉNERGIE ET DE L'ÉCONOMIE HYDRAULIQUE DU CANTON DE BERNE: Carte de la protection des eaux du Canton de Berne 1:25'000, Feuille 1086: Delémont. Direction des transports, de l'énergie et de l'économie hydraulique du Canton de Berne, Berne. @ @ @
- DREVER, J.I. (1982): The Geochemistry of Natural Waters. Prentice Hall, Englewood Cliffs.
- DUBOIS, J.D. & FLÜCK, J. (1985): Données physiques, chimiques et isotopiques des eaux entre Lostorf et Genève. Rapport de recherches NEFF 165 IB 062. ***
- EBERENTZ, P. & JERPHANION, P. (1990): Aix-les-Bains, Thermes Nationaux. Forage «Reine Hortense». Compte-rendu des travaux et des pompages d'essai. Rapport R 30904.RHA.4S.90, BRGM Villeurbanne. ***
- EBERENTZ, P., JERPHANION, P. & VIGOUROUX, PH. (1993): Thermes Nationaux d'Aix-les-Bains. Forage Chevalley. Compte-rendu des travaux et des pompages d'essai. Rapport R 37193 RHA 4S 93, BRGM Villeurbanne. ***
- EICHINGER, L. (1981): Bestimmung des Alters von Grundwässern mit Kohlenstoff-14: Messung und Interpretation der Grundwässer des Fränkischen Albvorlandes. Dissertation Universität München.
- ESSOREP (1976): La Tailla 1. Rapport de fin de sondage. ***
- FAURE, G. (1986): Principles of Isotope Geology, Second Edition. John Wiley & Sons, New York.
- FLURY, F., ALLEMAN, R. & LACHAT, R. (1991): Recherche d'eau par forages dans l'aquifère profond du Malm à Delémont. Gaz-Eaux-Eaux usées 12, 841–849.
- FLURY, F., HENNET, R. & MATHYS, A. (1981): Hydrogéologie de la région Delémont-Develier. Perspectives d'accroissement des ressources en eau de la commune de Delémont. Travail de diplôme au Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel. ***
- FLURY, F., KÜBLER, B., REY, J.-PH. & SCHINDLER, B.-A. (1983): Galerie Delémont-Bellerive. Observations géologiques et hydrogéologiques. Eclogae geol. Helv. 76/3, 507–522.
- FLURY, F., MATTHEY, B. & RIEBEN, CH. (1991): Nouvelles ressources en eau et aspects géothermiques. Résultats de trois forages de 420 m de profondeur dans le bassin de Delémont. Ingénieurs et architectes suisses 24, 487–490.
- FONTES, J.-CH. & GARNIER, J.M. (1979): Determination of the Initial ^{14}C Activity of the Total Dissolved Carbon:

- A Review of the Existing Models and a New Approach. *Water Resources Research* 15, 399–413.
- FONTES, J.-CH. (1980): Environmental Isotopes in Groundwater Hydrology. In: FRITZ, P. & FONTES, J.-CH. (eds.): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 1: The Terrestrial Environment. Elsevier, Amsterdam, 75–140.
- FOUILLAC, A.M. (1989): Prélèvements sur le terrain pour analyses isotopiques – Cahier de procédure. Rapport BRGM. ***
- FOURNEAUX, J.C. & LAPORTE, H. (1990): Influence des conditions hydrogéologiques sur le percement du tunnel du LEP sous le Jura. *Memoires of the 22nd congress of IAH*, Vol. XXII, Lausanne, 1267–1277.
- FOURNIER, R.O. (1981): Application of Water Geochemistry to Geothermal Exploration and Reservoir Engineering. In: RYBACH, L. & MUFFLER, L.J.P. (eds.): *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*, 109–143. John Wiley & Sons, New York.
- FRENZEL, B. (1980): Das Klima der letzten Eiszeit in Europa. In: OESCHGER, H., MESSERLI, B. & SVILAR, M. (Hsg.): *Das Klima: Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft*. Springer Verlag, Berlin und Heidelberg.
- FRITZ, P. & FONTES, J.-CH. (eds.) (1980): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 2: The Terrestrial Environment, B. Elsevier, Amsterdam.
- GAT, J.R. (1980): The Isotopes of Hydrogen and Oxygen in Precipitation. In: FRITZ, P. & FONTES, J.-CH. (eds.): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 1: The Terrestrial Environment, A: 21–47. Elsevier, Amsterdam.
- GEOPRODUCTION CONSULTANTS G.P.C. (1993): Forage d'exploration géothermique de Genève Thônex 1. Essais air lift avant et après acidification. Conclusions provisoires. Rapport pour le canton de Genève. ***
- GEOTEST (1981–1982): Centre thermal d'Yverdon-les-Bains: Divers diagraphies du forage F4.
- GEOTEST (1984): Tiefbohrung im Thermal-Zentrum von Yverdon-les-Bains. Protokolle über die geophysikalischen Bohrlochmessungen vom 30.4. sowie 7.5.1984. Rapport pour le NEFF. ***
- GEYER, S. (1992): ^{14}C - und ^{13}C -Bestimmungen an DOC und DIC im Wasser der Bohrung Zurzach 2. Interner Bericht 92–02, Nagra, Wettingen. ***
- GEYER, S. (1993): Isotopengeochemische Untersuchungen an Fraktionen von gelöstem organischem Kohlenstoff (DOC) zur Bestimmung der Herkunft und Evolution des DOC im Hinblick auf die Datierung von Grundwasser. Dissertation, Universität München.
- GIDON, P. (1959): Hydrogéologie du bassin d'Aix-les-Bains. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 35, 33 – 38.
- GIDON, P., CAILLON, G., DOUDOUX, B. & ENAY, R. (1970): Carte géologique détaillée de la France 1:50'000, feuille XXXIII-31: Rumilly. Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM). @ @ @
- GIDON, P., PERRIER, R. & DOUDOUX, B. (1963): Carte géologique détaillée de la France 1:50'000, feuille XXXIII-32: Chambéry. Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM). @ @ @
- GIGGENBACH, W., GONFIANTINI, R. & PANICHI, C. (1983): Geothermal Systems. In: *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology*. Technical Report Series 91, 359–379, IAEA Vienna.
- GRILLOT, J.-C. & DAZY, J. (1983): Photo-interprétation, tectonique cassante et thermalisme: exemple du domaine alpin (France). *Géologie Alpine* 59, 45–60.
- GRIMAUD, D. (1987): Etude géochimique et géothermométrique des eaux thermominérales des Alpes Françaises. Thèse de doctorat, Université de Paris 7.
- GUILLAUME, S., DREYFUSS, M., AUBERT, D., TRICART, J. & CHAUVE, P. (1964): Carte géologique détaillée de la France 1:50'000, feuille XXVI-26: Mouthe. Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM). @ @ @
- HEATON, T.H.E. & VOGEL, J.C. (1981): «Excess Air» in Groundwater. *J. Hydrol.* 50, 201–216.
- HECKENDORN, W. (1974): Zur Tektonik der Vellerat-Antiklinale. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, NF 147.
- HEM, J. (1985): Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. U.S. Geol. Survey, Water-Supply Pap. 2254, 3rd Ed., Washington.
- HERZBERG, O. & MAZOR, E. (1979): Hydrological Applications of Noble Gases and Temperature Measurements in Underground Water Systems: Examples from Israel. *J. Hydrol.* 41, 217–231.
- HÖGL, O. (1980): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. Paul Haupt, Bern und Stuttgart.
- HOHL, A. (1992): Etude hydrogéologique de la région de Courfaivre (JU). Détermination du bassin versant de la source communale du Chenal. Travail de diplôme cours postgrade en Hydrogéologie, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel. ***
- HÖLTING, B. (1989): Hydrogeologie. Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie. Dritte neu bearbeitete Aufl., Enke, Stuttgart.
- HOUSSE, B.A. (1982): Forage Hermrigen 1d. Informations intéressant la Géothermie recueillies au cours du forage et des essais. Elf aquitaine, rapport Dienic/Mission Géothermie no 82/1534. ***
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1969): Environmental Isotope Data No.1: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1953–1963). IAEA Technical Report Series 96, IAEA Vienna.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1970): Environmental Isotope Data No.2: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1964–1965). IAEA Technical Report Series 117, IAEA Vienna.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1971): Environmental Isotope Data No.3: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1966–1967). IAEA Technical Report Series 129, IAEA Vienna.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1973): Environmental Isotope Data No.4: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1968–1969). IAEA Technical Report Series 147, IAEA Vienna.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1975): Environmental Isotope Data No.5: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1970–1971). IAEA Technical Report Series 165, IAEA Vienna.

- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1979): Environmental Isotope Data No.6: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1972–1975). IAEA Technical Report Series 192, IAEA Vienna.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1983): Environmental Isotope Data No.7: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1976–1979). IAEA Technical Report Series 226, IAEA Vienna.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1986): Environmental Isotope Data No.8: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1980–1983). IAEA Technical Report Series 264, IAEA Vienna.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1990): Environmental Isotope Data No.9: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1984–1987). IAEA Technical Report Series 311, IAEA Vienna.
- IUNDT, F. & POUL, X. (1985): Source minérale Raphy Saint-Simon. Caractéristiques hydrogéologiques et hydrochimiques. Rapport 85 SGN 590 RHA, BRGM Villeurbanne. ***
- IUNDT, F. & ROUZAIRE, D. (1985): Méthodologie de terrain en hydrogéochimie. Rapport 85 SGN 404 eau, BRGM, Orléans. ***
- JAFFÉ, F.C. (1984): Caractéristiques géothermiques du forage pétrolier de Hermrigen (canton de Berne). Rapport de recherches NEFF 165 IB 055. ***
- JEANNIN, P.-Y. & WACKER, C. (1984): Coloration à la Baume de la Roguine. Un remarquable exemple de diffuence dans le Jura plissé. Cavernes 28, 1/1984, 3–11.
- JENNY, J., BURRI, J.-P., MURALT, R., PUGIN, A., SCHEGG, R., UNGEMACH, P., VUATAZ, F.-D. & WERNLI, R. (1995): Le forage géothermique de Thônex (Canton de Genève): Aspects stratigraphiques, tectoniques, diagénétiques, géophysiques et hydrogéologiques. Eclogae geol. Helv. 88/2, 365–396.
- JORDI, H.A. (1955): Geologie der Umgebung von Yverdon. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 99.
- JORDI, H.A. (1990): Tektonisch-strukturelle Übersicht des westschweizerischen Molassebeckens. Bull. Ver. schweiz. Petrol. Geol. u. Ing. 56/130, 1–11.
- JORDI, H.A. (1993): Tectonique du bassin molassique et de son substratum jurassique-crétacé dans la région Orbe-Yverdon-Grandson. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 82.3, 279–299.
- JORDI, H.A. (1994): Atlas géologique de la Suisse 1:25'000. Feuille 1203: Yverdon-les-Bains. Service hydrologique et géologique national, Ittigen. @ @ @
- JORNOD, G. (1995): Observations météorologiques faites en 1994 à l'observatoire cantonal de Neuchâtel. Bull. soc. Neuch. Sci. Nat. 118, 131–138.
- KAESS, W. (1992): Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 9: Geohydrologische Markierungstechnik. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- KELLERHALS, P. (1992): N 16, Forage profond et puits de Tavannes. Etudes hydrogéologiques pour l'établissement des zones de protection du puits de Tavannes. Rapport pour l'office des ponts et chaussées du canton de Berne. ***
- KERN, A. (1982): Etude hydrogéologique et géochimique des sources du Chamblon et des autres sources thermales et minérales de la région d'Yverdon-les-Bains (Vaud). Travail de diplôme, Université de Genève. ***
- KHARAKA, Y.K. & MARINER, R.H. (1989): Chemical Geothermometers and their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins. In: NAESER, N.D. & McCULLOUGH, T.H. (eds.): Thermal History of Sedimentary Basins; Methods and Case Histories. Springer Verlag, Berlin.
- KHARAKA, Y.K., GUNTER, W.D., AGGARWAL, P.K., PERKINS, E.H. & DEBRAAL, J.D. (1988): SOLMINEQ88. A Computer Program for Geochemical Modelling of Water-Rock Interactions. Water-Resources Investigation Reports, 88–4227.
- KIRALY, L. (1973): Notice explicative de la carte hydrogéologique du canton de Neuchâtel. Supplément du Bulletin de la soc. Neuch. des Sc. Nat. 96.
- KOELLING, M. (1992): FREAKIN – Ein Programm zur Erzeugung von Eingabedateien für PHREEQE. DVWK-Schriften, Heft 100, 323–344.
- KULLIN, M. & SCHMASSMANN, H. (1991): Isotopic Composition of Modern Recharge. In: PEARSON, F.J., BALDERER, W., LOOSLI, H.H., LEHMANN, B.B., MATTER, A., PETERS, T.J., SCHMASSMANN, H. & GAUTSCHI, A. (1991): Applied Isotope Hydrogeology. A Case Study in Northern Switzerland. Studies in Environmental Science 43, Elsevier, Amsterdam.
- LABORATOIRE CANTONAL DU CANTON DE VAUD (1921, 1962–1993): Analyses des sources du Cossaux, du Moulinet, de l'ancienne source thermique et du forage F4 du centre thermal d'Yverdon-les-Bains et du forage La Grève-1 Arkina à Yverdon-les-Bains. Feuilles d'analyse. ***
- LABORATOIRE CANTONAL DU CANTON DU JURA (1990–1992): Analyses du forage S2 à Delémont. Feuilles d'analyse. ***
- LAVANCHY, Y. (1986): La source de la Cressonnière à Moiry: une source hypertherme peu connue. Premières observations. Bull. du Centre d'Hydrogéologie 6, 27–41.
- LAVANCHY, Y., BÖCKMANN, J., & LAHL, H. (1987): L'utilisation des éléments-traces comme traceurs au pied du Jura vaudois. L'exemple du baryum. Bull. du Centre d'Hydrogéologie 7, 305–319.
- LAVANCHY, Y., THIERRIN, J., EISENLOHR, L., GRASSO, A. & PAPRITZ, K. (1986–1996): Projet ISHYDRO, réseau de surveillance à long terme des eaux souterraines du Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel. Analyses et mesures physico-chimiques. ***
- LE PICARD, M. (1993): Rapport d'étude PVT expérimentale. Thônex-1. Rapport Schlumberger 93/MEL/042. ***
- LEPILLER, M. (1975): Données nouvelles concernant les émergences thermales ou sulfureuses de la région d'Annecy (Haute-Savoie). Comparaison avec les eaux thermales de la région d'Aix-les-Bains (Savoie). C.R. 100^{ème} congrès Sociétés Savantes, Paris, 101–112.
- LINIGER, H. & KELLER, W.T. (1930): Atlas géologique de la Suisse 1:25'000. Feuille 1086 Delémont. Commission géologique Suisse, Kümmerly & Frey, Berne. @ @ @

- LINIGER, H. (1925): Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 55.
- LOYD, J.W. & HEATHCOAT, J.A. (1985): Natural Inorganic Hydrochemistry in Relation to Groundwater. Clarendon Press, Oxford.
- LOOSER, M.O. (1990): Sources de Chamblon. Etude hydrogéologique pour la revalorisation des sources. Rapport pour les services industriels d'Yverdon-les-Bains. ***
- LÜTTIG, G.W. (1985): The Role of Geothermal Energy in the Relation between Resources and Demand of Conventional Energies. In: ROMJN, E., GROBA, E., LÜTTIG, G., FIEDLER, K., LAUGIER, R., LÖHNERT, E. & GARAGUNIS, C. (EDS.): Geothermics. Thermal-Mineral Waters and Hydrogeology. Theophrastus Publications S.A., Athens.
- MAILLET-GUY, G. (1989): Hydrogéologie du bassin Chamblérien. Un exemple de système aquifère de vallée glaciaire. Thèse de doctorat, Université de Franche-Comté.
- MAIRIE D'AIX-LES-BAINS/S.E.A.B (1994): Renforcement des ressources en eau minérale d'Aix-les-Bains. Forage Raphy St. Simon RS4. Synthèse partielle des travaux réalisés. Rapport intermédiaire pour la réunion du 9-12-1994. ***
- MARSAUD, B., MAGNIN, A. & BEL, F. (1993): Estimation des caractéristiques physiques d'aquifères profonds à partir de l'incidence barométrique et des marées terrestres. J. Hydrol. 144, 85–100.
- MARTY, B., O'NIONS, R.K., OXBURGH, E.R., MARTEL, D. & LOMBARDI, S. (1992): Helium Isotopes in Alpine Regions. Tectonophysics 206, 71–78.
- MAUTNER, J. (1975–1978): Place d'armes du Chamblon. Relevés mensuels du débit, de la température et de la résistivité des sources du Mont de Chamblon. Rapport pour la direction des constructions fédérales. ***
- MAZOR, E. & BOSCH, A. (1987): Noble Gases in Formation Fluids from Deep Sedimentary Basins: a Review. Appl. Geochem. 2, 621–627.
- MAZOR, E. & BOSCH, A. (1992): Helium as a Semi-Quantitative Tool for Groundwater Dating in the Range of 10^4 – 10^8 Years. In: Isotopes of Noble Gases as Tracers in Environmental Studies, 163–178, IAEA Vienna.
- MAZOR, E. (1991): Applied Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology. Open University Press, Buckingham.
- MAZOR, E., JAFFÉ, F.C., FLÜCK, J. & DUBOIS, J.-D. (1986): Tritium Corrected ^{14}C and Atmospheric Noble Gas Corrected ^4He Applied to Deduce Ages of Mixed Groundwaters: Examples from the Baden Region, Switzerland. Geochim. Cosmochim. Acta 50, 1611–1618.
- MEURY, P. & FLURY, F. (1989): Essais de pompage au puits Levy. Rapport hydrogéologique. Rapport pour les services industriels de la ville de Delémont. ***
- MEURY, P. (1981): Géologie du pli transversal de Vicques. Travail de diplôme, Université de Neuchâtel. ***
- MEURY, FLURY, RIEBEN SA. (1991): Recherche d'eau par forages dans l'aquifère profond du Malm au Sud-Ouest de la ville. Résultats de la phase d'exploration, rapport hydrogéologique. Rapport pour les services industriels de la ville de Delémont. ***
- MICHEL, P. & CAILLON, G. (1957): Quelques résultats des sondages exécutés en Savoie par la Régie autonome des Pétroles. Bull. Soc. Géol. Fr., 6^e série, VII, 995 – 1008.
- MOOK, W.G. (1976): The Dissolution-Exchange Model for Dating Groundwater with ^{14}C . In: Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology, 213–225, IAEA Vienna.
- MOOK, W.G. (1980): Carbon-14 in Hydrogeological Studies. In: FRITZ, P. & FONTES, J.-Ch. (eds.), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1: The Terrestrial Environment, A, 49–74. Elsevier, Amsterdam.
- MORET, L. & SCHNEIDER, G. (1934): Idées nouvelles sur le problème géologique de l'origine des sources thermominérales d'Aix-les-Bains. Bull. Soc. Sc. du Dauphiné, 5^e série, 54, 1–16.
- MORET, L. (1946): Les sources thermominérales. Hydrogéologie, Géochimie, Biologie. Masson, Paris.
- MORNOD, L. & BERTRAND, J. (1971): Rapport hydrogéologique sur une campagne de recherche par forages sur le territoire de la commune de Bevaix/NE. Résultats et premiers éléments pour la construction d'un puits définitif. Rapport pour la commune de Bevaix. ***
- MORNOD, L. & BERTRAND, J. (1972): Premières conclusions relevant d'une série d'observations en vue de la construction d'un puits profond dans les calcaires et délimitation d'un avant-projet. Rapport pour la commune de Bevaix. ***
- MORNOD, L. & BERTRAND, J. (1975): Rapport sur la mise en évidence par forage profond d'un aquifère productif dans la zone noyée des calcaires du Malm de la vallée de Court-Tavannes. Rapport pour le syndicat intercommunal pour la recherche d'eau potable Bévillard-Mallera-Pontenet-Sorvilier. ***
- MORNOD, L. & BERTRAND, J. (1982): Rapport final sur la construction d'un puits d'exploitation à grande profondeur des eaux captives du Malm. Rapport pour le syndicat des eaux potables du Centre de la Vallée de Tavannes (SECTA), Bévillard. ***
- MORNOD, L., BERTRAND, J. & BARRAUD, J.-P. (1970): Construction du premier puits profond à grand diamètre dans le karst jurassien suisse, à Moutier. GWA 50/10, 279–287.
- MOSER, H. & RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. Lehrbuch der Hydrogeologie Band 8, Borntraeger, Berlin und Stuttgart.
- MOTOR COLUMBUS INGENIEURUNTERNEHMUNG AG (1981): Hydrogéologie Laufental. Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwässer des Kantons Bern. Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Bern.
- MOUCHET, PH. (1995): Le Kimméridgien du Jura central. Microfaciès, Minéralogie et Interprétation Séquentielle. Thèse Université de Neuchâtel.
- MUENNICH, K.O. (1968): Isotopen-Datierung von Grundwasser. Naturwissenschaften 55/4, 158–163.
- MURALT, R. & VUATAZ, F.-D. (1995): Géochimie du fluide profond. In: JENNY et al. (1995): Le forage géothermique de Thônex (Canton de Genève): Aspects stratigraphiques

- phiques, tectoniques, diagénétiques, géophysiques et hydrogéologiques. *Eclogae geol. Helv.* 88/2, 388–393.
- MURALT, R. (1993): Circulations d'eaux thermales dans la région d'Yverdon-les-Bains (Vaud, Suisse). Symp. Hydrogéologie et circulations hydrothermales en milieu fissuré. 173e Assemblée annuelle de l'ASSN, Verbier, sept. 1993. ***
- MURALT, R., VUATAZ, F.-D., SCHÖNBORN, G., SOMMARUGA, A. & JENNY, J. (1996): Intégration des méthodes hydrochimiques, géologiques et géophysiques pour la prospection d'une nouvelle ressource en eau thermique. Cas d'Yverdon-les-Bains, pied du Jura. *Eclogae geol. Helv.* 90, 179–197.
- NICOUD, G. (1980): Sur l'origine des eaux thermominérales d'Aix-les-Bains, Savoie, France. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 291, série D, 179–182.
- NICOUD, G. (1993): Eau minérale de Raphy-Saint Simon, Aix-les-Bains – Savoie. Délimitation des périmètres de protection. Rapport pour les services techniques de la ville d'Aix-les-Bains. ***
- NISSILE, J.C. (1989): Les sources thermales, subthermales et karstiques de la Caille (Cruseilles), Bromines et Lovagny (Hte-Savoie, France). Travail de diplôme, Université de Genève. ***
- NUSSBERGER, G., CADISCH, J., KELLER, A., NUSSBERGER, A. & WERDER, J. (1937): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. Schweizerischer Verein analytischer Chemiker, Zimmermann, Bern.
- OFFICE FÉDÉRAL DE TOPOGRAPHIE: Carte nationale de la Suisse 1:100'000. Feuilles 31 et 35: Biel-Bienne et Vallorbe. Office fédéral de topographie, Wabern. @ @ @
- OFFICE FÉDÉRAL DE TOPOGRAPHIE: Carte nationale de la Suisse 1:200'000. Feuille 3. Office fédéral de topographie, Wabern. @ @ @
- OFFICE FÉDÉRAL DE TOPOGRAPHIE: Carte nationale de la Suisse 1:25'000. Feuilles 1086 Delémont, 1106 Moutier, 1164 Neuchâtel, 1182 Ste Croix, 1183 Grandson, 1202 Orbe, 1203 Yverdon, 1222 Cossonay. Office fédéral de topographie, Wabern. @ @ @
- OZIMA, M. & PODOSEK, F.A. (1983): Noble Gas Geochemistry. Cambridge University Press.
- 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 Centre (IGWCM). Institute for Ground-Water Research and Education, Colorado School of Mines. FOS 39 PC.
- PEARSON, F.J. & HANSHAW, B.B. (1970): Sources of Dissolved Carbonate Species in Groundwater and their Effects on Carbon-14 Dating. In: *Isotope Hydrology 1970*, 271–285, IAEA Vienna.
- PEARSON, F.J., BALDERER, W., LOOSLI, H.H., LEHMANN, B.B., MATTER, A., PETERS, T., SCHMASSMANN, H. & GAUTSCHI, A. (1991): Applied Isotope Hydrogeology. A Case Study in Northern Switzerland. *Studies in Environmental Science* 43, Elsevier, Amsterdam.
- PETCH, M. (1970): Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de l'Orbe. Résumé de la thèse de doctorat présentée à la Faculté des sciences de l'Université de Lausanne.
- PINTI, D. L. (1993): Géochimie isotopique des gaz rares dans le pétrole du bassin Parisien. Thèse de doctorat, Université Paris VI.
- PLUMMER, L.N., BUSBY, J.F., LEE, R.W. & HANSHAW, B.B. (1990): Geochemical Modeling of the Madison Aquifer in Parts of Montana, Wyoming, and South Dakota. *Water Resources Research* 26/9, 1981–2014.
- PLUMMER, L.N., PRESTEMON, E.C. & PARKHURST, D.L. (1993): An Interactive Code (Netpath) for Modeling NET Geochemical Reactions Along a Flow PATH. International Ground Water Modeling Centre (IGWMC). Institute for Ground-Water Research and Education. Colorado School of Mines. FOS 49 PC.
- PRAKLA-SEISMOS GEOMECHANIK GMBH (1982): Diverses données sur les forages d'eau thermique pour le centre thermal d'Yverdon-les-Bains. Rapports de travail 1981 et 1982. ***
- REARDON, E.J. & FRITZ, P. (1978): Computer Modelling of Groundwater ^{13}C and ^{14}C Isotope Compositions. *Journal of Hydrology* 36, 201–224.
- RÉPUBLIQUE ET CANTON DU JURA (1983): Carte géologique du canton du Jura 1:100'000. Département de l'environnement et de l'équipement, service de l'aménagement du territoire. @ @ @
- RICHTER, J. & SZYMCAK, P. (1992): MULTIS Release 2.1. Ein Computerprogramm zur Auswertung isotonenhydrogeologischer Daten auf der Grundlage gekoppelter konzeptioneller Boxmodelle. Bergakademie Freiberg, Lehrstuhl für Hydrogeologie.
- RIEBEN, CH. & BAPST, A., (1991): Délimitation des zones de protection de la source de Recolaine. Rapport pour la commune de Vicques. ***
- RIGASSI, D. & JACCARD, M. (1995): Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, Feuille 1182: Ste-Croix. Service hydrologique et géologique national, OFEFP, Ittigen. @ @ @
- RITTENER, TH. (1902): Carte géologique spéciale 1:25'000 No. 30: Côte-aux-Fées-Ste Croix et Baulmes. Commission géologique Suisse; Kümmerly & Frey, Berne. @ @ @
- RUDOLF, J., RATH, H.K. & SONNTAG, C. (1983): Noble Gases and Stable Isotopes in ^{14}C -Dated Palaeowaters from Central Europe and the Sahara. In: *Isotope Hydrology 1983: Proceedings of an International Symposium on Isotope Hydrology in Water Resources Development*. IAEA, Vienna.
- SARROT-REYNAULD, J. (1991): Tectonique et thermalisme. Les sources thermominérales de Challes-les-Eaux, Marlioz et Aix-les-Bains (Savoie). *Bull. soc. Dauphinoise d'études biologique et de protection de la nature*, nouvelle série 19, 95–107.
- SCHARDT, H. (1910): Rapport géologique et hydrologique sur les sources du Mont de Chamblon, en particulier celles du Moulin Cosseau et leurs relations avec les eaux du marais de Baulmes. Rapport pour la ville d'Yverdon-les-Bains. ***
- SCHARDT, H. (1920): Rapport sur l'influence du drainage des marais de Baulmes et de Rances sur le régime des

- sources du Mont de Chamblon. Rapport pour la ville d'Yverdon-les-Bains. ***
- SCHMASSMANN, H. (1980): Geologie und Genese der schweizerischen Mineral- und Thermalwässer. In: HÖGL, O.: Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. Verlag Paul Haupt, Bern und Stuttgart.
- SCHMASSMANN, H. (1990): Hydrochemische Synthese Nordschweiz: Tertiär- und Malm-Aquifere. NTB 88-07, NAGRA, Baden.
- SCHNEEMANN, L., HÄRING, M.O. & RYSER, C. (1991): Schlussdokumentation über die Mineralwassererschliessung der Arkina SA, Yverdon-les-Bains, von 1973 bis 1987. Rapport du «Geologisches Institut Dr. Schmassmann AG» pour la brasserie Feldschlösschen, Rheinfelden. ***
- SCHOTTERER, U. (1980): Tritium- und ^{18}O -Variationen einiger Quellen im Schweizer Jura. *Eclogae geol. Helv.* 73/3, 909–913.
- SCHOTTERER, U. (1991): Tritium und Sauerstoff-18 Messungen an Wasserproben von Tiefbohrungen in Delémont. Rapport pour les services industriels de la ville de Delémont. ***
- SCHOTTERER, U., FROELICH, K., STICHLER, W. & TRIMBORN, P. (1993): Temporal Variation of Oxygen-18 and Deuterium Excess in Precipitation, River and Springwater in Alpine regions of Switzerland. In: Proc. Symp. on Application of Isotope Techniques in Studying Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere, IAEA Vienna.
- SCHOTTERER, U. & MÜLLER, I. (1982): Isotope und Chemie des tiefen Karstwassers im Laufental. *Eclogae geol. Helv.* 75/3, 601–606.
- SCHOTTERER, U., STOCKER, T., HUNZIKER, J., BUTTET, P. & TRIPET, J.-P. (1995): Isotope im Wasserkreislauf. GWA 9/95, 1–8.
- SCHÜEPP, M. & ZINGG, Th. (1965): Klima und Wetter. In: IMHOF, E. (1965): Atlas der Schweiz. Eidgenössische Landestopographie, Wabern bei Bern.
- SCHÜEPP, M. (1960): Klimatologie der Schweiz. C: Lufttemperatur, 1. Teil. Beiheft zu den Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, Zürich.
- SCHWEIZERISCHE METEOROLOGISCHE ZENTRALANSTALT (1975–1995): Valeurs journalières des précipitations. Schweizerische meteorologische Zentralanstalt, Zürich.
- SENFEN, H. (1970, 1979): Analyses de la source thermale d'Yverdon-les-Bains. Feuilles d'analyse. ***
- SHELL SWITZERLAND (1979): Final well report Treycovagnes-I. ***
- SIEGENTHALER, U. & OESCHGER, H. (1980): Correlation of ^{18}O in Precipitation with Temperature and Altitude. *Nature* 285, 314–317.
- SIEGENTHALER, U., SCHOTTERER, U. & OESCHGER, H. (1983): Sauerstoff-18 und Tritium als natürliche Tracer für Grundwasser. *Gaz-Eaux-Eaux usées* 9, 447–483.
- SMG BUREAU D'INGÉNIEURS (1985): Alimentation en eau potable – puits et station de pompage de Treytel. Rapport d'exécution. Rapport pour la commune de Bevaix. ***
- SMITH, S.P. & KENNEDY, B.M. (1983): The Solubility of Noble Gases in Water and in NaCl Brine. *Geochimica Cosmochimica Acta* 47, 503–515.
- SOLOMON, D.K., HUNT, A. & POREDA, R.J. (1996): Source of Radiogenic Helium 4 in Shallow Aquifers: Implications for Dating Young Groundwater. *Water Resources Research* 32, 1805–1813.
- SPECK, Ch. K. (1994): Änderung des Grundwasserregimes unter dem Einfluss von Gletschern und Permafrost. Mitteilungen VAW der ETH-Zürich, 134.
- STOCKER, Th., SCHOTTERER, U., BUERKI, H. & TOENGI, M. (1994): Das Isotopenmessnetz der Landeshydrologie und -geologie (LHG). Abschlussbericht der Pilotphase 7/1992 – 12/1993 der Abteilung Klima- und Umwelphysik (KUP), Universität Bern. Rapport pour le service hydrologique et géologique national (SHGN). ***
- STUMM, W. & MORGAN, J.J. (1981): Aquatic Chemistry. An Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters. John Wiley & Sons, New York.
- STUTE, M. & SONNTAG, C. (1992): Palaeotemperatures derived from Noble Gases Dissolved in Groundwater and in Relation to Soil Temperature. In: *Isotopes of Noble Gases as Tracers in Environmental Studies*, 111–122, IAEA Vienna.
- STUTE, M. (1989): Edelgase im Grundwasser – Bestimmung von Paläotemperaturen und Untersuchung der Dynamik von Grundwasserfließsystemen. Dissertation, Institut für Umwelphysik Heidelberg.
- STUTE, M., FORSTER, M., FRISCHKORN, H., SEREJO, A., CLARK, J.F., SCHLOSSER, P., BROECKER, W.S. & BONANI, G. (1995): Cooling of Tropical Brazil (5 °C) During the last Glacial Maximum. *Science* 269, 379–383.
- SUTER, M. (1978): Geologische Interpretation eines reflexionsseismischen W–E-Profiles durch das Delsberger Becken (Faltenjura). *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 267–275.
- THILO, L. & MUENNICH, K.O. (1970): Reliability of Carbon-14 Dating of Groundwater: Effect of Carbonate Exchange. In: *Isotope Hydrology*: 259–270, IAEA Vienna.
- VERTRAUENSLABOR FÜR SPEZIALANALYTIK UND BETRIEBSHYGIENE, SPEZIALABTEILUNG DER VERSUCHSSTATION SCHWEIZERISCHER BRAUEREIEN (1987–1992): Analyses de la source thermale, du forage F4 du Centre thermal et du forage La Grève-1 Arkina à Yverdon-les-Bains. Feuilles d'analyse. ***
- VOGEL, J.C. (1970): Carbon-14 Dating of Groundwater. In: *Isotope Hydrology*, 225–239, IAEA Vienna.
- VUATAZ, F.-D. & BIANCHETTI, G. (1991): Protocole d'échantillonnage et de mesures des eaux. Rapport interne du Centre de recherches scientifiques, fondamentales et appliquées de Sion, CRSFA/91.31. ***
- VUATAZ, F.D. (1982): Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes. *Matér. Géol. Suisse, Hydrol.* 29.
- VUATAZ, F.-D., MURALT, R., SCHÖNBORN, G. & SOMMARUGA, A. (1995): Etude hydrogéologique pour la réalisation d'un forage profond au Dogger à Yverdon-les-Bains. Rapport pour le Centre thermal d'Yverdon-les-Bains. ***

- VUATAZ, F.-D., SCHÖNBORN, G., RODRIGUEZ, A. & GUSSET, R. (1998): Forage géothermique F5 à Yverdon-les-Bains. Rapport technique final pour le Centre thermal d'Yverdon-les-Bains. ***
- WEDEPOHL, K.H. (ED.) (1969, 1970, 1972, 1974, 1978): Handbook of Geochemistry. Springer Verlag, Berlin.
- WEISS, R.F. (1970): The Solubility of Nitrogen, Oxygen and Argon in Water and Seawater. Deep-Sea Res. 17, 721–735.
- WIGLEY, T.M.L., PLUMMER, L.N. & PEARSON, F.J.JR. (1978): Mass Transfer and Carbon Isotope Evolution in Natural Water Systems. Geochim. Cosmochim. Acta 42, 1117–1139.
- WIGLEY, T.M.L., PLUMMER, L.N. & PEARSON, F.J.JR. (1979): Mass Transfer and Carbon Isotope Evolution in Natural Water Systems, Errata. Geochim. Cosmochim. Acta 43, 1395.
- ZAHNER, P., MAUTNER, J. & BADOUX, H. (1974): Etude hydrogéologique des sources thermominérales de Lavey, d'Yverdon et de Saxon. Mem. soc. vaud. Sci. nat. 95, 15/5, 209–256.
- ZIEGLER, H.J. (1992): Entwicklung einer Trinkwasserbohrung mit Salzsäure. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 59/153, 39–48.

ANNEXE 1: SOURCES ET FORAGES ÉTUDIÉS

Tableau A1.1: Caractéristiques physiques et chimiques des eaux des forages et sources étudiés.

Site (S = source; F = forage)	Coordonnées ¹⁾ x/y/z	Prof. (m)	Temp. fond (°C) ²⁾	Temp. eau (°C) ³⁾	Artésianisme jaillissant (débit m ³ /h) ⁴⁾	Débit pompé (m ³ /h) ⁵⁾	Cond. élect. (μS/cm)	Type chimique ⁶⁾
Delémont, S1 (F)	592°869/244°479 426.06 m	432	22.8 (385 m)	(20.6) 19.0	oui (> 25)	– (102)	386–396	[Ca, Mg] [HCO ₃]
Delémont, S2 (F)	592°290/244°610 422.62 m	414	23.5 (400 m)	(21.7) 21.5	oui (> 25)	~ 65 (102)	361–397	[Ca, Mg] [HCO ₃]
Delémont, S3 (F)	592°061/244°993 422.65 m	415	23.0 (410 m)	(22.0) 21.9	oui (> 25)	– (102)	381–385	[Ca, Mg] [HCO ₃]
Delémont, La Doux (S)	592°750/246°420 445 m			11.0 10.3–11.0	(42–138)		468–473	[Ca] [HCO ₃]
Develier Dessus (S)	587°450/246°320 580 m	gal. ⁷⁾		(11.9) 9.7–10.1	(40.6–141)		422–431	[Ca] [HCO ₃]
Courfaivre, La Bame (S)	586°925/241°500 545 m			(10.0) 9.3–9.8	(?)		379–389	[Ca] [HCO ₃]
Vicques, La Recolaïne (S)	598°700/244°450 460 m			10.5–10.6	(?)		426–473	[Ca] [HCO ₃]
Moutier, La Foule (F)	593°550/235°300 585 m	195	?	(13.7) 12.8–13.4	non	– (540)	376–380	[Ca, Mg] [HCO ₃]
Mallerey, Les Rosiers (F)	585°900/231°630 740 m	485.5	10.6 (275 m)	(10.4) 8.7–9.5	oui 147–192	(351)	256–265	[Ca] [HCO ₃]
Tavannes, L'Arsenal (F)	581°530/229°650 765 m	468	~ 14.0	10.0–10.1	oui 9.6–15	(99)	380	[Ca] [HCO ₃]
Bevaix, Treytel (F)	551°840/196°650 455 m	300	?	(17.7) 12.5–14.3	oui 330	?	408–416	[Ca, Mg] [HCO ₃]
Vugelles-La Mothe, Les Fontanets (S)	533°400/185°775 550 m			7.8	(?)		322–339	[Ca] [HCO ₃]
Yverdon, La Prairie (S)	539°725/180°575 435 m	9.2		11.9–12.8	0.5–2.1		1163–1214	[Ca, Mg] [SO ₄ , HCO ₃]
Yverdon, La Grève-1 d'Arkina (F)	540°020/181°447 431.79 m	666.4	32.5 (~ 640 m)	(32.9) 31.5	oui ~ 12 (53.6 max.)	– (75.6)	331–341	[Ca, Mg] [HCO ₃]
Yverdon, Forage thermal F4 (F)	539°675/180°325 438 m	~ 500 ⁸⁾	31.8 (597 m)	(29.5) 28.2	oui ~ 18 (100 max.)	– (110)	381–400	[Ca, Mg] [HCO ₃]
Yverdon, Source thermique (S)	539°690/181°390 438 m			(19.7–25.0) 18.6–22.1	(5–11)		405–491	[Ca, Mg, Na] [HCO ₃ , Cl]
Le Cossaux, Source haute (S)	536°880/181°525 445 m			(12.3–14.8) 13.7–14.4	(28–205)		377–417	[Ca, Mg] [HCO ₃]
Le Cossaux, Source basse (S)	536°860/181°545 440 m			(10.9–13.8) 10.7–13.1	(80–116)		396–489	[Ca] [HCO ₃]

Tableau A1.1 suite

Site (S = source; F = forage)	Coordonnées ¹⁾ x/y/z	Prof. (m)	Temp. fond (°C) ²⁾	Temp. eau (°C) ³⁾	Artésianisme jaillissant (débit m ³ /h) ⁴⁾	Débit pompé (m ³ /h) ⁵⁾	cond. élect. (μS/cm)	Type chimique ⁶⁾
Le Cossaux, Source fontaine (S)	536°00/181°525 440 m			(12.4–14.4) 13.1	(1.15–1.7)		551	[Ca] [HCO ₃]
Mont Chamblon, Rouleguet (S)	535°06/181°330 510 m			(7.9–13.6)	(0.07–2.2)		628–647	[Ca] [HCO ₃]
Mont Chamblon, Le Moulinet (S)	535°37/181°810 450 m			(8.3–12.2)	(47–250)		397–438	[Ca] [HCO ₃]
Baulmes, Perte de la Feurtille	530°57/181°840 605 m			8.6–12.0	(2.8–148)		617–777	[Ca] [HCO ₃]
Moiry, La Cressonnière (S)	524°30/166°860 630 m			13.5–15.7	(20– > 340)		462–483	[Ca, Mg] [HCO ₃]
Moiry, Grand Record (S)	524°37/166°875 640 m			8.8–9.5	(8–240)		528–552	[Ca] [HCO ₃]
Genève, Thônex-1 (F)	505°27/117°450 428.35 m	2530	79.0 (2456 m)	(70.0) 43.5	oui (~ 0.25)	– (37)		[Na, Ca] [HCO ₃]??? [Na] [Cl]???
Aix-les-Bains, Alun (S)	878°92/82°850 283 m	gal. ⁷⁾		(33.5–46.0) 40.4–44.1	(~ 40–150)		670–775	[Ca, Mg] [HCO ₃ , SO ₄] [–SO ₄ , HCO ₃]
Aix-les-Bains, Soufre (S)	~ 878°82/82°900 271 m			(35.7–42.2) 38.8	(~ 40–65)		663	[Ca, Mg] [HCO ₃ , SO ₄]
Aix-les-Bains, Chevalley (F)	879°00/82°860 320 m	2200	?	(72.2) 71.9	non ⁴⁾ ~ 1.8 bar	~ 80 (150)	440–446	[Ca, Mg] [HCO ₃]
Aix-les-Bains, Reine Hortense (F)	878°68/82°660 257 m	1104	~ 46.5 (~ 1050 m)	(38.7) 39.1	oui (31–47)	~ 81 (150)	717–727	[Ca, Mg, Na] [HCO ₃ , SO ₄]
Aix-les-Bains, Marlioz Ariana (F)	878°45/81°162 271.3 m	231.5	?	(18.3) 18.7	oui (2)	~ 8–12	666–729	[Ca, Mg, Na] [HCO ₃ , SO ₄]
Aix-les-Bains, Marlioz Esculape (S)	878°37/81°180 255 m			(10–12) 13.3	(0.08–0.1)		720	[Ca, Na] [HCO ₃ , SO ₄]
Aix-les-Bains, Marlioz – Les Platanes (S)	~ 878°40/81°150 ~ 265 m			12.1–14.1	(?)		613–635	[Ca] [HCO ₃]
Aix-les-Bains, St. Simon RS3 (F)	878°90/85°825 275 m	32.0	?	19.5–19.6	oui (?)	?	498–500	[Ca, Mg] [HCO ₃]
Aix-les-Bains, La Meunaz (S)	883°95/83°925 950 m			6.5–7.0	(?)		252–281	[Ca] [HCO ₃]

¹⁾ Coordonnées: Aix-les-Bains = Coordonnées Lambert.

²⁾ Temp. fond: Température maximale mesurée dans le forage. Entre parenthèses = profondeur sous terrain de la mesure.

³⁾ Temp. eau: Entre parenthèses = autres études. Sans parenthèses = cette étude. Pour les forages, la température maximale en tête de puits est indiquée, pour les sources la gamme de variation observée.

⁴⁾ Artésianisme jaillissant : Entre parenthèses = débit artésien mesuré (forages), débit de source. Sans parenthèses = débit artésien exploité des forages. Forage Chevalley à Aix-les-Bains: Pas accessible aux sondes à partir d'environ 500 m de profondeur.

de mesures de débit artésien mais mesure de pression artésienne par rapport au niveau du sol. Cet artésianisme jaillissant disparaît lorsque la colonne d'eau se refroidit.

⁵⁾ Débit pompé: Sans parenthèses = débit exploité. Entre parenthèses = débit maximal lors des essais de production.

⁶⁾ Type chimique: Les ions qui font plus que 10% du total des ions sont indiqués.

⁷⁾ Develier-Dessus et Aix-les-Bains, Alun: Sources captées au fond d'une galerie d'environ 150 à 200 m (Develier-Dessus) voire 100 à 150 m (Alun) de longueur.

⁸⁾ Yverdon-les-Bains, forage F4 du Centre thermal: Profondeur forée = 600 m; trou non accessible aux sondes à partir d'environ 500 m de profondeur.

Tableau A1.2: Caractéristiques géologiques et hydrogéologiques des forages et sources étudiés.

Site (S = source, F = forage)	Géologie forages: aquifère sources: émergence	Venue d'eau Profondeur (m)	Venue d'eau (% du débit total)	Venue d'eau Température (°C)	Perméabilité K (m/s) Transmissivité T (m ² /s) Coeff. d'emmagasinement S
Delémont, S1 (F)	Séquanien supérieur Séquanien moyen Séquanien moyen Séquanien moyen Rauracien supérieur Rauracien	208-225 231 262 268 311 348-352	10-15 70-75 0-6 5-6 4-6 2	16.8-17.8 21.1 21.3 21.3 22 22.3	K: 3.4-4.1·10 ⁻⁷ T: 8.6-10.4·10 ⁻⁵ S: 0.6-0.7·10 ⁻⁴
Delémont, S2 (F)	Séquanien moyen Rauracien	246 380	? ?	21 23.2	K: 2.0-3.7·10 ⁻⁷ T: 5.0-9.4·10 ⁻⁵
Delémont, S3 (F)	Séquanien moyen Rauracien inf.	268-275 388-400	<< 50 >> 50	22.3 22.6	K: 2.7-3.2·10 ⁻⁷ T: 6.8-8.1·10 ⁻⁵ S: 0.7-3.1·10 ⁻⁴
Delémont, La Doux (S)	Kimméridgien tassé				
Develier Dessus (S)	Kimméridgien/Séquanien sup.				
Courfaivre, La Bame (S)	Kimméridgien				
Vicques, La Recolaine (S)	Kimméridgien				
Moutier, La Foule (F)	Kimméridgien Séquanien	> 47			K: 1-4·10 ⁻⁵ T: 0.86-4.4·10 ⁻³ S: 3.9-9.5·10 ⁻⁴
Malleray, Les Rosiers (F) ⁹⁾	Portlandien Kimméridgien Kimméridgien Séquanien	160-170 ? 210-270 310-340 420-430	33? 23? 37? 7?		
Tavannes, L'Arsenal (F)	Kimméridgien Kimméridgien Kimméridgien	225-230 294 349			
Bevaix, Treytel (F)	Valanginien Portlandien Kimméridgien (?)	151 205-208 266	4-5 92-93 3		
Vugelles-La Mothe, Les Fontanets (S)	Malm				
Yverdon La Prairie (S)	Chattien/Quaternaire				
Yverdon, La Grève-1 d'Arkina (F)	Portlandien Portlandien Portlandien	619 637 641	28 6 66	~ 32.5	K: 1.4-5·10 ⁻⁶ T: 0.83-2.9·10 ⁻³ S: 6.4-6.9·10 ⁻⁴

⁹⁾ Malleray Les Rosiers: Les données du pourcentage des venues d'eau sont peu certaines. Les auteurs du rapport sur la construction du puits disent, que la venue entre 160-170 m était vraisemblablement un artefact (mesures incorrectes) et que la venue entre 420-430 m pourrait être plus importante qu'indiquée.

Tableau A1.2 suite

Site (S = source, F = forage)	Géologie forages: aquifère sources: émergence	Venue d'eau Profondeur (m)	Venue d'eau (% du débit total)	Venue d'eau Température (°C)	Perméabilité K (m/s) Transmissivité T (m ² /s) Coeff. d'emménagement S
Yverdon, Forage thermal F4 (F)	Portlandien Kimméridgien Kimméridgien	400 450 480	0-5 20-30 70-75		T: 2.2-5.1·10 ⁻³
Yverdon, source thermique (S)	Quaternaire				
Le Cossaux, Source haute (S)	Berriasien				
Le Cossaux, Source basse (S)	Berriasien				
Mont Chamblon, Rouleguet (S)	Hauterivien				
Mont Chamblon, Le Moulinet (S)	Berriasien				
Baulmes, Perte de la Feurtille	Purbeckien				
Moiry, La Cressonnière (S)	Urgonien				
Moiry, Grand Record (S)	Urgonien				
Genève, Thônex-1 (F)	Kimméridgien				
Aix-les-Bains, Alun (S)	Urgonien				
Aix-les-Bains, Soufre (S)	Urgonien				
Aix-les-Bains, Chevalley (F)	Portlandien Kimméridgien	1850-2150			
Aix-les-Bains, Reine Hortense (F)	Portlandien/Kimméridgien	600-650	24	41.2-41.4	T: 4.7·10 ⁻⁴ S: 5.0·10 ⁻⁴
	Kimméridgien	650-700	5	41.4-41.6	
	Kimméridgien	700-750	21	41.6-42.8	
	Kimméridgien	750-800	5	42.8-44.6	
	Kimméridgien	800-850	5	44.6-44.9	
	Kimméridgien	850-900	2	44.9-45.2	
	Kimméridgien	900-950	3	45.2-45.4	
	Kimméridgien	950-975	9	45.4-45.6	
	Kimméridgien	975-1050	26	45.6-46	
Aix-les-Bains, Marlioz Ariana (F)	Barrémien	> 170			
Aix-les-Bains, Marlioz Esculape (S)	Urgonien/Quaternaire				
Aix-les-Bains, Marlioz Les Platanes (S)	Urgonien/Quaternaire				
Aix-les-Bains, St. Simon RS3 (F)	Urgonien/Quaternaire				
Aix-les-Bains, La Meunaz (S)	Berriasien/Valanginien				

ANNEXE 2: RÉFÉRENCES DES ANALYSES FAITES DANS LE CADRE D'AUTRES ÉTUDES

Région de Delémont

Analyses dans rapports et publications:

mfr '91 Meury, Flury, Rieben SA., 1991

Analyses de divers Laboratoires, non publiées:

lcj Laboratoire cantonal du canton du Jura

Région d'Yverdon-les-Bains

Analyses dans rapports et publications:

D&F '85 DUBOIS D. & FLÜCK J. (1985)

K '82 KERN A. (1982)

B 1882 BRUNNER (1882)

V '82 VUATAZ F.-D. (1982)

S '91 SCHMASSMANN H. (1991)

Analyses de divers Laboratoires, non publiées:

LCV Laboratoire cantonal du canton de Vaud,
Epalinges

S '70 Senften (1970), Bern

VL Vertrauenslabor für Spezialanalytik und Be-
triebshygiene, Spezialabteilung der Versuchs-
station schweizerischer Brauereien, Zürich

Aix-les-Bains

Analyses dans rapports et publications:

B '76 BOSCH B. et al. (1976)

DG '82 DAZY J. & GRILLOT J.C. (1982)

I&P '85 IUNDT F. & POUL X. (1985)

G '87 GRIMAUD D. (1987)

BANM '88 Bull. Acad. Natle. Méd. (1988), 547–553

EJ '90 EBERENTZ P. & JERPHANION P. (1990)

E '93 EBERENTZ P., JERPHANION P. & VIGOUROUX PH.
(1993)

C '93 CODÉF INGÉNIERIE (1993)

MA '94 MAIRIE D'AIX-LES-BAINS/SEAB (1994)

D '95 DAZY J., communication personnelle

Analyses de divers Laboratoires, non publiées:

IP Institut Pasteur, Lyon

LDA Laboratoire Départemental d'Analyses,
Chambéry. Conseil Général de la Savoie

LNS Laboratoire national de la santé, Paris

SL Savoie Labo, Le Bourget du Lac

ANNEXE 3: ABRÉVIATIONS ET UNITÉS UTILISÉES DANS CETTE ÉTUDE

Abréviations des éléments et autres composés chimiques:

Al	aluminium	Fe	fer	Ne	néon
Ar	argon	H ₂	hydrogène	NH ₄	ammonium
B	bore	H ₂ S	hydrogène sulfuré	NO ₃	nitrate
Ba	baryum	HCO ₃	bicarbonate	O ₂	oxygène
Br	bromure	He	hélium	Rb	rubidium
C	carbone	I	iodure	S	soufre
Ca	calcium	K	potassium	SiO ₂	(dioxyde de) silice
Cl	chlorure	Kr	krypton	SO ₄	sulfate
CH ₄	méthane	Li	lithium	Sr	strontium
C ₂ H ₆	éthane	Mg	magnésium	U	uranium
CO ₂	dioxyde de carbone	Mn	manganèse	Th	thorium
Cs	césium	N ₂	azote	Xe	xénon
F	fluorure	Na	sodium		

Abréviations des isotopes:

² H	deutérium	¹⁶ O, ¹⁷ O, ¹⁸ O	oxygène-16, -17, -18
³ H	tritium	²⁰ Ne, ²¹ Ne	néon-20, -21
³ He, ⁴ He	hélium-3, -4	³² S, ³⁴ S	soufre-32, -34
⁶ Li	lithium-6	⁸⁷ Rb	rubidium-87
¹² C, ¹³ C, ¹⁴ C	carbone-12, -13, -14	⁸⁶ Sr, ⁸⁷ Sr	strontium-86, -87

Unités

a) Poids

Tous les éléments et composés chimiques dissous sont exprimés en **mg/l** (milligramme par litre) sauf les éléments traces Al, B, Ba, Br, Cs, Fe, I, Li, Mn et Rb, qui sont exprimés en **µg/l** (microgramme par litre). Les analyses chimiques des roches sont exprimées en **mg/kg** (milligramme par kilo) ou en **%** de poids.

b) Quantités

- Pour les calculs d'équilibre chimique ou de balance ionique, les quantités des éléments et composés chimi-

ques dissous sont exprimées en **méq/l** (milliéquivalent par litre) ou en **mmol/l** (millimole par litre).

- La quantité du tritium (³H) est exprimée en **UT** (unité de tritium), où 1 UT est définie comme 1 atome de tritium sur 10¹⁸ atomes d'hydrogène ou comme **3.2 pCi/l** (picocurie par litre).
- L'activité du ¹⁴C est exprimée en **pcm** (pourcent carbone moderne), où 100 pcm sont définis comme une activité de **13.56 dpm/g C** (désintégrations par gramme de carbone et par minute) où comme **0.226 Bq ¹⁴C/g C** (becquerel par gramme de Carbone).
- Les isotopes stables de l'hydrogène, oxygène, carbone et du soufre sont exprimés en valeurs **δ‰** (différence en pourmille) par rapport aux standards internationaux. Ces standards sont le **SMOW** (Standard Mean Ocean

Water) pour l'hydrogène et l'oxygène, le **PDB** (Pee-Dee Belemnite) pour le carbone et le **CD** (Canyon Diablo troilite) pour le soufre.

c) Volume des gaz dissous

Les gaz dissous sont exprimés en **cm³ STP** (Standard Temperature and Pressure), ce qui est défini comme cm³ de gaz par cm³ d'eau pure à la température de 0 °C et la pression de 1 atmosphère.

d) Divers

- La conductivité électrique **cond.** est exprimée en **µS/cm** (mikrosiemens par centimètre) à 20 °C.
- La conductivité hydraulique **K** est exprimée en **m/s** (mètres par seconde).
- La transmissivité **T** est exprimée en **m²/s** (mètres carrés par seconde).
- Le débit **Q** est exprimé en **m³/h** (mètre cube par heure); pour des petites sources en **l/min** (litres par minute).
- Le potentiel d'oxydo-réduction **Eh** est exprimé en **mV** (millivolt).
- La température **T** est exprimée en **°C** (degrés celsius) ou en **°K** (degrés kelvin = °C + 273.15).

Abréviations diverses

A ₀	activité initiale de l'isotope radioactif (¹⁴ C)
A _i	activité initiale de l'isotope radioactif corrigée pour l'effet de réactions autres que la désintégration radioactive (¹⁴ C)

A _t	concentration mesurée de l'isotope radioactif au temps = t (¹⁴ C)
alt	altitude
aq	aqueux (dissous dans l'eau)
art	artésien
asw	eau saturée en air (A ir S aturated W ater)
atm	atmosphérique
C ₀	concentration initiale de l'isotope radioactif (³ H)
C _t	concentration mesurée de l'isotope radioactif au temps = t (³ H)
EM	modèle exponentiel (³ H)
IS	indice de saturation
K _s	constante de solubilité
LM	modèle linéaire (³ H)
man	mantellique
mes	mesuré
p	pression
PAI	p roduit d' a ctivité i onique
PF	modèle piston-flow
R	rapport isotopique entre l'isotope rare et l'isotope abondant
rad	radiogénique
t	âge radiométrique
t _{1/2}	demie-vie d'un isotope radiactif
TSD	t otal des s olides d issous (minéralisation totale)
TDIC	t otal du carbone inorganique dissous (T otal D issolved I norganic C arbon)
α	facteur de fractionnement isotopique
ε	facteur additif de fractionnement isotopique
Λ	facteur de transfert de l'hélium de la roche à l'eau
φ	porosité (en %)
ρ	densité (en g/cm ³)
σ	écart-type

