

TYPOLOGIE DES EAUX SOUTERRAINES DE LA MOLASSE ENTRE CHAMBÉRY ET LINZ (FRANCE, SUISSE, ALLEMAGNE, AUTRICHE)

THÈSE N° 1417 (1995)

PRÉSENTÉE AU DÉPARTEMENT DE GÉNIE CIVIL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE FÉDÉRALE DE LAUSANNE

POUR L'OBTENTION DU GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES

PAR

Stefan HESSKE

Diplômé en sciences naturelles EPF
originaire de Lenzburg (AG)

acceptée sur proposition du jury:

Prof. A. Parriaux, directeur de thèse
Dr W. Balderer, corapporteur
Prof. H.-R. Pfeifer, corapporteur
Dr M. Weidmann, corapporteur

Lausanne, EPFL
1995

"Der Fachexperte
ist jemand, der immer mehr über immer weniger -
also am Ende alles über nichts weiss, während
der Universalist
immer weniger über immer mehr,
somit letztlich nichts über alles weiss."

(Hans Lenk)

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	I
LISTE DES FIGURES.....	VII
LISTE DES TABLEAUX.....	IX
LISTE DES ANNEXES	X
RÉSUMÉ.....	XI
ZUSAMMENFASSUNG	XIII
ABSTRACT.....	XV
REMERCIEMENTS	XVII
1. INTRODUCTION	1
1.1 Généralités	1
1.2 Objectifs de l'étude	1
1.3 Le projet AQUITYP	3
2. CONTEXTE GÉOLOGIQUE.....	5
2.1 Extension du bassin molassique.....	5
2.2 Géologie générale.....	5
2.3 Termes chronostratigraphiques	10
2.4 Pétrographie générale	10
2.5 Géochimie.....	11
2.6 Définition d'une "Schüttung" (épandage).....	11
3. CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE.....	13
3.1 Propriétés hydrogéologiques générales des terrains molassiques constitutifs des aquifères étudiés.....	13
3.2 Aquifères de subsurface (eaux de source).....	13
3.2.1 Perméabilité:	14
3.2.2 Circulation d'eau	15
3.2.3 Temps de séjour	15
3.2.4 Régime des sources.....	16
3.3 Eaux des aquifères profonds (Eaux de forage).....	16

4. MÉTHODOLOGIE.....	19
4.1 Etude bibliographique	19
4.2 Choix des sites des aquifères de subsurface.....	20
4.2.1 Critères du choix	20
4.2.2 Etablissement du réseau.....	24
4.3 Echantillonnage des eaux et traitement des échantillons d'eau	26
4.3.1 Echantillonnage des eaux.....	26
4.3.2 Mesures physico-chimiques	26
4.3.3 Potentiel d'oxydoréduction (Eh)	26
4.3.4 Filtration	28
4.4 Analyses chimiques des eaux	29
4.4.1 Méthodes analytiques	31
4.4.2 Fiabilité des analyses	31
4.4.3 Limite de détection.....	31
4.4.4 Effet mémoire	31
4.4.5 Contrôle de qualité des analyses	32
4.5 Calculs d'équilibre thermodynamique.....	32
4.6 Lixiviats de roche	33
4.6.1 Problème de la représentativité des échantillons.....	33
4.6.2 Essais de barbotage	34
4.6.2.1 Durée de l'essai	34
4.7 Statistiques	37
5. DÉFINITION DES SOUS-TYPES D'AQUIFÈRES.....	41
5.1 Généralités	41
5.2 Concept appliqué à cette étude.....	41
5.3 Réalisation du groupement des eaux souterraines	44
5.4 Description géologique détaillée des sous-types d'aquifères	45
5.4.1 "Mont-Pèlerin-Schüttung"	48
5.4.1.1 Conglomérats du Mont-Pèlerin (faciès proximal).....	48
5.4.1.2 Grès de La Cornalle (faciès distal).....	48
5.4.2 Molasse à gypse	49
5.4.3 "Speer-Schutfächer"	49
5.4.4 "Rigi-Rossberg-Schüttung s.l."	49
5.4.5 "Honegg-Schutfächer"	49

5.4.6 "Höhronen-Schüttung"	50
5.4.7 "Gäbris-Schuttfächer"	50
5.4.8 Molasse grise de Lausanne.....	51
5.4.9 "Gibloux-Delta"	51
5.4.10 OMM marine	52
5.4.10.1 Faciès estuarin	52
5.4.10.2 Faciès de mer ouverte.....	52
5.4.10.3 Faciès de côte linéaire clastique.....	53
5.4.10.4 Faciès saumâtre.....	53
5.4.11 "Guggisberg-Delta"	54
5.4.11.1 "Guggershorn-Formation"	54
5.4.11.2 "Kalchstätten-Formation"	54
5.4.12 "Napf-Schüttung"	54
5.4.12.1 "Wachthubel-Schichten"	55
5.4.12.2 "Gabelspitz-Schichten"	55
5.4.12.3 "Aquitaniens" du Napf	55
5.4.12.4 "Belpberg-Schichten"	55
5.4.12.5 "Napf-Schichten"	55
5.4.12.6 Secteur distal du Napf.....	56
5.4.13 "Hörnli-Schüttung" (OSM).....	56
5.4.13.1 Secteur proximal ("Tortonien").....	56
5.4.13.2 Secteur distal (Aquitaniens).....	57
5.4.14 "Sommersberg-Zone" (OSM).....	57
5.4.15 "Ost-West-Schüttung" (OSM).....	57
5.4.15.1 Ortenburger Schotter	57
5.4.15.2 "Nördliche Vollsotter"	57
5.4.15.3 "Glimmersande"	58
5.4.15.4 "Mittlere Serie"	58
5.4.15.5 "Munderfinger Schotter"	58
5.4.15.6 "Obere Kobernausserwald-Schotter"	58
5.4.15.7 "Hausruck-Schotter"	59
6. COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES ET	
 ORIGINE DE LA MINÉRALISATION	61
6.1 Généralités	61
6.2 Paramètres physico-chimiques.....	65
6.2.1 Classification hydrochimique	65
6.2.2 Minéralisation globale (TSD).....	69

6.2.3 Potentiel d'oxydoréduction (Eh)	71
6.2.4 pH	73
6.2.5 Température.....	75
6.3 Elements majeurs	77
6.3.1 Hydrogénocarbonates (HCO ₃).....	77
6.3.2 Calcium (Ca)	81
6.3.3 Sulfates (SO ₄).....	85
6.3.4 Chlorures (Cl)	90
6.3.5 Sodium (Na).....	94
6.3.6 Magnésium (Mg)	97
6.3.7 Silicium (Si)	101
6.3.8 Potassium (K)	106
6.3.9 Strontium (Sr)	109
6.3.10 Nitrates (NO ₃).....	112
6.3.11 Phosphore (P)	116
6.3.12 Fluor (F).....	118
6.4 Eléments en trace.....	121
6.4.1 Lithium (Li).....	121
6.4.2 Bore (B)	125
6.4.3 Aluminium (Al)	129
6.4.4 Scandium (Sc).....	133
6.4.5 Vanadium (V).....	136
6.4.6 Chrome (Cr).....	139
6.4.7 Manganèse (Mn).....	143
6.4.8 Fer total (Fe).....	146
6.4.9 Zinc (Zn)	150
6.4.10 Cobalt (Co).....	154
6.4.11 Arsenic (As)	158
6.4.12 Sélénium (Se).....	161
6.4.13 Brome (Br).....	162
6.4.14 Iode (I)	166
6.4.15 Rubidium (Rb)	169
6.4.16 Molybdène	173
6.4.17 Cadmium (Cd).....	178
6.4.18 Baryum (Ba).....	179
6.4.19 Uranium (U).....	183

6.4.20 Nickel (Ni)	187
6.4.21 Cuivre (Cu).....	190
6.4.22 Titane (Ti).....	194
6.4.23 Plomb (Pb).....	196
6.4.24 Terres rares (lanthanides) et autres éléments.....	199
7. TYPOLOGIE DES EAUX DE SUBSURFACE	201
7.1 Généralités	201
7.2 Typologie.....	204
7.2.1 "Mont-Pèlerin-Schüttung" (USM).....	204
7.2.1.1 Conglomérats du Mont-Pèlerin.....	204
7.2.1.2 Grès de La Cornalle.....	204
7.2.2 Molasse à gypse.....	205
7.2.3 "Speer-Schuttfächer"	207
7.2.4 "Rigi-Rossberg-Schüttung s.l."	208
7.2.5 "Honegg-Schuttfächer"	209
7.2.6 "Höhronen-Schüttung s.l."	209
7.2.7 "Gäbris-Schuttfächer"	209
7.2.8 Molasse grise de Lausanne.....	210
7.2.9 "Gibloux-Delta"	211
7.2.10 OMM marine	211
7.2.10.1 Faciès estuarin	211
7.2.10.2 Faciès de mer ouverte.....	215
7.2.10.3 Faciès de côte linéaire clastique.....	216
7.2.10.4 Faciès saumâtre.....	217
7.2.11 "Guggisberg-Delta"	218
7.2.12 "Napf-Schüttung"	218
7.2.12.1 "Napf-Schüttung"	219
7.2.12.2 "Napf-Schüttung"	219
7.2.12.3 "Napf-Schüttung"	219
7.2.13 "Hörnli-Schüttung"	219
7.2.14 "Sommersberg-Zone"	220
7.2.15 "Ost-West-Schüttung" (OSM).....	220
7.2.15.1 Graviers cristallins du bassin bavarois	220
7.2.15.2 "Nördliche Vollschotter".....	221
7.2.15.3 "Glimmersande"	221

8. CONCLUSIONS	225
8.1 Aquifères de subsurface	225
8.2 Aquifères profonds	228
8.3 Comparaison avec les données du réseau AQUITYP	229
8.4 Représentativité des sources molassiques du réseau AQUITYP.....	230
8.5 Travaux de recherche à développer	230
BIBLIOGRAPHIE	233
ANNEXES	
CURRICULUM VITAE	

LISTE DES FIGURES

		page
Fig. 1.1	Réseau AQUITYP	4
Fig. 2.1	Extension du bassin molassique	6
Fig. 2.2	Schéma stratigraphique de la Molasse	7
Fig. 4.1	Aquifère local favorable à l'étude	24
Fig. 4.2	Éléments analysés	30
Fig. 4.3	Suivi temporel des lixiviats de roche	36
Fig. 4.4	Distribution normale/log-normale	39
Fig. 5.1	Définition d'un sous-type d'aquifère	42
Fig. 5.2	Répartition des "Schüttungen" (bassin)	46
Fig. 5.3	Répartition des "Schüttungen" (Plateau suisse)	47
Fig. 6.2	Schéma hydrodynamique du bassin (Balderer 1990c)	68
Fig. 6.2.3	Eh-pH	72
Fig. 6.3.1	Hydrogénocarbonates	78
Fig. 6.3.2	Calcium	83
Fig. 6.3.3	Sulfates	88
Fig. 6.3.4	Chlorures et sodium	91
Fig. 6.3.6	Magnésium	98
Fig. 6.3.7	Silicium	103
Fig. 6.3.8	Potassium	107
Fig. 6.3.9	Strontium	111
Fig. 6.3.10	Nitrates	114
Fig. 6.3.12	Fluor	119
Fig. 6.4.1	Lithium	122

Liste des figures

Fig. 6.4.2	Bore	126
Fig. 6.4.3	Aluminium	130
Fig. 6.4.4	Scandium	134
Fig. 6.4.5	Vanadium	137
Fig. 6.4.6	Chrome	140
Fig. 6.4.7	Manganèse	144
Fig. 6.4.8	Fer	147
Fig. 6.4.9	Zinc	151
Fig. 6.4.10	Cobalt	155
Fig. 6.4.11	Arsenic	159
Fig. 6.4.13	Brome	163
Fig. 6.4.14	Iode	167
Fig. 6.4.15	Rubidium	170
Fig. 6.4.16	Molybdène	174
Fig. 6.4.18	Baryum	180
Fig. 6.4.19	Uranium	184
Fig. 6.4.20	Nickel	188
Fig. 6.4.21	Cuivre	191
Fig. 6.4.22	Titane	195
Fig. 6.4.23	Plomb	197
Fig. 7.1	Répartition des marqueurs géochimiques (bassin molassique)	202
Fig. 7.2	Répartition des marqueurs géochimiques (Plateau suisse)	203

LISTE DES TABLEAUX

		page
Tableau 3.1	Classement des régimes des sources	16
Tableau 4.1	Répartition des matériaux de la tuyauterie des captages	23
Tableau 4.2	Répartition des analyses chimiques	29
Tableau 5.1	Provenance des échantillons d'eau de subsurface	44
Tableau 5.2	Les 32 sous-types d'aquifère distingués	45
Tableau 6.1	Classification hydrochimique des eaux de subsurface	66
Tableau 6.2	Classification hydrochimique des lixiviats de roche	68
Tableau 7.1 et 7.2	Marqueurs géochimiques de la Molasse à gypse	207
Tableau 7.3	Marqueurs géochimiques de l'OMM du faciès estuarien	213
Tableau 7.4	Métaux lourds dans les roches molassiques	213
Tableau 7.5	Concentrations en aluminium dissous et colloïdal	214
Tableau 7.6	Comparaison de chrome et aluminium	215
Tableau 7.7	Marqueurs géochimiques de l'OMM du faciès de mer ouverte	216
Tableau 7.8	Marqueurs géochimiques de l'OMM du faciès de côte linéaire	217
Tableau 7.9	Marqueurs géochimiques de l'OMM du faciès saumâtre	218
Tableau 7.10	Marqueurs géochimiques des "Glimmersande"	224

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1:	Liste d'identification des sources
Annexe 2:	Répartition des sources dans le bassin molassique
Annexe 3:	Contexte géologique des aquifères de subsurface
Annexe 4:	Paramètres physico-chimiques des sources
Annexe 5:	Indices de saturation (sources)
Annexe 6:	Profils hydrostratigraphiques des aquifères de subsurface
Annexe 7:	Données des sources externes
Annexe 8:	Liste d'identification des forages
Annexe 9:	Répartition des forages
Annexe10:	Paramètres physico-chimiques des eaux profondes
Annexe 10 bis:	Indices de saturation des eaux profondes
Annexe 11:	Paramètres physico-chimiques des lixiviats de roche
Annexe 12:	Analyses chimiques des précipitations atmosphériques
Annexe 13:	Analyses chimiques des eaux de sol du Gibriloux
Annexe 14:	Données du projet AQUITYP
Annexe 15:	Analyses géochimiques des roches molassiques

RÉSUMÉ

La présente étude s'inscrit dans le cadre du projet AQUITYP mené depuis 1981 par le Laboratoire de géologie de l'École polytechnique fédérale de Lausanne (GEOLEP). Son but est la caractérisation hydrogéologique et géochimique des principaux types d'aquifères de Suisse occidentale.

La typologie des eaux souterraines des roches de la Molasse a permis d'atteindre trois objectifs principaux:

- Établir une banque de données de la variabilité spatiale des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines de la Molasse. Ces données contribuent également à la définition d'une géoréférence des eaux souterraines.
- Valider les sous-types d'aquifères de la Molasse définis dans le présent travail.
- Dresser une typologie des eaux souterraines de la Molasse en mettant en évidence des marqueurs géochimiques qui montrent le lien entre l'hydrochimie, l'hydrogéologie et la géologie de l'aquifère.

Deux groupes d'eau principaux ont été distingués et traités d'une manière séparée:

- les eaux des aquifères de subsurface
- les eaux des aquifères profonds.

Eaux des aquifères de subsurface

Il s'agit du réseau principal, composé de 112 exutoires. Les sites de ces eaux de sources, faisant partie de systèmes d'écoulement locaux, ont été sélectionnés à travers tout le bassin molassique entre Chambéry (France) et Linz (Autriche). Ils représentent principalement les différents dépôts du bassin molassique suisse, traditionnellement subdivisés en quatre principaux groupes lithostratigraphiques: la Molasse marine inférieure (UMM), la Molasse d'eau douce inférieure (USM), la Molasse marine supérieure (OMM) et la Molasse d'eau douce supérieure (OSM).

En raison de la grande hétérogénéité lithologique des dépôts molassiques, une trentaine de différents sous-types d'aquifères ont été définis sur la base de leur origine géologique ("Schüttung") et de leur milieu de dépôt. Chaque point d'eau est donc lié à une seule unité lithologique de terrains molassiques généralement peu anthropisés.

Chaque échantillon d'eau a fait l'objet de mesures physico-chimiques in situ et d'une analyse à l'aide des méthodes standard (chromatographie ionique, colorimétrie, électrodes spécifiques, titration). Les éléments en traces ont été analysés par la technique de la spectrométrie de masse couplée à un plasma (HR-ICP-MS), technique à haute résolution, avec une limite de détection généralement voisine de 0.2 µg/l.

L'exécution d'essais de lixiviation de roche et la comparaison de nos résultats avec des analyses chimiques des eaux atmosphériques et de sol ont permis de vérifier l'origine géogène des traceurs chimiques rencontrés dans l'eau.

Les eaux de subsurface échantillonnées sont moyennement minéralisées (467 mg TSD/l), généralement froides (<12°C) et proviennent d'un milieu oxydant. Elles appartiennent généralement au faciès hydrochimique hydrogénocarbonate calcique et magnésien (Ca-Mg-HCO₃).

Ces eaux de subsurface, normalement classées d'une manière sommaire comme appartenant au type Ca-Mg-HCO₃, contiennent plusieurs éléments minéraux en trace avec un pouvoir discriminant spécifique de certains sous-types d'aquifères. Ainsi, les eaux de subsurface du bassin bavarois sont caractérisées par des éléments liés aux roches acides (Li, U), tandis que le bassin molassique suisse est plutôt caractérisé par des éléments liés aux roches mafiques ou ultramafiques (Cr, Co). Cette tendance hydrochimique observée à grande échelle reflète les différents apports en sédiments de l'arrière-pays alpin à l'E et à l'W du bassin molassique. Les composants géochimiques suivants, rencontrés dans des sous-types d'aquifères, présentent un pouvoir discriminant quant à l'origine des eaux:

Résumé

Sulfates: Les eaux de source provenant de la Molasse à gypse et des "Glimmersande" (OSM) sont caractérisées par une minéralisation globale élevée, liée aux hautes teneurs en sulfates. L'origine des sulfates est double; ils proviennent soit de la dissolution du gypse, qui produit en même temps une abondance d'ions calcium (Molasse à gypse), soit de l'oxydation des sulfures, notamment de la pyrite ("Glimmersande"). Le **molybdène** est préférentiellement lié aux eaux des "Glimmersande", où il est encore associé à des teneurs caractéristiques élevées en uranium et lithium, ce qui indique une provenance granitique de ces sédiments.

Baryum: Les sous-types d'aquifères constitués des Grès de la Cornalle, des poudingues du Gibloux et du Rigi sont caractérisés à la fois par une porosité fissurale importante et par de fortes teneurs en baryum dans les eaux (supérieures à 150 $\mu\text{g Ba/l}$). En admettant que l'origine des hautes concentrations en baryum se trouve dans la barytine, précipitée comme minéral authigène dans les fractures, le baryum peut fournir une information complémentaire sur la présence d'une porosité de fissure dans un aquifère.

Silicium: Le sous-type d'aquifère constitué des grès marneux du faciès saumâtre de l'OMM est le seul à montrer un marquage caractéristique en silicium, avec des concentrations de 17.7 et 19.0 mg Si/l. Il est lié à la fois à la composition pétrographique des sédiments riches en composantes quartzitiques et cristallines et à la faible perméabilité qui provoque un temps de contact eau-roche long, dû à l'écoulement lent de ces eaux.

Lithium: Le lithium est également un bon marqueur des eaux provenant des "Glimmersande", de la Molasse à gypse, de l'OMM du faciès estuarien, de l'Ottangien, de la "Rigi-Schüttung" et des Grès de la Cornalle. Le lithium est lié aux roches granitiques et pélitiques.

Uranium: L'uranium marque d'une manière caractéristique les eaux provenant des "Glimmersande", de la Molasse à gypse et de l'OMM du faciès estuarien.

Chrome: Les grès marins de l'OMM sont marqués d'une manière caractéristique par des teneurs élevées en chrome. Ce marquage est le plus fort dans le faciès estuarien. L'origine du chrome se trouve probablement dans les composantes de matériel détritique ophiolitique riche en spinelles et chlorites chromifères provenant des séquences penniques du flysch des Préalpes.

Cobalt: La faible, mais nette présence du cobalt, surtout dans les eaux de la Molasse suisse orientale, intimement liée à celle des ophiolithes, offre une "méthode hydrostratigraphique" pour la mise en évidence de roches vertes dans l'aire d'alimentation.

Aluminium: L'aluminium colloïdal est un marqueur hydrodynamique, variable dans le temps, lié à la microturbidité des aquifères riches en composantes argileuses. Des teneurs élevées se trouvent surtout dans les dépôts de l'OMM d'un milieu estuarien.

Les **nitrate**s, **chlorures** et **bromures** se sont révélés être de puissants traceurs des pollutions anthropogènes dans des eaux de subsurface.

En général, nous attribuons trois origines principales aux marqueurs géogènes dans les eaux des aquifères de subsurface:

- La présence de certaines composantes pétrographiques dans les sédiments (roches basiques et ultrabasiques, minéraux lourds et évaporitiques)
- Un écoulement lent par les interstices de la fraction fine du matériel détritique qui favorise la minéralisation des eaux souterraines.
- L'abondance des substances minérales en suspension dans les eaux. Cette empreinte chimique dépend de la microturbidité et du traitement de l'échantillon d'eau après le prélèvement (filtration).

Eaux des aquifères profonds

Ce réseau a été ajouté à titre comparatif et est constitué de 21 échantillons d'eau de forage. Par rapport aux eaux de subsurface, les eaux des aquifères profonds issues des systèmes d'écoulement régionaux ont un temps de séjour souterrain beaucoup plus long que les eaux de subsurface et sont plutôt déterminées par des processus lents, ainsi que par un mélange avec d'autres composantes d'eaux (p.ex.: eau fossile marine). La composition chimique de ces eaux peut donc se distinguer considérablement des eaux de subsurface.

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit ist Teil des Projektes AQUITYP, das 1981 am "Laboratoire de géologie" an der Eidgenössischen Technischen Hochschule von Lausanne angelaufen ist. Ziel dieses Projektes ist die hydrogeologische und geochemische Charakterisierung der Hauptaquifere der Westschweiz.

Mit der Typisierung der Molassegrundwässer wurden im wesentlichen drei Ziele erreicht:

- die Schaffung einer Datenbank über die räumliche Variabilität der physikalisch-chemischen Parameter der Molassegrundwässer. Die Resultate tragen zu einer Grundlage zur Abschätzung der natürlichen Schadstoffgehalte im Trinkwasser bei.
- die Definition eines Aquifer-Subtyps der Molasse,
- die Erarbeitung einer Typisierung der Molassegrundwässer mithilfe von geochemischen Tracern, die den Zusammenhang zwischen Hydrochimie, Hydrogeologie und Geologie des Aquifers belegen.

Zwei Hauptwassergruppen wurden unterschieden und getrennt behandelt: die oberflächennahen Grundwässer und die Tiefgrundwässer.

Oberflächennahe Grundwässer

112 Quellwasserproben lokaler Fließsysteme bilden die Basis unserer Typisierung. Bei der Auswahl der Aquifere wurde mit wenigen Ausnahmen das gesamte lithologische Spektrum der Molasseablagerungen zwischen Chambéry (Savoyen, Frankreich) und Linz (Westösterreich) berücksichtigt, die gebräuchlicherweise in Untere Meeremolasse (UMM), Untere Süswassermolasse (USM), Obere Meeremolasse (OMM) und Obere Süswassermolasse (OSM) gegliedert werden. In Anbetracht der äusserst vielfältigen und häufig auch sehr kleinräumigen Molasseablagerungen mussten rund 30 verschiedene Aquifer-Subtypen aufgrund ihres geologischen Liefergebietes (Schüttungszugehörigkeit) und ihres Ablagerungsraumes ausgeschieden werden. Jede Wasserprobe konnte danach einer homogenen lithologischen Aquifereinheit zugeordnet werden, wobei anthropogene Beeinträchtigungen möglichst ausgeschlossen wurden. An jeder Wasserprobe wurden die physikalisch-chemischen Parameter vor Ort bestimmt. Im Labor wurden die Gehalte von 11 mineralischen Haupt- und Nebenkomponten mit Standardmethoden (Ionenchromatographie, Colorimetrie, Titration) und von 22 Spurenelementen mittels Massenspektrometrie mit induzierter Plasmakopplung (HR-ICP-MS) gemessen. Letztere konnten dank hoher Auflösetechnik bis zu einer Nachweisgrenze von 0.2 µg/l festgestellt werden.

Die geogene Herkunft der in den Grundwässern ermittelten Tracer wurde mit Gesteinsauslaugversuchen und im Vergleich mit Niederschlags- und Bodenwässern überprüft.

Die beprobten Molassequellwässer haben eine mittlere Mineralisierung von 470 mg TSD/l, sind kalt (<12°C) und entstammen einem oxydierenden Milieu.

Die im Allgemeinen einen einzigen Grundwassertyp, den Kalzium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Typ (Ca-Mg-HCO₃), bildenden oberflächennahen Grundwässer enthalten mehrere mineralische Spurenelemente, die eine Unterscheidung der Aquifer-Subtypen ermöglichen. Grossmassstäblich sind so die Quellwässer des bayerischen Molassebeckens eher durch an saure Gesteine gebundene Elemente (Li, U), während diejenigen des schweizerischen Molassebeckens vor allem durch an basische bis ultrabasische Gesteine gebundene Elemente (Cr, Co) geprägt sind. Diese beobachtete hydrochemische Tendenz reflektiert die unterschiedliche Sedimentzufuhr aus dem alpinen Hinterland im Osten und im Westen des Molassebeckens.

Folgende, an bestimmte Aquifer-Subtypen gebundene, geochemische Komponenten dienen als natürliche Tracer in den Quellwässern:

Sulfate: Die Quellwässer der "Molasse à gypse" (USM) und der Glimmersande (OSM) sind aufgrund hoher Sulfatgehalte durch eine stark erhöhte Gesamtmineralisierung (>1000 mg TSD/l) charakterisiert. Die Sulfate stammen entweder aus der Gipsauflösung ("Molasse à gypse"), die zugleich die Calciumkonzentration erhöht, oder aus der Oxydation von Sulfiden, vor allem von Pyrit (Glimmersande).

Zusammenfassung

Silizium: Der aus mergeligen Sandsteinen eines brackischen Ablagerungsraumes aufgebaute Aquifer-Subtyp der OMM (Ottang) weist als einziger deutliche Siliziumanomalien (zwischen 17 und 19 mg Si/l) auf. Sie erklären sich durch das Zusammenwirken von einerseits quarzit- und kristallinreichen Sedimenten und andererseits von einer geringen Durchlässigkeit, die durch eine geringe Fließgeschwindigkeit eine verlängerte Gesteins-Wasser-Wechselwirkung ermöglicht.

Lithium erweist sich als Tracer für die Wässer der Glimmersande, der "Molasse à gypse", der Estuar- und brackischen Fazies der OMM, der Rigi-Rossberg-Schüttung und der "Grès de la Cornalle".

Uran ist charakteristisch für die Wässer der Glimmersande, der "Molasse à gypse" und der Estuarfazies der OMM. Das häufig mit Pyrit assoziierte **Molybdän** ist zusammen mit Uran und Lithium ein charakteristischer Tracer der Glimmersand-Quellwässer.

Deutlich erhöhte **Chromgehalte** finden sich in den Wässern der marinen Sandsteine der OMM des westlichen Molassebeckens. Besonders ausgeprägt ist diese Anomalie in der Estuarfazies. Die Herkunft des Chroms liegt vermutlich in den detritischen Ophiolithkomponenten reich an Chromspinell und -chlorit der penninischen Flyschsequenzen der Préalpes.

Kobalt: Die geringen, aber trotzdem deutlich nachweisbaren Spuren von Kobalt in den Wässern, korrelieren mit den Ophiolithvorkommen vor allem in den Ostschweizer Molasseablagerungen. Sie könnten eine hydrostratigraphische Methode zum Nachweis von Ophiolithkomponenten im Aquifergestein bieten.

Barium: Die Aquifer-Subtypen der "Grès de la Cornalle", der Gibloux- und der Rigi-Rossberg-Schüttung sind sowohl durch eine bedeutende Fissurationsporosität, als auch durch stark erhöhte Bariumgehalte ($>150 \mu\text{g Ba/l}$) in den Wässern geprägt. In der Annahme, dass in Klüften als authigenes Mineral ausgefallter Barit die hohen Bariumkonzentrationen bewirkt, könnte Barium möglicherweise als Zusatzindikator für eine Fissurationsporosität in einem Aquifer verwendet werden.

Kolloides **Aluminium** ist ein hydrodynamischer Tracer, dessen Gehalte mit der Zeit und der Mikroturbidität der Aquifere stark schwanken. Hohe Konzentrationen (bis zu $80 \mu\text{g Al/l}$) können in den Wässern der Estuarfazies der OMM vorkommen.

Ueberdurchschnittlich hohe Konzentrationen an **Nitraten, Chloriden und Bromiden** erweisen sich in den oberflächennahen Grundwässern als Indikatoren anthropogener Beeinträchtigungen.

Die Herkunft der geogenen Tracer in den oberflächennahen Grundwässern erklärt sich im allgemeinen durch:

- die Präsenz bestimmter petrographischer Komponenten in den Sedimenten (basische und ultrabasische Gesteine, Schwerminerale und Evaporite),
- langsame Fließgeschwindigkeiten in feinkörnigen Aquiferen mit bedeutender Porenporosität, die die Mineralisierung der Grundwässer fördern,
- die Häufigkeit kolloider mineralischer Substanzen im Wasser. Diese chemische Prägung hängt von der Mikroturbidität und der Wasserprobenbehandlung nach der Entnahme ab (Filtration, etc.).

Tiefengrundwässer

Zur Ergänzung unserer Datenbank der Molassewässer wurden 21 Wasserproben aus zumeist Tiefenbohrungen mitanalysiert. Im Vergleich zu den oberflächennahen Grundwässern entstammen die Tiefengrundwässer regionaler Fließsysteme, sodass sie beträchtlich längere Verweilzeiten aufweisen. Ihre zum Teil sehr unterschiedlichen chemischen Zusammensetzungen sind daher im wesentlichen durch langsame Prozesse und z.T. durch eine Beimischung mit Formationswasserkomponenten bestimmt.

ABSTRACT

The geochemical typology of natural subsurface waters of the Molasse basin is part of the AQUITYP project, initiated by the Geology Laboratory of the Swiss Federal Institute of Technology in Lausanne. This study provides an overview of the variation in space of the hydrochemical parameters, especially of trace elements, in order to determine the geological origin of their aquifers. Our data base is mainly made up of two observation networks:

- a subsurface water network and
- a deep groundwater network.

Complete analyses of all samples have been executed using standard methods for anions and silicon, and High Resolution Inductively Coupled Plasma Source Mass Spectrometry (HR-ICP-MS) for major cations and trace elements down to the detection limit of about 0.2 $\mu\text{g/l}$.

Subsurface water network

It is the main observation network of this investigation and comprises 112 water samples from different springs, collected all over the Molasse basin between Chambéry (France) and Linz (Austria), but mainly in the Swiss Molasse basin. For this region, four groups are generally distinguished, according to the sediment deposition in a continental or marine environment, in ascending stratigraphic order: (1) the Lower Marine Molasse (UMM and North Helvetic "flysch" p.p.), (2) the Lower Freshwater Molasse (USM), (3) the Upper Marine Molasse (OMM) and (4) the Upper Freshwater Molasse (OSM). Our water samples originate from typical sedimentary deposits which we divided in about 30 different sub-type aquifers according to their geological origin and their depositional environment. They are defined on the basis of lithological and structural homogeneity. Therefore, only catchments that completely drain a single, lithologically homogenous, Molasse terrain unit are considered here. Spring catchments selected were generally not affected by runoff from towns, or paved roads. Agricultural activities have been avoided as well as possible. Such spring water should be free of major human influences and only in few cases contain a certain amount of fertilizer products (p.ex: nitrates).

Leachate tests of crushed rocks and comparison with snow and soil water compositions allowed to decipher the geogene origin of the dissolved ions in natural groundwaters.

The water withdrawn can be generally classified as a calcium-magnesium-hydrogenocarbonate (Ca-Mg-HCO_3)-type water. The trace analyses allowed to distinguish several subtypes within this homogenous water type group. The general spacial distribution of the trace elements show, that spring waters in the Bavarian Molasse basin are characterized by elements as lithium and uranium linked to acid rocks, while those of the Swiss Molasse basin are preferentially influenced by elements derived from mafic or ultramafic rocks, such as chromium and cobalt.

The following elements show specific links between aquifer rock type and groundwater.

Sulfates: Total mineralisation of spring waters issued from the gypse-bearing Molasse (USM) and the "Glimmersande" (OSM) are highly influenced by high sulfate contents. It can be demonstrated that sulfate ions are produced from two different sources within this two sub-type aquifers: from the dissolution of gypsum in water, producing high calcium contents as well, and from the oxydation of sulfurous ore minerals, especially pyrite, which are abundant in the "Glimmersande". The "Glimmersand" aquifers in NE Switzerland are furtheron characterized by high lithium, molybdenum and uranium concentrations, reflecting the granitic composition of this sandstones.

High **barium** contents ($>150 \mu\text{g/l}$) have been found in spring waters issued from aquifers with a dominant fissure permeability ("Grès de la Cornalle", "Gibloux-Delta" and "Rigi-Schüttung"). It's origin is supposed to be the mineral barite, which tends to precipitate in fractures. Therefore, high barium concentrations may indicate the presence of fracture flow within the aquifer.

Abstract

Considerably high **silicon** contents are linked to the quartzitic and fine grained aquifers of the brackish marine molasse in Bavaria. Both, petrographical composition and slow flow rate are favouring the water-rock interaction. Characteristic **lithium** footprints are found in several waters, as in the aquifers composed of the "Glimmersande", the gypse-bearing molasse, the Rigi-conglomerates, the brackish and the estuarine marine molasse.

Chromium strongly marks the waters originating from the Swiss marine Molasse aquifers. It is probably related to ophiolitic detritus derived from the flysch of the Prealpes.

A couple of waters show weak anomalies of **cobalt**, which are nevertheless intimately linked to the presence of ophiolitic components in the sediments. Cobalt might be used as a hydrostratigraphical tool to identify greenstone inputs.

Analysed colloidal **aluminum** may serve as a hydrodynamical parameter, indicating microturbidity within the aquifer. High amounts of aluminum varying in time, have been found in estuarine deposits of the OMM.

Generally speaking, we propose three main origins of trace elements in the spring water of the Molasse basin:

- presence of certain petrographical components within the sediments such as basic and ultrabasic rocks, heavy minerals and evaporites.
- a small flow rate through interstitial porosity of fine grained sediments, favouring water-rock interaction.
- the abundance of colloidal material in the waters which depends on the petrographical composition of the aquifer and on sample treatment, e.g. filtration techniques.

Deep groundwater network

A second observation network composed of 21 borehole waters has been added for comparison. Compared to the subsurface waters, deep water chemistry might differ. The following reasons seem to be responsible:

- Long residence times of water in the underground favours slow reaction kinetics.
- Chemistry of very deep water can be influenced by mixing with older formation waters.
- Most of the deep boreholes in the Swiss Molasse basin are situated in the OMM and therefore represent a likely homogenous lithology.

Borehole waters, because of different aquifer rock types and unknown surface and borehole influences, are least likely to represent typical Molasse water composition.

REMERCIEMENTS

Mon étude hydrogéologique n'est pas seulement l'histoire de l'union du marteau de géologue avec un flacon en polyéthylène, mais elle est également la découverte d'endroits merveilleux et peu connus ainsi que la succession d'événements particulièrement imprévisibles. Mon itinéraire sur le soubassement molassique fut balisé de rencontres étonnantes, entre l'hospitalité savoyarde et le pays des "Leberknödel", en passant par les brasseries bernoises et zurichoises. Qui aurait pensé faire connaissance avec le neveu du peintre Henri Matisse en recherchant les eaux de la Molasse? Ou le mystère des eaux jaillissant des entrailles d'une haute montagne et se déversant dans un immense lac souterrain, découvert grâce à une baguette de sourcier ou un pendule? Parmi toutes ces rencontres, j'aurais volontiers évité celle des guêpes, car l'intérêt que nous portions aux captages d'eau était fort divergent.

Parvenu au terme de ce travail, il m'est agréable de remercier tous ceux qui m'ont permis de l'accomplir, par leur appui scientifique ou pratique, leur aide matérielle ou morale.

Ma gratitude la plus vive va à mon directeur de thèse, M. le professeur Aurèle Parriaux, qui a dirigé ce travail avec grande compétence et bon sens et qui m'a témoigné sa confiance. Sa volonté de me faire rédiger ma thèse en français, de surcroît en trois ans, était une sorte de gageure; mais il m'a finalement rendu un grand service. En me confiant quelques mandats touchant à la pratique, il m'a en outre donné la possibilité de me familiariser avec les applications de la géologie de l'ingénieur.

Ce travail hydrogéologique s'est fondé sur les précieux renseignements pétrographiques et minéralogiques de Hans-Ruedi Pfeifer, du Centre d'Analyse Minérale de l'Université de Lausanne, qui m'a toujours accueilli à bras ouverts.

Un cordial merci à M. Weidmann qui a beaucoup facilité mon approche sédimentologique du bassin molassique, pendant de longues discussions dans les cafés de Vevey, et qui a corrigé soigneusement mon manuscrit.

Soulignons l'aide appréciable de W. Balderer, de l'Institut de géologie d'ingénieur de l'École polytechnique fédérale de Zurich, qui m'a accordé son soutien sans hésitation.

Mes investigations dans le bassin molassique n'auraient pu être menées à bien sans la collaboration d'un grand nombre d'autres personnes.

J'aimerais particulièrement remercier les administrations fédérale, cantonales et communales ainsi que les bureaux techniques qui m'ont fourni quantité de renseignements et de données. Ce travail s'est déroulé grâce à l'appui financier du Fonds national suisse de la recherche scientifique (subside n° 20-39735.93).

Je remercie sincèrement les propriétaires des sources et des forages pour leur compréhension et leur disponibilité en facilitant mes prélèvements d'échantillons d'eaux.

N'oublions pas ici les utiles conseils du Dr Gérard Nicoud, Dr Beat Keller, des Docteurs Franz et Beda Hofmann, Dr Schmassmann, Dr Bertleff, Dr Felber, Dr Harald Wimmer et les géologues de Bavière, ni les stimulantes remises en question du Dr Niklaus Waber du groupe "interaction eau-roche" de l'Université de Berne.

Remerciements

J'exprime toute ma gratitude à l'équipe du Laboratoire de Géologie de l'EPFL qui a amicalement accueilli dans ses rangs un collègue d'Outre-Sarine et qui m'a encouragé et accompagné dans mes investigations.

Je remercie très chaleureusement mon collègue piémontais Antonio Dematteis avec qui j'ai développé une fructueuse collaboration dans une ambiance amicale, parfois avec "vino e pasta".

Au cours de ces trois ans, j'ai largement usé ou abusé des services d'analyses des équipes de chimie du GEOLEP qui n'ont jamais désespéré devant le nombre presque infini d'échantillons que j'ai ramenés du terrain.

Catherine Schlegel et Dominique Rey méritent ma sincère reconnaissance pour la correction de mon français alémanique qu'ils ont amélioré avec intérêt et toujours sous la contrainte du temps.

Je remercie Francesca Orlandani et Didier Müller qui se sont spontanément chargés de la mise en page de ce travail avec disponibilité et grand savoir-faire.

Les amis et connaissances rencontrés pendant mon séjour dans ce splendide paysage du bassin lémanique m'ont fait vivre des moments inoubliables, soit au bord du lac, soit en randonnée.

Enfin, j'adresse ma profonde reconnaissance à mes parents et à mon frère pour leur grande sollicitude; ils ont montré beaucoup de compréhension et de soutien.

A tous, un grand merci.

1. INTRODUCTION

1.1 GÉNÉRALITÉS

Le soubassement molassique du Plateau suisse est constitué de sédiments tertiaires contenant des ressources en eau non négligeables. Les eaux de subsurface jaillissent de nombreuses sources de petite capacité, mais dans l'ensemble importantes. Ces eaux souterraines sont affectées par de nombreuses activités humaines, telles que des ouvrages souterrains et des décharges, donnant lieu de manière croissante à des problèmes de pollution.

La question de l'origine des polluants inorganiques dans les eaux souterraines soulève le problème de la nature de ces polluants, qui ne sont pas exclusivement d'origine anthropique, mais également présents naturellement dans les eaux souterraines en concentrations extrêmement variables. Les fractions naturelles de ces polluants inorganiques proviennent principalement des roches constituant l'aquifère (Garrels et Mackenzie 1971, Berner et Berner 1987). Connaître en détail les teneurs en éléments inorganiques dans les eaux souterraines (teneurs d'origine géogène) constitue une base essentielle pour déterminer les teneurs naturelles en polluants dans les eaux, ce d'autant plus qu'il s'agit d'eaux souvent destinées à la consommation humaine.

De surcroît, la détermination de l'origine des eaux apparaissant dans un forage ou lors de travaux souterrains est un des problèmes clé de la géologie de l'ingénieur. La connaissance de cette origine va permettre de préciser l'impact éventuel d'un ouvrage sur le massif rocheux et ses ressources en eau. La caractérisation du marquage géochimique des aquifères par l'analyse des substances minérales, particulièrement des éléments en traces, dans les eaux peut servir à l'identification du cheminement des eaux souterraines.

Mis à part ces aspects pratiques, les substances minérales dissoutes dans l'eau de source provenant de la Molasse, notamment celles en petites concentrations, sont encore peu connues.

1.2 OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

De nombreux travaux hydrogéologiques ont déjà été exécutés sur diverses aires d'alimentation qui comprennent des formations molassiques (p. ex. Petch 1970, Parriaux 1981, Balderer 1982 et 1989, Baumann 1987, Egger 1985, Goldbrunner 1988, Schmassmann et al. 1984 et 1990, Thierrin 1990, Wimmer 1990). Pourtant, une grande partie de ceux-ci traitent d'une manière classique des aspects hydrodynamiques et hydrochimiques de l'ensemble des ressources en eau limités à une seule aire d'alimentation (définition du régime hydrologique, d'un bilan hydrique).

Cette démarche localisée ne permet donc pas d'établir une distinction détaillée du groupe d'eau lié à la Molasse, car la variabilité pétrographique de ces roches dans une petite région est plutôt faible. De plus, l'approche hydrochimique à l'aide des éléments majeurs est trop sommaire pour pouvoir nuancer des caractéristiques spécifiques d'une eau souterraine provenant d'une certaine formation géologique. C'est pourquoi les eaux de sources jaillissant des terrains molassiques, mais également celles des terrains quaternaires, ont été classées dans un seul groupe d'eau (les

eaux Ca-Mg-HCO₃) malgré la grande diversité pétrographique et sédimentologique de ces roches détritiques.

En résumé, les travaux de recherche sont, dans la plupart des cas, effectués sur des aires d'alimentation dispersées dans l'espace et dans le temps. Leurs résultats restent donc en bonne partie d'une importance locale sans qu'une synthèse à grande échelle en soit tirée.

Cette situation nous a incité à choisir, pour ce travail de thèse, une approche géologique orientée vers la géologie appliquée en étudiant la répartition spatiale d'un grand nombre de paramètres hydrochimiques à grande échelle liés aux différentes formations stratigraphiques de la Molasse.

L'aspect spatial comprend deux approches. D'une part un sens géographique, où nous comparons les eaux des aquifères de subsurface appartenant aux systèmes d'écoulement locaux sur une grande partie du bassin molassique, soit de Chambéry à Linz. D'autre part, nous tenons aussi compte de la circulation profonde des eaux souterraines dans des systèmes d'écoulement régionaux en étudiant quelques eaux provenant de forages.

De plus, notre étude à grande échelle géographique contraste avec une étude à plus petite échelle chimique en examinant non seulement les composantes principales d'une eau, mais également un grand nombre d'éléments en traces et ultra-traces.

L'objectif final envisagé est une typologie des écoulements souterrains représentatifs des roches molassiques. Nous avons recouru à la définition de base d'une typologie donnée par le lexique. Il s'agit donc d'une

"Science qui, à partir d'ensembles, vise à élaborer des types, constitués par regroupement de données ayant en commun certaines caractéristiques." (*Hachette 1992*)

En appliquant cette définition générale à notre étude, nous obtenons la formulation suivante d'une typologie:

Une typologie des eaux souterraines de l'ensemble des aquifères molassiques vise à élaborer des sous-types d'aquifères, constitués par regroupement de données géologiques, hydrogéologiques et géochimiques ayant en commun certaines caractéristiques (p. ex. pétrographie, perméabilité, marquage géochimique).

Il s'agit donc d'une synthèse sur la variabilité spatiale des paramètres hydrochimiques à l'échelle régionale, en considérant particulièrement les liens entre la géologie, l'hydrogéologie et l'hydrochimie de l'aquifère.

Pour arriver à une telle typologie, les tâches et objectifs suivants ont été proposés:

- choisir et établir un réseau d'observation composé de points d'eau représentatifs de divers aquifères molassiques.
- mettre en place une banque de données comparables en utilisant la même technique d'analyse et en déterminant le même nombre de paramètres. Ceci est important car une comparaison des données de la littérature n'est souvent pas faisable d'une manière correcte, surtout en ce qui concerne les traces à cause du manque d'analyses disponibles ainsi que de l'utilisation de différentes techniques d'analyse à précisions variables.

- dresser un inventaire de la variabilité spatiale des paramètres chimiques liés aux eaux souterraines des roches molassiques à une période de basses eaux. La variation régionale de la composition chimique des eaux souterraines est un renseignement sur la qualité du réservoir naturel qui a été peu utilisé jusqu'à nos jours. Elle ne remplace certainement pas l'aspect de la variabilité temporelle, mais sert plutôt d'outil auxiliaire.
- tirer une synthèse sur la variabilité des paramètres hydrochimiques à l'échelle régionale en considérant les liens entre la géochimie, l'hydrogéologie et la géologie de l'aquifère.

1.3 LE PROJET AQUITYP

Notre recherche entre dans le cadre d'une étude sur la variation à long terme de la qualité des eaux.

Ce projet, nommé AQUITYP (TYPologie des AQUIfères. Hydrotraverse de la chaîne alpine s.l. du Jura aux Alpes centrales; Parriaux et al. 1990), est mené sous la direction du Professeur A. Parriaux du Laboratoire de Géologie de l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne (GEOLEP). Depuis 1981, le GEOLEP exploite un réseau régional d'observation des écoulements souterrains qui comporte une vingtaine de points d'eau sur une géotraverse allant du Jura occidental au coeur des Alpes en passant par le Plateau (voir fig. 1.1). Il s'est fixé d'étudier, dans le cas des principaux aquifères présents dans l'orogène alpin, l'effet propre à chaque aquifère rencontré dans le système d'écoulement, car la connaissance de l'input et de l'output est insuffisante pour déterminer les cheminements naturels de la circulation des eaux souterraines à travers une succession de formations géologiques diverses. Les sources choisies sont toutes pérennes et correspondent à des aquifères-types à géologie et pétrographie déterminées. Des mesures physico-chimiques et des analyses chimiques d'échantillons sont périodiquement réalisées en fonction de cycles hydrodynamiques précis.

La présente étude correspond au nouveau règlement de l'École polytechnique fédérale qui limite la durée d'une thèse de doctorat à trois ans. Pour la même durée, elle a bénéficié d'un soutien du Fond national Suisse pour la recherche scientifique (no des projets 20-32676-91 et 20-39735-93).

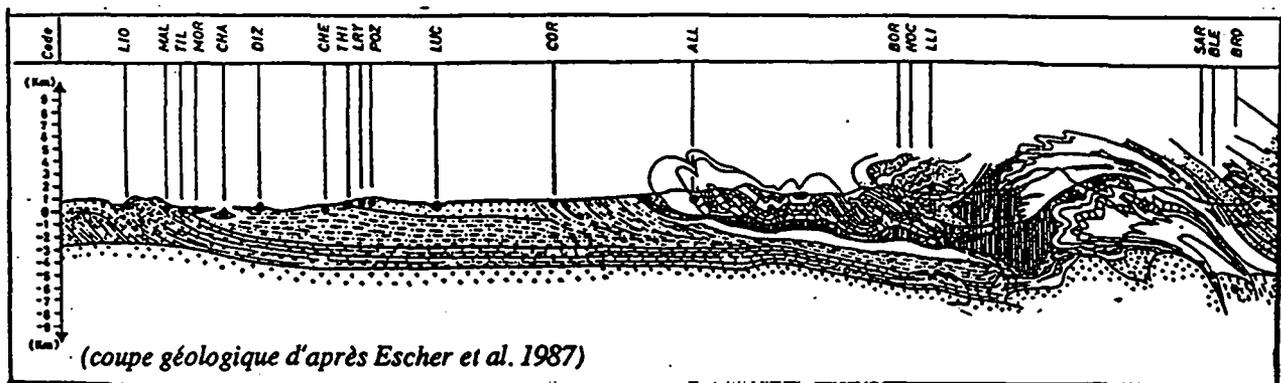
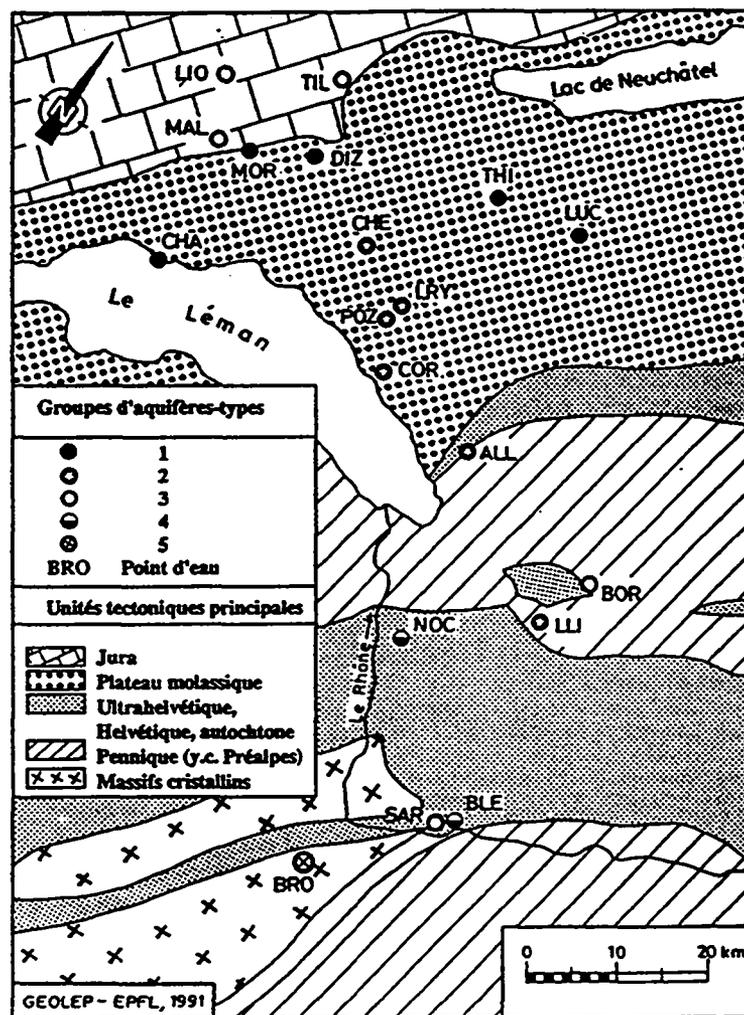


Fig. 1.1: Les points d'eau du réseau AQUITYP en coupe et en plan (Parriaux et al. 1990). Cinq groupes d'aquifères-types sont distingués dans le projet AQUITYP: 1. les terrains meubles quaternaires, 2. les roches sédimentaires à porosité de fissures et d'interstices (Molasse, flysch), 3. les roches karstifiables carbonatées, 4. les roches karstiques évaporitiques et 5. les roches cristallines silicatées. Les sources représentant la Molasse sont CHE (Chéseau, USM), POZ (Pierre-Ozaire, OMM), LRY (Lutry, OMM), LUC (Lucens, OMM) et COR (Cornalle, USM).

2. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Dans le cadre de cette recherche, nous proposons de présenter les principales phases de l'évolution du bassin molassique, la description générale des formations géologiques aquifères rencontrées, ainsi que leur contenu sédimentologique et géochimique. Cette approche géologique n'a pas la prétention d'être exhaustive, mais elle a été conçue essentiellement dans le but de dégager les principales caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques des aquifères des roches molassiques.

2.1 EXTENSION DU BASSIN MOLASSIQUE

Le bassin molassique, subdivision essentiellement géographique du bassin périalpin, s'étend sur quelque 700 kilomètres depuis Chambéry (France) à l'W, jusqu'à Linz (Autriche) à l'E (voir fig. 2.1). L'extrémité occidentale du bassin molassique est située au N de Chambéry (France), où se rejoignent les Alpes et le Jura.

Vers l'E le bassin molassique suisse se poursuit dans le bassin molassique bavarois ("süddeutsches Molassebecken") limité par le Jura Souabe ("Schwäbische et Fränkische Alb") dans le NW, par le Massif de Bohème dans le NE, par les 'Nördliche Kalkalpen' dans le S (Unger 1989: 207). En Bavière, le bassin atteint sa largeur maximale, soit 150 kilomètres entre le front des chevauchements alpins et le biseau distal.

2.2 GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Le bassin molassique périalpin, dont fait partie le bassin molassique suisse, est un bassin d'avant-pays ("foreland basin") périphérique (Homewood et al. 1989b). C'est un bassin créé dans un contexte de collision tardi-crétaïque et tertiaire entre deux plaques lithosphériques à croûte continentale (plaques européenne et adriatique-apulienne, un promontoire de la plaque africaine), et localisé sur la bordure externe de la chaîne de collision, les Alpes. La formation de ce bassin est directement liée à l'orogénèse alpine (Trümpy et al. 1980). A partir de l'Oligocène, et jusqu'au Miocène supérieur, la charge provoquée par l'épaississement tectonique de la lithosphère européenne conduit à la flexuration de celle-ci. La migration des chevauchements vers le N et vers l'W provoque un déplacement des dépôts vers l'extérieur, c'est-à-dire vers le craton de la Forêt-Noire et du Massif de Bohème. De ce fait, la forme en coupe du remplissage du bassin est un prisme en coin, plus épais en bordure de la chaîne alpine (quelques 4 km) et se terminant en biseau vers le N au niveau de la croûte normale stable.

Pendant le Miocène supérieur, le bassin molassique est soumis à un soulèvement et son remplissage sédimentaire, par conséquent, à l'érosion. Le degré de cette érosion augmente en direction du SW (Ziegler 1992: 513).

La partie occidentale est caractérisée par de forts plissements comme le montrent les longs anticlinaux jurassico-crétacés du Jura savoyard, séparés par les synclinaux molassiques miocènes formant la vallée du Rhône et le Lac du Bourget (Gidon 1969 et 1970). L'intégration

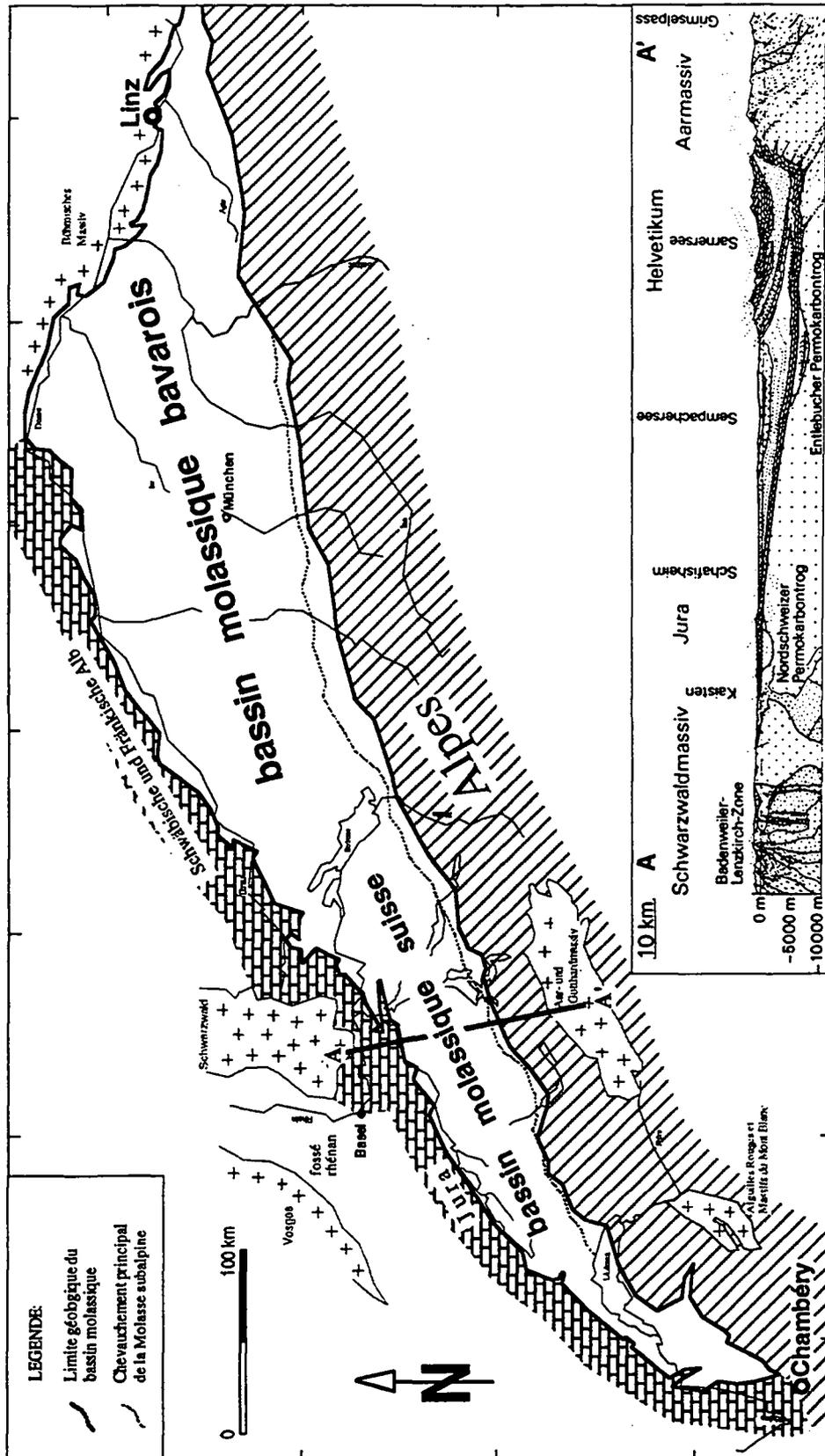


Fig. 2.1: Situation géographique et géologique du bassin molassique entre Chambéry (France) et Linz (Autriche) avec coupe en travers du bassin de la Forêt Noire au Col de Grimsel (d'après Céra 1985).

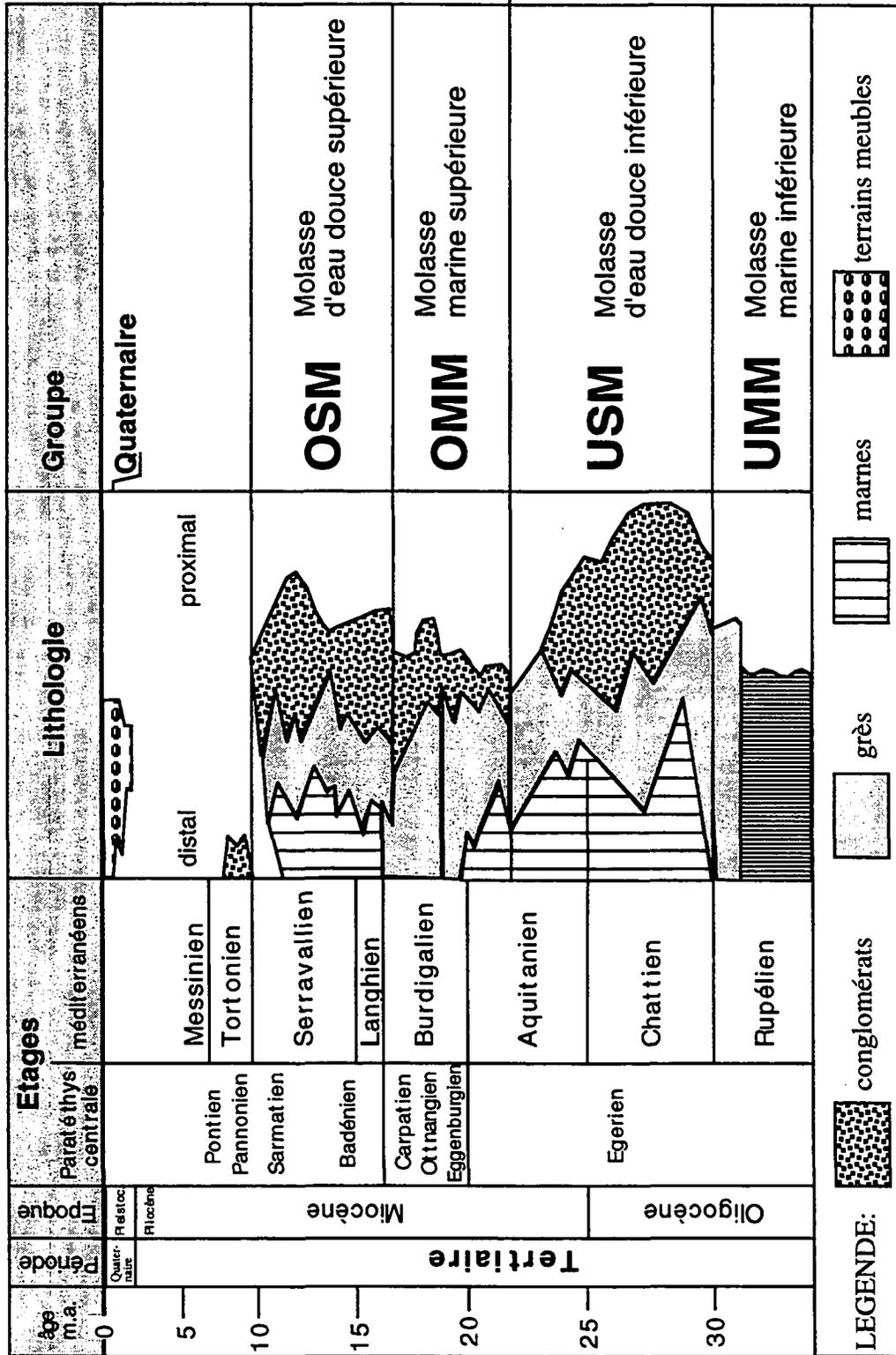


Fig. 2.2: Stratigraphie et aperçu schématique des dépôts molassiques (d'après Rögl et Steininger 1983, Pearson et al. 1991 et Keller 1992)

des formations molassiques les plus jeunes dans la compression miocène indique un âge encore plus récent pour le plissement du Jura (Homewood et al. 1989b).

Les couches molassiques sont positionnées plus ou moins en conformité mais avec un hiatus, sur les carbonates jurassiques et crétacés (Trümpy et al. 1980: 24).

La majorité des apports détritiques constituant la molasse provient de l'arrière-pays alpin, tandis que les apports de sédiments du Massif de Bohème ("ostbayerisches Grundgebirge") et du Jura Souabe dans le NE du bassin, sont mineurs (Schwerd et Unger 1981: 88).

A la fin de l'orogénèse au Miocène terminal, les sédiments du bassin molassique sont soumis à une déformation tectonique alpine. Ainsi, on distingue structurellement d'une part la Molasse autochtone du Plateau (ou tabulaire) relativement peu déformée, et d'autre part la Molasse subalpine fortement affectée par le chevauchement des nappes alpines ("nappe molassique").

Le relief actuel du bassin molassique a été fortement façonné par les glaciations pléistocènes qui ont couvert de larges zones de graviers fluvio-glaciaires et de moraine (Trümpy et al. 1980: 24).

En général, quatre groupes lithostratigraphiques sont distingués dans la Molasse (voir fig. 2.2): La Molasse marine inférieure (UMM), la Molasse d'eau douce inférieure (USM), la Molasse marine supérieure (OMM) et la Molasse d'eau douce supérieure (OSM).

La Molasse marine inférieure (UMM)

(± Oligocène moyen)

L'UMM affleure seulement dans la Molasse subalpine. Comme nous n'avons pas trouvé un aquifère entièrement constitué par l'UMM, ce groupe molassique n'est pas pris en considération pour cette étude.

La Molasse d'eau douce inférieure (USM)

(Oligocène supérieur et Miocène inférieur basal)

Pendant l'Oligocène moyen (Rupélien), lorsque la phase principale de plissement et de surrection des Alpes ("Calanda-Phase" d'après Trümpy 1980) commençait, la mer étroite de l'UMM se retirait vers l'E. Les Alpes se sont formées et l'axe du sillon périalpin fut déplacé vers le N. Le paysage oligocène, composé de dépôts fluvio-terrestres, fut dominé par au moins sept cônes graveleux, et, vers les parties distales, par des sédiments de plaine d'inondation et des dépôts lacustres. Les poudingues des épandages ("Schüttungen") de Kronberg-Gäbris, de Speer, du Rigi, du Mont Pèlerin, de Honegg, de Thun et de Höhrnen témoignent de cette phase active du plissement des Alpes. Dans le secteur plus distal, des grès fluviatiles s'intercalent dans des marnes. La composition pétrographique des galets de poudingues reflète son origine alpine (Cadisch 1923), notamment les nappes sédimentaires de l'Austroalpin. Les systèmes de drainages étaient radiaux, suivis d'un important transport longitudinal, avec un sens d'écoulement d'abord dirigé vers l'E, le long de l'axe du bassin (Trümpy et al. 1980: 25).

Les dépôts de l'USM sont généralement fluvio-terrestres et lacustres. Pourtant, le "Chattien supérieur" est caractérisé en Suisse occidentale par un faciès saumâtre (la Molasse à gypse) à éléments détritiques fins qui témoignent d'une sédimentation calme de type playa.

La Molasse marine supérieure (OMM)

(Miocène inférieur terminal)

Pendant le Miocène inférieur, le sillon périalpin se déplaçait vers le N suite à l'activité orogénique intense qui affectait l'arrière-pays, liée à un nouveau soulèvement du corps alpin. En conséquence, les fleuves alpins ont donc édifié les épandages du Hörnli (entre le Lac de Zurich et St-Gall) et du Napf (entre Berne et Lucerne) qui s'étendaient jusqu'à la bordure nord du bassin. Tandis que l'épandage du Hörnli a été actif pendant toute la durée de la sédimentation de l'OMM (Büchi et Welti 1951), celui du Napf a évolué plus tard avec la "St. Galler-Formation" (Keller 1989). Les petits fan-deltas du Gibloux et du Guggisberg se développaient en Suisse occidentale. En même temps, la mer burdigalienne envahit le sillon périalpin, réalisant la jonction de la Téthys et de la Paratéthys (Berger 1985, Keller 1989).

Les milieux de dépôts de l'OMM suisse montrent une différenciation marquée perpendiculairement à l'axe du bassin: la bordure alpine est caractérisée par le développement de cônes deltaïques et la zone côtière par celui d'estuaires, baies et plages sableuses passant distalement aux zones plus profondes du sillon d'avant-pays montrant le faciès d'une mer ouverte. Tout au N, le rivage jurassien est marqué par des côtes rocheuses ou des plages sableuses (Homewood et al. 1989a).

Les sédiments marins dans l'E du bassin bavarois étaient influencés par un système de drainage venant du Massif de Bohème avec des paléo-courants dirigés vers le SW qui se mélangeaient avec ceux des Alpes. Ces apports de l'E atteignaient aussi la Suisse ("Grobsandschüttung"), mais restaient modestes.

Vers la fin du Miocène inférieur, pendant l'Ottnangien inférieur à l'échelle de la Paratéthys Centrale, la mer se retire "relativement vite" par la vallée du Rhône. Dans l'E du bassin, par contre, un seuil cristallin (le "Landshut-Neuöttinger Hoch", qui s'étend à l'E de Munich à travers le bassin dans un sens SE-NW) empêchait la régression de la Paratéthys en créant une mer résiduelle dans la cuvette bavaroise inférieure ("niederbayerischer Trog"). Par conséquent, des dépôts saumâtres se formaient à l'E de ce seuil pendant l'Ottnangien supérieur en indiquant une mer en voie de comblement (Lemcke 1972, 29ff).

L'OMM du Plateau suisse fait plutôt partie du domaine de la Téthys que de celui de la Paratéthys et se compose principalement de bancs de grès épais, feldspathiques et souvent glauconieux, parfois avec des conglomérats, probablement déposés par la "Genfersee-" et de la "Thunersee-Schüttung" (Trümpy et al. 1980: 27). Leur zone d'alimentation est située dans les Alpes occidentales riches en cristallin, soit les nappes austroalpines et penniques du Valais. Ces grandes masses de grès ont été transportées par des courants marins venant du SW qui dépassaient la région du Lac de Constance vers l'E.

La Molasse d'eau douce supérieure (OSM)

(Miocène moyen et Miocène supérieur basal)

L'OSM est constituée des sédiments molassiques les plus jeunes du bassin tertiaire périalpin. Ces dépôts terrestres reposent sur les séries marines de l'OMM. La limite supérieure de l'OSM est érodée (Homewood et al. 1989).

Les roches de l'OSM correspondent à un faciès continental, dominé par les sédiments de cônes alluviaux alpins. Le secteur distal est représenté par un environnement fluvial et lacustre qui se développait dans la dépression topographique axiale au N du bassin.

Les éléments détritiques proviennent essentiellement des nappes penniques et, dans une moindre mesure, du Jura, du Massif de Bohême et du Jura de Souabe.

Un grand fleuve provenant des Alpes autrichiennes et du Massif de Bohême, drainait pendant toute la période de l'OSM (Miocène; Tortonien-Sarmatien) la côte entière au N des Alpes en déposant les "Glimmersande" dans la région du Lac de Constance (Trümpy et al. 1980: 28; Unger 1989: 207). Il était dirigé vers le WSW, en direction de la vallée du Rhône et débouchait dans la Téthys.

Dans l'OSM de la région du Lac de Constance s'intercalent les dépôts du volcanisme basaltique et phonolithique du Hegau (16-12.5 mio ans) souvent présents sous forme de bentonite (Hofmann F. 1960).

Actuellement, de grandes étendues de la Molasse du bassin oriental sont recouvertes de Quaternaire. Les affleurements de la Molasse sont limités à l'OSM au N du bassin et à l'OMM dans l'E entre le Massif de Bohême et les Alpes. En Suisse occidentale, les dépôts de l'OSM sont absents.

2.3 TERMES CHRONOSTRATIGRAPHIQUES

Nous avons essayé d'appliquer des termes stratigraphiques convenant à "l'International Subcommission on Stratigraphic Classification" (ISSC 1972).

Cependant, les termes "Chattien", "Aquitainien", "Burdigalien", "Helvétique", "Tortonien", couramment utilisés en Suisse, ne sont pas utilisés conformément aux règles de la ISSC, car ils sont compris avec une connotation plus lithostratigraphique que strictement chronostratigraphique. S'ils sont quand-même utilisés dans ce travail, nous les mettons entre guillemets.

Les travaux suivants nous ont servi de référence: Le Lexique stratigraphique international, volume I/7b (Habicht 1987), Hofmann (1960), Büchi et Schlanke (1977), Homewood et al. (1989b) pour la Molasse en général, Keller (1989) pour l'OMM, Steininger et al. (1976) et Schwerd et Unger (1981) pour la Paratéthys Centrale, l'Oligocène supérieur et le Tertiaire supérieur de la Molasse orientale, et les cartes géologiques du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) de la France. La figure 2.2 résume les termes principaux utilisés dans ce travail.

2.4 PÉTROGRAPHIE GÉNÉRALE

Le terme "Molasse" a été introduit pour la première fois dans la littérature en 1796 par De Saussure pour des grès tertiaires de Suisse occidentale. Aujourd'hui, le terme désigne des sédiments syn- et post-tectoniques. En général, ils ne sont chimiquement et texturalement pas

mûrs (conglomérats, grès lithiques et feldspathiques) suite à l'érosion rapide et à la courte distance de transport.

La Molasse (suisse) se compose principalement de marnes bariolées, de grès marneux, de grès, de grès calcaires, de grès coquilliers, de calcaires lacustres, de poudingues et de quelques niveaux de charbon. Au contraire du flysch qui est un sédiment de mer profonde et du premier cycle, la molasse est un sédiment remanié du deuxième cycle de mer peu profonde et fluvatile (Bernoulli, cours à l'ETHZ). Les minéraux alpins métamorphiques sont rares dans les flyschs, mais abondants dans la Molasse.

Monnier (1979) indique une composition minéralogique moyenne des roches molassiques basée sur 2088 échantillons provenant de 18 forages: 27.3% quartz, 4.5% K-feldspath, 14.8% plagioclase, 20.0% calcite, 6.2% dolomite et 27.2% minéraux argileux.

Les sédiments ne sont pas métamorphisés, mais peuvent néanmoins atteindre le stade anchimétamorphique dans certaines zones internes (au voisinage de la bordure alpine) où l'épaisseur était maximum, montrant une diagenèse d'enfouissement (Schegg 1993).

2.5 GÉOCHIMIE

Malgré de nombreuses analyses géochimiques exécutées dans diverses universités pour des travaux de diplôme ou de thèse, il n'existe malheureusement nulle part une compilation des résultats dans une banque de données. Quelques démarches ont été faites (p.ex. Niggli et al. 1930, Gschwind et Niggli 1931, Quervain et Jenny 1956, Tuchschnid 1995), mais elles ne connaissent pas de continuation et devraient être mises à jour.

Par conséquent, nos connaissances sur la géochimie des sédiments molassiques sont lacunaires. Dans le cadre du projet AQUITYP, 10 analyses de roches molassiques de Suisse occidentale et, dans le cadre du projet CADCALC, une analyse de la Molasse du Jura (Atteia et al. 1995) ont été exécutées par fluorescence des rayons X (spectromètre PW1400 de Philips) au Centre d'Analyse Minérale de l'Université de Lausanne, sous la direction du Prof. H.R. Pfeifer. Les résultats sont indiqués dans l'annexe 15.

2.6 DÉFINITION D'UNE "SCHÜTTUNG" (ÉPANDAGE)

Comme le terme sédimentologique 'épandage' ne semble pas aussi bien défini en français qu'en allemand, nous donnons préférence à la version allemande, plus couramment rencontrée dans la littérature sur la molasse.

Dans la présente étude, nous utilisons la notion "Schüttung" dans sa définition moderne, qui ne comprend pas seulement les roches détritiques grossières du faciès proximal d'un cône de déjection, d'un delta ou d'un éventail ("Schuttfächer", "Delta"), comme c'était le cas jadis, mais également les éléments détritiques fins du faciès distal (Habicht 1987: 163). Les sédiments distaux, qui étaient plus ou moins transportés axialement dans le même système d'écoulement, sont aussi compris dans ce terme. Par exemple la "Ost-West-Schüttung" (épandage dominant dans l'OSM) définit une seule "Schüttung" constituée des graviers en Bavière et des sables micacés ("Glimmersande") au N de la Suisse (voir fig. 5.2).

Nous reviendrons sur la notion de "Schüttung" dans le chapitre 5 pour notre définition d'un sous-type d'aquifère de la Molasse.

3. CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE

3.1 PROPRIÉTÉS HYDROGÉOLOGIQUES GÉNÉRALES DES TERRAINS MOLASSIQUES CONSTITUTIFS DES AQUIFÈRES ÉTUDIÉS

Avant d'aborder la description de la variabilité des paramètres hydrochimiques (voir chapitre 6), il est utile de présenter les propriétés hydrogéologiques générales des roches constituant nos aquifères dans le bassin molassique.

Cinq groupes d'aquifères-types sont distingués dans le projet AQUITYP (Parriaux et al. 1990, voir fig. 1.1):

1. les terrains meubles quaternaires,
2. les roches sédimentaires à porosité de fissures et d'interstices,
3. les roches karstifiables carbonatées,
4. les roches karstiques évaporitiques et
5. les roches cristallines silicatées.

Les aquifères molassiques font partie du deuxième groupe, les roches sédimentaires à porosité de fissures et d'interstices.

Les ressources en eau dans les sédiments du bassin molassique se trouvent surtout dans les formations gréseuses ainsi que conglomératiques, les plus perméables dans ce groupe tertiaire. Du point de vue de l'importance, ce sont surtout les grès de l'OMM qui forment des aquifères d'une extension régionale contenant des ressources en eau exploitables par des forages profonds (Pearson et al. 1991, Keller 1992). Dans le cas des dépôts fluvio-terrestres de l'USM et de l'OSM, il s'agit de petits gisements dispersés dans des aquifères discontinus à cause d'une forte variabilité verticale, mais aussi horizontale des sédiments à grains fins à grossiers. Les couches marneuses abondantes dans l'USM et l'OSM fonctionnent souvent comme barrière hydraulique.

Tout d'abord, nous distinguons dans notre réseau d'observation deux groupes principaux de systèmes d'écoulement. Le premier correspond aux systèmes d'écoulement locaux qui aboutissent à des sources. Il s'agit d'eaux provenant des aquifères de subsurface constitués d'une molasse déjà bien altérée. Le deuxième groupe appartient aux aquifères profonds caractérisés par une combinaison des systèmes d'écoulement locaux et régionaux. Ces eaux sont exploitées par des forages entre 30 et 736 m (Thermalwasserbohrung Tiefenbrunnen/Zürich) de profondeur.

3.2 AQUIFÈRES DE SUBSURFACE (EAUX DE SOURCE)

Les terrains molassiques, fréquemment recouverts par des dépôts quaternaires d'épaisseur assez variable, forment souvent le relief dans la zone entre les Alpes et la chaîne du Jura, notamment des collines. Ils correspondent à des systèmes d'écoulement locaux principalement alimentés par l'infiltration des eaux météoriques sur le haut des collines. Ce sont les collines composées des roches perméables qui ont attiré notre attention, car elles fonctionnent comme aquifères de petite

extension dont les facteurs d'influence naturels et anthropogènes sont normalement bien connus (voir chapitre 4.2 et fig. 4.1). Sur le Plateau suisse, les sources dans l'OMM sont plus abondantes que dans les dépôts de l'USM ou OSM. Ceci est dû à une plus grande perméabilité des dépôts principalement gréseux de l'OMM qui donnent naissance aux multiples petites sources au toit de la molasse aquitanaise marneuse.

3.2.1 PERMÉABILITÉ:

La perméabilité des terrains molassiques, souvent très variable, est généralement caractérisée par une combinaison des porosités de fissures et d'interstices issues des différents processus dans l'histoire d'un sédiment détritique:

- Après la sédimentation, la porosité d'interstices primaire a été réduite par la cimentation des sédiments au cours de la diagenèse. Les plans de stratifications servent souvent de circulation des eaux souterraines.
- La tectonique a considérablement modifié la perméabilité des dépôts molassiques, surtout au voisinage de la chaîne alpine. Ainsi, les aquifères de la molasse subalpine, qui a été fortement déformée, sont caractérisés par une porosité de fissures. Les diaclases ouvertes des horizons fissurés diminuent la capacité de filtration, où elle est souvent insuffisante dans ces aquifères (Parriaux 1981). De plus, elles provoquent des débits très irréguliers et des eaux troublées en période de hautes eaux (p.ex.: la source de Longive (no 39b dans cette étude) de la commune de Puidoux, VD, Mont-Pèlerin). Les ressources en eau offertes par ces formations demeurent peu élevées et les sources sont très dispersées (Parriaux 1981).

La Molasse du Plateau, par contre, a été affectée d'ondulations à grands rayons de courbure qui s'accroissent notablement vers le bord alpin. En conséquence, de nombreuses failles verticales et des décrochements découpent cette Molasse en blocs (Homewood et al. 1989b: 301) créant un système à double perméabilité (interstices et fissures). Au voisinage immédiat du chevauchement de la Molasse subalpine allochtone, la fissuration de cette Molasse peut toutefois être plus élevée (p.ex les dépôts du Gibloux, FR; Schoepfer 1989).

- Pendant l'âge glaciaire, la majorité des terrains ont été soumis à une compaction due au poids des anciens glaciers qui les ont recouverts en grande partie. Cette diminution de la porosité d'interstices s'oppose à une augmentation de la porosité de fissures due à la décompression des sédiments après le retrait des glaciers.
- Finalement, les aquifères de subsurface sont soumis à l'altération superficielle liée à une décalcification du ciment des dépôts (Baumann 1987: 116) et à un lessivage de certains minéraux. Ainsi, la porosité d'interstices secondaire devient plus importante en créant, dans un stade ultime, des terrains meubles qui se comportent hydrogéologiquement comme des terrains quaternaires non-cimentés (Parriaux 1981).

En résumant, la Molasse du Plateau est caractérisée par une porosité d'interstices moyenne et par une porosité de fissure plutôt moindre (Keller 1992). L'importance de cette dernière augmente dans les aquifères de la Molasse plissée (Keller 1992). Les aquifères de la Molasse subalpine, par contre, sont généralement caractérisés par une bonne porosité de fissure, tandis que la porosité d'interstices primaire est peu importante (Keller 1992). Le peu de valeurs de perméabilité disponibles pour quelques aquifères locaux a été indiqué dans l'annexe 7.

3.2.2 CIRCULATION D'EAU

L'eau souterraine peut traverser un milieu continu soit le long des plans de fissures et de stratification, soit par des lacunes intergranulaires interconnectées ou soit par une combinaison des deux. Les fissures continues favorisent une circulation rapide de l'eau. L'écoulement dans un milieu poreux est, par contre, plutôt lent de sorte que l'eau est naturellement filtrée et emmagasinée dans l'aquifère. Elle sort dans le dernier cas par suintement de la roche.

Dans la littérature, il semble que l'importance de différents écoulements varie selon les endroits étudiés. Dans l'OSM au N du canton de Zurich, Baumann (1987) suppose que la circulation principale est liée aux fissures verticales et aux plans de stratification, tandis que les interstices servent principalement à l'emmagasinement d'eau. Balderer (1979a et b, 1983, 1984), qui a étudié l'OSM dans le secteur proximal de la "Hörnli-Schüttung", favorise plutôt une circulation principale à travers les interstices et attribue aux fissures une importance moindre.

3.2.3 TEMPS DE SÉJOUR

Le temps de séjour de toutes les eaux jaillissant des sources est généralement très dispersé, variant de quelques jours jusqu'à quelques années en fonction de la perméabilité de l'aquifère (Balderer 1990a, Informationsbericht des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft 1983). Les résultats des études locales illustrent ce fait:

Les sources provenant des aquifères gréseux et marneux de l'OSM de la vallée d'Embrach (ZH) montrent un temps de séjour théorique moyen de 25 à 30 jours, avec une fourchette de variation de 13 à 338 jours (Baumann 1987).

Deux différentes sources de l'OSM avec des débits très constants, issues des "Glimmersande" au NW du Lac de Constance, sont caractérisées par un temps de séjour moyen de l'eau souterraine de respectivement 4 ans et 15 à 20 ans, déterminé par des analyses de tritium (107b-Mösser, 109b-Nonnenebene 4, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg 1990 et 1992).

Pour l'OMM de la région de Fribourg, Thierrin (1990) indique un temps de séjour souterrain moyen habituellement compris entre 5 et 15 ans. En conséquence, le renouvellement de ces eaux souterraines est rapide (quelques mois - quelques années) par rapport aux eaux à écoulement profond.

Les eaux des aquifères de subsurface sont généralement enrichies en tritium (entre 20 et 99 UT dans la période 1985-90, voir annexe 7), indiquant donc un âge jeune de l'eau, et contiennent rarement des composantes importantes d'eaux plus anciennes (Thierrin 1990).

L'évolution temporelle des paramètres physico-chimiques, généralement très amortie, montre cependant des fluctuations saisonnières et l'influence des facteurs anthropogènes (p.ex.: nitrates et chlorures). Ainsi, la minéralisation globale augmente très légèrement au cours de l'étiage, ce qui confirme l'influence que la vitesse de circulation d'une eau peut avoir sur son chimisme (Petch 1970).

3.2.4 RÉGIME DES SOURCES

Les multiples petites sources dans la Molasse ont des débits généralement faibles, de l'ordre de quelques dizaines de litres par minute.

Le rapport entre le débit maximal et le débit minimal d'une certaine période de mesure, q , est utilisé pour caractériser la constance d'une source (voir annexe 7). Schaad (1926) a défini les sources en fonction des débits et de q de la manière suivante:

Tableau 3.1: Classement des régimes des sources en fonction des rapports de débit (d'après Schaad 1926):

dénomination	rapport de débit (q)	
	mesures ponctuelles (Schaad 1926)	mesures en continu (estimation préliminaire)
sources très constantes	1 - 2	
sources constantes	2 - 5	
sources assez constantes	5 - 10	41 (POZ) à 48 (LRY)
sources variables	10 - 20	
sources très variables	20 - plus	216 (COR)

Les dispositifs de mesure en continu actuels (p.ex à l'aide d'un limnimètre) mettent en évidence des variations plus importantes des débits, ce qui impliquerait de réviser à la hausse les valeurs de q pour chaque classe citée ci-dessus. En effet, statistiquement, les mesures ponctuelles (exécutées p.ex une fois par mois) n'enregistrent pas les débits extrêmes, souvent d'une petite durée, de quelques heures ou jours.

Grâce au réseau AQUITYP, nous disposons d'un enregistrement continu sur une dizaine d'années de trois différentes sources molassiques (COR, LRY, POZ). Pour une première comparaison, nous indiquons les valeurs de q obtenues par un limnimètre dans la période 1983-1993 dans le tableau 3.1. Ces indications sont encore insuffisantes pour une caractérisation générale du régime des sources et demandent une étude plus détaillée.

3.3 EAUX DES AQUIFÈRES PROFONDS (EAUX DE FORAGE)

Dans l'étude présente, les termes "eau profonde" et "aquifère profond" se réfèrent dans une moindre mesure à la profondeur du prélèvement, mais plutôt au système d'écoulement.

En général, ces eaux appartiennent principalement aux systèmes d'écoulement régionaux qui sont liés aux écoulements locaux dans un sens hydrodynamique (Balderer 1990c). Les propriétés physico-chimiques (T, Eh, pH, minéralisation) varient considérablement en fonction de la profondeur, plus précisément en fonction de la vitesse d'écoulement.

Nous allons décrire les différents types d'eaux rencontrés dans les aquifères profonds dans le chapitre 6.2.1.

Par rapport aux eaux de source, les eaux des aquifères profonds sont caractérisées par un écoulement souterrain lent, une minéralisation élevée, un âge élevé (absence de tritium) et peuvent être soumises à des conditions physico-chimiques nettement différentes (voir chapitre 6).

Par les sondages pétroliers et d'exploration d'eau, on sait que le Tertiaire du Plateau, surtout l'OMM, conserve à grande profondeur une certaine porosité d'interstices primaire qui augmente vers le N du bassin et qui est due à une diminution de la pression de surcharge et à une cimentation partielle des grès molassiques (Büchi 1975). Cette porosité atteint parfois 25%. Elle confère à la roche une faible perméabilité qui est inférieure à 10^{-5} m/s à 20°C (=1000 millidarcy) au N de la Suisse (Büchi 1975) et qui est l'ordre de 1 à $5 * 10^{-5}$ m/s dans la Suisse occidentale (OMM de Matran et Wabern, Thierrin 1990). Cette porosité d'interstices diminue considérablement vers le bord méridional du bassin, où une porosité de fissure peut créer une certaine perméabilité dans les zones tectonisées. En raison de la grande épaisseur de ces assises détritiques, on arrive à obtenir par des forages profonds des débits relativement importants, de l'ordre de 50 à 200 l/min (forage de Matran, Thierrin 1990).

Par rapport à nos eaux de subsurface, les influences externes sur la composition chimique des eaux profondes sont nombreuses et rarement entièrement connues (apports souterrains d'autre systèmes d'aquifère, une large aire d'infiltration etc.). La considération d'une origine purement molassique dans notre typologie des eaux souterraines de la Molasse entraîne donc l'exclusion des eaux profondes (voir chapitre 4.2). L'influence des dépôts quaternaires est cependant minimisée par l'infiltration relativement rapide à travers des parties perméables par rapport aux plus longs temps de séjour dans les terrains molassiques.

4. MÉTHODOLOGIE

4.1 ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE

Pour l'établissement de notre réseau d'observation, nous avons débuté par une étude bibliographique comportant un inventaire des points d'eau connus et des travaux géologiques et hydrogéologiques antérieurs.

Nous avons consulté de nombreuses informations fournies par les administrations fédérales, cantonales et communales, ainsi que par des bureaux privés et des travaux de recherches en Suisse, France, Bavière et Autriche.

Les cadastres des sources et les cartes des zones de protection des sources des cantons ont pu être consultés grâce aux autorisations fédérales et cantonales. Toute cette documentation fut très importante dans l'évaluation des sources (voir chapitre 4.1) et dans l'établissement des réseaux d'observation des écoulements souterrains. Certaines sources déjà décrites dans la littérature ont donc pu être reprises dans notre réseau d'observation. Les références sont indiquées à l'annexe 1.

Nous avons pris contact avec les autorités communales, les bureaux d'étude et les sociétés privées d'exploitation d'eau. Sur le terrain, nous avons bénéficié de leur collaboration afin de localiser les sources, d'effectuer une première sélection et de prélever des échantillons d'eaux.

L'étude des aires d'alimentation des sources, avec leurs limites topographiques et leurs incidences hydrogéologiques, a fourni la caractérisation géologique des sources. Les documents utilisés sont:

- Carte Géologique Internationale de l'Europe 1:1'500'000 (feuille C5 Berne)
- Carte géologique de la Suisse 1:500'000
- Carte tectonique de la Suisse 1:500'000
- Atlas géologique de la Suisse 1:25'000 et notices explicatives
- Geologische Karte der zentralen Nordschweiz 1:100'000 (Cédra, 1984)
- Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50:000 (R. Hantke et collaborateurs 1967)
- Carte géologique détaillée de la France (feuilles 677 Seyssel et 724 La Tour-du-Pin, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans)
- Geologische Karte von Bayern 1:500'000 (Bayerisches Geologisches Landesamt, 3e éd., 1981)
- Geologische Karte von Bayern 1:50'000 (feuilles L7544 Griesbach i. Rottal, Bayerisches Geologisches Landesamt, 1984)

4.2 CHOIX DES SITES DES AQUIFÈRES DE SUBSURFACE

4.2.1 CRITÈRES DU CHOIX

Le choix et la mise en place du réseau d'observation occupent une position clé dans cette étude.

Le sujet de ce travail dicte trois impératifs principaux dans le choix des sites d'étude:

- l'origine purement molassique des eaux souterraines, de surcroît liée à une seule unité lithologiquement homogène (critère géologique),
- le bon contact eau-roche (critère hydrogéologique) et
- l'influence naturelle la plus grande possible (critère de pollution anthropogène).

L'étude de l'influence géogène de l'aquifère sur la composition chimique des eaux souterraines implique donc des contraintes d'ordre méthodologique et pratique, qui ont considérablement réduit le nombre d'aquifères adéquats pour notre étude. Elles déterminent un certain nombre de critères indiqués ci après, dans une suite d'importance décroissante:

Critère géologique

Les aquifères ont été choisis de manière à être caractéristiques d'une grande partie des dépôts molassiques d'un point de vue lithologique, et chronostratigraphique, et à être représentatifs de la Molasse au N des Alpes. Nous discuterons l'homogénéité lithologique de l'aquifère dans le chapitre 5.

La détermination de l'origine de l'eau exige que d'une part l'aire d'alimentation d'une source, uniquement constituée de Molasse, possède un contexte géologique le plus simple possible, c'est-à-dire sans complications tectoniques (failles), et que d'autre part, la grandeur de cette aire d'alimentation soit connue et aussi petite que possible.

Cet impératif principal exclut également les eaux des aquifères profonds pour notre typologie, car elles font souvent partie de systèmes d'écoulement régionaux qui comprennent plusieurs types d'aquifères et dont les influences externes sont mal connues.

Toutefois, le fait qu'une bonne partie de la Molasse soit recouverte de sédiments quaternaires, déposés pendant l'âge glaciaire, a considérablement restreint notre choix des sites puisqu'une couverture quaternaire peut contribuer à modifier la réponse physico-chimique de l'aquifère. Pour minimiser cette influence non molassique, nous nous sommes limités à des régions géographiques ayant une faible couverture quaternaire, dont l'épaisseur ne devrait pas dépasser un mètre d'après les cartes géologiques, mais ce n'est là qu'une indication assez approximative. Les aquifères sont donc généralement recouverts de produits molassiques d'altération in situ, parfois mêlés à une mince pellicule de moraine argileuse ou graveleuse. Pourtant, à défaut d'un meilleur site, nous avons dû accepter une plus grande influence du Quaternaire pour les eaux provenant de la Molasse à gypse (sources no 129C, 130C, 131C, 148C) et pour certaines sources du bassin bavarois (sources no 116b, 120b, 121b, 124b, 125b, 126b, 127b).

Critère hydrogéologique

Afin d'avoir un bon contact eau-roche, exprimé par un long temps de résidence, nous avons favorisé des sources pérennes, captées suffisamment en profondeur et avec un débit constant. Nous avons évité de prélever l'eau provenant d'un écoulement relativement superficiel, souvent signalé par une eau trouble.

Nous avons prélevé uniquement des échantillons d'eau de sources pérennes, dont la plupart sont captées pour les réseaux communaux d'approvisionnement en eau. Les renseignements obtenus auprès des communes et des géologues sur le comportement et la qualité (turbidité, bactériologie) d'une source ont aussi influencé notre choix.

Pour éviter tout apport d'eau externe, nos aires d'alimentation se trouvent hors des zones d'infiltration des rivières ou ruisseaux.

Le moment du prélèvement est également important pour la représentativité d'un échantillon d'eau. En effet, la minéralisation globale augmente très légèrement au cours de l'étiage (Petch 1970), car l'écoulement est plus lent et donc le contact eau-roche plus intensif. L'empreinte chimique la plus aiguë est également atteinte à basses eaux. Une grande partie des sources molassiques du Plateau suisse atteignent des débits maximaux en hiver ou au printemps, des débits minimaux par contre en fin d'été ou en automne (Baumann 1987: 121). De plus, les fluctuations de débit sont atténuées en été par une évaporation élevée liée à la couverture végétale (Baumann 1987: 121). En conséquence, nous avons effectué nos prélèvements d'eau en été et en automne (juillet 1993 - novembre 1993, été 1994 forages).

Conditions météorologiques au N de la Suisse en 1993/94:

Les conditions météorologiques pendant la première campagne de prélèvements (été/automne 1993) n'ont pas particulièrement favorisé notre étude du bassin molassique, influencé par un climat tempéré.

L'année 1993 a été caractérisée par des précipitations atmosphériques extraordinaires et des températures élevées (+1°C) par rapport à la moyenne annuelle relevée sur 130 ans (Dütsch 1994). Tandis que la première moitié de l'année était essentiellement sèche et ensoleillée, le deuxième semestre fut extraordinairement humide. La somme des précipitations de juin à décembre a dépassé la norme de 20 à 40%. Dans la région Lucerne-Zurich-Lac de Constance, le mois de juillet a fourni plus du double des précipitations normales (380 l/m² à St-Gall, 400 l/m² à Heiden, AR). Dans l'W de la Suisse, ce mois était plutôt sec (90% de la moyenne). De fortes précipitations se produisirent au mois de septembre dans tout le pays.

Étant donné le temps de réponse relativement court des sources de la molasse (généralement quelques jours), de fréquentes précipitations ont, dans la plupart des cas, évité un étiage prolongé.

L'année 1994, par contre, a été la plus chaude depuis le début des mesures météorologiques, avec une température de 3°C au-dessus de la moyenne (Dütsch 1995). Elle était toutefois caractérisée par des excès de précipitations d'environ 5% sur le Plateau.

Critère de pollution (influence anthropogène)

L'occupation de l'aire d'alimentation:

L'occupation de l'aire d'alimentation joue un rôle important dans le choix de notre réseau d'observation, à cause des risques d'apports chimiques externes. Ainsi, les zones urbaines et industrielles ont été strictement évitées, afin de limiter les effets d'une pollution ponctuelle (usine d'incinération, décharges, routes, habitations, etc.). Dans la mesure du possible, nous avons également exclu de notre choix les zones agricoles, soumises à une pollution diffuse par des engrais. Les écosystèmes forestiers à relief accentué forment finalement le cadre le plus adéquat pour notre étude car, contrairement aux agrosystèmes, ils sont soumis à des interventions humaines minimales (routes forestières, etc.). De surcroît, ils sont souvent éloignés des sources ponctuelles de pollution. Au vu des contraintes géologiques et hydrogéologiques déjà considérées, nous avons pu trouver 30% (n=33) des sources jaillissant d'une aire entièrement boisée. Le reste provient d'aires occupées par une combinaison de forêts, prairies et cultures (voir annexe 1). L'influence anthropogène des cultures a été la plus remarquable, comme nous allons le voir dans la présentation des concentrations en nitrates au chapitre 6.3.10.

Influence des conduites ("Werkstoffeinflüsse"):

L'échantillonnage d'eaux de sources nous confronte à des solutions contenant a priori des éléments, et particulièrement des éléments en trace, très différents. La prise en considération des matériaux utilisés dans l'ouvrage du captage en contact avec notre eau échantillonnée est donc cruciale afin de pouvoir différencier l'apport naturel de l'apport anthropogène.

Les échantillons d'eau ont toujours été prélevés le plus près possible de l'exutoire. Dans ce but, nous avons favorisé les captages d'eau en galerie, où l'eau s'écoule le long de drains coupés dans la roche sans être en contact avec des matériaux de conduites. De plus, les galeries offrent un accès à l'intérieur d'un aquifère donnant des informations précieuses sur la constitution de la roche et l'écoulement de l'eau.

Sur le Plateau suisse, les galeries sont encore nombreuses, souvent utilisées de longue date (les plus anciennes datent de l'époque des romains), car elles sont faciles à creuser dans les grès de la molasse (Budmiger 1967). Elles permettent de collecter des débits significatifs en recoupant les joints de stratification et les fissures ou en collectant l'eau de suintement. Aujourd'hui, elles sont encore utilisées pour l'alimentation en eau d'une ferme ou d'une commune, mais leur importance a diminué avec l'introduction des réseaux d'eau communaux.

Pour le choix de nos sites, nous avons consulté, entre autres, un inventaire des captages en galerie dans la molasse du Plateau du canton de Berne, compilé par Susedka (1984). Le type de captage est indiqué pour chaque point d'eau à l'annexe 1.

Dans notre réseau d'observation, 17% (n=19) des eaux échantillonnées jaillissent d'une galerie dont le terrain remplit simultanément nos conditions géologiques mentionnées ci-dessus. Dans la majorité des cas, nous étions donc obligés de prélever nos échantillons d'eau par l'intermédiaire d'une conduite. La répartition des matériaux de la tuyauterie du captage est la suivante:

Tableau 4.1: Répartition des matériaux de la tuyauterie des captages d'eau prélevés.

matériel de la conduite	nombre des sources	
	n	%
A. naturel (roche)	20	18
B. PE/PVC	26	23
C. métal (fonte, acier)	24	21
D. béton, terre cuite, Eternit	28	25
E. combiné (B+C, C+D, B+D)	12	11
F. inconnu	2	2
total	112	100

Parriaux et Bensimon (1990) ont mis en évidence l'influence chimique de différents matériaux de tuyauterie qui amènent des écarts systématiques sur la composition chimique des eaux.

Ainsi, on observe que les conduites en béton et en terre cuite lâchent des quantités remarquables de sodium, de potassium, de calcium, de strontium et d'hydrogénocarbonates, de l'ordre de 100 à 1000 $\mu\text{g/l}$. Les conduites métalliques libèrent dans une moindre mesure des éléments comme le zinc, le manganèse, le magnésium et le cuivre. Finalement, les conduites en PVC sont très peu réactives en ce qui concerne la chimie minérale, à l'exception de certains composants, notamment le calcium, le magnésium et le zinc.

Toutefois, les biais introduits par la tuyauterie sont en réalité réduits en raison d'une dureté totale élevée dans les eaux de la molasse (en moyenne autour de 26°f). A l'exutoire, l'eau sortant de l'aquifère passe aux conditions atmosphériques et subit souvent un dégagement de gaz carbonique qui conduit à la précipitation de la calcite. Ce processus implique dans la plupart des cas un encroûtement des tuyaux par une couche carbonatée qui empêche les réactions chimiques de l'eau avec les parois de la conduite (Parriaux et Bensimon 1990).

La pétrographie du massif filtrant ("gravel pack") présente une autre source de pollution difficile à vérifier à défaut d'informations précises sur la construction de l'ouvrage de captage. Si la pétrographie est différente de celle de l'aquifère, certains composants peuvent être lixiviés. Le pire des cas serait une eau acide avec un massif filtrant de carbonates (Parriaux et Bensimon 1990). Nos eaux avec un pH généralement supérieur à 7 ne courent cependant pas ce risque.

Suite à ces réflexions, des concentrations anormales, suspectées d'être en relation avec une pollution ont souvent pu être identifiées par une comparaison avec une autre source prélevée dans le même aquifère, mais n'ayant pas les mêmes facteurs polluants. Ces pollutions décelées ont été éliminées du traitement pour la typologie géochimique.

Quant aux eaux de forage, on supposera que les concentrations des métaux dans l'eau souterraine, souvent influencées par le matériel de la colonne montante, sont égales ou inférieures à la plus petite valeur analysée dans les eaux de forage.

Nous allons présenter l'influence spécifique de certains éléments sur la composition chimique des eaux au chapitre 6.

Résumé

Pour toutes ces raisons, les sites les plus favorables pour l'étude de l'influence géogène sur les eaux sont les aquifères d'une unité molassique exploitée par un captage en galerie avec une eau sortant directement de la roche (fissure, forage) au pied d'une colline boisée (voir fig. 4.1).

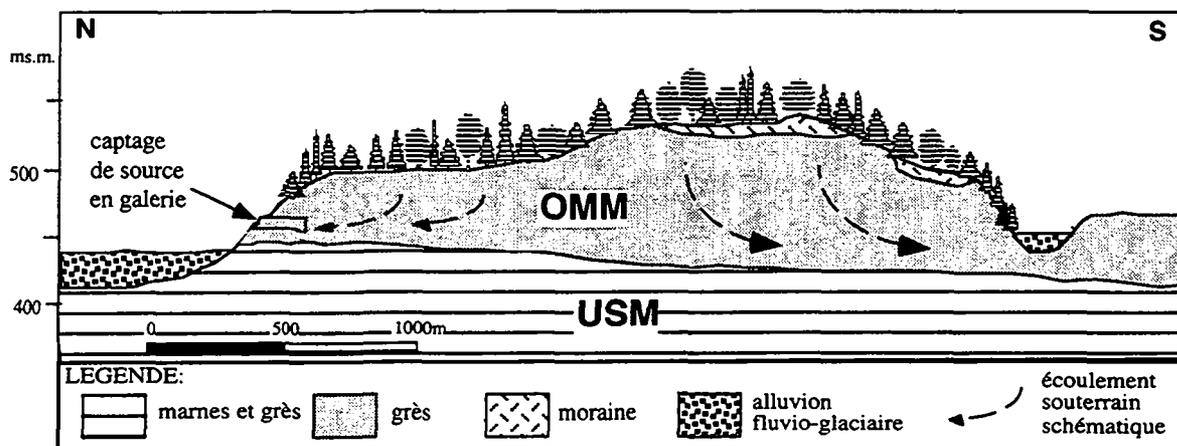


Fig.4.1: Aquifère local favorable à l'étude de l'influence géogène sur les eaux. Exemple Lenzbourg, AG, source Wildenstein (échantillon 56b). Le site consiste en un aquifère de l'OMM du faciès de mer ouverte, au toit de l'USM marneuse. Un captage en galerie au pied d'une colline boisée avec peu de reliques quaternaires (d'après Jäckli 1966) exploite une eau sortant directement d'une fissure de la roche.

4.2.2 ETABLISSEMENT DU RÉSEAU

En procédant ainsi, nous avons établi deux réseaux d'observation spatiaux:

- un réseau d'eaux de subsurface
- un réseau d'eaux souterraines profondes

Réseau d'eaux de subsurface:

Il s'agit du réseau principal de notre étude, formé par 112 exutoires d'eaux de subsurface. Les sites des sources faisant partie de systèmes d'écoulement locaux ont été sélectionnés à travers tout le bassin molassique, entre Chambéry (France) et Linz (Autriche), mais surtout en Suisse (voir annexe 2a et 2b). Les aquifères choisis en France, en Bavière et en Autriche Supérieure, par contre, ne sont pas représentatifs de l'ensemble molassique de la région mais servent de points de comparaison par rapport aux tendances découvertes dans la Molasse suisse (réseau spatial dans un sens géographique).

Lors d'une première approche géologique, nos points d'eau se partagent de trois façons différentes:

- tectoniquement:

Molasse	Sources	
	n	%
subalpine	14	12%
plissée du Plateau	10	9%
tabulaire du Plateau	88	79%
total	112	100%

- stratigraphiquement:

Groupe lithostratigraphique	Sources	
	n	%
OSM	41	36%
OMM	51	45%
USM	20	19%
total	112	100%

- lithologiquement:

Aquifère	Sources	
	n	%
gréseux/sableux/marneux	64	57%
conglomératique/graveleux	48	43%
total	112	100%

Les répartitions tectonique, stratigraphique et lithologique de nos sources correspondent à peu près à l'abondance des aquifères dans la nature. Au chapitre 5, nous présentons une distinction plus détaillée de la répartition des points d'eau par rapport aux principaux dépôts sédimentaires du bassin molassique.

Réseau d'eaux souterraines profondes:

Afin de tenir compte également de l'influence chimique de la circulation profonde des eaux souterraines dans des systèmes d'écoulement régionaux, nous avons ajouté une série de 21 échantillons d'eaux de forage.

La grande majorité de ces eaux profondes (15 sur 21) exploitent les aquifères de l'OMM. Les six restantes sont situées dans l'USM, soit comme piézomètres (F144, F145, F146, F147), soit pour l'exploitation de l'eau de boisson (Eglisau 2 et 3).

4.3 ECHANTILLONNAGE DES EAUX ET TRAITEMENT DES ÉCHANTILLONS D'EAU

4.3.1 ECHANTILLONNAGE DES EAUX

Lors de l'échantillonnage des eaux, nous avons utilisé des flacons de 500 ml en polyéthylène. Avant le remplissage, le flacon était rincé trois fois avec l'eau à prélever. Ensuite, il était rempli à ras-bord pour éviter des réactions chimiques entre la phase gazeuse et la phase aqueuse. Trois échantillons de 500 ml ont été prélevés à chaque source. Le jour même du prélèvement, un échantillon a été utilisé pour l'analyse de la dureté totale et bicarbonatée, ainsi que pour une seconde mesure de pH au laboratoire. Le deuxième échantillon, destiné à l'analyse des cations et des éléments en trace, a été acidifié avec 1 ml d'acide nitrique (HNO_3 Suprapur à 65 %) et stocké au frigo à une température de 4 °C, à l'abri de la lumière. Les anions ont été analysés à partir du troisième échantillon, qui a également été placé au frigo.

4.3.2 MESURES PHYSICO-CHIMIQUES

Chaque échantillonnage a été accompagné de mesures physico-chimiques in situ (débit, conductivité électrique, température, pH et Eh). Nous avons utilisé un appareil digital du type LF 91 de l'entreprise WTW, Weilheim (D), pour la mesure de la conductivité électrique (corrigée à une température de 20°C, K20) et de la température de l'eau, et un microprocesseur pH 95 avec des électrodes spécifiques pour les mesures de pH et Eh (voir chapitre 6.2.3). Nous avons toujours utilisé les mêmes appareils afin d'éviter des erreurs instrumentales sur nos mesures. La valeur rH, définie comme le logarithme décimal inverse de la pression d'hydrogène, a ensuite été calculée (voir chapitre 6.2.3).

La difficulté d'obtenir une mesure précise du pH sur le terrain est connue (p.ex Basabe 1992). Nous avons donc exécuté une deuxième mesure de pH in situ, pour comparaison, à l'aide du papier indicateur MERCK, sensible à des variations de 0.2 unités de pH. L'oxygène dissous a également été mesuré, quand l'appareil était à disposition. Afin de vérifier les valeurs, les mesures ont toujours été répétées plusieurs fois.

4.3.3 POTENTIEL D'OXYDORÉDUCTION (Eh)

Le potentiel redox (Eh) est un indicateur de l'état d'équilibre entre les diverses espèces oxydantes et réductrices d'une solution, et par là du degré d'oxydation ou de valence des divers éléments dissous (Sigg et al. 1992).

Dans l'eau, certaines substances, comme O_2 et Fe^{2+} , peuvent créer un milieu oxydant ou réducteur. La présence de ces substances attribue à l'eau une capacité d'oxydation ou de réduction.

Eh mesuré

Nous avons mesuré le potentiel redox avec une chaîne de mesure redox ("Redoxmesskette"), qui comprend une électrode en platine brillant et une électrode de référence en argent/chlorure d'argent ($\text{Ag}/\text{AgCl}/\text{Cl}^-$, $[\text{KCl}] = 3 \text{ mol/l}$) en utilisant le microprocesseur pH 95 de l'entreprise

WTW, Weilheim (D). Lors des mesures, effectuées in situ, toutes les précautions (Hölting 1992: 205) ont été prises afin d'obtenir des valeurs fiables. Toutefois, en pratique, la mesure de l'Eh n'est pas sans problème. La plupart des eaux souterraines peu profondes présentent des solutions aqueuses peu minéralisées (avec des conductivités électriques inférieures à 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$), qui provoquent des incertitudes de mesure à cause des valeurs instables dues à la faible minéralisation. De plus, les eaux ne se trouvent souvent pas en équilibre à l'exutoire en raison du changement de pression lié à un certain dégagement de gaz carbonique. D'ailleurs, les échantillons d'eau comportent plus d'un couple redox et présentent un potentiel mixte ("Mischpotential"). Le potentiel électrique qui se forme sur l'électrode en platine ne dépend alors pas directement du rapport de concentration des ions de valences différentes d'un couple redox unique (p.ex. $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$), comme l'équation de Nernst le demande.

$$E_h = E_o + 0.059/n \log [\text{Ox}]/[\text{Red}] \quad (\text{équation de Nernst})$$

E_h = potentiel redox en volts

E_o = potentiel normal en volts (pour 298 K, 10⁵ Pa, si $[\text{Ox}]=[\text{Red}]=1$ mol/l activité)

n = nombre d'électrons convertis

$[\text{Ox}]$ = activité de l'espèce oxydée

$[\text{Red}]$ = activité de l'espèce réduite

Ces remarques analytiques mises à part, ces mesures permettent néanmoins une bonne appréciation du pouvoir redox du milieu.

Eh des standards

Les valeurs mesurées in situ doivent être rapportées à une électrode normale à hydrogène (E_h) en ajoutant la valeur mesurée ($E_{\text{mesuré}}$) au potentiel standard (E_{standard}):

$$E_h = E_{\text{mesuré}} + E_{\text{standard}} \quad (\text{WTW, 1989})$$

Dans notre cas, E_{standard} égale 207 mV à 25°C.

Intensité d'oxydoréduction (pe)

Dans la littérature, on utilise fréquemment le paramètre "pe" ($= -\log_{10} a_{e^-}$, où a_{e^-} signifie l'activité d'électron) comme paramètre d'intensité d'oxydoréduction au lieu de l'équation de Nernst (p.ex.: Drever 1982: 253, Sigg et al. 1992: 240, Appelo et Postma 1994: 245). Il est basé sur la loi d'action de masse et facilite les calculs. Pourtant, son application pose l'inconvénient d'une quantité non mesurable, au contraire de l'Eh. Il existe une relation simple entre l'Eh et le pe qui est égale à:

$$E_h = 0.059 \text{ pe} \quad (\text{pour } 25^\circ\text{C}).$$

rH

Le rH d'une solution est le logarithme décimal inverse de la pression de l'hydrogène gazeux en équilibre avec l'hydrogène moléculaire dissous dans la solution (Rodier 1978: 544).

En se basant sur le potentiel d'oxydoréduction et en prenant le pH en considération, nous pouvons calculer la valeur du rH:

$$rH = 2 E_h/E_N + 2 pH \quad (\text{Hölting 1992})$$

E_N représente le potentiel de Nernst soit 59.16 mV à 25°C. D'après Hölting (1992: 202) les valeurs de rH caractérisent les solutions de la manière suivantes:

0 - 9	milieu fortement réducteur
9 - 17	milieu peu réducteur
17 - 25	milieu indifférent
25 - 34	milieu peu oxydant
34 - 42	milieu fortement oxydant.

Ces valeurs sont indiquées pour chaque échantillon d'eau aux annexes 4 et 10.

4.3.4 FILTRATION

Dans certains environnements, des particules ayant un diamètre de 0.003 à 10 μm (Puls et Barcelona 1989; 0.001 à 0.1 μm , Matthess 1994: 88), désignées comme colloïdes, peuvent se former et être transportées par l'eau souterraine. Ces colloïdes, selon la turbulence de l'aquifère, ont un comportement conservatif dans l'eau et ne participent pas aux réactions chimiques eau-roche. Une grande partie d'entre eux appartiennent à la roche de l'aquifère, et caractérisent donc également l'eau d'un aquifère.

Nous n'avons pas filtré l'eau alimentant les réseaux communaux, afin de l'analyser telle qu'elle est distribuée. Cependant, la filtration à travers une membrane (grosseur des pores 0.45 μm) s'est révélée nécessaire lorsque l'eau était trouble.

Contrairement aux eaux de source, les eaux des forages, ainsi que celles des solutions de lixiviats (voir 4.6), de neige et de sol, ont été filtrées (0.45 μm) avant l'acidification et l'analyse chimique. Ceci s'est avéré nécessaire à cause de la turbidité importante dans certains forages (Puls et Eychaner 1990). Les échantillons des eaux de forages de la Savoie (F13, F14) et du bassin bavarois (F115, F118) n'ont pas été soumis à une filtration, impossible lors de la campagne de prélèvement.

Par contre, les eaux non filtrées amènent, par rapport aux calculs thermodynamiques, une contrainte que nous allons mentionner ci-dessous.

L'acidification de l'échantillon d'eau provoque la mise en solution des substances en suspension. Des éléments qui ont été enrichis dans les particules entrent également en solution et augmentent donc la concentration dans les analyses chimiques. Les éléments les plus affectés sont ceux qui ont normalement des concentrations très basses en solution dans les eaux naturelles, notamment l'aluminium, le fer, le titane et, dans une moindre mesure, le manganèse (Vance et al. 1974).

Cette augmentation des teneurs peut impliquer des erreurs considérables dans les calculs thermodynamiques, puisqu'ils sont basés sur l'input des concentrations des éléments dissous dans l'eau (voir l'exemple de l'aluminium, chapitres 6.4.3 et 7.2.10). Nos calculs avec

WATEQ4F, influencés par des colloïdes dissous, sont donc à considérer avec précaution, surtout en ce qui concerne les éléments mentionnés ci-dessus.

Toutefois, le problème reste le même pour les eaux filtrées à 0.45 μm , car des particules fines peuvent aussi passer à travers ce filtre. En ce qui concerne l'aluminium, l'analyse est particulièrement compliquée. Afin de diminuer l'influence des colloïdes sur l'analyse chimique, Vance et al. (1974) recommandent une filtration entre 0.1 et 0.2 μm . Barnes (1975) met même en question une filtration à 0.1 μm comme moyen adéquat de séparer les espèces d'aluminium monomériques dissoutes de celles colloïdales. Cet auteur met plutôt l'accent sur l'importance d'une analyse exécutée immédiatement après le prélèvement, car le stockage des échantillons d'eau pendant plusieurs semaines mène également à des concentrations plus élevées.

4.4 ANALYSES CHIMIQUES DES EAUX

La mise en place d'une banque de données comparables, établie grâce à l'utilisation de la même technique d'analyse et avec le même nombre des paramètres analysés est importante pour notre étude géochimique. Toutes les analyses chimiques ont été effectuées au GEOLEP, sous la direction de Dr M. Bensimon.

Notre typologie géochimique des aquifères de subsurface est principalement basée sur les analyses chimiques de 112 échantillons d'eau de source. Pour la mise en évidence de l'origine géogène des éléments décelés dans ces eaux, notre banque de données est complétée par des analyses d'eau de neige, de sol et de solutions de lixiviats (voir tableau 4.2). Les eaux de forages permettent l'étude des processus cinétiques liés à une circulation lente des eaux.

Pour chaque échantillon, 5 paramètres physico-chimiques et 33 éléments minéraux ont été déterminés. Ces derniers sont constitués de 11 éléments majeurs et mineurs et 22 éléments en trace (voir fig.4.2). De surcroît, 15 éléments ont été recherchés, mais pas détectés (voir fig.4.2). Ils sont marqués à l'annexe 4, 10 et 11 avec "non détectés" (n.d.).

Tableau 4.2: Répartition des analyses chimiques de notre banque de données pour différents types d'eau.

type d'échantillon:	nombre d'échantillons	remarque
neige	7	2 analyses complètes
eau de sol	1	station lysimétrique du Gibriloux
eau de subsurface	112	analyse complète
eau profonde	21	analyse complète
lixiviat de roche	19	analyse complète
total des analyses	160	

4.4.1 MÉTHODES ANALYTIQUES

Les anions et cations principaux sont analysés à l'aide des méthodes standard telles que la chromatographie ionique (chlorures, sulfates, nitrates), la colorimétrie (silicium), les électrodes spécifiques (fluor) ou la titration (calcium, alcalinité = hydrogénocarbonates dans nos eaux). Les traces dans les eaux ont été analysées par la technique de la spectrométrie de masse couplée à un plasma (HR-ICP-MS), en utilisant l'instrument à haute résolution commercialisé par VG/FISONS Instrument (Winsford, Cheshire, GB). Il s'agit d'une technique reconnue aujourd'hui comme étant la plus performante pour l'analyse des traces élémentaires en milieu aqueux. Elle ne permet pourtant pas une spéciation des espèces d'un élément en question.

4.4.2 FIABILITÉ DES ANALYSES

Les limites de détection instrumentale, la précision de la mesure et la reproductibilité des résultats ont déjà été établies au laboratoire de chimie du GEOLEP, lors de tests sur les eaux de composition très variée du réseau AQUITYP (Bensimon et al. 1991, Bensimon et al. 1994).

4.4.3 LIMITE DE DÉTECTION

La limite de détection (l.d.) pour un élément donné dépend de la technique analytique, de la présence d'autres éléments interférents et du rapport signal sur bruit de l'instrument utilisé. Autrement dit, il est très difficile de généraliser et de définir une valeur absolue de la limite de détection, quel que soit le type d'échantillon à analyser.

Les limites de détection indiquées à l'annexe 4, sont estimées pour les différentes techniques utilisées dans notre laboratoire lors de l'analyse d'une eau souterraine moyennement chargée, de type hydrogénocarbonatée calcique magnésienne. Ces valeurs peuvent augmenter pour des eaux plus chargées telles que les eaux profondes ou diminuer pour des eaux moins chargées, par exemple pour les eaux de pluie ou de neige.

Au-dessus de la limite de détection, nous pouvons indiquer une valeur numérique qui contient encore une erreur analytique de l'ordre de 10 % de la valeur mesurée; au-dessous de la limite de détection, le signal est encore présent, mais d'une manière indicative qui n'est pas quantifiable. Dans ce cas, nous l'avons indiqué comme inférieure à la limite de détection (p.ex.: $<0.2 \mu\text{g/l}$). La mention "non détecté" (n.d.) correspond à un signal nul pour l'élément considéré. Enfin, les éléments non analysés ont été notés "non mesuré" (n.m.).

4.4.4 EFFET MÉMOIRE

Certains éléments, tels que l'iode, le bore, le brome et le lithium manifestent un "effet mémoire". Cet effet est dû à l'adsorption d'une partie de ces atomes sur les parois du spectromètre et de la tuyauterie du système d'introduction. La partie adsorbée ne peut être résorbée après la durée de détection du spectre, créant ainsi un déficit apparent de ces éléments. L'influence de cet effet est maximale pour l'iode. Le bore, le brome et le lithium sont concernés dans une moindre mesure.

4.4.5 CONTRÔLE DE QUALITÉ DES ANALYSES

Une vérification de la qualité des analyses hydrochimiques est nécessaire, étant donné qu'il peut se produire des erreurs de différents types: lors du prélèvement, du stockage et de la préparation à la manipulation des échantillons ainsi que certaines imprécisions lors de l'analyse et l'emploi des différentes méthodes d'analyse.

Nous avons utilisé la méthode de la balance ionique, qui se base sur le principe d'électroneutralité d'une analyse complète; la somme des charges des anions doit être égale à la somme des charges des cations. Cette méthode prend uniquement les éléments majeurs en considération et s'applique pour un pH voisin de 7 (Rodier 1978).

Pour chaque analyse chimique, nous avons calculé la balance ionique, qui traduit la somme des cations (c) sur la somme des anions (a) en méq/l, ainsi que l'erreur sur la balance $(\sum c - \sum a / \sum c + \sum a)100$ en pourcentage. Une erreur de 5 % sur la balance est généralement admise (p.ex. Schmassmann 1984, Mazor 1991).

Ainsi, sur 112 échantillons d'eau, seuls 4 d'entre eux ont montré une erreur supérieure à 5 %. Vu les écarts relativement petits (entre 5,09 % et 5,24 %), les quatre échantillons ont quand même été pris en considération.

4.5 CALCULS D'ÉQUILIBRE THERMODYNAMIQUE

Nous avons utilisé le logiciel de spéciation chimique des eaux naturelles WATEQ4F de Ball et Nordstrom (1991), développé par le U.S. Geological Survey. WATEQ4F utilise les mesures de terrain, la température, le pH, l'Eh, l'oxygène dissous, l'alcalinité et l'analyse chimique d'un échantillon comme entrée. Il calcule ensuite la distribution des espèces aqueuses, les activités ioniques et les indices de saturation des minéraux. La base de données thermodynamiques (Nordstrom et al. 1990) permet principalement le calcul des indices de saturation des phases minérales et la spéciation des espèces dans une solution aqueuse en fonction de la température, du pH et du potentiel redox.

L'indice de saturation (SI) décrit l'état d'équilibre, de sous-saturation ou de sursaturation d'une eau, avec un minéral. On le définit à l'aide de la formule suivante:

$$SI = \log IAP - \log K (T)$$

$\log K (T)$ représente la constante d'équilibre pour la solution du minéral à la température de l'eau de la formation (produit de solubilité)

$\log IAP$ est le produit des activités ioniques de l'espèce aqueuse dans laquelle le minéral se dissocie. Dans les solutions diluées, l'activité correspond à la concentration.

Un indice de saturation de 0, c'est-à-dire un produit d'activité ionique égal à la constante d'équilibre, montre que l'eau est saturée par rapport au minéral. Un indice de saturation positif indique une sursaturation. Un indice de saturation de moins un (-1) indique que l'eau n'est saturée avec le minéral que pour un dixième (1/10).

Pour de nombreux minéraux constituant les roches, le calcul des indices de saturation ne pose pas de problèmes. Mais des difficultés apparaissent avec les minéraux argileux (smectites, illites,

chlorites), les micas, les amphiboles, les pyroxènes, les pyrophyllites et les feldspaths, pour lesquels on n'a que peu de données thermodynamiques fiables (Nordstrom et al. 1990; Ball et Nordstrom 1991:5). De plus, on ne peut souvent pas déterminer de manière suffisamment précise la concentration, généralement très basse, de l'aluminium dans l'eau souterraine (voir ci-dessus chapitre 4.3.4).

4.6 LIXIVIATS DE ROCHE

Dans la nature, la minéralisation des eaux souterraines se fait par des processus d'altération, à savoir des réactions de dissolution des roches les plus abondantes telles que les silicates, les oxydes et les carbonates (Sigg et al. 1992). Cette interaction eau-roche est basée sur l'instabilité thermodynamique des minéraux, même s'ils sont peu solubles, en présence de l'eau et sous des conditions variables de pression et de température.

L'apparition d'un marqueur géochimique dans l'eau est donc principalement liée à trois facteurs:

- sa présence dans la roche,
- la solubilité dans l'eau de ses phases minérales en fonction des conditions physico-chimiques du milieu,
- la forme du contact eau-roche qui détermine la durée et l'intensité de l'interaction eau-roche.

L'objectif principal de nos essais de lixiviation des roches a été de tester qualitativement l'origine géogène des éléments chimiques rencontrés dans l'eau souterraine. Ils ne cherchent pas à expliquer les processus d'interaction eau-roche d'une manière thermodynamique ou cinétique.

4.6.1 PROBLÈME DE LA REPRÉSENTATIVITÉ DES ÉCHANTILLONS

19 échantillons de roche molassique ont été sélectionnés d'une manière ciblée, selon leur appartenance à une "Schüttung", leur pétrographie et leur faciès de dépôt (voir annexe 11). A part le choix des sites géologiques, il faut mentionner le problème de la représentativité de nos échantillons qui est posé par sa qualité et son fractionnement:

Comme nous étions soumis à des contraintes d'accès, la plupart de nos échantillons de roche sont issus d'affleurements de la zone altérée de la Molasse. Ces roches résiduelles de la zone non saturée de l'aquifère ont donc déjà subi une altération et certains éléments, normalement présents dans la roche non altérée, peuvent être lessivés de la roche. Les échantillons les plus représentatifs de notre série sont ceux d'une carotte de forage (L145) et ceux des galeries de captage (L83, L74). De plus, la quantité de roche exigée pour un échantillon représentatif augmente avec la granulométrie (Rock 1988: 106). Cette constatation pose un problème d'échantillonnage, particulièrement, pour les poudingues, de telle sorte que nous avons échantillonné une vingtaine de kilogrammes de ceux-ci. Pour une diminution correcte de l'ensemble de l'échantillon, nous avons toujours pris, d'une manière semi-statistique, la moitié de la partie broyée. Le broyage des roches a été exécuté avec un marteau d'acier, emballé de polyéthylène pour éviter une contamination par des éléments en traces n'appartenant pas à la partie rocheuse. En outre, tous les objets en contact avec les échantillons ont été recouverts de polyéthylène, matériau qui a des propriétés inertes vis à vis de l'adsorption des substances minérales.

Nous avons ajouté à ces échantillons deux échantillons particuliers, soit un tronc de bois fossile (échantillon n° MO) de la galerie de captage "Pra Fichet" au Mont-sur-Lausanne, et une dent de requin (échantillon n° DR) de Lenzbourg (AG), les deux provenant de l'OMM (voir annexe 11). Le premier doit mettre en évidence l'effet de la matière organique sur la composition chimique des eaux souterraines, puisque les rognons ligniteux sont fréquents dans les dépôts fins de la Molasse, et sont souvent accompagnés de pyrite et d'auréoles d'altération de la pyrite (Bersier 1953: 7). Le deuxième doit servir à prouver la présence et la solubilité du phosphore dans un milieu naturel. Les résultats des ces lixiviations sont discutés dans le chapitre 6.

4.6.2 ESSAIS DE BARBOTAGE

30 g de chaque échantillon de roche ont été dilués avec 300 ml d'eau Millipore¹ et barbotés avec du gaz carbonique (CO₂) technique (pur à 95%) à température ambiante (25°C).

La pression du gaz carbonique était maintenue autour de 0.5 atm à la sortie de la bouteille, ce qui représente une pression élevée par rapport à la pression atmosphérique de 1 atm, dont le CO₂ constitue 0.035% de volume. Plus la teneur en gaz carbonique augmente, plus les eaux d'infiltration et souterraines sont "agressives". Notre essai à blanc de l'eau Millipore barbotée avec du CO₂ nous a donc fourni un pH acide de 4.9.

De plus, le broyage des roches augmente la surface de réaction eau-roche et favorise également une accélération des processus d'interaction eau-roche (p.ex. échange ionique, dissolution) de la calcite et d'autres minéraux. On obtient alors des eaux dures à alcalinité élevée (Sigg et al. 1992: 96).

4.6.2.1 Durée de l'essai

Nous partons du fait que les eaux souterraines de subsurface représentent un état d'équilibre ou un état stationnaire du système carbonaté en milieu aqueux. Pour se rapprocher de ce système naturel par un essai au laboratoire, il nous faut également étudier un état d'équilibre ou stationnaire de la dissolution de la roche par rapport au système carbonaté. Afin de connaître la durée nécessaire du barbotage avec le CO₂, soit la vitesse à laquelle s'installe un tel état entre l'eau et la roche, nous avons suivi la lixiviation de quatre différents types de roche dans un essai préliminaire pendant plusieurs jours.

Les types de roche pris en considération pour cet essai sont d'une part deux roches à peu près monominérales, telles qu'un calcaire de récif ("Calcare Massicio") relativement pur de l'Appennino Marchigiano (Italie) et une dolomie ("Dolomie principale") du Monte Pelmo des Alpes orientales (Italie, Dematteis 1995, en prép.), et d'autre part deux roches polyminérales de la Molasse telles qu'un poudingue polygénique du "Honegg-Schuttfächer" (USM, L31) et un sable micacé de la "Ost-West-Schüttung" (OSM, L108).

¹ L'eau Millipore est une eau déionisée et purifiée avec un système de cartouche de marque "Millipore". Cette eau, après purification, présente une conductivité électrique inférieure à 1 μ S/cm (à 20°C), pratiquement nul.

Étant donné la distribution des points de mesure, nous avons essayé d'adapter un modèle chimique pour décrire ce processus de dissolution par l'eau et le gaz carbonique. Nous avons considéré le modèle le plus simple, couramment rencontré pour les processus cinétiques de dégradation d'une substance. Ce modèle décrit chimiquement la partie dissoute, B, en fonction de la fraction soluble d'une roche, A, ($A \rightarrow B$; $B = f(A)$). Pour un processus d'ordre un, l'évolution est donnée par l'équation $[B] = [A](1 - e^{-kt})$, où k est une constante de vitesse de dissolution et t le temps. Les mesures de la conductivité électrique (K_{20}) dans le temps, considérées comme un indicateur de la minéralisation globale de l'eau, nous permettent de tester cette hypothèse. Par rapport à cette équation, les valeurs de la conductivité résultent de la dissolution de l'ensemble de la partie soluble de la roche (A) en produits déjà dissous (B).

Les points indiqués dans la figure 4.3, systématiquement mesurés durant l'essai, illustrent l'évolution de la minéralisation globale dans le temps, tandis que les courbes représentent l'évolution théorique de notre modèle choisi. En règle générale, on peut constater que la concentration de minéraux dissous dans l'eau augmente rapidement au début, grâce à un échange ionique suivi d'une augmentation du pH, et se stabilise après trois à cinq jours déjà à une valeur maximale. Ces phénomènes sont discutés par de nombreux auteurs (p.ex. Drever 1982, Wollast et Chou 1985, Casey et Bunker 1990, Nordstrom et Munoz 1994).

Examinons la situation des quatre différents types de roche dans la figure 4.3. Tout d'abord, la courbe de dissolution de la dolomie croît plus lentement que les autres, ce qui est exprimé par la plus petite constante de vitesse de dissolution (k), qui est égale à $0.8 \mu\text{S}/\text{cm}$ par jour. Après quatre jours, la courbe atteint une valeur plateau de conductivité électrique (K_{20}), qui est également la plus basse de notre série avec $1200 \mu\text{S}/\text{cm}$. Ensuite, la courbe du poudingue polygénique suit d'une manière parallèle celle de la dolomie, mais monte à une valeur de K_{20} de presque $2000 \mu\text{S}/\text{cm}$. A cela s'ajoute le comportement du calcaire, qui se dissout plus vite que les autres roches avec un k de $2.0 \mu\text{S}/\text{cm}$ jour et qui se stabilise à une valeur de $2800 \mu\text{S}/\text{cm}$. On notera en dernier lieu que le sable micacé révèle la plus grande solubilité, qui contraste avec une baisse de k à $0.8 \mu\text{S}/\text{cm}$ jour, semblable à celui de la dolomie. En outre, les points mesurés s'adaptent moins bien à la courbe hypothétique du calcaire et du sable micacé. Ceci est probablement dû aux irrégularités de la pression en CO_2 qui a été difficilement tenue constante pendant l'essai de barbotage.

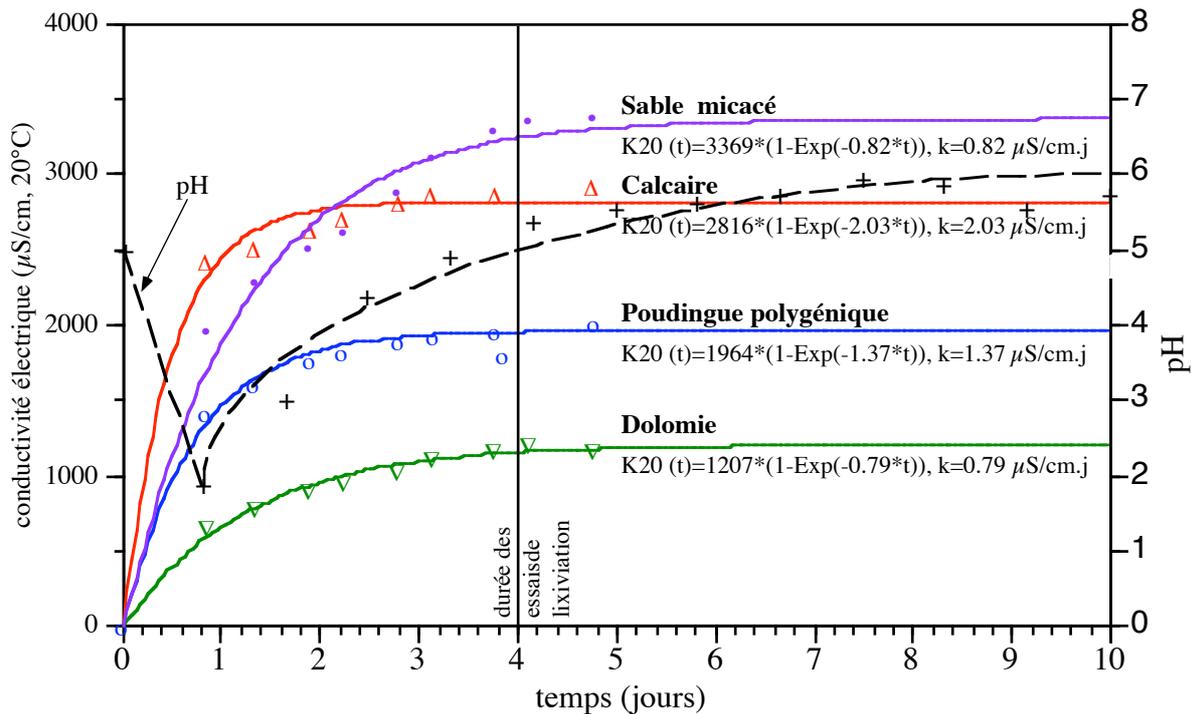


Fig. 4.3: Évolution de la dissolution de quatre différents types de roche en fonction du temps, montré à l'aide des mesures de la conductivité électrique adaptées à une courbe hypothétique. Elle permet de déduire qu'une durée de quatre jours est suffisante pour qu'une partie importante des substances solubles présentes dans les roches soient mises en solution, quelle que soit la roche.

Pour conclure, le suivi de la réaction cinétique de la dissolution des roches (voir fig. 4.3) a permis de déduire qu'une durée de quatre jours est suffisante pour atteindre approximativement la mise en solution d'une partie importante des substances solubles présentes dans les roches, quelle que soit la roche. Ceci est valable pour la minéralisation globale, mais également pour les valeurs de pH et du potentiel redox (Eh). Ces derniers se sont stabilisés entre 6 et 7 (voir fig. 4.3) et entre 300 et 400 mV, respectivement. Toutefois, l'état stationnaire obtenu correspond principalement à celui de la dissolution des phases carbonatées. L'altération des roches silicatées est un processus cinétique plus lent et représente dans nos essais uniquement un état transitoire (Nordstrom et Munoz 1994: 6, Dahmke 1988).

Essai à blanc

L'atmosphère contient des quantités non négligeables de particules éoliennes qui se déposent comme précipitation sèche sur les surfaces. Pour pouvoir estimer cet apport atmosphérique dans le laboratoire, nous avons effectué, parallèlement aux essais de lixiviations, un barbotage au CO_2 uniquement avec de l'eau Millipore. Cette eau a été traitée et analysée de la même manière que les autres et sert de témoin. Nous appelons cet échantillon de comparaison "le blanc", qui nous permet d'établir la présence ou l'absence de contamination atmosphérique pour un certain élément.

Traitement des échantillons

Les solutions obtenues ont été filtrées (0.45 μm) et diluées avec de l'eau Millipore jusqu'à un volume final de 500 ml. Les mesures de conductivité électrique, pH et Eh se réfèrent à cette solution finale pour être comparables. Ensuite les solutions obtenues ont été traitées de la même manière que les eaux prélevées aux sources. Les hydrogénocarbonates et la dureté totale ont été déterminés tout de suite après l'essai par acidimétrie (Mettler DL 70 Titrator). Les anions ont été analysés par chromatographie ionique, les cations et les éléments en traces par HR-ICP-MS (Fisons). Les données analytiques des essais de lixiviation de roche sont indiquées à l'annexe 11.

Correction des analyses

Le bilan ionique, à l'exception de trois échantillons (L145, L90 et L116) est excédentaire en cations. Ceci signale la présence d'un anion échappant à l'analyse, résultant dans des erreurs positives variant entre 2% et 20%.

Pour tenir compte de cette erreur nous avons établi l'hypothèse que l'erreur est due à une perte des hydrogénocarbonates (HCO_3^-), qui se sont dégagées sous forme de CO_2 dans l'atmosphère après la fin du barbotage. Une telle perte de HCO_3^- conduit à un changement d'équilibre et provoque la précipitation de la calcite selon l'équation suivante:



Pour tester notre hypothèse, nous comparons deux différentes analyses de calcium, exécutées pour chaque échantillon. La première analyse est donnée par la dureté totale, représentant la somme des cations calcium et magnésium, déterminée directement après la fin de l'essai dans un échantillon non acidifié. Nous obtenons la concentration en calcium en soustrayant la teneur de magnésium, mesurée par HR-ICP-MS. La deuxième analyse a été exécutée par titration dans un échantillon acidifié avec de l'acide nitrique (1ml HNO_3 sur 500 ml de lixiviat) et représente le calcium total. En comparant ces deux valeurs de calcium, nous constatons que la teneur en calcium évaluée par la dureté totale est nettement inférieure à celle obtenue de l'échantillon acidifié. Nous expliquons la différence entre ces deux mesures par la précipitation de la calcite qui a eu lieu directement après la fin du barbotage. Suite à l'acidification de l'échantillon, la calcite précipitée a été remise en solution. La quantité de calcium précipité nous permet donc d'estimer la perte en hydrogénocarbonates en ajoutant cette différence en $\text{m}\text{éq}/\text{l}$ aux valeurs de HCO_3^- mesurées. En procédant ainsi, nous obtenons un bilan ionique correct avec des erreurs inférieures à la limite de tolérance de 5%. Ceci confirme notre hypothèse d'une perte d'hydrogénocarbonates après la fin des essais de lixiviation.

4.7 STATISTIQUES

Afin de résumer l'importante banque de données que constituent les 6000 résultats récoltés dans la présente recherche, nous avons recouru aux méthodes statistiques descriptives qui sont une aide au jugement de la distribution d'un élément dans nos eaux.

Nous avons systématiquement calculé les paramètres statistiques descriptifs, comme la médiane, et les minima et maxima des teneurs, pour l'ensemble des échantillons d'eaux de source (voir

annexe 4). Généralement, nous préférons l'indication de la médiane comme valeur caractéristique de tendance centrale d'une distribution d'un paramètre. En n'étant pas influencée par les valeurs extrêmes, elle est plus robuste. Elle est fréquemment utilisée dans des distributions fortement dissymétriques.

Le type de distribution joue un rôle important dans le choix d'une valeur caractéristique de tendance centrale à appliquer pour l'évaluation des marqueurs naturels. Ainsi, nous avons systématiquement réalisé un histogramme de fréquences pour chaque paramètre, en groupant les mesures par classes sur l'échelle des concentrations.

Puisque l'allure d'un histogramme est fortement dépendante de la dimension de classe choisie, nous avons suivi la recommandation de Shaw (1964), qui est de déterminer des intervalles de classe entre un quart et la moitié de l'écart-type. Si la forme de l'histogramme est à peu près en "cloche" symétrique, nous supposons que nos données s'approchent d'une distribution normale ou gaussienne, qui représente la plus importante distribution théorique en statistiques. Une telle distribution nous permet de poursuivre, par le calcul d'une estimation de la moyenne arithmétique et de l'écart-type, la caractérisation de l'ensemble d'un paramètre mesuré dans les eaux. Or, nous avons souvent rencontré la forme de l'histogramme en cloche à asymétrie ou biais positif. Par une transformation en logarithme (log base 10) des concentrations, la forme de l'histogramme s'approche souvent d'une distribution normale (voir fig. 4.4). Cette distribution est désignée comme distribution log-normale, qui est une variante de la distribution normale.

En ce qui concerne la fiabilité statistique des données obtenues, il est important de noter que, grâce au processus de dispersion, chaque analyse chimique représente une valeur intégrale sur l'ensemble de l'aquifère, c'est-à-dire sur quelques centaines de mètres cube de roche. Il ne s'agit donc pas d'une information ponctuelle de l'aquifère.

Résultats

L'application des histogrammes de fréquence nous a révélé deux comportements distincts. La distribution de la fréquence des éléments majeurs tels que le calcium, le magnésium, les hydrogénocarbonates et également le silicium s'approche d'une distribution normale, tandis que les éléments mineurs et en trace montrent généralement un biais positif vers les hautes valeurs. Par une transformation logarithmique de ces valeurs, la plupart d'entre elles s'approchent d'une distribution normale, illustrée par la similitude de valeurs de la moyenne arithmétique et de la médiane, et ressemblent alors plutôt à une distribution log-normale. Dans nos eaux, les éléments suivants s'approchent

d'une distribution normale:	Ca, Mg, Si, HCO ₃
nettement d'une distribution log-normale:	Na, K, Sr, SO ₄ , NO ₃ , Cl, B, Ba, Br, I, Li, U, V
à peu près d'une distribution log-normale:	Al, As, Co, Cr, Cu, Mn, Mo, Ni, Rb, Ti, Zn

Les éléments F, Fe, Pb, Sc ne correspondent pas à ces distributions.

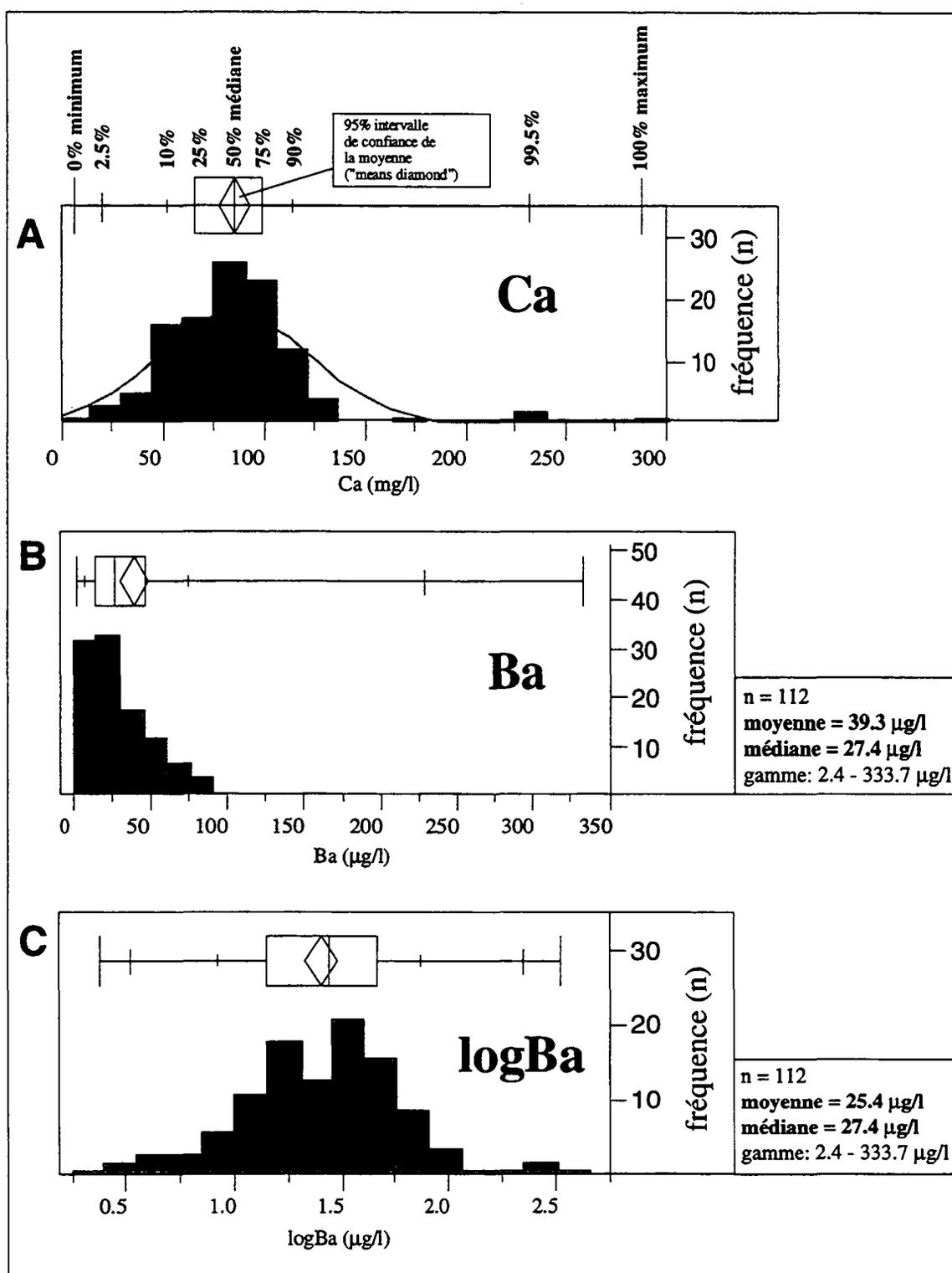


Fig. 4.4: La distribution normale, d'un élément majeur (calcium) et log-normale d'un élément en trace (baryum) dans les eaux de subsurface des roches molassiques. Les concentrations en calcium, se rapprochent d'une distribution normale (A). Celles en baryum ont une distribution à biais positif (B). Par une transformation en logarithme des concentrations en baryum, la forme de l'histogramme s'approche d'une distribution normale (C). On note également un rapprochement de la valeur moyenne et médiane par la transformation en logarithme des concentrations en baryum.

En effet, la distribution log-normale des éléments en trace est souvent rencontrée en géochimie, notamment dans des roches cristallines (Shaw 1961, Rock 1988: 78/79). Shaw (1961) souligne qu'une courbe log-normale prévoit des valeurs plus raisonnables en ce qui concerne les éléments mineurs et en trace que la courbe normale. Quant aux éléments majeurs, la loi normale est par contre plus utile comme fonction de probabilité. Ces comportements différents pourraient s'expliquer par la composition constante des minéraux majeurs qui forment la charpente d'une roche, tels que les carbonates ou les silicates. Dans nos eaux souterraines, ce sont aussi les éléments majeurs calcium, magnésium et hydrogénocarbonates qui forment la base de la composition chimique, tandis que les éléments en trace sont considérés comme des accessoires. De plus, la composition chimique d'un échantillon d'eau peut être considérée comme homogène, de la même manière que Shaw (1961) considère une roche cristalline comme un produit d'une cristallisation homogène. Donc, nous observons une similitude dans la distribution des éléments d'une phase solide et d'une phase liquide qui sont toutes les deux issues d'une solution homogène et déterminées par des processus thermodynamiques (effets de saturation etc.). Il semble alors que les distributions des éléments dans des solutions aqueuses telles que nos échantillons d'eau ont à peu près le même comportement que les éléments d'une roche homogène.

5. DÉFINITION DES SOUS-TYPES D'AQUIFÈRES

5.1 GÉNÉRALITÉS

Dans cette étude, la stratégie d'échantillonnage occupe une position clé pour la typologie géochimique des eaux de subsurface (voir chapitre 4.2). Après le prélèvement et l'analyse des échantillons d'eau représentatifs des aquifères molassiques, nous pouvons vérifier le lien entre la géologie et l'hydrochimie de ces aquifères.

La Molasse appartient généralement aux aquifères de roches sédimentaires à porosité de fissures et d'interstices (voir chapitre 3.1). Toutefois, étant donné la grande hétérogénéité des dépôts molassiques détritiques du point de vue pétrographique et granulométrique, une typologie des eaux souterraines du bassin molassique, basée sur les éléments d'origine minérale, nécessite une distinction plus détaillée des sédiments. Plus précisément, il nous faut une unité lithostratigraphique, contenant un maximum d'homogénéité lithologique, qui nous permette le groupement des eaux et de leur hydrochimie en fonction de la géologie.

Cette typologie doit tenir compte en particulier de la composition pétrographique et granulométrique (lithologie), mais également de la déformation tectonique (fracturation, fissuration) des aquifères. L'âge des dépôts est subordonné, puisque le caractère lithologique est couramment influencé plus nettement par le milieu sédimentaire que par l'âge (Hedberg 1979: 119).

5.2 CONCEPT APPLIQUÉ À CETTE ÉTUDE

Les unités lithostratigraphiques formelles utilisées pour la Molasse ne tiennent pas compte de l'homogénéité lithologique nécessaire pour notre typologie. De plus, les termes stratigraphiques utilisés en Suisse sont parfois ambigus et ne correspondent pas aux directives internationales (voir chapitre 2.3).

Nous ne pouvons pas non plus nous baser sur le concept de l'architecture des faciès présenté par Miall (1985) et appliqué par Keller (1992) dans la Molasse suisse, car ce concept distingue des éléments sédimentaires à plus petite échelle (tels que "Rinnengürtel", etc.) que la taille de nos aquifères locaux. De plus, ce concept prend en considération la géométrie et la perméabilité des éléments faciologiques, donc l'aspect hydrodynamique des aquifères, mais pas la pétrographie des aquifères, qui a une plus grande influence sur l'hydrochimie des eaux souterraines.

Pour obtenir une unité lithologiquement homogène, nous étions obligés de définir un sous-type d'aquifère qui ne suivait pas strictement la hiérarchie des unités lithostratigraphiques formelles. Notre sous-type d'aquifère représente plutôt, selon la complexité de la stratigraphie, une unité intermédiaire entre une formation, un membre et une couche lithostratigraphique. Nos critères sont dans un ordre hiérarchique la "Schüttung", l'unité structurale et le faciès de dépôt, que nous allons expliquer ci-dessous (voir figure 5.1).

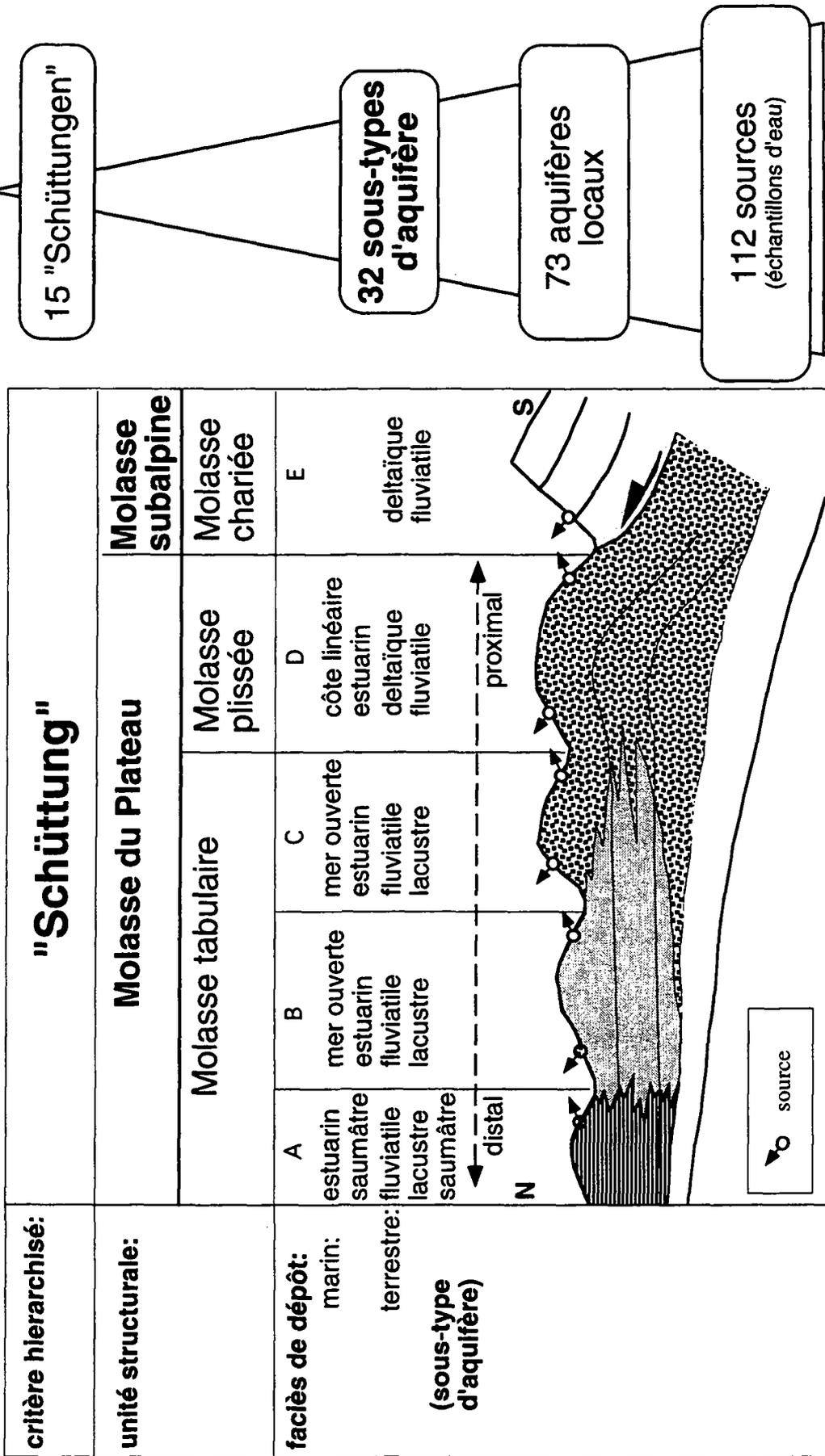


Fig. 5.1: Schéma du concept de la définition d'un sous-type d'aquifère des systèmes d'écoulement locaux de la Molasse. Les aquifères sont regroupés à l'aide de la "Schüttung"; la structure et le faciès de dépôt (sans échelle). A, B, C, D, E: exemples généraux des sous-types d'aquifères. Les sous-types d'aquifère effectivement distingués sont indiqués dans le tableau 5.2. Les "Schüttungen" correspondantes sont localisées dans les figures 5.2 et 5.3.

"Schüttung" (épandage)

(voir définition de la "Schüttung" dans le chapitre 2.5)

Une grande partie des "Schüttungen" du bassin molassique sont limitées à une courte période d'activité. Ceci implique en général une provenance identique du matériel, érodé dans l'arrière-pays alpin, et également un dépôt par le même système de drainage. Ce n'est plus le cas pour les grandes "Schüttungen", actives durant plusieurs étages chronostratigraphiques (p.ex. la "Napf-Schüttung", "Hörnli-Schüttung"). Elles représentent l'accumulation de débris alpins de différentes nappes tectoniques et donc pétrographiquement variables (différentes aires d'alimentation). Nous devons donc distinguer les unités lithologiques de diverse composition pétrographique.

Ceci nous oblige à recourir à la définition d'une lithozone. Ainsi, nous nous basons sur la définition d'une lithozone (zone lithostratigraphique) de Hedberg (1979: 41), donnée de la manière suivante: "C'est une unité lithostratigraphique informelle utilisée pour indiquer un faisceau de couches qui ont en commun certaines caractéristiques lithologiques générales, mais pour lesquelles la création d'une unité formelle ne se justifie pas, soit parce que le besoin ne s'en fait pas sentir, soit parce qu'il n'y a pas assez d'informations."

Dans notre cas, une grande "Schüttung" se divise en plusieurs lithozones. Une seule lithozone contient tous les sédiments qui font partie du même cycle d'une "Schüttung", défini par la lithologie, l'association des minéraux lourds et la faune (Unger 1989). Elle est composée de plusieurs fractions granulométriques de même provenance géologique.

En résumé, une lithozone est donc une unité lithostratigraphique informelle, qui nous garantit une certaine homogénéité pétrographique et chronostratigraphique. Le concept des lithozones nous permet de respecter les âges de la Molasse pour les grandes "Schüttungen" à longue période d'activité.

Unité structurale

Dans le cas où une "Schüttung" (ou une lithozone) comprend plus d'une unité structurale, nous traitons chaque unité structurale séparément. Nous rendons ainsi compte des conséquences de l'accroissement de la déformation tectonique en direction de la chaîne alpine, phénomène qui influence la réaction eau-roche par la variation de la perméabilité des sédiments (Keller 1992: 647).

Faciès de dépôt

A l'intérieur de chaque "Schüttung" (où lithozone), nous avons distingué les faciès de dépôt (proximal, distal, saumâtre, marin, etc.) afin de rendre compte des différences granulométriques des sédiments (influence sur la réaction eau-roche), ainsi que du tri de certains composants sédimentaires pendant le transport.

Sous-type d'aquifère

Du point de vue hydrogéologique, ce sont finalement les sédiments perméables constitués d'un seul faciès de dépôt d'une "Schüttung" ou d'une lithozone qui forment un sous-type d'aquifère dans les roches molassiques. La définition de ce sous-type d'aquifère est valable pour des systèmes d'écoulement locaux très restreints, comme c'est le cas pour les aquifères de subsurface choisis pour cette étude.

Elle nous fournit un critère d'homogénéité lithologique, et nous permet, entre autres, de distinguer les aquifères conglomératiques des aquifères gréseux de la même zone d'alimentation. En ce qui concerne les aquifères de subsurface dans un relief accentué, un sous-type d'aquifère est représenté par plusieurs petits aquifères locaux (p.ex.: par des collines, voir fig. 4.1). Nos travaux de terrain se sont donc concentrés sur ceux-ci, car ils offrent l'avantage de drainer de petites aires limitées le plus souvent à un seul faciès lithostratigraphique (voir chapitre 4.2) . Ils constituent l'unité de base de notre typologie.

Les échantillons d'eau d'un seul sous-type d'aquifère ainsi défini ont donc été traités comme un ensemble. Ceci permet d'affiner la typologie des eaux souterraines des roches molassiques en constituant des groupements d'échantillons d'eau distincts, caractéristiques de chaque sous-type d'aquifère. Ceci permet aussi d'observer si ces eaux contiennent des populations de teneurs significativement différentes.

Cependant, la qualité et la quantité des connaissances géologiques des différents types de Molasse de la fosse pro-alpine varient considérablement selon les écoles et l'époque, ce qui rend leur comparaison et leur classement difficiles (Weidmann communication personnelle). Il en résulte donc une inévitable différence entre la finesse et la précision des analyses d'eau et le choix des aquifères.

5.3 RÉALISATION DU GROUPEMENT DES EAUX SOUTERRAINES

Sur la base des unités faciologiques décrites au paragraphe précédent, 32 sous-types d'aquifères provenant de 15 différentes "Schüttungen" ont été retenus pour aborder l'étude systématique du milieu hydrochimique de la Molasse de subsurface (voir tableau 5.1 et 5.2, fig. 5.2 et 5.3 et annexe 3). Les 15 "Schüttungen" représentent de manière générale les principaux dépôts sédimentaires de subsurface du bassin molassique, à l'exception de la Molasse déposée dans les synclinaux du Jura.

Tableau 5.1: Provenance des 112 échantillons d'eau de subsurface (=nombre des sources) prélevés pour cette étude par rapport aux "Schüttungen", aux sous-types d'aquifère et aux aquifères locaux.

critère hiérarchisé:	nombre
"Schüttung"	15
sous-type d'aquifère	32
aquifère local	73
source	112

Tableau 5.2: Les 32 sous-types d'aquifères de la Molasse distingués dans cette étude.

no	"Schüttung"	sous no	n	sous-type d'aquifère (faciès ou lithozone)
15	"Ost-West-Schüttung"	15.7	1	Hausruck-Schotter
		15.6	2	Obere Kobernausserwald-Schotter
		15.5	3	Munderfinger Schotter
		15.4	4	Mittlere Serie
		15.3	5	"Glimmersande"
		15.2	6	"Nördliche Vollschotter"
		15.1	7	"Ortenburger Schotter"
14	"Sommersberg-Zone"		8	
13	"Hörnli-Schüttung"	13.2	9	secteur proximal ("Tortonien")
		13.1	10	secteur distal ("Aquitaniens")
12	"Napf-Schüttung"	12.6	11	secteur distal
		12.5	12	"Napf-Schichten"
		12.4	13	"Belpberg-Schichten"
		12.3	14	secteur distal ("Aquitaniens")
		12.2	15	proximal ("Gabelspitz-Schichten")
		12.1	16	proximal ("Wachthubel-Schichten")
11	"Guggisberg-Delta"	11.2	17	proximal ("Kalchstätten-Formation")
		11.1	18	proximal ("Guggershorn-Formation")
10	OMM marine	10.4	19	faciès saumâtre ("Ottangien")
		10.3	20	faciès de côte linéaire clastique
		10.2	21	faciès de mer ouverte
		10.1	22	faciès estuarien
9	"Gibloux-Delta"		23	proximal (Poudingue de La Sapallaz)
8	"Aquitaniens"		24	Molasse grise de Lausanne
7	"Gäbris-Schutfächer"		25	proximal (Gäbris-Nagelfluh)
6	"Höhronen-Schutfächer"		26	Granitische Molasse
5	"Honegg-Schutfächer"		27	proximal (Losenegg-Schichten)
4	"Rigi-Rossberg-Schüttung s.l."		28	proximal (Bunte Nagelfluh)
3	"Speer-Schutfächer"		29	proximal (Speer-Schichten)
2	"Chattien"		30	Molasse à gypse
1	"Mont-Pèlerin-Schüttung"	1.2	31	Grès de la Cornalle
		1.1	32	Conglomérats du Mont-Pèlerin

5.4 DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DES SOUS-TYPES D'AQUIFÈRES

Pour pouvoir mettre en évidence les variations chimiques en fonction du faciès de la roche réservoir, il nous faut une connaissance de base de la géologie des aquifères étudiés. Nous discuterons donc d'abord de la pétrographie et sédimentologie des sous-type d'aquifères prélevés (voir tabl. 5.1 et 5.2 et fig. 5.2 et 5.3) constituant l'ossature géologique de notre travail, avant de les intégrer dans un contexte hydrochimique et hydrogéologique (voir chapitre 7).

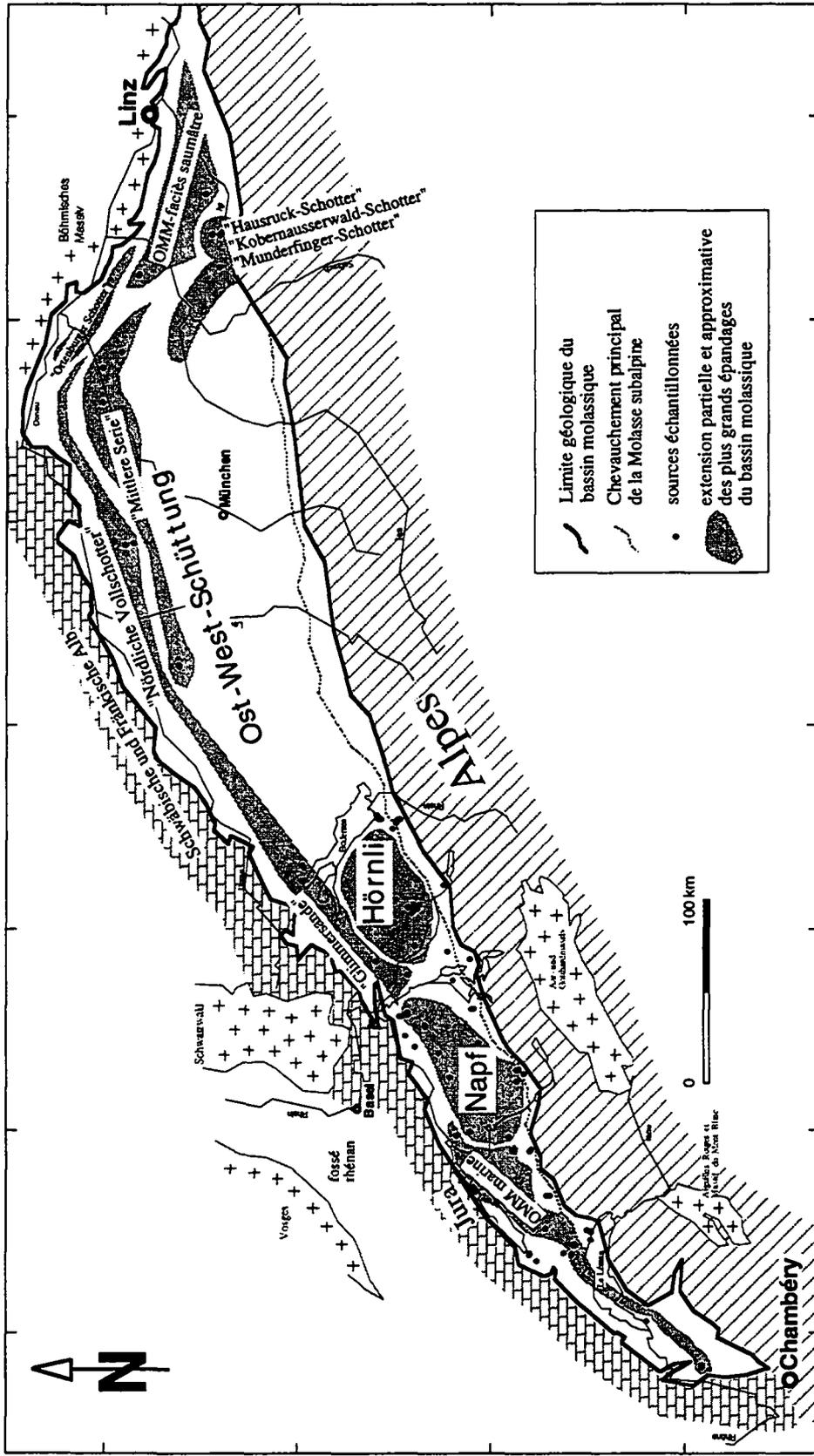


Fig. 5.2: Regroupement des sources échantillonnées dans le bassin molassique entre Chambéry (France) et Linz (Autriche) par rapport aux "Schüttungen" (avec quelques sous-types d'aquifères) à lesquelles leurs aquifères appartiennent. La représentation est schématique d'une sorte qu'elle ne respecte pas les différentes époques de sédimentation et l'extension précise des "Schüttungen". Une répartition plus détaillée des "Schüttungen" du bassin molassique suisse se trouve dans la figure 5.3.

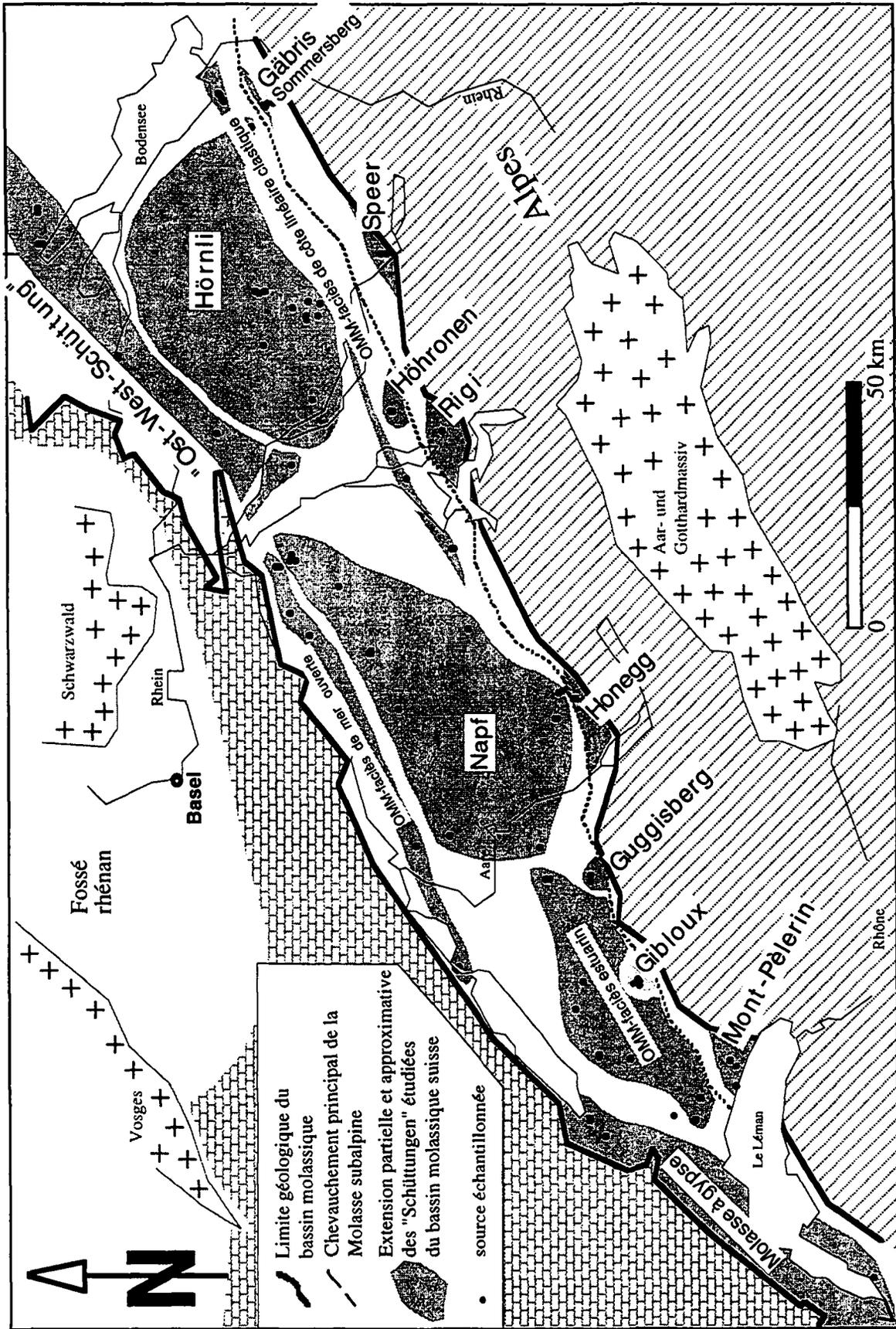


Fig. 5.3: Regroupement des sources échantillonnées dans le bassin molassique suisse par rapport aux "Schüttungen" à lesquelles leurs aquifères appartiennent. La représentation est schématique d'une sorte qu'elle ne respecte pas les différentes époques de sédimentation et l'extension précise des "Schüttungen".

Les différents sous-types d'aquifères sont décrits dans l'ordre chronostratigraphique. Les titres de l'ordre trois (p.ex. 5.4.1) indiquent la "Schüttung", ceux de l'ordre quatre (p.ex. 5.4.1.1) montrent le sous-type d'aquifère (faciès).

Les numéros entre parenthèses se rapportent aux codes des sources prélevées dans le sous-type d'aquifère correspondant (voir annexe 1)

5.4.1 "MONT-PÈLERIN-SCHÜTTUNG"

Cet épandage fluvial en éventail est constitué d'une alternance de bancs de conglomérats latéralement très continus d'une épaisseur de 1 à 10 m, de marnes silteuses et de grès argileux en couches minces (Trümpy et Bersier 1954, Fasel 1986, Weidmann 1993). Nous avons étudié les aquifères de deux formations différentes, celle des Conglomérats du Mont-Pèlerin et celle des Grès de La Cornalle.

5.4.1.1 Conglomérats du Mont-Pèlerin (faciès proximal)

(USM-"Chattien inf. et sup.")

(39b, 40b)

Il s'agit d'un poudingue calcaire, dont les galets ne représentent volumétriquement que 30-50 % de la formation (Fasel 1986, Weidmann 1993). Les galets ont un diamètre moyen de 4-5 cm, dépassant exceptionnellement 20 cm. La quasi-totalité des galets provient du flysch grés-conglomératique de la Mocausa et des olistholithes de la nappe de la Simme (s.l.) (Nappe Supérieure des Préalpes). Ainsi, les calcaires siliceux, formant des galets résistants au transport, dominent la composition pétrographique avec une fréquence de 66.7 %, suivis par les grès et conglomérats du flysch (24.8 %), les dolomies (5.6 %), des calcaires divers (2.5 %) et du cristallin et autres (0.4 %). La composition des poudingues, qui sont généralement exempts de quartzite et de quartz filonien, varie peu d'un point à l'autre de la formation. Le spectre des minéraux lourds est caractérisé par l'association apatite-staurotide-spinelle, qui définit la "Mont Pèlerin-Schüttung" (Maurer 1983: 46). L'épidote est absente (Vernet 1964: 29). On note d'assez fréquents niveaux palustres riches en matière organique et quelques horizons charbonneux (Weidmann 1993). Le drainage était radial par des rivières en tresses. Trümpy et Bersier (1954) proposent une aire d'alimentation quasi purement sédimentaire constituée des roches de la Nappe Supérieure des Préalpes. Quant à la reconstitution paléotectonique, l'épandage fluvial en éventail du Pèlerin était situé au moment du dépôt peut-être de 20 km plus au sud de sa position actuelle à cause du chevauchement de la Molasse subalpine (Habicht 1987: 271).

5.4.1.2 Grès de La Cornalle (faciès distal)

(USM-"Chattien sup.")

(COR)

Cette formation fait partie du secteur distal de la "Mont Pèlerin-Schüttung" et se compose d'une alternance de marnes plus ou moins silteuses et de bancs gréseux calcaires bien cimentés avec quelques galets, en moyenne de un à quatre mètres d'épaisseur (Fasel 1986, Weidmann 1993). Les séquences sont moins épaisses, à grains plus fins et plus continus que ceux des conglomérats du Mont Pèlerin (Matter et al. 1980: 290). Le spectre des minéraux lourds des Grès de la Cornalle est caractérisé par l'association apatite-spinelle-staurotide et se rattache ainsi nettement à la "Mont Pèlerin-Schüttung" (Maurer 1983). Le milieu de dépôt est un système fluvial à méandres (Fasel 1986).

5.4.2 MOLASSE À GYPSE

(USM-"Chattien supérieur")

(129c, 130c, 131c, 148c)

La Molasse gypsifère présente une particularité en Suisse occidentale, entre Yverdon et Morges, mais elle se trouve également entre Genève et Chambéry. Elle a été déposée dans un milieu saumâtre pendant le Chattien supérieur (USM). Il s'agit d'une alternance de grès et de marnes gypsifères avec quelques minces couches de calcaires lacustres et de dolomie (Kissling 1974, Angelillo 1987, Jordi 1995). Dans la région d'Yverdon, elle a une épaisseur de 60 à 70m.

Jordi (1955) distingue deux horizons gypso-marneux séparés par une série de schistes argileux foncés, de marnes et de grès caractéristiquement riche en matière organique (dites les "Tillerée-Schichten"). L'horizon inférieur est plus riche en gypse que celui qui est superposé.

Le gypse apparaît sous plusieurs formes dans ces sédiments. La forme la plus abondante se trouve dans le ciment des grès et dans les marnes sous forme de grains finement dispersés. Les grès sont plus riches en gypse avec 5 à 16% de gypse que les marnes qui contiennent autour de 3% (Jordi 1955). On trouve également des filonnets de gypse d'aspect fibreux qui sont secondaires et recristallisés sur des plans de stratification et de fissure. La teneur en carbonates est autour de 30%.

5.4.3 "SPEER-SCHUTTFÄCHER"

(USM-"Chattien")

(75b, 76b)

Le cône alluvial du Speer, fait partie de la Molasse chattienne subalpine. Il était déposé par le paléo-Rhin qui coulait du S et SE. Tectoniquement, les "Speer-Schichten" forment la base de l'écaille du Speer (Habicht 1945). Les roches de notre aquifère, c'est-à-dire de la région à l'E de Schänis, sont constituées principalement de poudingue calcaire ("Kalk-Nagelfluh") quasiment exempt des galets cristallins. Les galets sont composés de grès et calcaires du flysch, de calcaires crétacés et jurassiques et de dolomies triasiques d'origine austroalpine. Les grès sont mineurs, et les marnes se trouvent uniquement dans la partie inférieure de l'écaille du Speer.

5.4.4 "RIGI-ROSSBERG-SCHÜTTUNG S.L."

(USM-"Chattien")

(103b)

L'aire d'alimentation hydrogéologique de notre source 103b (Arth, SZ) du Rossberg est constituée de la "Bunte Rigi-Rossberg-Nagelfluh". Il s'agit d'une "kristallinführende Kalk-Dolomit-Nagelfluh" de la "Rigi-Schüttung" dans la Molasse subalpine de l'USM (Stürm 1973: 23). La composition pétrographique des pséphites est la suivante: 5-20% de cristallin (surtout "rote Rigi-Granite"), jusqu'à 16% de poudingue de Mocausa, jusqu'à 15% de radiolarites, jusqu'à 45% de grès du flysch et <10% de dolomie. Les psammites sont composées de grès calcaires du flysch (Stürm 1973: 23). Une grande partie des galets du Rigi provient de la Nappe Supérieure des Préalpes (Pennique supérieur et Ultra-Pennique) (Speck 1953, Trümpy et Bersier 1954). Le transport du matériel dans le cône de déjection central du Rigi se faisait du SE vers le NW (Habicht 1987, 56).

5.4.5 "HONEGG-SCHUTTFÄCHER"

(USM-"Chattien")

(31a, 32a, 33a)

Les aquifères prélevés dans la Molasse subalpine au N du Lac de Thoune sont composés des "Losenegg-Schichten" qui constituent, avec les "Homberg-Schichten", l'éventail de la Honegg ("Honegg-Schuttfächer", Schlunegger et al. 1993). Tectoniquement, ces unités appartiennent à la "Blueme-Schuppe" (= "thrust sheet").

Les "Losenegg-Schichten" sont composées de séquences à granoclassement normal ("fining upward sequences") qui commencent par des conglomérats de 2 à 20 m d'épaisseur, non stratifiés, mais avec des lentilles de grès entrecroisés (Schlunegger et al. 1993). Les conglomérats constituent 60% de l'épaisseur totale. Les galets forment la charpente de la roche ("clast supported"), et sont bien arrondis et triés. Généralement, ils sont superposés de grès de 0.2 à 2 m d'épaisseur, couverts de "limestones" et de "mudstones". L'évaluation des composants conglomératiques révèle 40-50% de composants ignés et métamorphiques, et 25 à 40% de roches calcaires siliciques. Le reste est constitué de calcaires, de dolomies et de grès.

Les grès sont des litharénites feldspathiques (classification d'après McBride 1963). Quant à l'association des minéraux lourds, le grenat et l'apatite prédominent sur la tourmaline et la staurotide. Ces sédiments sont considérés comme des dépôts des chenaux fluviaux (Schlunegger et al. 1993).

Les roches détritiques de l'éventail de la Honegg sont issues des nappes penniques inférieures, tandis que les composants ignés indiquent une érosion des nappes penniques supérieures et austroalpines (Speck 1953, Trümpy et Bersier 1954, Matter 1964, Gasser 1968).

5.4.6 "HÖHRONEN-SCHÜTTUNG"

(USM-"Aquitaniens")

(68b, 69b)

L'épandage d'alluvions du Höhronen est situé entre le lac de Thoune et le lac de Zurich. Il est généralement caractérisé par une teneur élevée en feldspath, une faible teneur en carbonates et par le minéral lourd apatite (Habicht 1987). Les grès granitiques prédominants ("Granitische Molasse" = Arkosesandstein, granitischer Sandstein) alternent avec des niveaux conglomératiques et aussi avec des marnes bariolées. Les poudingues de la "Höhronen-Schüttung" contiennent autour de 50 % de galets cristallins, d'un diamètre de 1 à 20 cm, provenant des noyaux cristallins des nappes austroalpines inférieures (Kleiber 1937: 422, Speck 1953: 135). Les sables riches en quartz et feldspath ont été transportés sur quelques centaines de kilomètres vers l'E (jusqu'à Munich).

Au contraire des épandages contemporains de l'E de la Suisse (Hörnli, Kronberg-Gäbris-Schüttung), les roches détritiques de l'épandage du Höhronen ne contiennent pas de composants ophiolithiques (Dietrich 1969).

5.4.7 "GÄBRIS-SCHUTTFÄCHER"

(USM-"Aquitaniens")

(70b, 71b)

Les aquifères du Gäbris à côté de Gais (Canton AR) appartiennent au "Gäbris-Nagelfluh", dépôts de la partie extérieure d'un épandage du paléo-Rhin. Le milieu de dépôt est limno-fluvio-terrestre. Les sédiments sont constitués d'une série de poudingues polygéniques ("bunte Nagelfluh"), de grès calcaires et de marnes. La composition des galets ressemble à celle du

poudingue de Kronberg et est plutôt appauvrie en cristallin, avec un pourcentage inférieur à 25 %. Dietrich (1969) constate une présence des composants ophiolithiques jusqu'à 2 %.

5.4.8 MOLASSE GRISE DE LAUSANNE

(USM- "Aquitaniens")

(F146, F147, 51b)

La formation de la Molasse grise de Lausanne comprend des séquences fluviales grésomarneuses, chenalisées (Habicht 1987: 257, Engesser et al. 1993) et latéralement discontinues, des grès quartziteux et feldspathiques à ciment calcaire altéré en surface, des marnes grises ou bigarrées et des argiles (Bersier 1953: 6). La série aquitanienne de la région du Jorat est constituée d'un empilement de dépôts lenticulaires. Weidmann (1988) décrit le milieu de dépôt de la Molasse grise de Lausanne comme une "vaste plaine d'inondation à très faible relief, le plus souvent boisée, sur laquelle serpentent et vagabondent des rivières à méandres". Dans la partie supérieure de la formation, Bersier (1938) a mis en évidence de brèves "ingressions marines passagères".

"Le faciès généralement compris comme limnal ("Molasse d'eau douce inférieure") est en fait paralique, probablement essentiellement saumâtre, tantôt en relation avec la mer, tantôt fluvio-terrestre et fluvio-lacustre" (Bersier 1953: 7).

Les sédiments sont sans doute originaires du SW dans la région du Léman-Savoie, avec un sens d'écoulement vers le NE le long de l'axe du bassin (Habicht 1987: 257). L'épidote (74%) domine le spectre des minéraux lourds devant l'apatite (17%) et la tourmaline (3%) (Weidmann 1988: 7).

Des rognons ligniteux sont fréquents dans les grès aquitaniens avec de la pyrite et des auréoles d'altération de la pyrite (Bersier 1953).

5.4.9 "GIBLOUX-DELTA"

(OMM - Belpberg-Schichten/"Helvétien")

Type de milieu: dépôts deltaïques

(4a, 43b, 44b, 45b)

Le massif du Gibloux est situé en Suisse occidentale, entre Bulle et Fribourg. Il correspond à l'un des fan-deltas qui se sont développés, durant le Miocène, sur la marge méridionale du bassin molassique suisse d'avant-pays (Fasel 1986). L'influence des apports fluviaux et des coulées gravitaires qui y sont associés est très marquée, alors que la redistribution et le réajustement des sédiments par la houle et les tempêtes sont évidents (Homewood et al. 1989a).

L'aquifère de nos quatre sources du Mont Gibloux (Canton de Fribourg) est constitué du Poudingue de La Sapallaz, qui fait partie des sédiments deltaïques des Couches du Gibloux (Mornod 1949, Boegli 1972, Schoepfer 1989).

Comme les divers quartzites, grès-quartzites, silex, radiolarites composent à eux seuls environ 50 % des galets, Mornod (1949) qualifie ce poudingue polygénique de poudingue quartzitique. Les carbonates forment moins de 40 % des galets, tandis que les dolomies sont quasiment absentes (Boegli 1972). Les roches sédimentaires détritiques, le granite vert et rose du flysch ultrahelvétique et les autres roches cristallines indifférenciées sont uniquement présents en quelques pour-cent. Les galets de quartzites sont généralement d'un calibre élevé (5-12 cm; Boegli 1972).

Quant aux composants des grès conglomératiques, ils sont les mêmes que ceux des poudingues (Dorthe 1962), consolidés par un ciment calcitique cryptocristallin (Boegli 1972).

L'extension des horizons conglomératiques dans les Couches du Gibloux est mal connue du fait du nombre limité des affleurements. Pourtant les variations latérales de faciès sont fréquentes (Boegli 1972). La proximité du chevauchement de la Molasse subalpine a causé de fréquentes cassures dans cette zone et des fluctuations de pendages (Boegli 1972).

Située au voisinage immédiat du chevauchement de la Molasse subalpine allochtone, cette Molasse est fortement déformée (Schoepfer 1989)

Les composants sont issus du Mésozoïque des Préalpes (Boegli 1972). La plupart des galets cristallins, notamment ceux qui furent arrachés aux conglomérats du Wildflysch, ont été façonnés, avant l'Helvétien, par un ou plusieurs cycles sédimentaires.

5.4.10 OMM MARINE

5.4.10.1 Faciès estuarin

(Burdigalien inférieur, Couches de la Singine s.l.)

(LRY, POZ, LUC7, LUC10, 34b, 35b, 36b, 37b, 38b, 41b, 42b, 49b, 50b, 52b, 53b)

Les aquifères gréseux de l'OMM prélevés en Suisse occidentale, où l'influence fluviale et celles des vagues est modeste, sont principalement dominés par les courants de marée, créant une sédimentation de type estuarin (Homewood et al. 1989a, Keller 1989). Les sédiments sont principalement constitués des bancs uniformes de grès calcaires fins à moyens, glauconieux, à débris de mollusques, réunis par un ciment en général calcaire, à stratification entrecroisée, intercalés de minces lits lenticulaires pélitiques qui ont été déposés sous forme de suspension dans une zone intertidale (Homewood et al. 1989a, Keller 1989).

Minéralogiquement, il s'agit d'un grès feldspathique glauconieux à ciment calcaire, avec chlorite, biotite, muscovite, glauconie, sphène, grenat, zircon et limonite (Donze et Enay 1972).

L'OMM au SW du grand cône de déjection du Napf est caractérisée par l'association des minéraux lourds épidote-apatite-hornblende (pumpellyite-clinopyroxène-serpentine) qui dérive principalement de l'éventail deltaïque du Léman (Allen et al. 1985). Les roches détritiques occidentales étaient jointes par celles de petites cônes deltaïques du Gibloux et du Guggisberg, qui drainait les Préalpes et créaient des baies inter-cônes soumises à l'action de la marée (Allen et al. 1985).

Les organismes d'origine terrestre transportés et sédimentés en milieu marin sont courants: fréquents rognons ligniteux et branches (Weidmann 1988: 9).

5.4.10.2 Faciès de mer ouverte

(Burdigalien inférieur, "Luzerner Formation")

(26a, 27a, 54b, 55b, 56b, 57b, 82b, 83b, 84b, 85b, 86b)

Les aquifères prélevés dans l'OMM en Argovie sont principalement composés des grès coquilliers à grains grossiers localisés assez loin au large de la côte alpine. Ils appartiennent au faciès de mer ouverte du secteur distal qui est caractérisé par des sédiments remaniés déposés dans un système d'écoulement axial (Homewood et Allen 1981, Homewood et al. 1982, Keller 1989).

Dans cette zone, l'influence de la houle non négligeable prédominait la sédimentation, tandis que les dépôts marins rencontrés en Suisse occidentale rivalisaient avec celles des marées qui contrôlaient la sédimentation de la baie entre les deltas (Homewood et al. 1989b). Dans la

région lausannoise, les bancs de grès coquilliers sont très rares et ne dépassent jamais 1 m d'épaisseur (Weidmann 1988: 9).

5.4.10.3 Faciès de côte linéaire clastique

(Burdigalien inférieur, "Luzerner Formation")

(58b, 59b, 60b, 77b, 78b, 79b, 80b, 101b)

Les aquifères, constitués des grès marins de la Molasse plissée entre la région du Napf à l'W et le lac de Constance (Rorschach) à l'E, se situent en bordure alpine du bassin molassique actuel.

L'influence des vagues domine la sédimentation, pouvant être modifiée par la marée ou par l'influence fluviatile (Homewood et al. 1982, Keller 1989).

Pétrographiquement, il s'agit de bancs gréseux calcaires en plaques ("Plattensandsteine"), glauconieux, bien assortis et lavés, bien cimentés, et avec peu d'intercalations pélitiques minces.

Tectoniquement, cette Molasse forme une structure monoclinale à pendage nord, marquant la transition de la Molasse du Plateau à la Molasse subalpine. Ainsi, les couches gréseuses du Renggloch à l'W de Lucerne montrent des pendages entre 54° et 80° vers le S et sont fortement fissurées. L'épaisseur de ces couches a été remarquablement réduite par la compression tectonique (Kopp 1962: 17). L'OMM du Rorschacherberg a été moins comprimée, montrant un pendage de 25° vers le N (Saxer 1965). Par rapport aux dépôts estuariens et aux grès coquilliers d'Argovie, ces sédiments ont subi une subsidence et une compression plus forte due au chevauchement de la Molasse subalpine proche. Il en résulte des modifications des sédiments, telles que la dissolution par pression de la calcite.

5.4.10.4 Faciès saumâtre

(OMM-Ottnangien moyen)

(Blättermergel, Glaukonitsande, Ottnanger Schlier)

(116B, 119B)

En contraste par rapport à l'OMM suisse, où la régression marine était dirigée vers l'W, un seuil cristallin empêchait la régression de la Paratéthys. Ce seuil est nommé le "Landshut-Neuöttinger Hoch" et s'étend à l'E de Munich à travers le bassin molassique dans un sens SE-NW. Par conséquent, des dépôts saumâtres se formaient à l'E de ce seuil pendant l'Ottnangien supérieur, indices d'une mer en voie de comblement.

Pour notre étude, nous avons prélevé un aquifère en Bavière, constitué des "Glaukonitsande" et "Blättermergel", et un autre, très semblable, en Autriche composé de "l'Ottnanger Schlier" ("Innviertler Serie").

Il s'agit des marnes gréseuses, bien laminées, de couleur gris-vert, riches en mica, marnes argilo-limoneuses avec des intercalations de sables glauconieux à grain fin à moyen. On trouve dans ces derniers des débris de coquilles et peu de pyrite. La texture feuilletée est due aux minces couches sableuses qui ont une épaisseur de l'ordre du mm au cm. La partie sableuse contient jusqu'à 60% de glauconie et est riche en mica et minerais tels que la limonite. La teneur en carbonate varie entre 3 et 10% (Unger 1984: 42, 79, 83).

Ces sédiments se sont déposés dans un milieu marin peu profond. Leur origine est considérée comme alpine.

En "Westoberösterreich", ces dépôts sont connus sous le terme "Schlier" (Baumgartner et Tichy 1980).

5.4.11 "GUGGISBERG-DELTA"

Le Guggisberg est situé en Suisse occidentale, à une vingtaine de kilomètres au SSW de Berne, et à l'E de Fribourg. Il correspond à l'un des fan-deltas qui se sont développés, durant le Miocène, sur la marge méridionale du bassin molassique suisse d'avant-pays (Schoepfer 1989). L'influence des apports fluviaux et des coulées gravitaires qui y sont associés est très marquée, alors que la redistribution et le réajustement des sédiments par la houle et les tempêtes sont évidents (Homewood et al. 1989a).

Bien qu'à proximité de la grande "Napf-Schüttung", le poudingue miocène de Guggisberg forme pour des raisons pétrographiques et sédimentologiques, un épandage individuel, appelé le "Guggisberg-Delta" (Hofmann 1959, Habicht 1987: 147). Par rapport à la "Napf-Schüttung", le "Guggisberg-Delta" contient des conglomérats plus grossiers et mal triés, sans composants quartzitiques.

5.4.11.1 "Guggershorn-Formation"

(OSM - "Tortonien")

(89b)

La "Guggershorn-Formation" forme le sommet de la colline du Guggershorn-Schwendelberg à côté de Guggisberg (canton de Berne). C'est un des derniers restes de l'OSM érodée en grande partie dans l'W du bassin molassique. Ce sont les dépôts les plus jeunes de la "Guggisberg-Schüttung". La formation est principalement composée de poudingues calcaires à galets grossiers avec des grès intercalés (Schmid 1970). Le poudingue est riche en galets de flysch, contient des galets de la Molasse oligocène et est dépourvu des galets cristallins. Les grès sont à grains grossiers et arkosiques (5-25% de feldspath; Schmid 1970).

5.4.11.2 "Kalchstätten-Formation"

(OMM-Belpberg-Schichten/"Helvétien")

(24a)

La "Kalchstätten-Formation" est constituée d'une alternance de marnes, grès et poudingues calcaires mal triés. La composition du conglomérat est d'origine purement flyschöide: grès du flysch, grès calcaire (de la Nappe Supérieure des Préalpes), brèche (d'après Rutsch 1967 des conglomérats de Mocausa) du flysch et "Wildflysch" de l'Ultraschweiz. Les grès sont conglomératiques et riches en glauconie.

5.4.12 "NAPF-SCHÜTTUNG"

La "Napf-Schüttung", située entre le lac de Thoun et le lac des Quatre Cantons et déposée par le Paléo-Aar, est l'épandage deltaïque le plus important du bassin molassique suisse puisqu'elle est la seule qui ait gardé une activité permanente pendant toute la période molassique. A l'exception de l'Aquitainien, le bassin molassique suisse était dominé par les dépôts de rivières tressées ("braid deltas" Keller 1992) du Napf. Ces dépôts fluvio-terrestres ont été prépondérants, même pour la sédimentation dans le bassin molassique bavarois, jusqu'à la fin de l'OMM (Habicht 1987: 285). Sa vaste zone d'alimentation s'étendait jusqu'aux massifs cristallins de la zone intérieure des Alpes (Allen et al. 1985: 359; von Moos 1935; Füchtbauer 1954). Le poudingue du Napf est généralement caractérisé par des galets de quartzite et une teneur constante en ophiolites (Habicht 1987: 282, Matter 1964: 356).

D'après Allen et al. (1985: 358), l'association des minéraux lourds de l'épandage du Napf est dominée par l'épidote, qui caractérise la province sédimentologique du Napf.

5.4.12.1 "Wachthubel-Schichten"

(OMM/Napf - "Burdigalien")

(30a, 87b, 88b)

Les "Wachthubel-Schichten" de l'Emmental (Canton de Berne) font partie du secteur proximal de l'épandage du Napf et sont principalement composés de poudingues polygéniques riches en quartzite. Le pourcentage de galets cristallins se situe autour des 50%.

5.4.12.2 "Gabelspitz-Schichten"

(OMM/Napf - "Helvétien")

(28a, 29a)

Cet aquifère de l'Emmental (Röthenbach i.E.), situé dans le secteur proximal du Napf, est constitué de poudingues polygéniques quartzitiques, de grès et de marnes (Haldemann 1948). Le poudingue est dominé par des quartzites sédimentaires et des galets de flysch.

5.4.12.3 "Aquitaniien" du Napf

(USM - "Aquitaniien")

(46b)

L'aquifère de Bangerten est constitué de grès granitiques à grains moyens et de marnes. Le grès a une apparence massive, en partie finement laminée et fissurée.

5.4.12.4 "Belpberg-Schichten"

(OMM/Napf - "Helvétien")

(25a, 64b, 65b, 66b, 81b)

Le secteur distal du Napf au NE du canton de Berne est composé de grès tabulaires, riches en micas, avec des intercalations de complexes de poudingues. Le conglomérat de base ("Basiskonglomerat"), rencontré dans le Altishoferwald, a une épaisseur de 2 à 4 m. Sa composition pétrographique est la suivante: 45-60% de quartzites et quartz filonien, 10-20% de roches cristallines, 20-40% de carbonates, dolomies et roches du flysch (Gerber et Wanner 1984). Les grès des Belpberg-Schichten ("Helvétien") ne se distinguent guère de ceux de la "Luzerner Formation" ("Burdigalien"; voir ci-dessus). Ils sont uniquement plus riches en micas, appauvris en glauconie et souvent à grains plus fins (Gerber et Wanner 1984: 12).

5.4.12.5 "Napf-Schichten"

(OSM - "Tortonien")

(102b)

Cette série appartenant à l'OSM est riche en poudingues polygéniques, à intercalations de marnes bariolées et de grès mal triés, avec des teneurs en carbonate autour de 40%. En ce qui concerne la composition conglomératique, les roches du flysch (30-40%), les quartzites, les quartz filoniens et les calcaires clairs sont abondants, tandis que les galets cristallins forment uniquement 10-20% (granite rouge et vert provenant des unités austroalpines inférieures de la Dent Blanche/Albula, Julier, Bernina; Matter 1964: 335; Habicht 1987: 285/6).

5.4.12.6 Secteur distal du Napf

(OSM - "Tortonien")

(7a, 8a, 9a, 11a, 12a,149c)

Les marnes et grès, qui constituent les aquifères de l'OSM prélevés en Argovie, appartiennent à la partie distale de l'épandage du Napf. Les sédiments sont composés de marnes abondantes avec des intercalations de grès et de calcaires lacustres et des horizons ligniteux indiquant des conditions de sédimentations calmes (Jäckli, 1966) Le milieu de dépôt était fluvio-terrestre, avec des phases lacustres dans les régions distales (Renz 1937, Büchi 1958, Füchtbauer 1964, Jäckli 1966, Habicht 1987).

5.4.13 "HÖRNLI-SCHÜTTUNG" (OSM)

Cet épandage du Paléo-Rhin est le plus important dans la Molasse suisse orientale. Le centre de cet éventail se situe dans la région de la haute vallée de la Thur ("Toggenburg") d'où les écoulements détritiques se dirigeaient vers le NW et le N (Büchi 1950, Habicht 1987: 170 et 415, Bürgisser 1980, Bolliger 1992). L'épandage a déjà débuté pendant l'USM. Toutefois, la majeure partie des dépôts s'est effectuée pendant l'OSM, sur une épaisseur totale de 1000 m, dont 80 à 90 % sont constitués de poudingues. Par rapport aux autres épandages de l'OSM, la "Hörnli-Schüttung" est particulièrement riche en dolomies. Le pourcentage de poudingues diminue rapidement dans la partie distale où, par contre, les séries à marnes avec des grès intercalés augmentent (Habicht 1987: 306).

5.4.13.1 Secteur proximal ("Tortonien")

("Konglomerat-Assoziation H1" d'après Bürgisser 1980)

(61b, 62b, 63b, 90b, 91b, 92b, 93b, 94b, 95b, 96b, 97b)

Les aquifères échantillonnés dans la région de Wald (ZH) et de Fischingen (TG) font principalement partie de l'association des conglomérats (H1) et, dans une moindre mesure, de l'association des conglomérats et marnes (H2) proposée par Bürgisser (1980) pour une subdivision (au niveau lithostratigraphique) des dépôts du Hörnli ("Tösswald-Schichten" d'après Hottinger et al. 1970). Il s'agit de couches principalement conglomératiques, déposées dans un milieu fluvio-terrestre à lacustre, avec quelques intercalations marno-gréseuses. Localement, on trouve des calcaires d'eau douce et des dépôts organiques de plantes et de mollusques (Hottinger et al. 1970).

Quant aux galets sédimentaires, ils sont principalement composés de dolomies et de calcaires d'origine austroalpine, de sables calcaires et de grès du flysch. D'après Renz (1937b), ils constituent un poudingue calcaire et dolomitique comprenant du cristallin ("kristallinführende Kalk-Dolomitnagelfluh"). Les poudingues le long du lac de Zurich contiennent quelques couches conglomératiques particulièrement riches en galets ophiolithiques, allant jusqu'à 60 % (Pavoni 1957, Dietrich 1969). La partie supérieure de l'OSM contient des galets de calcaires crétacés et du Verrucano de l'Helvétique.

L'ensemble des roches des aquifères prélevés dans le secteur proximal du Hörnli montre une certaine homogénéité lithologique. Elle se manifeste par de faibles variations dans la composition des poudingues, notamment pour les minéraux légers (quartz, feldspath, fragments lithiques, chert, mica), la teneur en calcite et en dolomie et la constance du spectre des minéraux lourds. Toutes ces observations n'indiquent pas d'importants événements tectoniques dans l'arrière-pays alpin de l'éventail du Hörnli pendant l'OMM et l'OSM (Hottinger et al. 1970: 20).

5.4.13.2 Secteur distal (Aquitaniens)

(Oberaquitane Mergelzone)

(74b)

L'association des minéraux lourds rattache "l'Oberaquitane Mergelzone", rencontrée à Teufen (AR), à la "Hörnli-Schüttung" (Füchtbauer 1964). Il s'agit d'intercalations de marnes sablo-argileuses dépourvues de galets avec des grès riches en micas et des grès calcaires durs (Renz 1937). Le milieu de dépôt de ces sédiments pélicitiques est limno terrestre à fluvio-terrestre.

5.4.14 "SOMMERSBERG-ZONE" (OSM)

(72b, 73b)

Le Sommersberg est une colline isolée entre Altstätten et Gais représentant une relique de l'OSM la plus proche des Alpes (Büchi 1950, Hofmann 1957, Berli 1985). Ses sédiments sont constitués d'une alternance de poudingues, marnes et grès calcaires. Par rapport aux poudingues du Gäbris ("Gäbris-Nagelfluh"), la composition des galets des poudingues est extraordinairement riche en grès calcaires jaunes du flysch (Berli 1985). Le milieu de dépôt est limno-terrestre fluvial.

5.4.15 "OST-WEST-SCHÜTTUNG" (OSM)

Le système de drainage axial de la "Ost-West-Schüttung" est caractérisé par un spectre de minéraux lourds qui est typiquement alpin: jusqu'à 93% de grenat (Unger 1989: 214) et d'épidote (Lemcke et al. 1953). L'axe du drainage se situait entre les deltas jurassiens et alpins dans le N du bassin. L'aire d'alimentation principale est supposée être plus à l'E, dans les Alpes orientales (Ur-Salzach), mais ses dépôts se trouvent encore dans la région de Bienne. La granulométrie diminue alors en direction du SW. Dans cette étude, nous avons rencontré cet épandage tout d'abord en Bavière sous forme des "Nördliche Vollschotter" et ensuite plus loin au N de la Suisse dans le secteur distal occidental sous forme des "Glimmersande".

5.4.15.1 Ortenburger Schotter

(Otnangien supérieur)

(117b)

Les graviers des "Ortenburger Schotter" appartiennent à un épandage d'origine essentiellement alpine, déposés par des courants de SE (Unger 1984: 114-119). Malgré le voisinage du Massif de Bohême, les influences des apports septentrionaux sont faibles (Unger 1984: 116). Les galets sont constitués de 50-70% de quartz et de 15% de roches d'origine centro-alpine, tels gneiss, granites, diabases, quartzites et lydites. La teneur en galets du Buntsandstein alpin et en calcaires alpins est moindre. La présence de calcaires et de dolomies dans la fraction grossière des sables indique un transport prolongé. L'association de minéraux lourds est dominée par le grenat.

5.4.15.2 "Nördliche Vollschotter"

(Badénien)

(124b, 125, 126b)

Les dépôts rencontrés au S d'Ingoldstadt en Bavière sont composés de graviers de quartz grossiers ("Quarzrestschotter im Ostteil Niederbayerns").

5.4.15.3 "Glimmersande"

(Badénien)

(98b, 99b, 100b, 106b, 107b, 108b, 109b, 140c)

Les "Glimmersande" se composent de sables micacés fluviaux, clairs, non cimentés, riches en quartz et relativement pauvres en carbonates (autour de 12%). Lors de grandes inondations, ils se sont répandus jusque dans la région de Zurich et la vallée de Reppisch à côté de Zurich (Habicht 1987: 115/116)

Cet épandage est caractérisé par une teneur élevée en muscovite et par les minéraux lourds grenat, épidote, staurotide, apatite et rutile. Selon Habicht (1987: 115), la composition des minéraux légers d'un "Glimmersand" typique est la suivante: quartz 60-65%, feldspath 20-35%, micas 2%, dolomie 10% et calcaire 2%.

5.4.15.4 "Mittlere Serie"

(Sarmatien sensu Unger 1989)

(120b, 121b, 122b, 127b)

Les graviers sableux de la "Mittlere Serie", rencontrés dans le NE du bassin molassique bavarois, appartiennent à la même lithozone que les sables de l'W d'Augsburg, nommés "Erolzheimer Sande" (Unger 1989). Il s'agit de sédiments plus anciens remaniés, représentant des faciès proximaux et distaux. Leur composition pétrographique est également riche en quartz et semblable aux deux autres épandages. L'association des minéraux lourds est caractérisée par 72% de grenat, 9% de staurotide, 8% de zoisite et 8% de rutile (Unger 1989).

5.4.15.5 "Munderfinger Schotter"

(Sarmatien sensu Unger 1989)

(114b)

Les "Munderfinger Schotter", rencontrés en "Westoberösterreich", proviennent entièrement des Alpes et sont déposés par l'Ur-Salzach (Unger 1989). Il s'agit de graviers presque purs ("Vollschotter") avec quelques intercalations sableuses (Egger 1985). La composition moyenne (n=11) pétrographique des galets est la suivante: 51% de quartz, 19% de cristallin, 16% de quartzite, 8% de calcaire, 4% de dolomie et 2% de divers. La teneur en carbonates dans la fraction sableuse est inférieure à 3.2% (Wimmer 1990). L'association des minéraux lourds est caractérisée par 90% de grenat, 1% de zircon et monazite, 1% de rutile, 1% d'apatite, 3% de staurotide, 3% d'épidote et de zoisite, 1% d'hornblende et parfois de disthène et de tourmaline (Unger 1989: 220).

5.4.15.6 "Obere Kobernausserwald-Schotter"

(OSM-Pannonien sensu Unger 1989)

(110b, 111b)

Les "Oberen Kobernausserwald-Schotter" de Westoberösterreich au bord des Alpes font partie des "kohleführenden Süßwasserschichten" (Baumgartner et Tichy 1980). Il s'agit de graviers riches en composants de quartz et de cristallin, avec intercalations sableuses et argileuses, fortement entrecroisées, légèrement consolidées (Aberer 1957: 77) et déposés au N d'une aire d'alimentation géologique entièrement alpine (Unger 1989:). La composition moyenne (n=24) pétrographique des galets est la suivante: 63% de quartz, 16% de cristallin, 15% de quartzite, 1% de calcaire, 1% de dolomie et 4% de divers (Wimmer 1989: 140). La fraction sableuse (<0.2 mm) est généralement exempte de carbonate.

5.4.15.7 "Hausruck-Schotter"

(Pannonien/Pontien sensu Unger 1989)

(112b)

Les "Hausruck-Schotter" sont composés des graviers assez purs, cimentés, contenant des carbonates, avec phénomènes de karstification. La composition moyenne (n=32) pétrographique des galets est la suivante: 55% de quartz, 15% de cristallin, 11% de quartzite, 15% de calcaire, 1% de dolomie et 3% de divers (Wimmer 1989: 147). Les sables contiennent en moyenne 12% de carbonates (Wimmer 1989: 147). L'association des minéraux lourds dominée par 85% de grenat, indique une origine alpine des sédiments (Unger 1989: 226).

6. COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES ET ORIGINE DE LA MINÉRALISATION

6.1 GÉNÉRALITÉS

Les eaux souterraines font partie du cycle de l'eau, principalement dominé par les océans, les plus grands réservoirs d'eau de la terre. Par évaporation au-dessus des océans, des gouttelettes d'eau contenant des sels de mer ("sea spray") sont emportées dans l'atmosphère et transportées sur les continents (Zobrist et Stumm 1979).

Sur les continents, ces eaux sont encore enrichies en particules de sol et de poussière ainsi qu'en gaz inhérents à la civilisation humaine. Notamment, l'utilisation de carburants et de combustibles fossiles pour le transport et l'industrie provoque des émissions en grandes quantités de gaz, d'aérosols et de particules de poussière (NABEL 1993).

Les eaux infiltrant le sous-sol contiennent donc déjà une certaine empreinte chimique avant qu'elles ne puissent s'infiltrer dans le sol et alimenter les aquifères. De plus, le sol joue aussi un rôle non négligeable sur la composition chimique de l'eau infiltrée. Pour une détermination de l'influence géogène de l'aquifère sur les eaux souterraines, nous devons donc connaître l'ordre de grandeur de ces inputs. En conséquence, nous allons décrire séparément les paramètres physico-chimiques mesurés dans la présente recherche pour les précipitations atmosphériques, l'eau de sol, les eaux de source, les eaux profondes, mais également pour les lixiviats de roche. Ces derniers doivent mettre en évidence l'origine géogène des éléments étudiés.

Ci-dessous, nous allons indiquer l'origine des données et les conditions de prélèvement. Les numéros de référence entre parenthèse dans le texte se rapportent à la numérotation des échantillons d'eau prélevés pour cette étude, dont les listes d'identification se trouvent aux annexes 1 et 8.

Précipitations atmosphériques

Nous recourons à la chimie des précipitations atmosphériques, car elles sont la source de la majorité des eaux souterraines.

L'input atmosphérique dans le sous-sol est défini par le dépôt total, composé d'un dépôt humide (pluie, grêle, neige) et d'un dépôt sec (aérosols et gaz; Zobrist 1983). En particulier, les eaux de pluie présentent de grandes fluctuations des valeurs mensuelles des concentrations, qui peuvent varier d'un facteur 10 à 50. C'est pourquoi nous avons prélevé la neige, qui représente une forme d'accumulation des eaux atmosphériques et des aérosols. Quant aux poussières éoliennes, dites "sahariennes", décrites en Suisse par Kübler et al. (1990), les premiers résultats obtenus du réseau d'observation de neige dans les Alpes occidentales suisses montrent que leur importance pour les eaux souterraines est négligeable (Parriaux, communication orale).

Nos sept échantillons de neige, répartis entre Chambéry et St-Gall, ont été prélevés vers la fin de l'hiver, entre le 15 février et le 5 mars 1994. Pour tenir compte du problème de représentativité, nous avons ajouté des analyses de pluie du Plateau suisse de Zobrist (1983) et d'Atteia (1992) dans nos graphiques.

Les données publiées par Zobrist (1983) sont les moyennes mensuelles portant sur la période de mesure 1976-1979. Celles d'Atteia (1992) sont des valeurs médianes (n=70) mesurées pendant deux ans en Suisse occidentale et des médianes de la station pédologique "Lutry" (LRY, n=11) dans le bois du Jorat, au N de Lausanne.

Parce que la présence de végétation peut notablement modifier la composition des eaux atmosphériques grâce à l'adsorption des dépôts secs, nous indiquons également des valeurs médianes (n=30) des pluvio-lessivats mesurées par Atteia (1992). Il s'agit dans notre cas d'eaux atmosphériques ayant traversé un couvert végétal composé d'une forêt d'épicéas. Ces eaux ont été prélevées avec des collecteurs en forme de gouttières.

Deux échantillons de neige ont été complètement analysés au GEOLEP pour cette étude. Il s'agit des échantillons prélevés au Mont Gibloux (canton de Fribourg, 985 ms.m., P5) et au Hörnli (canton de Zurich, 1135 ms.m., P8). L'échantillon de neige P6 du Jorat (835 ms.m.), dans le canton de Vaud, a été partiellement analysé (voir annexe 12).

Quantitativement, les ions calcium, magnésium, sodium, chlorure, sulfate ainsi que potassium forment, comme dans les eaux naturelles, la plus grande partie des ions dans les précipitations. Toutefois, ces faibles teneurs en sel dissous, souvent proches de la limite de détection de nos méthodes, ont posé un problème analytique. Ainsi, nous avons concentré les échantillons d'un facteur 10 à l'aide d'une évaporation, effectuée autour de 40°C et d'une durée de plusieurs heures. Le bilan ionique, le plus souvent excédentaire en cations, signale la présence d'un anion échappant à l'analyse. Cette erreur sur la balance ionique a été la plus élevée dans l'échantillon P8, où elle a atteint une valeur de 12%.

Dans nos sept échantillons de neige prélevés sur le Plateau savoyard et suisse, nous constatons une décroissance de la minéralisation globale, exprimée par la conductivité électrique, dans un sens géographique, c'est-à-dire de l'W à l'E. Le pH des mêmes échantillons augmente dans le même sens géographique. Cette tendance est illustrée par l'analyse chimique de trois de ces huit échantillons, alors que 19 éléments (Ca, SO₄, NO₃, Cl, B, Al, Ti, Cr, Fe, Ni, Cu, Zn, Br, Rb, I, Ba, Pb, Ga et Sb) sur les 37 analysés montrent également une décroissance des concentrations de l'W à l'E. Il ne s'agit pas seulement d'éléments d'origine marine tels que le sodium, les chlorures, les sulfates, l'iode et les bromures, mais aussi d'éléments connus comme polluants tels que le zinc, le plomb et l'aluminium. Cette tendance peut être expliquée de différentes manières:

- Du fait que la situation météorologique principale sur le Plateau a été dominée par des courants d'W, qui ont amené de l'air marin très doux, pendant des mois février et mars 1994 (Dütsch 1994), cette décroissance des substances présentes dans les neiges peut provenir d'un effet d'éloignement de la mer et des grands centres industriels de l'W de l'Europe, lié à un fractionnement chimique.
- Puisqu'il s'agit d'analyses de vieille neige, un effet de lessivage de certains éléments pendant les périodes à température élevée est aussi possible.

- Vu que nos sites de prélèvement sont situés entre 555 et 1225 m.s.m., les pollutions anthropogènes peuvent diminuer avec l'altitude.

Eau du sol

(voir annexe 13)

Le sol est un milieu de contact entre lithosphère, biosphère et atmosphère dans lequel interviennent de nombreuses réactions chimiques. Il s'agit principalement de l'altération des minéraux par l'action de la phase liquide, des processus de sorption et d'échange entre liquide et solide, de la précipitation d'éléments à partir de la phase liquide (néoformations) et du recyclage biologique des éléments (Atteia 1992). La teneur en éléments-traces des sols est fonction d'une part de la nature de la roche mère et des minéraux qui la constituent, et d'autre part du milieu physico-chimique (pH, Eh, activité biologique), mais aussi de l'importance des polluants atmosphériques qui s'y accumulent. Nous allons nous intéresser principalement au phénomène de l'altération et plus précisément à la lixiviation des éléments puisque, associé aux transferts d'éléments d'origine atmosphérique et au cycle biologique, c'est ce processus qui va libérer les éléments vers l'aquifère.

Nos données sur la composition chimique des eaux du sol proviennent de deux stations lysimétriques installées sur des substrats géologiques variés: la station de Lutry au-dessus de Lausanne sur la Molasse gréseuse de l'OMM, et la station du Mont Gibloux, dans la commune de Sorens (FR), sur la Molasse conglomératique de l'OMM.

Le site de Lutry est un petit bassin versant homogène couvert d'une forêt d'épicéas; il a été étudié par Atteia (1992). La station est implantée dans un sol brun acide, abondant sur le Plateau vaudois (Keller 1991) et issu de la Molasse gréseuse. Nous nous référons à ces mesures indiquées ici, qui représentent des médianes et qui ont été obtenues par des lysimètres à membranes et avec des bougies poreuses, chaque fois installés à 30 cm et 80 cm de profondeur.

Une deuxième station a été installée spécialement pour cette recherche et se trouve dans un sol limono-gravelo-sableux sous la crête boisée du Gibloux au S de Fribourg. Elle est équipée de 6 lysimètres à gouttières en polyéthylène enfoncées à 80 cm de profondeur.

Aquifères de subsurface (eaux de source)

(voir chapitre 3 et annexe 1-6)

Pour faire apparaître la répartition spatiale des paramètres ainsi que les caractéristiques chimiques typiques des différents sous-types d'aquifère, nous présentons les paramètres physico-chimiques de l'ensemble des sources échantillonnées sous forme de profils hydrostratigraphiques, présentés en annexe 6. Pour l'agencement des analyses d'eau, nous avons d'abord respecté l'appartenance des roches d'aquifère à la même "Schüttung", et ensuite l'ordre chronostratigraphique (voir chapitre 5). En considérant chaque paramètre de cette façon, on observe si ce dernier différencie beaucoup, un peu ou pas du tout les différents sous-types d'aquifère.

Cette démarche permet de mettre en évidence les caractéristiques géochimiques des aquifères définis au sens lithologique dans le terrain d'étude et de donner une bonne visualisation du domaine de concentration des différents éléments. Elle va nous amener à une typologie

géochimique présentée dans le chapitre 7, typologie qui débouche sur la mise en évidence de plusieurs marqueurs caractéristiques des eaux souterraines des aquifères de subsurface de la Molasse.

Aquifères profonds (eaux souterraines des forages)

(voir chapitre 3 et annexes 8 et 9)

Les profondeurs auxquelles nous avons prélevé nos échantillons d'eaux de forage varient entre 30 et 716 m (Tiefenbrunnen). Ces eaux font donc principalement partie d'un système d'écoulement régional caractérisé par un écoulement souterrain lent et influencé par différents types d'aquifères. Nous distinguons principalement trois types de forages dans notre réseau de prélèvement:

- Les forages profonds qui sont exploités pour des eaux de boisson, industrielles ou thermales. La plupart de nos eaux de forage (15 forages sur 21) font partie de ce type d'installation. Elles sont pompées à la surface et représentent donc plutôt un régime discontinu de l'aquifère, ce qui provoque une inconstance des paramètres mesurés. Les mesures obtenues sont alors à considérer comme des ordres de grandeur.
- Les forages artésiens que nous avons rencontrés à Gaugsham en "Westoberösterreich" (115b) et à Gresin en Savoie (France, 13a).
- Les piézomètres SE5 (F144 et F145), Po4 (F146) et Po6 (F147) posés par le Bureau de construction des autoroutes au SE d'Yverdon pour la construction du tunnel de Pomy de la N1. Ils contiennent de l'eau à faible circulation, ce qui empêche le prélèvement d'un échantillon bien représentatif. Il faut en tenir compte en interprétant ces résultats d'analyse.

En ce qui concerne le traitement des échantillons, les eaux des forages ont été filtrées avant l'acidification et l'analyse chimique, au contraire des eaux de source. Ceci a été nécessaire à cause de la turbidité importante dans certains forages. Les échantillons des eaux de forages de la Savoie (F13, F14) et du bassin bavarois (F115, F118) n'ont pas été soumis à une filtration, opération impossible lors de la campagne de prélèvement.

Eaux sulfatées (=eaux séléniteuses; eaux provenant de la Molasse à gypse)

Les aquifères constitués de la Molasse à gypse (USM) de la Suisse occidentale produisent une eau souterraine particulière qui est principalement caractérisée par une haute minéralisation globale, généralement supérieure à 1000 mg TSD/l, due aux teneurs élevées en sulfates. Puisque l'abondance de sulfates implique une composition chimique souvent nettement différente de l'ensemble des eaux de source, nous allons présenter ces eaux séparément.

Il s'agit de quatre différentes eaux de source (129c, 130c, 131c et 148c) échantillonnées dans la région entre Genève et Yverdon, ainsi que de deux échantillons d'eau (F144 et F145) prélevés à 30 et à 45 m de profondeur du même forage SE5, exécuté pour la construction du tunnel de Pomy au S d'Yverdon par le Bureau Technique J. Norbert et Schöpfer & Karakas SA (Lausanne).

Lixiviats de roches

(voir chapitre 4.6 et annexes 11)

Toutes les mesures concernant nos essais de lixiviation se trouvent à l'annexe 11.

6.2 PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES

6.2.1 CLASSIFICATION HYDROCHIMIQUE

Afin de pouvoir entreprendre un premier regroupement des eaux analysées, nous avons adopté une classification chimique fréquemment utilisée par les hydrogéologues (p.ex. Engelhardt 1960, Michel 1963, Jäckli 1970, Schmassmann et al. 1984 et 1990). Cette classification est basée sur des composantes majeures, notamment les ions Ca, Mg, Na, K, Sr, HCO₃, SO₄, Cl, F, NO₃. Ainsi, les concentrations des cations et anions sont transformées en milliéquivalents par litre (méq/l) et exprimées en pour-cent par rapport à la somme des cations et anions, calculées séparément. Pour leur désignation, on indique d'abord les cations et ensuite les anions qui constituent plus de 10%, dans un ordre décroissant par rapport à leur abondance dans l'eau. Les ions avec des teneurs entre 10 et 20% sont mis entre parenthèse, ceux qui dépassent 50% sont soulignés.

Mentionnons que cette méthode de classification est une approche purement hydrochimique qui ne tient pas compte de la géologie de l'aquifère.

Aquifères de subsurface

En procédant ainsi, nous observons que, d'une manière générale, la majorité (71%) de nos eaux de source font partie du faciès des eaux hydrogénocarbonatées calciques et magnésiennes (Ca-Mg-HCO₃). 11% sont appauvries en magnésium et forment le faciès Ca-HCO₃, tandis que 17% contiennent des teneurs élevées en sulfates (>10 méq-%) et appartiennent au faciès des eaux sulfatées-hydrogénocarbonatées-alcalino-terreuses (Ca-Mg-HCO₃-SO₄). A l'exception de deux échantillons (54b et 60b), ces eaux sont issues des aquifères des sédiments de la Molasse d'eau douce (USM et OSM). Les aquifères constitués de la Molasse à gypse (USM; 129c, 130c, 131c, 148c) produisent une eau particulièrement riche en sulfates, appartenant en général au faciès sulfaté-alcalino-terreux (Ca-Mg-SO₄). Nous allons encore présenter l'origine des sulfates.

Dans un seul échantillon d'eau de source (COR), le sodium constitue 20 % des cations et fait partie du type Ca-Mg-Na-HCO₃. Nous allons discuter cette eau particulière ci-dessous (voir chapitre 6.3.5).

En suivant strictement les règles de la classification chimique, nous obtenons une grande diversité de types d'eau appartenant à 17 différents faciès hydrochimiques (voir tableau 6.1). Pourtant, cette diversité est surtout liée aux différences quantitatives des composantes majeures, ce qui ne permet pas une caractérisation claire des eaux. De plus, 9 faciès représentant 10% de l'ensemble des eaux des sources (échantillons: 110b, 122b, 126b, 125b, 117b, POZ, 53b, 38b et 130b), sont déterminés par des teneurs tellement élevées en nitrates ou chlorures que ces anions sont même entrés dans la classification du type d'eau. Ils sont issus d'aires d'alimentation

occupées en grande partie par des cultures et représentent alors une pollution anthropogène comme nous allons le voir ci-dessous (voir chapitres 6.3.4 et 6.3.10).

En résumé, cette démarche traditionnelle nous permet de classer les eaux d'une manière générale. Elle confirme la constatation de plusieurs travaux précédents (p.ex.: Jäckli 1970, Balderer 1985, Schmassmann 1990, Thierrin 1990), que le faciès hydrochimique prédominant dans les eaux souterraines de la Molasse est représenté par une eau hydrogénocarbonatée calcique et magnésienne qui ne se distingue guère de celles du Quaternaire. C'est pourquoi les eaux des aquifères de subsurface ont été traitées comme un ensemble dans le système Tertiaire-Malm au N de la Suisse (Schmassmann et al. 1984 et 1990). L'homogénéité de la composition chimique de ces eaux ne permet donc pas d'établir une typologie des écoulements souterrains des roches molassiques sur la base des éléments majeurs.

Tableau 6.1: Classement des eaux de subsurface de la Molasse en fonction des éléments majeurs.

Faciès hydrochimique	fréquence (%)	nombre des sources
Ca - HCO ₃	11%	12
Ca - (Mg) - HCO ₃	15%	18
Ca - Mg - HCO ₃	50%	57
Ca - Mg - Na - HCO ₃ (COR)	1%	1
Ca - Mg - HCO ₃ - (SO ₄)	9%	10
Ca - Mg - HCO ₃ - SO ₄	1%	1
Ca - Mg - HCO ₃ - SO ₄ - (Cl)	1%	1
Ca - Mg - HCO ₃ - (Cl)	1%	1
Ca - (Mg) - HCO ₃ - (Cl)	1%	1
Ca - Mg - HCO ₃ - (Cl) - (NO ₃)	2%	2
Ca - (Mg) - HCO ₃ - (NO ₃)	1%	1
Ca - (Mg) - HCO ₃ - (NO ₃) - (Cl)	1%	1
Ca - Mg - HCO ₃ - NO ₃ - (SO ₄)	1%	1
Ca - Mg - HCO ₃ - (NO ₃) - (SO ₄) - (Cl)	1%	1
Ca - (Mg) - SO ₄ - HCO ₃	1%	1
Ca - Mg - SO ₄ - HCO ₃	1%	1
Ca - (Mg) - SO ₄ - HCO ₃ - (NO ₃)	2%	2
total des eaux des sources	100%	112

Aquifères profonds

L'application de la classification chimique mentionnée ci-dessous se révèle être plus parlante que pour les eaux des aquifères de subsurface puisque la composition en éléments majeurs y varie considérablement. Ainsi, nous avons obtenu principalement quatre différents faciès hydrochimiques (voir annexe 10). Il s'agit des eaux hydrogénocarbonatées calciques et magnésiennes (Ca-Mg-HCO₃), des eaux hydrogénocarbonatées sodiques (Na-HCO₃), des eaux chlorurées sodiques (Na-Cl) et des eaux sulfatées.

Les eaux sulfatées représentent un cas particulier provenant de la Molasse à gypse (USM) et ont été rencontrées principalement en Suisse occidentale.

Par contre, les trois autres types d'eau, définis par la classification hydrochimique et combinés avec des résultats isotopiques préliminaires, font partie des ressources en eau souterraine caractéristiques du bassin molassique (voir fig.6.2; Schmassmann et al. 1984 et 1990, Balderer 1990, Pearson et al. 1991). Ils sont agencés en trois étages l'un au-dessus de l'autre:

- Les eaux hydrogénocarbonatées calciques magnésiennes (type Ca-Mg-HCO₃) sont normalement situées à des profondeurs inférieures à 25 m (Pearson et al. 1991), mais peuvent atteindre une profondeur de 300 m (p.ex forages de la "Brauerei zum Gurten AG" à Berne/Wabern, F134 et F135). Au N de la Suisse, le temps de résidence, déterminé par les teneurs en tritium, est normalement inférieur à 35 ans (Schmassmann et al. 1984).
- Les eaux hydrogénocarbonatées sodiques (type Na-HCO₃) sont souvent rencontrées à des profondeurs entre 25 et 650 m (forage géothermique de Kreuzlingen). Les teneurs en tritium, inférieures à la limite de détection, ainsi que celles en gaz nobles et en isotopes, indiquent une infiltration des eaux pendant une période géologique plus froide (Schmassmann et al. 1984, Balderer 1990).
- Les eaux chlorurées sodiques (type Na-Cl) sont situées au-dessous des eaux hydrogénocarbonatées sodiques, ou, si ces dernières manquent, directement au-dessous des eaux hydrogénocarbonatées calciques magnésiennes, comme c'est le cas à Eglisau (ZH), sur la bordure septentrionale du bassin molassique. Ces eaux sont hautement minéralisées (2000-9000 mg TSD/l) et sont caractérisées par un mélange d'eaux de divers âges et de diverses origines. Elles contiennent des fractions d'eaux fossiles d'origine probablement marine (avec effet d'évaporation) qui ont été mélangées avec des eaux météoriques infiltrées à une époque ancienne, ce phénomène se produisant sous des conditions climatiques et morphologiques différentes des conditions actuelles et conservées depuis (Balderer 1990c, Pearson et al. 1991). Dans le présent travail, nous utilisons le terme "eau fossile" dans le sens d'une "formation water" défini par Drever (1982: 11/12). Cet auteur propose d'éviter la notion "eau connée" si la genèse de l'eau n'est pas bien connue.

Cette distinction est basée sur les faciès hydrochimiques des éléments majeurs dissous dans les eaux, qui varient en fonction du temps de séjour de l'eau dans un système d'aquifère ("flow path"). Elle ne tient généralement pas compte des différentes formations géologiques de la Molasse.

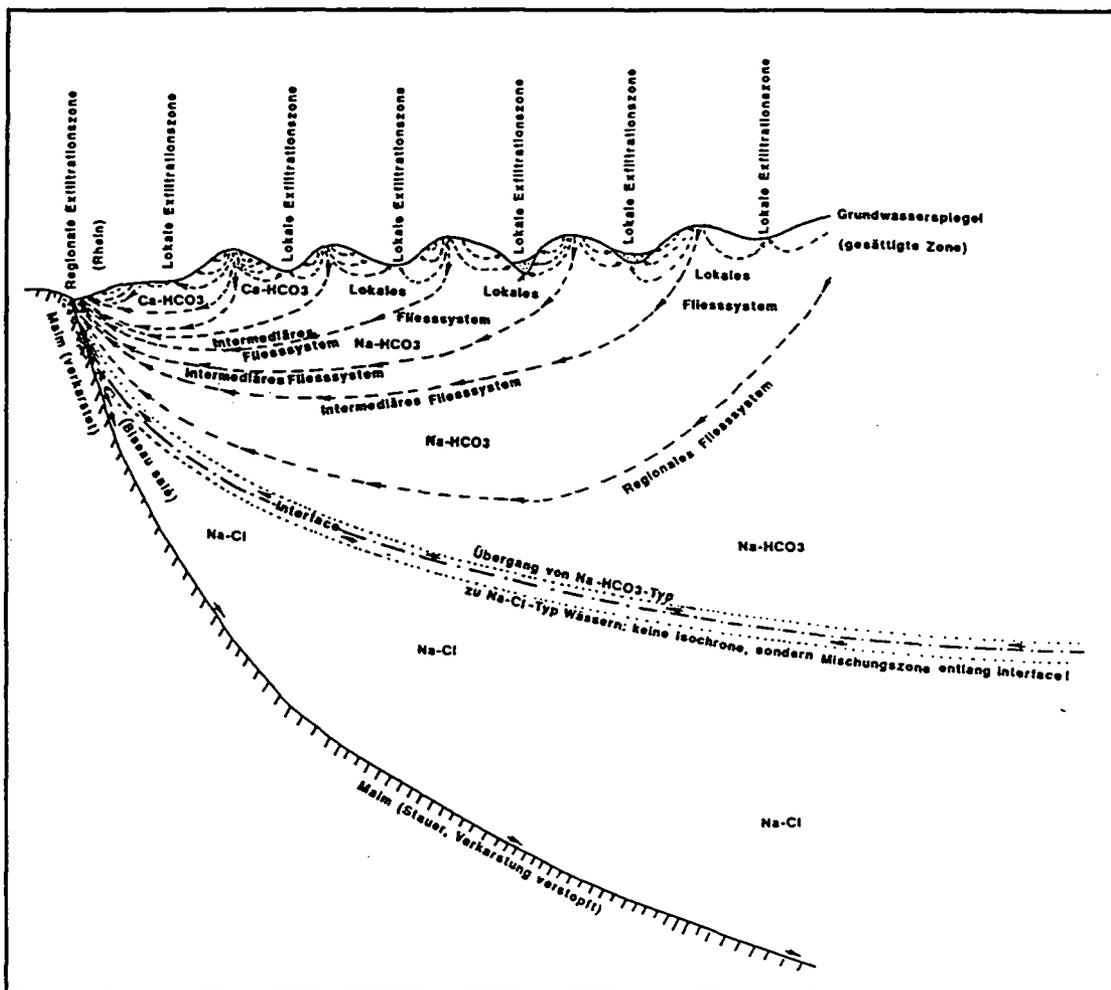


Fig. 6.2: Schéma hydrodynamique d'un modèle d'interprétation pour le bassin molassique suisse (canton de Zurich et Argovie) avec répartition des faciès hydrochimiques (Balderer 1990c).

Lixiviats de roche

Nous avons traité les 19 solutions de lixiviats de la même façon que les eaux naturelles. Ainsi, nous avons obtenu les faciès hydrochimiques suivants:

Tableau 6.2: Répartition des lixiviats de roche par rapport aux faciès hydrochimiques

Faciès hydrochimique	lixiviats	
	n	%
Ca - HCO ₃	14	73%
Ca - (Mg) - HCO ₃	2	11%
Ca - Mg - HCO ₃	2	11%
Ca - SO ₄ - HCO ₃	1	5%
total des lixiviats	19	100%

Par rapport aux eaux de sources, les lixiviats sont appauvris en magnésium. Ainsi, 71% des eaux de source du faciès Ca-Mg-HCO₃ s'opposent à 22% des solutions obtenues en laboratoire pour le même faciès. Ceci est probablement dû à un processus de dissolution plus lent que celui de la calcite qui a dominé nos essais de lixiviation (voir chapitres 4.6 et 6.3.6).

Résumé

La classification hydrochimique des eaux souterraines à l'aide des éléments majeurs fait apparaître principalement quatre groupes d'eaux dans le bassin molassique. Il s'agit des eaux hydrogénocarbonatées calciques et magnésiennes (Ca-Mg-HCO₃), des eaux hydrogénocarbonatées sodiques (Na-HCO₃), des eaux chlorurées sodiques (Na-Cl) et des eaux sulfatées (Ca-Mg-SO₄-HCO₃). Alors que les eaux séléniteuses représentent en général une particularité de la Molasse à gypse, les autres montrent une évolution de l'eau souterraine en fonction du temps de séjour, allant du type Ca-Mg-HCO₃ en subsurface jusqu'au type Na-Cl, l'étage d'eau le plus bas, en passant par le type Na-HCO₃.

Les eaux profondes sont soumises à des conditions nettement différentes de celles de subsurface. En profondeur, l'écoulement est plus lent, ce qui provoque un temps de contact eau-roche plus long; les températures élevées favorisent les réactions chimiques de décomposition. De plus, certains processus que l'eau peu profonde ne subit pas ont lieu, tels que l'échange ionique et le mélange avec une composante d'eau plus ancienne. Il en résulte en général une eau beaucoup plus minéralisée.

Toutefois, la méthode de comparaison basée sur la classification chimique des éléments majeurs est trop grossière pour distinguer les eaux de source. Il faut alors aborder la comparaison systématique de l'étendue des différents paramètres.

6.2.2 MINÉRALISATION GLOBALE (TSD)

La minéralisation globale, exprimée en mg/l du total des solides dissous (TSD), est la somme des ions majeurs dissous, y compris l'acide silicique, H₄SiO₄ (Rodier 1978).

Précipitations atmosphériques

Nos eaux atmosphériques sont faiblement chargées en solides dissous. Avec les données de pluie d'Atteia (1992), nous avons calculé une médiane du total des solides dissous (TSD) de 3.2 mg TSD/l (n=70) pour la Suisse occidentale, une médiane de 5.7 mg TSD/l (n=11) pour la station de LRY au-dessus de Lausanne et une médiane légèrement plus élevée de 7.3 mg TSD/l (n=30) pour les pluvio-lessivats. Les valeurs de nos échantillons de neige varient entre 12-22 µS/cm (voir annexe 12).

Au cours de l'année 1992, les mesures journalières de la conductivité électrique, qui permettent une estimation de la minéralisation globale des eaux, ont varié entre 3.2 et 94.2 µS/cm à la station météorologique de Payerne, VD, et entre 6.0 et 97.8 µS/cm à celle de Dübendorf, ZH (NABEL 1993).

Eau de sol

La minéralisation des solutions varie à la station LRY entre 22 et 28 mg TSD/l.

Aquifères de subsurface

(voir annexe 6.2)

La minéralisation globale des eaux de source augmente très légèrement au cours de l'étiage, ce qui confirme l'influence de la vitesse de circulation d'une eau sur son chimisme (Petch 1970).

Sa contribution principale provient des ions calcium et hydrogénocarbonate. Les valeurs varient entre 57 et 1353 mg TSD/l avec une moyenne de 467 mg TSD/l. En général, le TSD ne permet pas une distinction des eaux. Toutefois, les eaux de source provenant de la Molasse à gypse sont nettement plus chargées en substances minérales dissoutes que l'ensemble des eaux de subsurface, avec une médiane de 1154 mg TSD/l (voir ci-dessous). De plus, certaines propriétés de l'aquifère semblent favoriser la minéralisation des eaux de subsurface, notamment un fort pourcentage de composants carbonatés (calcaires, dolomies), l'abondance de roches détritiques fines (grès, sables, marnes) et un milieu peu fissuré qui contraste avec la Molasse subalpine.

Aquifères profonds

Les eaux hydrogénocarbonatées calciques magnésiennes (Ca-Mg-HCO₃) ont une minéralisation semblable à celles de subsurface. La fourchette des valeurs est déterminée par 231 et 583 mg TSD/l avec une médiane de 417 mg TSD/l.

Les eaux du faciès Na-HCO₃ sont caractérisées par une minéralisation élevée, soit une médiane de 744 mg TSD/l pour des minima et maxima respectifs de 380 et 1089 mg TSD/l.

On notera en dernier lieu que les eaux chlorurées sodiques (Na-Cl) sont fortement chargées en sels dissous avec une médiane de 3263 mg TSD/l et des extrêmes de 2809 et 3961 mg TSD/l (Eglisau 3).

Eaux sulfatées

Les eaux sulfatées de la Suisse occidentale sont marquées par des concentrations élevées en sels dissous qui varient entre 989 et 4301 mg TSD/l, avec une médiane générale de 1270 mg TSD/l (n=6). Le TSD croît en fonction du temps de séjour. La médiane des eaux de sources passe de 1154 mg TSD/l (n=4) à 2031 mg TSD/l à une profondeur de 30 m (F144) et double à une profondeur de 45 m avec une valeur de 4301 mg TSD/l (F145). Comme nous allons le voir ci-dessous, la minéralisation élevée de ces eaux est principalement issue des sulfates (voir chapitre 6.3.3).

Lixiviats de roche

La minéralisation globale des solutions produites en laboratoire est nettement plus élevée que celle des eaux de source (moyenne de 467 mg TSD/l), variant entre 541 et 1573 mg TSD/l avec une moyenne de 721 mg TSD/l.

6.2.3 POTENTIEL D'OXYDORÉDUCTION (Eh)

Observations générales

La figure 6.2.3 démontre le champ de stabilité de l'eau avec la répartition des eaux échantillonnées. Vers le haut, la stabilité de l'eau est limitée par l'oxydation de O^{2-} dans la réaction redox $H_2O \leftrightarrow 1/2 O_2(g) + 2H^+ + 2e^-$ (à $P_{tot}=101.324$ kPa); vers le bas, par la réduction de H^+ dans la réaction $1/2 H_2 \leftrightarrow H^+ + e^-$.

La plupart des points obtenus se trouvent dans la moitié supérieure de ce champ défini, donc dans un environnement en contact avec l'atmosphère. C'est surtout la variation des valeurs de pH qui les distinguent, tandis que les mesures du potentiel redox sont assez semblables. Seule quelques eaux profondes ont des potentiels redox nettement plus bas qui atteignent même des valeurs négatives, ce qui indique des conditions réductrices (F150 Kreuzlingen, F152 Mainau).

Précipitations atmosphériques

Les valeurs d'Eh des sept échantillons de neige prélevés sur le Plateau suisse et savoyard varient entre 401 et 450 mV, celles de rH entre 23.9 et 27.2, indiquant un milieu indifférent à peu oxydant.

Aquifères de subsurface

L'ensemble des points des eaux de source forme un nuage relativement homogène, c'est-à-dire qu'ils sont dominés plus au moins par les mêmes conditions Eh-pH correspondant en général à un milieu oxydant. Les valeurs du potentiel redox varient entre 180 et 500 mV, celles du rH entre 23.7 (milieu indifférent) et 31.2 (milieu peu oxydant).

Aquifères profonds

La répartition des points obtenus à différentes profondeurs dans la Molasse est beaucoup plus dispersée que pour les eaux de source, les valeurs d'Eh variant entre -70 et 400 mV et celles de rH entre 15.3 (milieu peu réducteur) et 27.9 (milieu peu oxydant). Elle démontre la nécessité d'une précision de la définition d'une eau profonde (voir chapitre 6.1). Nous avons regroupé les eaux qui sont levées d'une manière artificielle à la surface topographique.

Les conditions Eh-pH de huit eaux provenant de forages (AQUI 1 et 2, Po6, Matran 1 et 2, Gurten 1 et 2, Ortenburg) sont plus proches de celles des eaux souterraines de subsurface, c'est-à-dire avec des valeurs de rH entre 25.3 et 27.9. Elles correspondent à un milieu peu oxydant selon Hölting (1992). 11 échantillons appartiennent à un milieu indifférent et 2 à un milieu peu réducteur (Kreuzlingen, Mainau). Les eaux avec les plus basses valeurs d'Eh

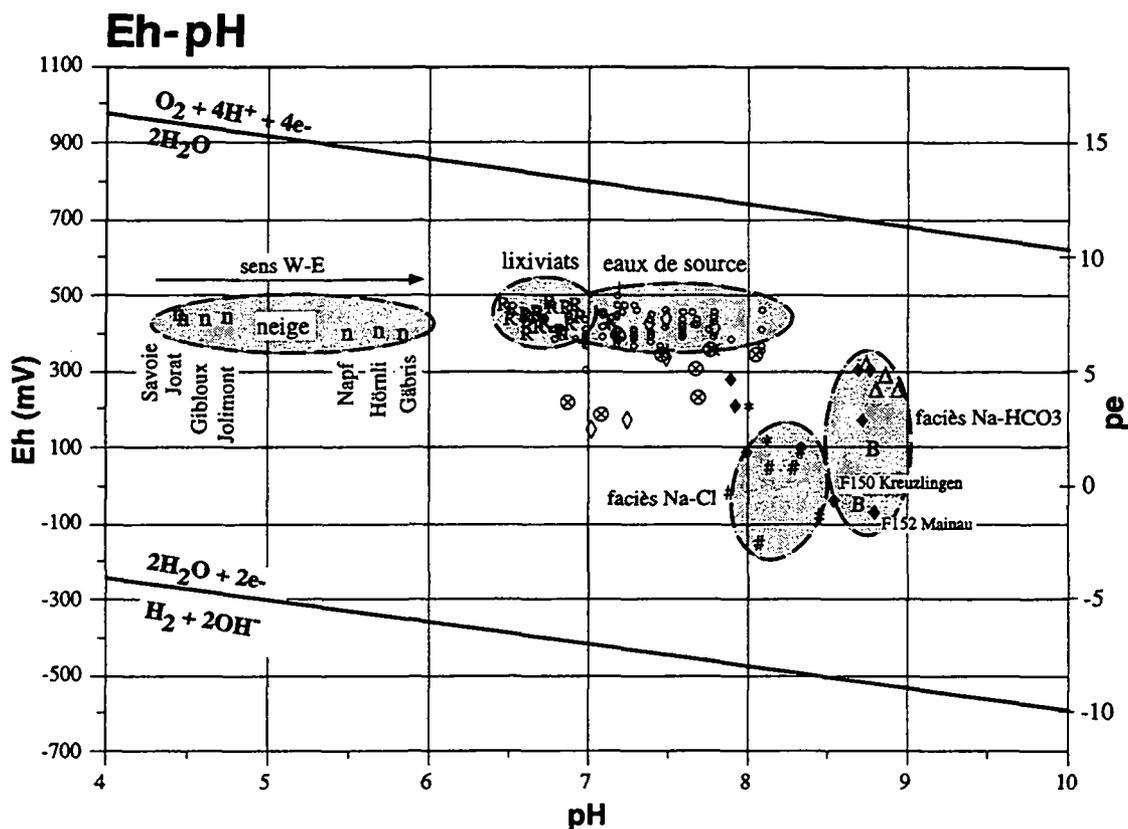


Fig. 6.23: Diagramme Eh-pH (101.324 kPa, 25°C) et répartition des précipitations atmosphériques, des eaux de sol et des eaux souterraines (les valeurs de Eh sont approximatives).

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ◆ pluio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ♦ Na-HCO₃
- Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- † Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux sulfatées
- ∨ eaux sulfatées (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

(Mainau, Kreuzlingen, Reichenau, Eglisau 2 et 3) se trouvent déjà dans une zone où le contact de l'environnement avec l'atmosphère est beaucoup plus réduit, normalement à des profondeurs supérieures à 100 m.

Lixiviats de roche

Les mesures d'Eh se sont stabilisées entre 300 et 400 mV après quatre jours. Dans la figure 6.2.3, tous les points des solutions de lixiviats s'attachent à l'extrémité acide du nuage des eaux de source. Bien qu'elles aient un pH légèrement au-dessous de 7, ces solutions produites au laboratoire correspondent, toujours par rapport aux conditions pH-Eh, à un milieu naturel où se trouvent également les eaux de source. Les valeurs rH indiquent un milieu peu oxydant.

6.2.4 pH

Précipitations atmosphériques

Les eaux de précipitation ont par principe un pH remarquablement plus bas que les eaux souterraines (Sigg et al. 1992). Nos valeurs des eaux de neige oscillent entre 4.5 et 6.9 avec une moyenne de 5.3 (n=8). Elles sont plutôt élevées par rapport aux valeurs mesurées dans les eaux de pluie sur le Plateau suisse qui varient entre 3.7 et 6.5 avec une moyenne de 4.5 (Atteia 1992, Zobrist 1983). Les mesures journalières de la station météorologique de Payerne ont varié entre 4.6 et 6.3, celles de Dübendorf (ZH) entre 3.8 et 5.9 au cours de l'année 1992 (NABEL 1993). Ces dernières sont plus basses qu'à Payerne et indiquent une pollution atmosphérique plus élevée, liée à une zone industrielle. Le pH des pluies, en moyenne de 4.2 (Atteia 1992), n'est pas vraiment influencé par un couvert forestier.

Le pH caractéristique d'une eau de pluie en Suisse est autour de 4.3, tandis qu'une eau de pluie uniquement influencée par l'acide carbonique de l'atmosphère (CO₂) aurait un pH autour de 5.6 (Zobrist et Stumm 1979). Cette basse valeur de pH est due aux acides sulfurique (H₂SO₄), nitrique (HNO₃) et chlorhydrique (HCl) des pollutions anthropogènes.

Du point de vue géographique, on constate une augmentation de la valeur de pH des sept échantillons de neige, prélevés en sept endroits différents sur le Plateau dans la période du 15 février au 5 mars 1994. Ainsi, le pH augmente de 4.5 dans l'W de la région d'étude (Menthonnex s.Cl., Savoie/ France) à 5.9 dans l'E (Gais, AR). L'analyse chimique de trois de ces échantillons de neige (Jorat, Mt Gibloux, Hörnli) montre que l'augmentation du pH de W vers E est accompagnée d'une diminution des substances dissoutes (voir chapitre 6.1).

Eau de sol

L'acidité des eaux atmosphériques est seulement peu réduite dans le sol par rapport aux eaux de précipitations et maintenue grâce à l'abondance de la matière organique et à la respiration des racines dans le sol. Le pH du sol brun acide de Lutry, généralement inférieur à 5, est stable jusqu'à 1.4 m de profondeur en raison de la capacité tampon de l'aluminium dans ces conditions (Atteia 1992: 71). La moyenne des valeurs mesurées dans un sol graveleux au Mt-Gibloux (FR) est égale à 4.7 (n=4) et varie entre 3.9 et 6.3. L'échantillon ayant le pH le plus élevé de 6.3 est

accompagné d'une quantité des substances dissoutes ($199 \mu\text{S}/\text{cm}$) deux à quatre fois plus grande que les autres.

Aquifères de subsurface

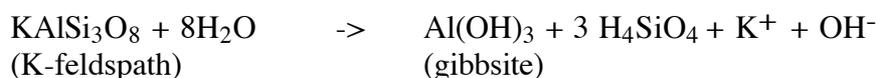
Les sédiments molassiques riches en carbonates parviennent rapidement à neutraliser les acides des eaux atmosphériques. Ainsi, le pH augmente jusqu'à une moyenne de 7.3 (n=110) avec des extrêmes de 6.5 et 8.1. Les eaux de source, mesurées par la Cédra, montrent des valeurs entre 7.0 et 7.9 (n=6, Schmassmann 1990).

Aquifères profonds

Les eaux du faciès Ca-Mg-HCO₃ présentent un pH légèrement plus élevé que celles de subsurface avec une médiane de 7.6 (n=8) et une variabilité entre 6.9 et 8.1. Les valeurs de la littérature varient entre 7.5 et 7.9 (Schmassmann 1990, Thierrin 1990).

Les aquifères profonds de l'OMM ont généralement des valeurs élevées de pH. Ceux du faciès Na-HCO₃ montre un milieu purement alcalin avec une médiane de 8.6 et une fourchette de 7.9 à 8.8. Le pH des mesures de Schmassmann (1990) et Bertleff (1993) se trouve entre 8.2 et 9.3.

L'accroissement du pH dans ces eaux est lié au lent processus de l'hydrolyse des silicates comme des feldspaths qui produit une solution alcaline, illustrée par l'équation suivante (Matthess 1994):



Dans les eaux les plus anciennes du type Na-Cl, le milieu est un peu moins alcalin que dans les eaux hydrogénocarbonatées sodiques. La valeur médiane du pH est égale à 8.1 (n=3), avec une fourchette de 8.0 à 8.4. Cette valeur coïncide avec celle de l'eau de mer (pH 8.1, Turekian 1978). Schmassmann (1990) rapporte des valeurs entre 7.8 et 8.8.

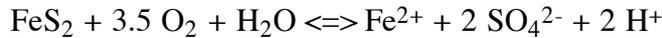
Eaux sulfatées

Le pH des eaux de source sulfatées (Ca-Mg-SO₄-HCO₃) est supérieur à l'ensemble des eaux de source avec une médiane de 7.5 (n=4). Il s'abaisse par contre vers une médiane de 7.1 (n=2) dans les eaux plus profondes du forage SE5 à côté d'Yverdon. Ceci s'explique par le fait que l'augmentation de la concentration d'un anion acide tel que le SO₄²⁻ implique la baisse de l'alcalinité (Stumm 1992: 208).

Lixiviats de roche

Le suivi de la réaction cinétique de la dissolution des roches (voir chapitre 4.6) a montré qu'après une durée de quatre jours les valeurs de pH se sont stabilisées entre 6 et 7. Le pH moyen de nos 19 solutions de lixiviats est égal à 6.7, légèrement inférieur à celui des eaux de subsurface qui est de 7.3. Ce pH bas est accompagné d'un excès en gaz carbonique et de hautes concentrations en calcium, qui dépassent celles des eaux de subsurface (Drever 1982: 57).

La lixiviation de la matière organique a créé un milieu acide avec un pH de 3.3, résultant de l'oxydation de la pyrite qui produit des sulfates et des ions hydrogène décrits par Drever (1982) de la manière suivante:



Résumé

Les eaux acides atmosphériques sont neutralisées dans les roches molassiques riches en carbonates.

6.2.5 TEMPÉRATURE

(voir fig. 6.3.7a)

La température est un des paramètres qui influencent la solubilité des minéraux, soit l'altération des roches (Matthess 1994: 103).

Les mesures représentent généralement les températures aux exutoires, qui peuvent être différentes de celles de l'intérieur de l'aquifère (voir annexes 4 et 10). En effet, il faut considérer que les températures peuvent déjà être modifiées dans les conduites de l'ouvrage du captage.

Aquifères de subsurface

Dans la zone d'hétérothermie (0 à 10 m), l'évolution temporelle des températures de l'eau des sources présente une périodicité saisonnière parallèle à celle de la température de l'air, d'autant plus prononcée qu'elles sont moins profondes. A des profondeurs supérieures à 10 m, les températures varient en général peu dans l'aquifère et on parle de zone d'homothermie. Toutefois, nous n'avons pas porté notre attention sur le suivi temporel de la température dans le présent travail.

La grande majorité des températures, mesurées à l'exutoire des aquifères, se situent autour de 9°C. La variabilité des mesures s'étend de 6.5° à 16.3°C. Seuls quatre échantillons (97b, 81b, 131c, 148c) dépassent 12°C, dont trois restent inférieurs à 13°C. Ceci est dû aux conduites peu profondes. L'eau de la fontaine de Choulex (148c) atteint 16.3°C. Il s'agit donc principalement d'eaux froides, qui sont définies par une température inférieure à 12°C (Schoeller 1962, Vuataz 1982).

Aquifères profonds

Les températures des eaux profondes ne sont plus influencées par le rayonnement solaire frappant la surface, mais plutôt par la chaleur interne de la Terre, dont le gradient géothermique est en moyenne de 33°C/km sous le Plateau suisse. Les températures augmentent alors en fonction de la profondeur et varient dans nos eaux entre 10 et 29°C.

Pourtant, les températures les plus élevées n'ont pas été constatées dans le forage le plus profond (Tiefenbrunnen, 716m), mais dans ceux de Kreuzlingen et de Konstanz avec des profondeurs de 655 et 625 m, respectivement. Le gradient géothermique est donc légèrement plus élevé dans la région du Lac de Constance, ce qui est lié au voisinage de la région volcanique du Hegau (Büchi 1975, Rybach et al. 1987).

Mis à part les eaux d'Ortenburg (F118) et de Matran 2 (F133) qui constituent des eaux froides, les eaux du faciès hydrochimique Ca-Mg-HCO₃, une partie des eaux du faciès Na-HCO₃ ainsi que les eaux d'Eglisau 2 et 3 appartiennent aux eaux subthermales, ayant des températures entre 12 et 20°C (Vuataz 1982).

Des températures supérieures à 20°C ont été enregistrées dans les eaux de Kreuzlingen (29.0°C, F150), Konstanz (25.6°C, F151), Tiefenbrunnen (25.7°C, F141) et d'Aqui 1 (23.3°C, F143) et 2 (21.7°C, F142), qui sont donc classifiées comme eaux thermales (Vuataz 1982).

Résumé

Les eaux de subsurface prélevées pour cette étude sont généralement des eaux froides, soit avec des températures inférieures à 12°C.

Les températures des eaux des aquifères profonds varient principalement en fonction de la profondeur, à cause de la chaleur terrestre. Elles atteignent des valeurs entre 10 et 29°C.

6.3 ELEMENTS MAJEURS

6.3.1 HYDROGÉNOCARBONATES (HCO₃)

(voir fig. 6.3.1)

Précipitations atmosphériques

Dans les eaux de pluie, les concentrations en hydrogénocarbonates sont toujours faibles. Elles se trouvent en équilibre avec la teneur en gaz carbonique (CO₂) de l'atmosphère, dont la pression partielle, pCO₂, est égale à 10^{-3.5} atm. Leurs teneurs en acide carbonique libre est autour de 10 µéq/l (=0.44 mg CO₂/l, Zobrist et Stumm 1979).

Eau de sol

La pCO₂ en équilibre avec les eaux de sol est fréquemment plus élevée que celle de l'atmosphère, à cause de l'activité biologique dans le sol (Sigg et al. 1992: 86). La teneur en gaz carbonique de l'air contenu dans la zone non saturée croît de 10 à 100 fois par rapport à l'air libre. Dans cette zone, les trois phases, air - eau souterraine - minéraux, et tout particulièrement la calcite, sont souvent en équilibre (Sigg et al. 1992: 96).

Notre méthode de prélèvement ne permet pas la détermination correcte des hydrogénocarbonates, car nos solutions ont été déjà soumises aux conditions atmosphériques et ne représentent plus les conditions du sol.

Aquifères de subsurface

Avec une proportion moyenne de 85% des anions (en milliéquivalent), l'hydrogénocarbonate est l'espèce carbonatée dominante dans les eaux de subsurface avec un pH médian de 7.3. En présence de concentrations élevées de sulfates, cette proportion peut toutefois baisser jusqu'à 26%. Les concentrations absolues varient entre 7.3 et 463.5 mg HCO₃/l, avec une moyenne de 288 mg HCO₃/l. La distribution spatiale des teneurs est assez homogène et similaire à celle de la minéralisation globale (TSD) et du calcium.

Sur la représentation graphique des concentrations en hydrogénocarbonates et calcium en milliéquivalents par litre (voir fig. 6.3.1a), la majorité des points mesurés pour les eaux de subsurface s'alignent le long de la droite de l'électroneutralité $2[Ca^{2+}] = [HCO_3^-]$. Ceci, ainsi que la bonne corrélation linéaire de 0.76 (significative pour un risque d'erreur de 5%) entre l'hydrogénocarbonate et le calcium (voir fig. 6.3.1a), montre que la dissolution de la calcite, un minéral abondant dans les roches sédimentaires de la Molasse, est une source importante des hydrogénocarbonates. L'équation de cette réaction chimique du système acide-base H₂CO₃/HCO₃⁻/CO₃²⁻ est la suivante:



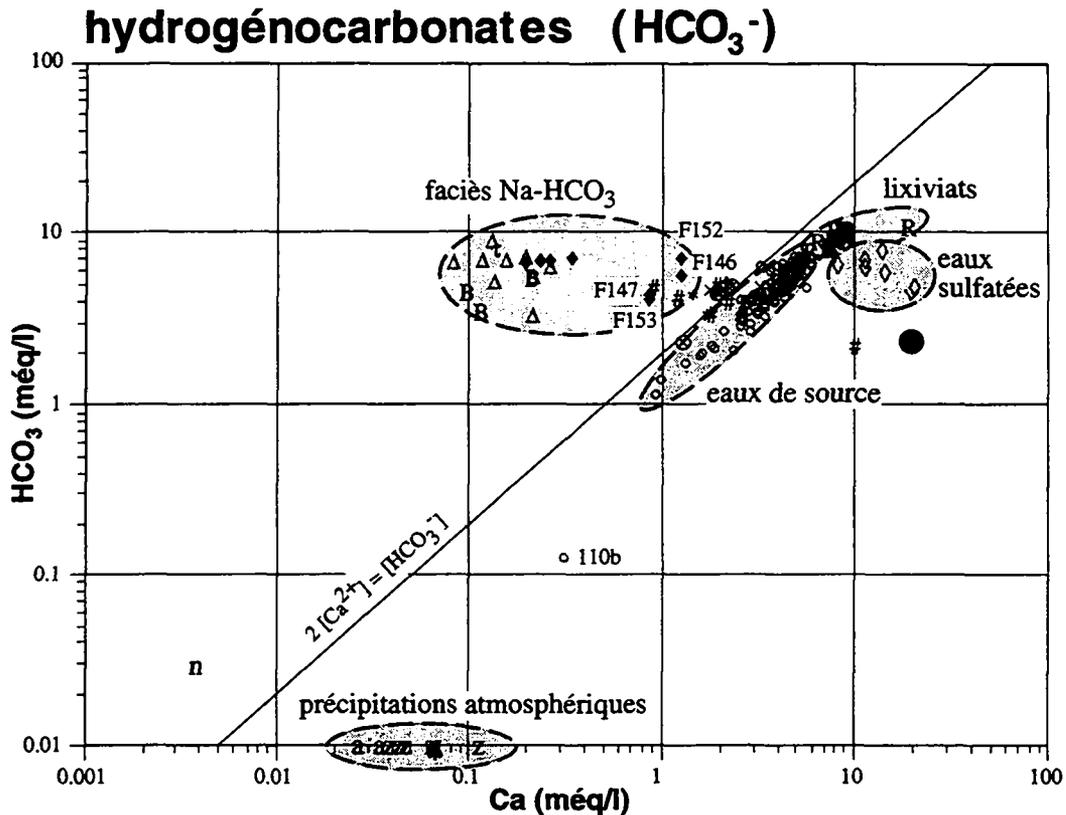


Fig. 6.3.1a: Relation entre les concentrations en calcium et en hydrogénocarbonates dans les différentes eaux.

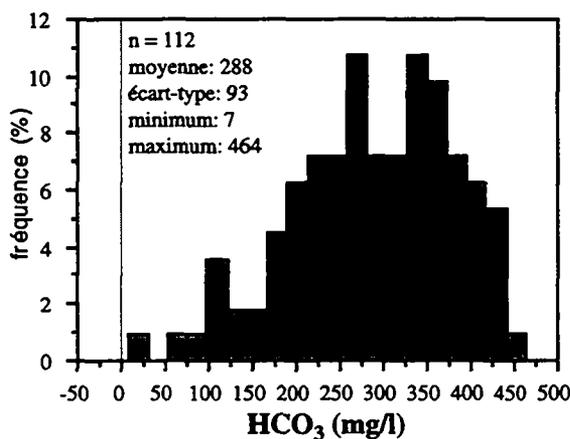


Fig. 6.3.1b: Histogramme des fréquences des concentrations en hydrogénocarbonates dans les eaux des aquifères de subsurface molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Atteia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Atteia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Atteia 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg- HCO_3
- × Ca-Mg- HCO_3 (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg- HCO_3 (Thierrin 1990)
- ♦ Na- HCO_3
- Δ Na- HCO_3 (Schmassmann 1990)
- B Na- HCO_3 (Bertleff 1993)
- τ Na- HCO_3 (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◊ eaux sulfatées
- ∇ eaux sulfatées (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

D'après nos calculs thermodynamiques avec WATEQ4F, la pression partielle de CO₂ [atm] en équilibre avec ces eaux varie entre 10^{-3.0} et 10^{-1.3} atm, avec une valeur médiane de 10^{-1.9} atm.

La plupart des eaux sont saturées ou légèrement sous-saturées avec la calcite et l'aragonite, montrant un indice de saturation médian de respectivement -0.04 et -0.2 (voir annexe 5 et 6.11). Quelques aquifères riches en composantes quartzitiques produisent des eaux nettement sous-saturées en calcite, notamment la Molasse granitique de la "Höhronen-Schüttung" (USM), le poudingue polygénique de la "Honegg-Schuttfächer" (USM) et quelques graviers cristallins et quartzitiques du bassin bavarois (voir annexe 6.11).

Toutefois, quelques eaux sont sursaturées en calcite ce qui s'explique par l'échappement du CO₂ au moment de la sortie de l'eau de l'aquifère. Ce processus mène à la précipitation de calcite et explique les dépôts de travertins observés sur plusieurs sites.

Les saturations en aragonite et calcite sont assez semblables, mais la totalité des eaux des dépôts de l'OMM est sous-saturée en aragonite.

L'ensemble de ces eaux contient un léger excès en calcium par rapport aux hydrogénocarbonates (voir fig. 6.3.1) et indique, en plus de la dissolution de la calcite, une source supplémentaire de calcium, telle que des silicates de calcium (feldspaths, épidotes, grenats, amphiboles et du gypse).

Eaux sulfatées

Dans les eaux sulfatées, 41% d'hydrogénocarbonates s'opposent à 50% de sulfates (médianes en méq). Ce pourcentage en hydrogénocarbonates continue à descendre en fonction du temps de séjour, en atteignant 16% dans le forage SE5 à 30 m de profondeur (F144) et 9% à une profondeur de 45 m (F145). En chiffres absolus, ces eaux contiennent entre 289 à 464 mg HCO₃/l, avec une médiane de 383 mg HCO₃/l.

Aquifères profonds

Les eaux du faciès Ca-Mg-HCO₃ présentent des similitudes avec les eaux de subsurface. Les hydrogénocarbonates, constituant 96% des anions (en méq), dominent également dans ces eaux. Leurs teneurs absolues varient entre 143 et 411 mg HCO₃/l avec une médiane de 287 mg HCO₃/l. La pression partielle de CO₂ varie entre 10^{-1.6} et 10^{-2.6} atm et est alors plus élevée que celle de l'atmosphère.

Les hydrogénocarbonates sont relativement moins abondants dans les eaux du faciès Na-HCO₃, représentant 71% des anions (en méq). Leur abondance en poids est pourtant plus élevée, avec une médiane de 417 mg HCO₃/l et des extrêmes de 254 et 437 mg HCO₃/l. Cette augmentation absolue en hydrogénocarbonates est liée, par contre, à une diminution de la pression partielle de CO₂ qui s'approche de celle de l'atmosphère. La fourchette des valeurs est comprise entre 10^{-2.5} et 10^{-3.3} atm et reste la même pour les eaux les plus profondes du type Na-Cl. La figure 6.3.1a montre que l'excès absolu en hydrogénocarbonates n'est pas compensé par un accroissement des teneurs en calcium. Ceci indique que la dissolution de la calcite ne contrôle plus la minéralisation de ces eaux, mais plutôt l'échange cationique entre le calcium et le sodium (voir chapitre 6.3.5).

Schmassmann (1990) considère que l'origine des concentrations élevées en hydrogénocarbonates provient des hydrocarbures tels que le méthane détecté dans ces eaux.

La concentration en hydrogénocarbonates diminue dans les eaux Na-Cl d'une manière absolue et surtout relative. Ainsi, elle constitue seulement 10% des anions (en méq) pour une concentration de 265 mg HCO₃/l (médiane), avec une variabilité entre 203 et 289 mg HCO₃/l.

Lixiviats de roche

Rappelons, que nous avons dû corriger nos concentrations en hydrogénocarbonates à cause d'un échappement de gaz carbonique après la fin des essais de lixiviation (voir chapitre 4.6).

Les hydrogénocarbonates forment la quasi totalité des anions dans nos solutions de lixiviats. Seul l'échantillon de la Molasse à gypse (USM) contient 50%, l'autre moitié étant constituée par les sulfates. Par rapport aux eaux de subsurface, les solutions de lixiviation sont aussi contrôlées par la dissolution de la calcite, mais avec des teneurs plus élevées. Les solutions analysées sont systématiquement sursaturées en calcite (indice de saturation médian de 2.0, voir annexe 11bis) et en aragonite (indice de saturation médian de 1.9). Rappelons que la pression partielle de CO₂ pendant le barbotage a été nettement plus élevée, avec une valeur autour de 10^{-0.2} atm, que celle des eaux naturelles en favorisant la dissolution de la calcite.

Les hydrogénocarbonates sont inexistantes dans le lixiviat de notre tronc de bois fossile à cause du pH acide de 3.3.

Résumé

La minéralisation des eaux de source, des eaux profondes du faciès Ca-Mg-HCO₃ et les solutions de lixiviats est dominée par la dissolution et l'équilibre de la calcite.

Les eaux de subsurface sont généralement saturées en calcite.

Dans les eaux sulfatées, les hydrogénocarbonates sont remplacés par les sulfates comme anions prédominants.

Les eaux profondes du type Na-HCO₃ contiennent un excès d'anion hydrogénocarbonate par rapport au calcium. Ceci ne s'explique plus par la dissolution de la calcite mais plutôt par un échange cationique entre le calcium et le sodium (voir chapitre 6.3.5).

Dans les eaux du type Na-Cl, l'hydrogénocarbonate a un rôle moins important par rapport aux chlorures.

6.3.2 CALCIUM (Ca)

(voir fig. 6.3.2)

Précipitations atmosphériques

Les valeurs des eaux de pluie varient entre 0.7 et 2.3 mg Ca/l (Zobrist 1983, Atteia 1992), celles des échantillons de neige baissent de l'W vers l'E de 0.249 mg Ca/l dans le Jorat (VD, P6) à 0.205 mg Ca/l au Mt-Gibloux (FR, P5) et jusqu'à 0.087 mg Ca/l au Hörnli (ZH, P8). Atteia (1992) considère que le calcium est légèrement enrichi lors de son passage à travers un couvert forestier et indique une valeur médiane de 1.38 mg Ca/l (n=30).

Dans la figure 6.3.2a, nous comparons les teneurs en calcium avec celles du sodium qui est considéré comme un élément conservatif et qui constitue alors un bon référentiel naturel (Zobrist et Stumm 1979). Par rapport à l'eau de mer, les rapports Ca/Na des précipitations atmosphériques sur le Plateau suisse sont jusqu'à 100 fois plus grands à cause d'un excès en calcium provenant des particules solides introduites dans l'atmosphère par le vent lors du passage sur les continents.

En outre, les échantillons de neige sont moins chargés en calcium, soit par la lixiviation de la neige pendant une période de fonte, soit par une "pollution" en calcium moins importante.

Eau de sol

Les solutions du sol brun acide de LRY montrent des concentrations en calcium légèrement supérieures aux eaux de précipitations, soit des valeurs entre 2.0 et 4.2 mg Ca/l (Atteia 1992).

Aquifères de subsurface

Dans les aquifères de subsurface, le calcium est le cation le plus abondant avec 74% (médiane en méq, n=112). La distribution des concentrations mesurées ressemble à une distribution normale (voir fig. 6.3.2b) avec une moyenne de 85.6 mg Ca/l, un écart-type de 37.9 mg Ca/l et des extrêmes de 6.5 et 289.2 mg Ca/l.

Par rapport à la géologie des aquifères, les teneurs en calcium montrent généralement une certaine uniformité (voir annexe 6.2). Toutefois, les eaux de la Molasse à gypse (USM) se distinguent nettement de l'ensemble des eaux en contenant les plus hautes valeurs en calcium, avec une médiane de 263.3 mg Ca/l (n=6). Des teneurs plutôt basses sont rencontrées dans des sédiments riches en composantes cristallines et quartzitiques, tels que les poudingues polygéniques du "Honegg-Schuttfächer" de l'USM (avec des valeurs de 27.7, 33.8 et 43.0 mg Ca/l) la Molasse granitique de la "Höhronen-Schüttung" de l'USM (19.1 et 32.3 mg Ca/l) et les graviers cristallins dans l'E du bassin molassique de l'OSM, tels que les "Obere Kobernausserwald-Schotter" (6.5 et 37.6 mg Ca/l), les "Munderfinger Schotter" (20.2 mg Ca/l) et les "Ortenburger Schotter" (49.0 mg Ca/l).

Aquifères profonds

Par rapport aux eaux de subsurface, les eaux du faciès hydrochimique Ca-Mg-HCO₃ sont moins chargées en calcium. Il y constitue seulement 46% des cations (médiane en méq). Leur concentration médiane est égale à 46.2 mg Ca/l (n=8), situées entre les extrêmes de 26.7 et 102.7 mg Ca/l. Thierrin (1990) rapporte une valeur de 44.0 mg Ca/l pour le forage de Matran.

Parmi nos échantillons, les eaux hydrogénocarbonatées sodiques (Na-HCO₃) sont les eaux souterraines les plus appauvries en calcium, qui constitue seulement 2 à 20% des cations. La concentration médiane est égale à 12.4 mg Ca/l avec une fourchette de valeurs entre 4.1 et 26.2 mg Ca/l. Nos valeurs, notamment celles de Pomy (F146 et F147), Reichenau (F153) et Mainau (F152), sont un peu plus élevées que celles rencontrées dans la littérature (Schmassmann 1990, Thierrin 1990, Bertleff 1993), qui indiquent des concentrations entre 1.7 (Konstanz) et 5.4 mg Ca/l (Tunnel du Milchbuck).

On observe ici le résultat d'échanges cationiques entre les cations alcalino-terreux (calcium, magnésium et strontium) et le sodium sur des minéraux argileux, ce qui a été rapporté par plusieurs auteurs (p.ex Egger 1978, Goldbrunner 1988, Schmassmann 1990, Thierrin 1990). Les minéraux argileux marins, également contenus dans l'OMM, sont connus pour relâcher des ions de sodium en fixant des cations de calcium s'ils entrent en contact avec de l'eau douce (Drever 1982, Cerling et al. 1989). De plus, la smectite notamment a une capacité d'échange cationique importante dans la fraction pélitique présente dans les sédiments marins. Or, la smectite se transforme en illite pendant la diagénèse d'enfouissement; cependant dans le bassin molassique suisse, sa teneur atteint encore 60% des argiles à une profondeur de 600 m et ne disparaît complètement qu'à 2300 m (forage de Kùsnacht dans l'OMM, Monnier 1982).

Finalement, les eaux chlorurées sodiques d'Eglisau et de Tiefenbrunnen contiennent le plus petit pourcentage en milliéquivalents de calcium avec une valeur autour de 3%. Pourtant, les concentrations absolues sont généralement plus élevées que celles du type Na-HCO₃, soit entre 30 et 40 mg Ca/l. Cette augmentation s'explique par l'inverse de la réaction d'échange cationique décrite ci-dessus: les minéraux argileux, en contact avec une ancienne composante d'eau marine, relâchent du calcium en fixant du sodium (Cerling et al. 1989).

Les valeurs de Schmassmann (1990) varient entre 18.6 mg Ca/l (Eglisau 1) et 46.8 mg Ca/l (Eglisau 3) et atteignent un maximum dans le forage de Schafisheim (USM) avec 208.8 mg Ca/l.

Eaux sulfatées

Les eaux sulfatées sont marquées par de plus hautes teneurs en calcium par rapport à l'ensemble des eaux souterraines rencontrées dans des aquifères du bassin molassique. Les concentrations varient entre 168.5 et 420.8 mg Ca/l, avec une médiane de 263.3 mg Ca/l. L'abondance du calcium parmi les cations est d'environ 74% (méq). En comparant l'évolution du calcium dans le sondage SE5 d'Yverdon, nous constatons une baisse de la concentration en fonction de la profondeur, plus précisément en fonction de la durée de séjour. Ainsi, la valeur diminue de 420.8 mg Ca/l à 30 m de profondeur à 296.5 mg Ca/l (24% de calcium en méq) à 45 m de profondeur, où le sodium remplace le calcium comme cation le plus abondant (59% de sodium en méq).

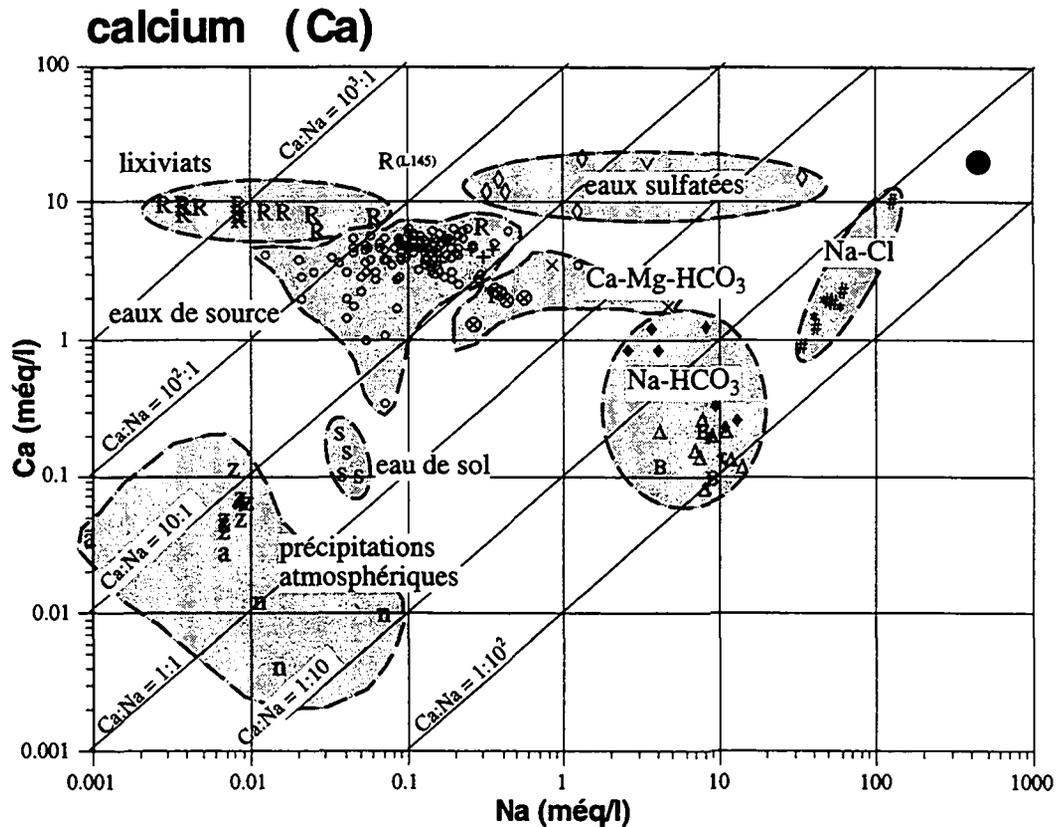


Fig. 6.3.2a: Relation entre les concentrations en sodium et en calcium dans les différentes eaux.

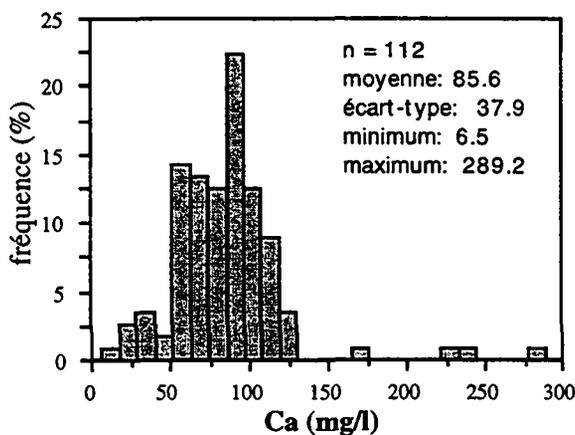


Fig. 6.3.2b: Histogramme des fréquences des concentrations en calcium dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ◆ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- † Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◊ eaux sulfatées
- ∨ eaux sulfatées (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

Lixiviats de roche

Le calcium constitue 94% (médiane en méq, n=19) des cations dans nos solutions de lixiviat et est alors plus abondant que dans les eaux de source.

A l'exception de l'échantillon L145 (Molasse à gypse, USM), qui contient 395.2 mg Ca/l, nos essais de lixiviation nous ont fourni des concentrations assez stables (voir fig. 6.3.2a). Elles varient entre 123.2 et 192.8 mg Ca/l avec une valeur moyenne de 169.0 mg Ca/l. Par rapport aux eaux naturelles, les lixiviats montrent à peu près la même distribution uniforme des teneurs en calcium, mais sans faire apparaître un marquage plus faible dans les solutions provenant des roches riches en quartz et éléments cristallins.

La lixiviation de la matière organique fossile nous a fourni 118.8 mg Ca/l, provenant du grès calcaire entourant notre tronc fossile. Cette concentration élevée est due à l'oxydation de la pyrite qui produit un milieu acide (pH 3.3) favorisant la dissolution des carbonates (Drever 1982: 57).

Résumé

Nos essais de lixiviation confirment que le calcium est un élément d'origine typiquement géogène.

Le calcium est le cation le plus abondant dans la majorité des eaux, à l'exception des eaux du faciès hydrochimique Na-HCO₃ et Na-Cl, et des eaux sulfatées prélevées dans des piézomètres. Les concentrations maximales des eaux souterraines naturelles de la Molasse se trouvent dans les eaux sulfatées, les teneurs minimales dans les eaux profondes du type Na-HCO₃ (processus de l'échange des ions/hydrolyse).

En fonction de la profondeur, le caractère sodique des eaux augmente au détriment du calcium, plus précisément en fonction de la durée du contact eau-roche dans le sous-sol.

6.3.3 SULFATES (SO_4^{2-})

(voir fig. 6.3.3)

Précipitations atmosphériques

Les sulfates ne représentent que la moitié des anions dans une eau de pluie typique de la Suisse (Zobrist et Stumm 1979). D'une manière générale, les concentrations moyennes oscillent entre 1.5 et 4.2 mg SO_4/l (Zobrist 1983, Atteia 1992). Lors du passage au travers d'un couvert forestier, ces eaux sont encore légèrement enrichies en sulfates avec une médiane de 5.2 mg SO_4/l (Atteia 1992).

Quant aux analyses de la composition chimique de la couverture neigeuse, l'apport atmosphérique des sulfates, mesuré sur quelques sites sur le Plateau suisse et savoyard, était négligeable (Parriaux et al. 1990). Les échantillons de neige du Gibloux et du Hörnli contiennent respectivement 1.1 et 0.3 mg SO_4/l . A part ces deux échantillons de neige, dont le rapport molaire SO_4/Ca s'approche de celui de l'eau de mer, les précipitations montrent un excès net en calcium (voir fig. 6.3.3a). On observe le même comportement pour le sodium.

En ce qui concerne l'origine des sulfates, notons que la contribution des sulfates marins ("sea spray") est négligeable par rapport aux émissions anthropogènes, notamment des combustibles fossiles (Zobrist et Stumm 1979). Ainsi, le SO_2 relâché à l'atmosphère se transforme en acide sulfurique (H_2SO_4) dans les eaux de pluie (Sigg et al. 1992).

Eau de sol

Atteia (1992) rapporte des valeurs médianes de concentrations en sulfates dans les solutions de sol de LRY variant entre 7.5 et 11.3 mg SO_4/l . Les rapports molaires SO_4/Ca de ces solutions de sol, légèrement inférieurs à un, sont proches de ceux des eaux de pluie et ceux des eaux sulfatées de subsurface (voir fig. 6.3.3a).

Les sulfates présents dans les sols peuvent aussi provenir de la décomposition biologique aérobie de substances contenant du soufre, telle que les engrais de ferme et les plantes à la surface du sol. Une autre source possible est constituée par le sulfate d'ammonium, résultat de l'utilisation intensive des engrais dans l'agriculture.

Aquifères de subsurface

En général, les eaux de source sont relativement pauvres en sulfates. La distribution des concentrations en sulfates dans les eaux de subsurface s'approche bien d'une distribution log-normale de manière caractéristique (voir fig. 6.3.3b) et montre que 75 % des valeurs sont inférieures à 25 mg SO_4/l . Les valeurs varient entre 0.1 et 445.0 mg SO_4/l avec une médiane de 13.4 mg SO_4/l .

Nous observons principalement deux domaines avec des teneurs nettement plus élevées que la médiane de l'ensemble des échantillons (voir annexe 6.4). Tout d'abord, il s'agit des eaux provenant de la Molasse à gypse (USM). Dans la figure 6.3.3a, elles s'alignent assez bien sur la

droite de rapport molaire Ca/SO₄ égal à un, ce qui indique la dissolution et l'approche de l'équilibre avec du gypse comme origine des sulfates.

Par contre, les eaux de source de la "Ost-West-Schüttung", notamment celles provenant des "Glimmersande" (médiane de 56.3 mg SO₄/l), montrent un rapport molaire Ca/SO₄ plus élevé, entre 5 et 8 (voir fig. 6.3.3a). Les sulfates ne sont alors pas équilibrés avec les cations de calcium. Vu que les "Glimmersande" ne contiennent pas de roches évaporitiques, nous supposons l'origine des sulfates dans l'oxydation des minerais sulfurés (notamment de la pyrite), qui sont abondants dans ces dépôts fluviatiles (voir chapitres 5.4.15.3 et 7.2.15.3). Le calcium est probablement issu des carbonates et des silicates de calcium.

Des teneurs légèrement plus élevées que la valeur médiane sont également remarquées dans les eaux des grès marins de l'OMM et les eaux de la "Mittlere Serie". A part les graviers de l'OSM dans l'E du bassin molassique, des concentrations supérieures à 20 mg SO₄/l sont toujours liées aux sédiments détritiques fins, notamment aux formations gréseuses et marneuses.

Statistiquement, les sulfates montrent de bonnes corrélations linéaires avec le TSD (0.72), le calcium (0.76) et le strontium (0.92) dans les eaux de source, significatives pour un risque d'erreur de 5%.

Eaux sulfatées

Les eaux souterraines et les eaux d'infiltration, venant en contact avec des roches contenant des sulfates, se chargent en calcium et sulfates par dissolution de gypse ou d'anhydrite ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$).

Ainsi, les eaux souterraines de la Molasse à gypse de l'USM sont caractérisées par une haute minéralisation globale, principalement due à la grande solubilité des sulfates. En effet, à l'exception de l'échantillon F145, les eaux sulfatées contiennent presque autant de milliéquivalents de sulfates que de calcium (voir fig. 6.3.3a). Par contre, en descendant dans cette série tertiaire à 45m de profondeur (F145), on assiste à une augmentation des sulfates et du sodium, compensée par une diminution des hydrogénocarbonates (en pourcentage des milliéquivalents) et du calcium.

Ce phénomène est probablement dû à l'échange cationique avec les minéraux argileux des marnes, un processus très lent qui ne peut se marquer dans les eaux souterraines que lorsque leur circulation est également très lente.

Les quatre échantillons d'eau de source contiennent une médiane de 386.5 mg SO₄/l et des extrêmes de 255.0 et 445.0 mg SO₄/l. La teneur en sulfate augmente dans le forage SE3 au S d'Yverdon en fonction de la profondeur, atteignant 1115.0 mg SO₄/l à 30 m de profondeur (F144) et 2016.0 mg SO₄/l à 45 m de profondeur (F145). Lors des sondages effectués pour le tunnel de Pomy de la N1, on a même rencontré une concentration maximale en sulfates de 2288 mg SO₄/l (forage Yv 36 du Tunnel de Pomy du chantier de la route nationale 1 (N1), Norbert et Schaeren 1992). Thierrin (1990) a trouvé une concentration de 1065 mg SO₄/l dans le même forage le 5.2.1988, sans indication de la profondeur de prélèvement. Ces eaux dépassent même la concentration moyenne de 1040 mg SO₄/l des eaux rencontrées dans les aquifères évaporitiques du Trias dans le bassin lémanique du Rhône (Mandia 1991).

Toutefois, les calculs thermodynamiques avec le logiciel WATEQ4F démontrent que ces eaux restent sous-saturées en anhydrite, avec des indices de saturation négatifs entre -0.48 et -1.25, et sous-saturées à saturées en gypse avec des indices de saturation entre -0.99 et -0.23 ($SI_{\text{saturation}} = 0.0 \pm 0.3$). Les eaux des aquifères évaporitiques du Trias montrent des valeurs semblables entre -1.01 et 0.23 pour le gypse, et entre -1.39 et 0.06 pour l'anhydrite (Mandia 1991).

L'ensemble des eaux de source a un indice de saturation médian de -2.39 par rapport au gypse et -2.65 par rapport à l'anhydrite. La comparaison de ces indices de saturation nous indique que les eaux sulfatées sont 10 à 100 fois plus proches de la saturation en gypse et anhydrite que les eaux de source habituelles des roches molassiques.

Aquifères profonds

Les eaux profondes du faciès hydrochimique Ca-Mg-HCO₃ de l'OMM ont des teneurs en sulfates similaires à celles des eaux de subsurface. Leur médiane est égale à 7.5 mg SO₄/l avec une fourchette de 5.2 à 25.7 mg SO₄/l. Des analyses tirées de la littérature donnent 40 mg SO₄/l pour ce type d'eau (Dettenberg, Schmassmann 1990), 11 mg SO₄/l (Sauldorf, Schmassmann 1990) et 9 mg SO₄/l (Matran, Thierrin 1990).

Les eaux du faciès Na-HCO₃ contiennent des concentrations déjà plus élevées avec une médiane de 86.7 mg SO₄/l et des extrêmes de 10.2 et 152.0 mg SO₄/l. Les sulfates constituent 17 méq% des anions. Les eaux de la Molasse grise de Lausanne (F146 et F147, USM) à faible profondeur (40 à 60 m) se distinguent nettement de celles de l'OMM qui atteignent des valeurs maximales dans les forages de Kreuzlingen avec 118.0 mg SO₄/l et dans celui d'AQUI 1 avec 152.0 mg SO₄/l (145 mg SO₄/l, Schmassmann 1990). Les analyses de la littérature montrent la même fourchette des valeurs. Schmassmann (1990) rapporte des concentrations entre 18 et 145 mg SO₄/l et Bertleff (1993) des valeurs entre 17 et 93 mg SO₄/l. Par rapport aux eaux de subsurface, l'accroissement en sulfates de ces eaux contraste avec une diminution de concentration en calcium.

Nous observons que les eaux du type Na-Cl ont des concentrations encore plus élevées et correspondent à celles rencontrées dans la littérature. Les valeurs d'Eglisau 2 et 3 sont égales à 227 et 306 mg SO₄/l, respectivement, selon Schmassmann (1990) à 410 mg SO₄/l (Eglisau 1), 218 mg SO₄/l (Eglisau 2), 248 mg SO₄/l (Eglisau 3) et 315 mg SO₄/l (Eglisau 4). L'eau thermale de Tiefenbrunnen est la plus riche en sulfate avec 765 mg SO₄/l (895 mg SO₄/l, Schmassmann 1990).

Lixiviats de roche

La présence des sulfates dans les solutions de lixiviation n'a été observée que dans 4 des 19 types de roche. Néanmoins, ces mesures sont bien en accord avec les eaux naturelles (voir fig. 6.3.3a) et mettent en évidence une origine double pour les sulfates. Tout d'abord, les hautes teneurs en sulfates de la Molasse à gypse de la région d'Yverdon (510 mg SO₄/l) indiquent la grande solubilité de cette roche évaporitique. De plus, cette solution séléniteuse de laboratoire est sursaturée par rapport au gypse ($\log(IAP/KT)=1.0$).

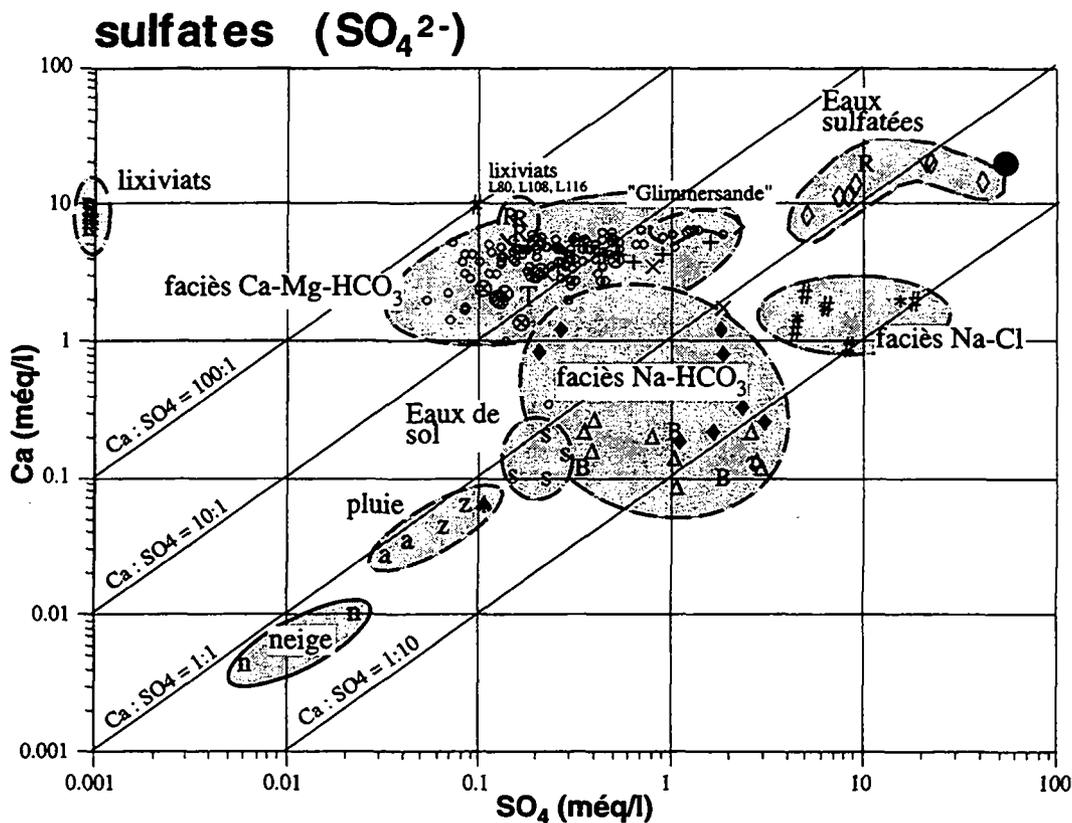


Fig. 6.3.3a: Relation entre les concentrations en sulfates et en calcium dans les différentes eaux.

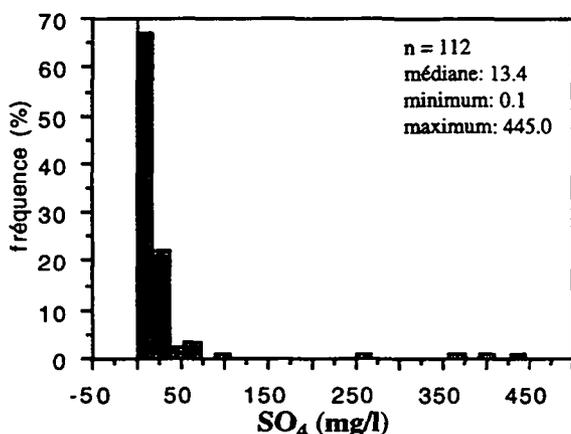


Fig. 6.3.3b: Histogramme des fréquences des concentrations en sulfates dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊕ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- Na-HCO₃
- △ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- t Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◊ eaux sulfatées
- ▽ eaux sulfatées (Thierrin 1990)
- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

Ensuite, les basses concentrations des solutions provenant des "Glimmersande" (L108, 8.2 mg SO₄/l), de l'Ottninger Schlier" (L116, 7.2 mg SO₄/l) et des "Plattensandsteine" du Rorschacherberg (L80, 8 mg SO₄/l), des roches généralement exemptes de gypse, sont du même ordre de grandeur. Ces échantillons s'adaptent bien dans le graphique de la figure 6.3.3a au nuage des eaux de subsurface habituelles en montrant également un excès en calcium. Ceci indique une source de sulfates différente de la dissolution du gypse, en l'occurrence l'oxydation des sulfures, notamment de la pyrite, parfois très abondante dans les sédiments de la Molasse (von Moos 1935: 186).

En effet, le résultat d'analyse de la lixiviation d'un tronc de bois fossile a été marqué par une haute concentration en sulfates d'environ 400 mg SO₄/l et également en fer (12.9 mg/l, voir chapitre 6.4.8). Pour l'expliquer, rappelons qu'il s'agit d'un échantillon d'un rognon ligniteux riche en pyrite qui a déjà été entouré par une auréole d'altération de la pyrite. En conséquence, la pyrite s'oxyde en sulfates au contact de l'air et de l'humidité avec formation d'acide sulfurique (voir chapitre 6.2.4). Ce dernier, par réaction avec le carbonate de calcium, donne naissance à son tour à du gypse.

Résumé

Les analyses de la composition chimique des eaux de précipitations de quelques sites sur le Plateau suisse ont montré que l'apport atmosphérique des sulfates est négligeable par rapport aux autres sources de soufre. Il en est de même des eaux des sols où les concentrations sont inférieures à 12 mg SO₄/l.

L'origine géogène des sulfates dans les sédiments molassiques est double. D'une part elle doit être attribuée à la mise en solution du gypse, comme c'est le cas pour la Molasse à gypse de l'USM, et d'autre part aux phénomènes d'oxydation des sulfures rencontrés dans les "Glimmersande" de l'OSM, notamment.

Les sulfates se révèlent être de bons traceurs naturels des eaux provenant de la Molasse à gypse et des "Glimmersande".

Dans les eaux non sulfatées, la teneur en sulfates augmente en fonction du temps de séjour et atteint des valeurs maximales dans les eaux chlorurées sodiques.

6.3.4 CHLORURES (Cl)

(voir fig. 6.3.4)

Précipitations atmosphériques

Le rapport molaire Na/Cl varie dans les eaux de pluie entre 1 et 0.1 (voir fig. 6.3.4a). En le comparant avec celui de l'eau de mer qui se situe autour de un, nous constatons un excès en chlorures, probablement lié à une pollution atmosphérique. Zobrist et Stumm (1979) estiment donc qu'un peu moins de la moitié des chlorures de la pluie proviennent des aérosols de NaCl et de KCl d'origine marine. Le reste est sous forme de HCl, produit par la combustion des organochlorés.

En chiffres absolus, l'apport des eaux atmosphériques varie sur le Plateau suisse entre 0.1 et 2.8 mg Cl/l (Atteia 1992, Zobrist 1983). Atteia (1992) indique une médiane sur deux ans de 0.5 mg Cl/l (n=70). Les chlorures sont enrichis dans les pluvio-lessivats par les dépôts secs qui représentent la majorité des apports atmosphériques selon les sites de prélèvement (Atteia 1992: 49). Ils atteignent une valeur médiane de 1.0 (n=29, fourchette: 0.4-4.2 mg Cl/l).

Eau de sol

Une seule valeur de la station lysimétrique du Gibloux montre 1.9 mg Cl/l. Les indications d'Atteia (1992) diffèrent selon la méthode de prélèvement. Ainsi, les concentrations en chlorures des solutions de bougies poreuses céramiques oscillent entre 0.4 et 3.2 mg Cl/l avec une médiane autour de 1.2 mg Cl/l. Celles obtenues par les lysimètres à membranes sont plus élevées avec une médiane autour de 2.9 mg Cl/l (n=11, fourchette: 1.3-5.0).

Aquifères de subsurface

Les concentrations des chlorures de nos eaux souterraines de subsurface varient entre 0.4 et 50.0 mg Cl/l avec une médiane de 3.3 mg Cl/l. En général, les chlorures contribuent uniquement à 2% des anions (en méq) dans les eaux. Toutefois, ce taux peut augmenter jusqu'à 13%.

Normalement les teneurs sont basses (autour de 70% des valeurs sont inférieures à 5 mg Cl/l; voir fig. 6.3.4b), cependant certaines régions de sources montrent de nettes anomalies que nous allons discuter ci-dessous (voir annexe 6.3).

Puisque la halite n'est pas abondante dans les roches molassiques et que d'autre part un mélange avec des eaux souterraines profondes du type Na-Cl peut généralement être exclu pour nos eaux de subsurface, un apport anthropogène est très probable pour expliquer ces anomalies. Rappelons que les chlorures se trouvent dans les sels de déneigement et dans les engrais de commerce sous forme de KCl et qu'ils sont connus comme bons indicateurs de pollution (Appelo et Postma 1994).

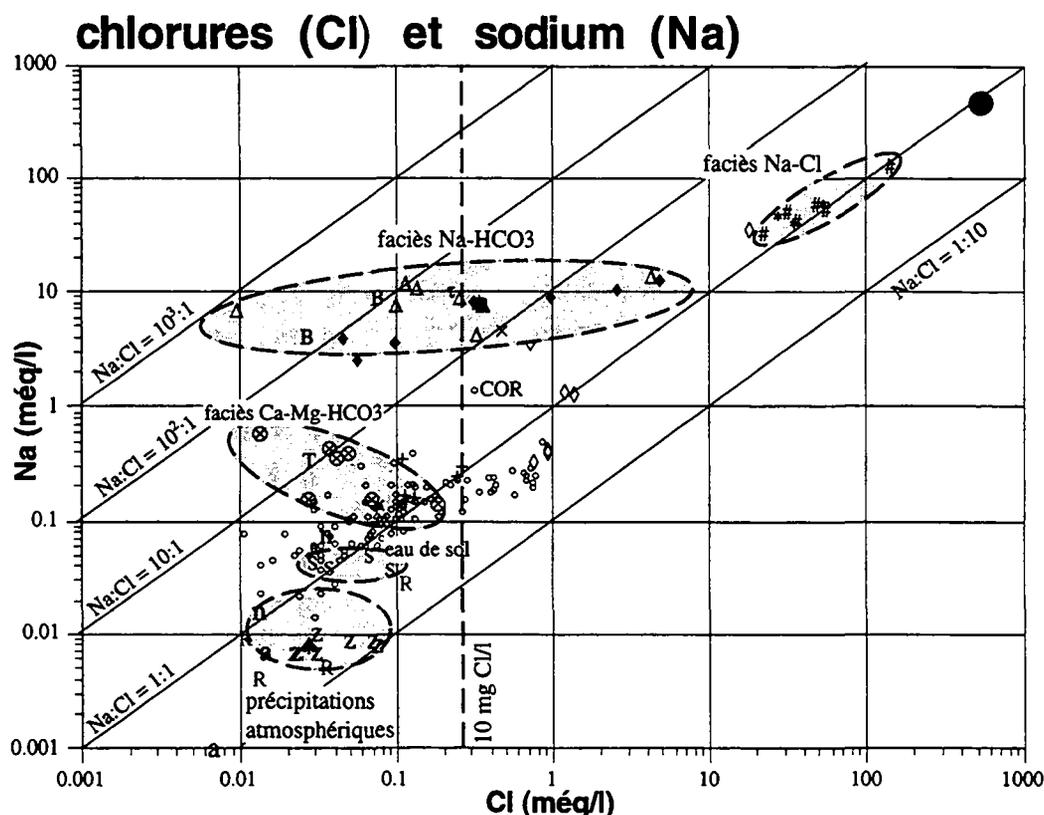


Fig. 6.3.4.a: Relation entre les concentrations en chlorures et en sodium dans de différentes eaux.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:
 z eau de pluie (Zobrist 1983)
 a eau de pluie (Ateia 1992)
 ◆ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
 n neige

Eau de sol:
 s LRY (Ateia 1992)

G Gibroux

Eaux souterraines de subsurface:
 ° eaux de source
 + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:
 ⊗ Ca-Mg-HCO₃
 × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
 τ Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
 ◆ Na-HCO₃
 Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
 B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
 † Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
 • Na-Cl
 # Na-Cl (Schmassmann 1990)

◊ eaux sulfatées
 √ eaux sulfatées (Thierrin 1990)

● eau de mer (Turekian 1978)

R lixiviat de roche

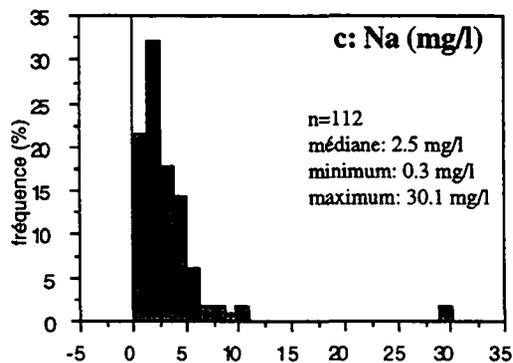
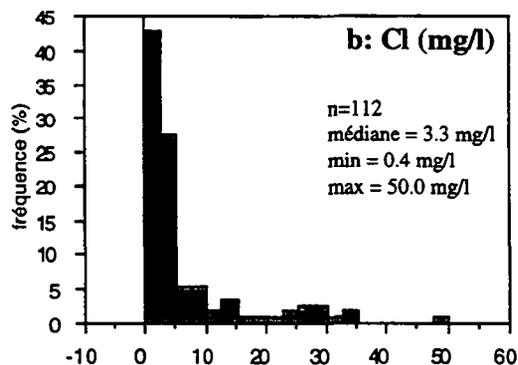


Fig. 6.3.4b et c: Histogrammes des fréquences des concentrations en chlorures (b) et sodium (c) dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

Pour toutes ces raisons, nous comparons nos valeurs avec celles obtenues dans des aires d'alimentation naturelles boisées. Les teneurs en chlorures des sources forestières de la Molasse varient entre 0.4 et 9.6 mg Cl/l avec une médiane de 2.3 mg Cl/l (n=33). Notre valeur maximale de 9.6 mg Cl/l est un peu plus élevée que la limite naturelle de 7 mg Cl/l, évaluée par Schmassmann (1990: 56). En admettant une valeur limite de 10 mg Cl/l pour les eaux de source molassiques, nous mettons en évidence principalement trois sous-types d'aquifères contaminés par les chlorures dans notre réseau d'étude. Il s'agit des aquifères de la Molasse bavaroise, de la Molasse à gypse en Suisse occidentale et de quelques aquifères de l'OMM au N du Plateau vaudois, en somme des régions géographiques avec une activité agricole importante.

En plus, ces anomalies sont accompagnées d'autres indicateurs de pollution, comme les nitrates et les bromures. Nous constatons des corrélations linéaires moyennes (pour un risque d'erreur de 5%) entre les chlorures et les nitrates ($R=0.66$), entre les chlorures et le sodium ($R=0.63$) et entre les chlorures et le brome ($R=0.68$). Ces trois substances sont caractérisées par un comportement conservatif dans le sous-sol. Les chlorures se révèlent donc être un traceur puissant des pollutions anthropogènes, une tendance déjà discutée par Thierrin (1990).

Eaux sulfatées

Les eaux séléniteuses présentent également des teneurs élevées en chlorures, dont une partie est issue des pollutions agricoles. La médiane est égale à 40 mg Cl/l et correspond à 6% des anions (még). La valeur maximale de 658 mg Cl/l est rencontrée à une profondeur de 45 m, où les chlorures forment 28% des anions (en még).

Aquifères profonds

Les eaux hydrogencarbonatées calciques et magnésiennes de forage sont plus de deux fois moins chargées en chlorures que les eaux de subsurface, avec une médiane de 1.5 mg Cl/l. L'abondance relative de cet anion est généralement inférieure à 1% (en még). Les teneurs varient peu, entre des valeurs inférieures à la limite de détection et 6.7 mg Cl/l. Ceci est dû à l'écoulement d'eau plus lent en profondeur, qui retarde l'apparition des substances polluantes à l'exutoire. Ainsi, ces eaux profondes actuellement prélevées correspondent à des infiltrations anciennes d'une période sans agriculture intensive (Balderer 1990).

Dans les eaux profondes du faciès Na-HCO₃ de l'OMM, la teneur en chlorures est assez variable (voir fig. 6.3.4a). Elle reste faible dans les forages moins profonds de la Molasse aquitanaise (F146: 3.6 mg Cl/l, F147: 2.1 mg Cl/l) et de Reichenau (F153: 1.7 mg Cl/l). Dans la région du lac de Constance, les concentrations varient entre 11.4 et 36.2 mg Cl/l. La région de Zurich présente des valeurs maximales pour ce type d'eau de 96.5 (Aqui 2) et 177.3 mg Cl/l (Aqui 1: 158.9 mg Cl/l selon Schmassmann 1990). L'eau de ces deux forages a probablement subi une contribution des eaux profondes du faciès Na-Cl en montrant également des rapports molaires inférieurs à 10 (Schmassmann 1990: 59).

Le rapport molaire Na/Cl varie dans les eaux du type hydrogencarbonaté calcique et magnésien entre 0.76 et (Ortenburg) et 42 (Wabern 1) et augmente dans les eaux du type Na-HCO₃ jusqu'à

89 (Reichenau). Ceci reflète la continuation du processus d'échange d'ions des eaux du système d'écoulement régional (voir chapitre 6.3.2).

Les valeurs maximales en chlorures sont atteintes dans les eaux du type Na-Cl. Dans les trois échantillons d'eau analysés pour cette étude, les chlorures forment l'anion le plus abondant, en représentant entre 60 et 80% (en méq). L'eau de Tiefenbrunnen contient la valeur la plus basse de 1011.0 mg Cl/l, tandis que les eaux d'Eglisau ont des valeurs plus élevées de 1278 (Eglisau 2) et 1934 mg Cl/l (Eglisau 3). Schmassmann (1990) rapporte des valeurs entre 828 (Eglisau 1) et 5209 mg Cl/l (Schafisheim) pour les eaux Na-Cl.

Parmi les eaux du type Na-Cl, le rapport Na/Cl s'approche de nouveau de un, mais avec des concentrations beaucoup plus élevées, ce qui indique soit un mélange des eaux avec de l'eau fossile marine, soit des processus d'échange ionique avec des argiles (voir fig. 6.3.4a).

Lixiviats de roche

Les concentrations en chlorures sont généralement inférieures à la limite de détection de 1 mg Cl/l dans nos solutions de lixiviation.

L'échantillon des "Glimmersande" (L108) forme une exception dans notre série des lixiviats; il contient une petite quantité de chlorures (4.2 mg Cl/l). Vu que le sel gemme, une source commune de sodium, est généralement absent dans les roches molassiques, l'origine géogène se trouve plutôt dans des réactions d'altération et d'échange d'ions avec les micas, abondants dans ces sédiments de l'OSM (Leelanandam 1953, Schmassmann 1990: 57).

Résumé

Dans les eaux souterraines de subsurface, la majorité des chlorures doit être attribuée aux apports non géogènes. Nous considérons des valeurs supérieures à 10 mg Cl/l comme l'influence des activités agricoles.

Les chlorures se révèlent donc être un traceur puissant des pollutions anthropogènes.

Dans les aquifères profonds, les chlorures apparaissent en fonction du temps de séjour. Ils sont issus soit d'un mélange d'une composante d'eau fossile marine, soit d'un échange ionique avec des argiles.

6.3.5 SODIUM (Na)

(voir fig. 6.3.4)

Précipitations atmosphériques

Le sodium est un élément qui montre un comportement conservatif, généralement peu influencé par des pollutions atmosphériques. Les concentrations dans les eaux de pluie analysées par Atteia (1992) varient entre une valeur non détectable et 0.7 mg Na/l (médiane 0.03 mg Na/l); celles présentées par Zobrist (1983) entre 0.16 et 0.23 mg Na/l. Le sodium est légèrement enrichi dans les eaux des pluvio-lessivats avec des valeurs inférieures à la limite de détection et 1.6 mg Na/l (médiane 0.2 mg Na/l; Atteia 1992). Quant aux échantillons de neige, ils contiennent entre 0.27 et 1.7 mg Na/l.

Eau de sol

Par rapport aux précipitations atmosphériques, les solutions de sol brun acide de LRY sont légèrement enrichies en sodium. Ainsi, les concentrations médianes sont situées autour de 1.0 mg Na/l tandis que les mesures varient entre 0.2 et 6.3 mg Na/l (Atteia 1992).

Aquifères de subsurface

Le sodium est un élément mineur dans nos eaux de subsurface et constitue généralement 2% des cations (en méq). Environ 90% des échantillons d'eau ont des teneurs inférieures à 5 mg Na/l (voir fig. 6.3.4c). La médiane est égale à 2.5 mg Na/l.

Les teneurs, variant entre 0.3 et 30.1 mg Na/l, montrent quand même certaines fluctuations importantes dans les eaux des différents types d'aquifères (voir annexe 6.8). Pour les analyses, il faut savoir que le sodium en concentration élevée est connu comme indicateur d'une pollution, si on peut exclure la dissolution des minéraux évaporitiques, tels que la halite, ou un mélange avec une composante d'eau fossile marine ou saumâtre dans les eaux souterraines.

Pour scinder l'influence de l'agriculture par rapport à l'input naturel, nous avons pris comme référence naturelle les eaux souterraines provenant d'une aire d'alimentation entièrement boisée, qui ne sont pas non plus affectées par le salage routier. Ces eaux constituent 30% de l'ensemble des échantillons. Les concentrations en sodium varient entre 0.9 et 4.5 mg Na/l avec une médiane de 2.2 mg Na/l (n=33). La valeur maximale de ces sources forestières correspond bien à la valeur limite de 4.6 mg Na/l (=0.2 mmol/l) proposée par Schmassmann (1990: 56) pour indiquer l'influence anthropogène.

Par conséquent, nous considérons toutes les concentrations dépassant 4.5 mg Na/l dans les eaux souterraines de subsurface comme une influence anthropogène. Ceci est le cas pour les eaux provenant des aquifères de la Molasse à gypse et de la Molasse bavaroise, ainsi que dans celle des sources 106b (Owingen), 140c (Stallikon) et 74b (Teufen). L'origine polluante du sodium

dans ces eaux est confirmée par la coïncidence d'un marquage plus évident en polluants typiques tels que les nitrates, chlorures et bromures dans ces mêmes régions.

En ce qui concerne la valeur maximale de 30.1 mg Na/l mesurée dans l'eau de la source Cornalle (COR) du réseau AQUITYP, nous avons vérifié une certaine constance des valeurs élevées en sodium, variant entre 20 et 45 mg Na/l, grâce au suivi temporel de cette source. Cette anomalie coïncide avec des valeurs élevées en chlorures, lithium, bore et iode. Nous allons discuter cette anomalie dans le chapitre 7.2.1.2.

Aquifères profonds

En descendant dans la série tertiaire, on assiste à une augmentation de la teneur en sodium, compensée par une diminution du calcium (voir chapitre 6.3.2).

Tout d'abord, la concentration augmente dans les eaux profondes du faciès Ca-Mg-HCO₃ jusqu'à une médiane de 7.4 mg Na/l (fourchette: 3.3-13.5 mg Na/l), atteint dans les eaux du faciès Na-HCO₃ une médiane de 196.3 mg Na/l (fourchette: 62.0-310.0 mg Na/l) et monte finalement dans les eaux chlorurées sodiques jusqu'à une valeur maximale de 1430.3 mg Na/l (Eglisau 3; fourchette des valeurs: 972.5-1430.3 mg Na/l). Son abondance médiane en pour cent par rapport aux cations (calculée en milliéquivalents) progresse parallèlement de 7% (Ca-Mg-HCO₃) à 90% (Na-HCO₃) jusqu'à 94% (Na-Cl).

L'enrichissement en sodium dans les eaux Na-HCO₃ n'est pas suivi par un accroissement correspondant des chlorures, mais par un appauvrissement en calcium (voir fig. 6.3.2a et chapitre 6.3.2). Ceci indique un changement du processus de dissolution le long du "flow path" de cette eau, probablement un échange cationique avec les minéraux argileux des marnes entre le calcium et le sodium (Schmassmann 1990). Il s'agit d'un processus très lent qui ne peut se marquer dans les eaux souterraines que lorsque leur circulation est également très lente.

Mis à part les eaux Na-HCO₃, le rapport molaire Na/Cl de l'ensemble des eaux oscille autour de un. C'est surtout le cas dans les eaux Na-Cl qui se rapprochent de la composition chimique de l'eau de mer. La forte augmentation des teneurs en sodium et chlorures dans les eaux du faciès Na-Cl est due soit à un mélange d'une composante d'eau fossile marine, soit à un échange ionique avec des argiles (Balderer 1990, Schmassmann 1990).

Eaux sulfatées

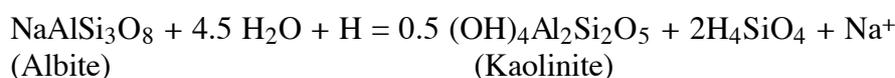
Par rapport à l'ensemble des eaux de subsurface, les eaux sulfatées sont plus riches en sodium, contenant une concentration médiane de 19.7 mg Na/l. Son abondance relative reste modeste, autour de 4% (még) des cations. A 45 m de profondeur, la teneur monte à 819.0 mg Na/l en constituant presque 60% (még) des cations. Il faut remarquer que l'aire d'alimentation de ces eaux est principalement occupée par des cultures qui influencent les anomalies en sodium dans les eaux souterraines sulfatées de subsurface (voir ci-dessus).

Lixiviats de roche

L'existence de sodium soluble dans nos essais prouve une origine en partie géogène de cet élément. Pourtant, nous avons pu démontrer uniquement dans 7 des 19 cas la présence

significative du sodium dans les solutions de lixiviation. Les plus grandes valeurs ont été obtenues dans les grès et marnes de la "Oberaquitane Mergelzone" (7.2 mg Na/l, L74) et de la Molasse à gypse (1.8 mg Na/l, L145), mais aussi de l'OMM du Rorschacherberg (1.5 mg Na/l, L80). Autrement, le sodium est présent en petite quantité dans les roches des "Glimmersande", de "l'Ottninger Schlier", des grès marin de l'OMM et dans les poudingues polygéniques du Gäbris. De plus, les teneurs en sodium restent en général inférieures à celles des eaux souterraines.

Ce comportement s'explique par la dépendance de la dissolution du sodium par rapport au temps de résidence (Balderer 1989). Dans les sédiments fins de la Molasse, le sodium est reparti de manière homogène et peut donc être dissous partout pendant la circulation de l'eau dans les roches. Il provient d'une part d'un échange cationique avec les minéraux argileux (Cerling 1989) et d'autre part de l'altération des feldspaths (albite) dont la réaction est présentée ci-dessous:



Notons que la durée de l'installation d'un équilibre, par exemple d'un système global feldspath-eau est beaucoup plus longue (Dahmke 1988) que la durée de nos essais de lixiviation de roche (4 jours; voir chapitre 4.6 et 6.3.7).

Résumé

Le marquage en sodium est généralement faible dans les eaux souterraines de subsurface de la Molasse. Vu que les valeurs élevées sont souvent liées à une pollution anthropogène, le sodium se prête mal comme marqueur naturel dans ces eaux.

Le caractère sodique des eaux souterraines augmente avec le temps de séjour de l'eau. Il est le résultat des systèmes d'écoulement et d'un mélange avec une composante de l'eau marine fossile.

6.3.6 MAGNÉSIUM (Mg)

(voir fig. 6.3.6)

Précipitations atmosphériques

Les teneurs en magnésium dans les pluies sont généralement faibles sur le Plateau Suisse et varient entre des valeurs inférieures à la limite de détection (0.2 mg Mg/l) et de 0.21 mg Mg/l (Zobrist 1983, Atteia 1992). Dans les échantillons de neige, nous avons détecté jusqu'à 0.56 mg Mg/l (P8, Hörnli).

Eau de sol

Le magnésium est légèrement plus enrichi dans les eaux de sol. Atteia (1992) rapporte des concentrations médianes entre 0.8 et 1.55 mg Mg/l du sol brun de LRY. L'échantillon S4 du sol graveleux du Gibloux a montré 0.42 mg Mg/l.

Aquifères de subsurface

Dans les eaux souterraines de subsurface, les teneurs en magnésium s'accroissent nettement par rapport aux eaux de sol jusqu'à une valeur moyenne de 16.5 mg Mg/l avec une variabilité de 0.7 et 43.2 mg Mg/l. En tant que cation, le magnésium constitue en moyenne un peu plus de 20 pour-cent (en méq).

Les fluctuations des teneurs sont assez grandes (voir annexe 6.2). D'une manière générale, nous constatons des valeurs élevées, supérieures à la moyenne, dans les aquifères constitués de matériel détritique fin. Le contraste le plus marqué se trouve dans les eaux provenant des poudingues quartzitiques du Napf, où les valeurs ne dépassent jamais 5.5 mg Mg/l (n=6). Les eaux provenant de la Molasse à gypse représentent l'autre extrême, avec des teneurs supérieures à 35 mg Mg/l. Dans les poudingues calcaires dolomitiques du Hörnli, les eaux plus riches en magnésium sont plutôt dues à l'abondance des carbonates magnésiens. Toutefois, l'aspect granulométrique et pétrographique n'explique pas les valeurs élevées des graviers quartzitiques et cristallins de la Bavière.

Les eaux de subsurface sont généralement sous-saturées en dolomite et magnésite, sauf les eaux des aquifères composés de la Molasse à gypse et des "Glimmersande", qui sont sursaturées en dolomite et moins sous-saturées en magnésite. Les eaux provenant des poudingues calcaires dolomitiques du Hörnli prennent une position intermédiaire étant soit moins sous-saturées que l'ensemble des eaux, soit sursaturées par rapport à la dolomite.

Les teneurs moyennes à élevées en magnésium dans les grès de l'OMM ont probablement une origine marine. Puisque le magnésium, abondant dans l'eau de mer, est éliminé des solutions d'interstices au cours de la diagénèse, il se retrouve dans les grès sous forme de glauconie, fréquente dans ces sédiments, mais ainsi sous forme de chlorites et de dolomie (Engelhardt 1973, Usdowski 1970).

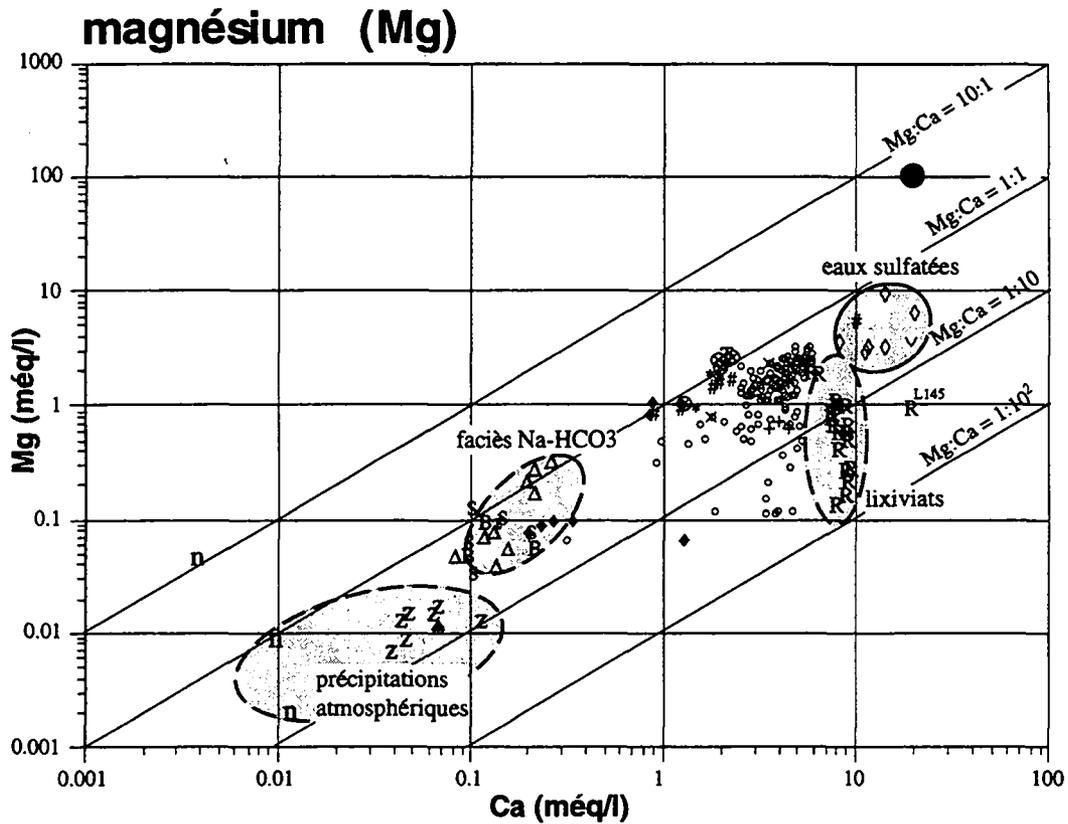


Fig. 6.3.6a: Relation entre les concentrations en calcium et en magnésium dans les différentes eaux.

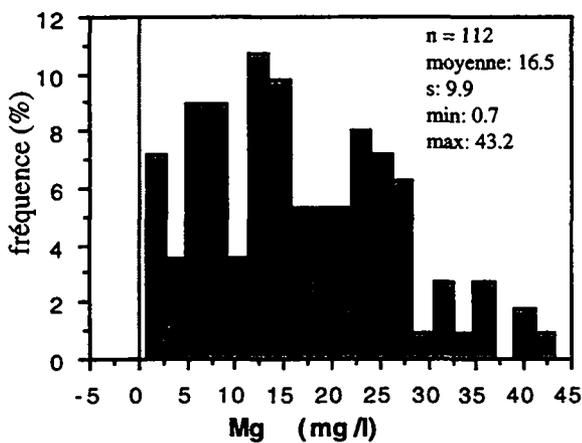


Fig. 6.3.6b: Histogramme des fréquences des concentrations en magnésium dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibriloux

Eaux souterraines de subsurface:

- ◊ eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ♦ Na-HCO₃
- Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- τ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◊ eaux sulfatées
- ∇ eaux sulfatées (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

Aquifères profonds

Les eaux profondes du faciès hydrogénocarbonaté calcique magnésien contiennent, avec une concentration médiane de 27.1 mg Mg/l, en fait 42% des cations (en méq), environ le double de magnésium que le même faciès de subsurface. Les valeurs oscillent entre 12.9 et 32.1 mg Mg/l et appartiennent au même ordre de grandeur que celles publiées par Schmassmann (1990). La mise en solution du magnésium semble liée au facteur temps de circulation des eaux dans le sous-sol.

Le comportement du magnésium, également présent dans la montmorillonite magnésienne, est similaire à celui du calcium dans les eaux à échange d'ions. Ses teneurs baissent dans les eaux Na-HCO₃, qui se partagent en deux groupes. L'un peu profond et contenant une dizaine de mg Mg/l, et l'autre, qui provient de plus grandes profondeurs, ayant une faible concentration autour de 1 mg Mg/l et représentant moins d'un pourcent des cations (en méq). Schmassmann (1990) et Bertleff (1993) décrivent surtout le deuxième groupe avec des teneurs entre 0.5 et 4.1 mg Mg/l, tandis que seule l'eau de Reichenau contient 10.3 mg Mg/l. Cette dernière est considérée comme une eau mélangée.

Les eaux fortement minéralisées du type Na-Cl font à nouveau apparaître un accroissement des concentrations en magnésium jusqu'à une valeur autour de 20 mg Mg/l. Toutefois, leur présence reste modeste, autour de 3% (en méq). Nos données correspondent à l'ordre de grandeur indiqué par Schmassmann (1990; fourchette: 11.9-21.5 mg Mg/l), à l'exception du forage de Schafisheim où la valeur monte à 68.1 mg Mg/l. Cette remontée exige une source de magnésium qui peut se trouver dans un mélange avec des eaux marines fossiles, mais aussi dans les argiles (voir chapitre 6.3.2).

Nous observons dans ces eaux profondes le résultat d'échanges cationiques, que nous avons déjà rencontré pour le calcium (voir chapitre 6.3.2), entre les cations alcalino-terreux (calcium, magnésium et strontium) et le sodium sur des minéraux argileux .

Eaux sulfatées

Comme nous l'avons déjà mentionné plus haut, les eaux sulfatées de subsurface sont plus riches en magnésium que les eaux habituelles de la Molasse. En profondeur, elles deviennent plus chargées en magnésium et atteignent 118.0 mg Mg/l à 45 m.

Lixiviats de roche

Les fluctuations des teneurs en magnésium dans les solutions de lixiviats ressemblent à celles rencontrées dans les eaux souterraines de subsurface. Les concentrations les plus élevées se trouvent à nouveau dans les roches détritiques fines, telles que les "Glimmersande" (L108), les "Oberaquitane Mergel" (L74), "l'Ottninger Schlier" et la Molasse à gypse (L145). Ceci marque une relation avec la surface de contact eau-roche. Le magnésium est pourtant moins abondant dans nos eaux artificielles, avec une médiane autour de 6 pour-cent (en méq), que dans les eaux naturelles (20 %). Rappelons, que la solubilité de la calcite (9.0 mmol HCO₃⁻/kg) est située entre

celle de la dolomite (6.49 mmol HCO_3^-/kg) et celle de la magnésite (16.50 mmol HCO_3^-/kg ; à 25°C et 101.324 kPa pCO_2 ; d'après Yanat'Eva 1954 dans Matthess 1994: 69). Un défaut de magnésium indique alors plutôt la présence de dolomie, moins soluble que la calcite, dans nos roches.

La lixiviation de la matière organique fossile nous a fourni une concentration élevée en magnésium, similaire à celle des eaux souterraines de subsurface. Elle est due à l'oxydation de la pyrite qui produit un milieu acide (pH 3.3) favorisant la dissolution des carbonates.

Résumé

Le magnésium est un élément géogène qui peut servir comme traceur naturel, mais d'une façon limitée.

La phase principale du magnésium est la montmorillonite magnésienne et la dolomite, qui est moins soluble que la calcite.

Plus la surface de contact eau-roche est grande, plus le magnésium entre en solution, à condition bien entendu que la roche contienne des minéraux magnésiens en excès.

Le comportement du magnésium est lié à celui du calcium. Il est soumis aux processus d'échanges cationiques entre les cations alcalino-terreux et le sodium sur des minéraux argileux.

6.3.7 SILICIUM (Si)

(voir fig. 6.3.7)

Dans une eau à pH inférieur à 9, le silicium est principalement présent sous forme de l'acide orthosilicique, H_4SiO_4 (Stumm et Morgan 1981, Drever 1988).

Précipitations atmosphériques

Les concentrations en silicium dans les eaux de pluie varient entre 0.25 et 0.41 mg Si/l (Atteia 1990). Atteia (1990) a pu démontrer que cet élément est retenu par le couvert végétal, avec une médiane de 0.1 mg Si/l. Les concentrations en silicium dans deux échantillons de neige sont encore plus petites, soit de l'ordre de grandeur du ppt.

Eau de sol

L'oxyde de silicium forme la matrice des roches silicatées et est abondant dans la croûte terrestre. La teneur médiane en silicium dans les solutions de sol est environ 10 fois plus élevée que dans les eaux de pluie, variant entre 3.3 et 5.75 mg Si/l (voir fig. 6.3.7a; Atteia 1990). La présence en solution du silicium est principalement due à l'hydrolyse des silicates (quartz, feldspaths, mica, argiles) qui est favorisée par des concentrations élevées en H^+ , comme nous les trouvons dans le sol avec un pH autour de 5. Pourtant, les concentrations en silicium dans les eaux de sol varient considérablement en fonction du climat, y compris la température et les précipitations atmosphériques, ainsi que de la composition pétrographique de la roche et du type de végétation (Eaton et al. 1968).

Eaux de source (aquifères de subsurface)

D'une manière générale, la quantité de silice augmente peu par rapport aux eaux de sol dans le milieu neutre des eaux souterraines. La distribution des concentrations dans les eaux de source se rapproche d'une distribution normale, avec une moyenne de 6.2 mg Si/l ($s = 2.8$ mg Si/l) et des extrêmes de 2.0 et 19.0 mg Si/l (voir fig. 6.3.7b).

Du point de vue de la variabilité spatiale moyenne (voir annexe 6.5), les plus hautes concentrations en silicium sont situées dans les eaux des sédiments riches en composantes quartzitiques et cristallines de l'E du bassin molassique, notamment les marnes gréseuses de l'Ottwang (échantillons 116b et 119b), qui contiennent 17.7 et 19.0 mg Si/l. Ces deux derniers échantillons sont les seuls à être en équilibre en respect du "silica gel", mais restent pourtant sous-saturés en silice amorphe (SiO_2 ; voir fig. 6.3.7a et annexe 6.11). Pour l'échantillon 119b, Teufelsmühle, Unger (1984) rapporte aussi une teneur élevée en silicium de 14.7 mg Si /l (pH 7.21, 9.9°C). Ces anomalies en silicium pourraient indiquer une origine thermique de ces eaux. Pourtant, une estimation des températures en profondeur par l'utilisation d'un géothermomètre de calcédoine (formule de Fournier dans Truesdell 1976):

$$T (^{\circ}C) = (1015.1 / (4.655 - \log SiO_2 [mg/l])) - 273.15$$

nous indique des valeurs autour de 60°C. En admettant un gradient géothermique de 33°C/km, cette température calculée exige une profondeur pour ces eaux autour de 2000 m, ce qui nous semblent peu probable.

Le même calcul exécuté avec une eau de source provenant des "Glimmersande" de la colline de Sipplingen à côté du lac de Constance (échantillon 108b: 7.0 mg Si/l, température à l'exutoire: 9.1°C), pour laquelle nous disposons de deux analyses de tritium, nous indique avec un gradient thermique de 33°C/km (Rybach et al. 1987) une origine de l'eau à environ 300 m de profondeur. Les teneurs en tritium de 56 UT (23.4.1990) et 48 UT (17.9.1990) montrent par contre une eau jeune (voir annexe 7). L'utilisation d'un géothermomètre de calcédoine ne nous semble donc pas applicable pour nos eaux de source. Avec nos données, nous supposons que les anomalies en silicium sont plutôt liées à la composition pétrographique et à la perméabilité de l'aquifère qu'à la température de l'eau.

Les grès de l'OMM et ceux de la "Napf-Schüttung" produisent également des eaux avec des teneurs en silicium assez élevées, soit supérieures à 5 mg Si /l. Les poudingues calcaires dolomitiques du Hörnli (OSM) et l'ensemble de la Molasse subalpine, sans égard à la composition pétrographique, produisent plutôt des eaux faiblement minéralisées en silicium. Du fait de la faible variabilité des températures dans l'ensemble de ce groupe d'eau, ces fluctuations sont plutôt liées à la vitesse d'écoulement (durée du contact eau-roche, granulométrie, porosité d'interstices) et à la pétrographie des roches de l'aquifère qu'à la température (voir fig. 6.3.7a).

Un des critères pour distinguer les eaux de subsurface par rapport aux eaux souterraines profondes du type Ca-Mg-HCO₃, est une basse concentration en silicium, concentration entre 2.8 et 4.5 mg Si /l, proposée par Schmassmann (1990: 199). Dans notre cas, sur les 112 échantillons analysés, ce critère ne s'applique pas, notamment pour les raisons suivantes:

- Notre valeur moyenne de 6.2 mg Si /l (n=112) des eaux de subsurface est déjà plus haute que la valeur limite de 4.5 mg Si/l indiquée par Schmassmann (1990).
- les concentrations maximales en silicium rencontrées dans les eaux souterraines du bassin molassique (jusqu'à 19.0 mg Si/l) se trouvent également dans des eaux de source, qui dépassent amplement la valeur maximale analysée par Schmassmann (1990) dans les eaux profondes du type Ca-Mg-HCO₃ (10.45 mg Si/l).

D'après les calculs d'équilibre avec WATEQ4F, la répartition des indices de saturation par rapport à la silice amorphe, indiquant principalement une sous-saturation, suit d'une manière correspondante celle des teneurs en silicium (voir annexe 6.11). Généralement, les eaux sont sursaturées par rapport au quartz, peu soluble (voir fig. 6.3.7a). Seuls les échantillons les plus riches en silicium (116b et 119b) sont en équilibre en respect du "silica gel".

Eaux sulfatées

Les eaux sulfatées ne montrent pas de particularités par rapport aux teneurs en silicium dans les eaux souterraines de subsurface. La médiane est égale à 4.9 mg Si/l, avec des extrêmes de 3.7 et 7.4 mg Si/l.

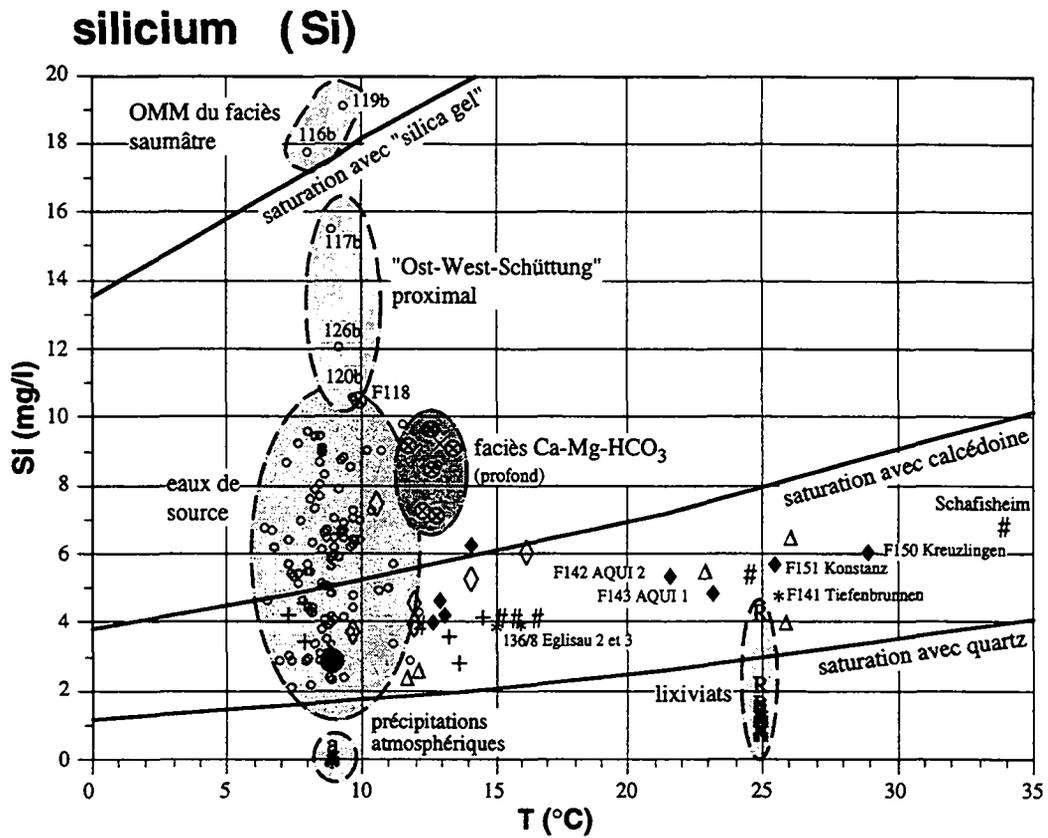


Fig. 6.3.7a: Relation entre la température et les concentrations en silicium des différentes eaux. Les courbes de saturation sont calculées avec le logiciel WATEQ4F qui utilise la base de données thermodynamiques de Nordstrom et al. (1990).

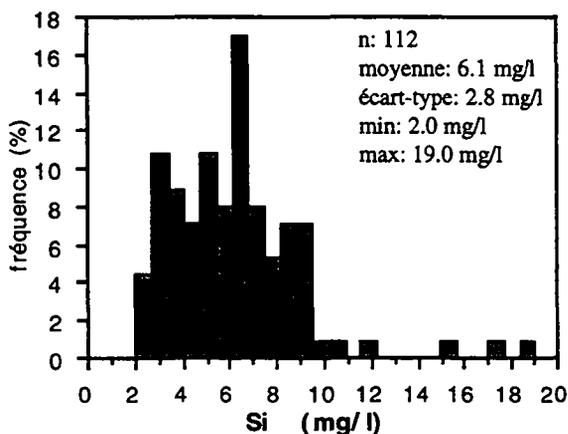


Fig. 6.3.7b: Histogramme des fréquences des concentrations en silicium dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ◆ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Berteff 1993)
- † Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux sulfatées
- ∇ eaux sulfatées (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

Aquifères profonds

Par rapport aux eaux des exutoires naturels de la Molasse, les eaux à écoulement plus profond du faciès Ca-Mg-HCO₃ sont légèrement plus riches en silicium avec une médiane de 9.1 mg Si/l et des extrêmes de 7.0 et 10.5 mg Si/l. Dans l'eau de Dettenberg, une valeur de 9.4 mg Si/l a été mesurée (Schmassmann 1990).

Dans les eaux Na-HCO₃, la concentration médiane en silicium diminue au fur et à mesure de 5.2 mg Si/l (4.1 - 6.4 mg Si/l) jusqu'à une valeur de 4.0 mg Si/l (3.9 - 4.8 mg Si/l) dans les eaux Na-Cl. Les données de Schmassmann (1990) varient entre 2.4 et 6.4 mg Si/l (Na-HCO₃) et entre 4.0 et 5.5 mg Si/l (Na-Cl) et indiquent même 6.9 mg Si/l dans l'eau de Schafisheim.

Le graphique de la figure 6.3.7a, où l'ensemble des mesures d'eau a été reporté, ne montre pas une bonne corrélation des concentrations en silicium avec la température. Seules quelques eaux souterraines profondes font apparaître une faible tendance vers les teneurs plus élevées en fonction de la température. Elles peuvent servir à l'estimation des températures en profondeur par l'utilisation du silicium comme géothermomètre (Ellis et Mahon 1977, Vuataz 1982, Schmassmann 1990: 126).

Quant aux calculs thermodynamiques, les eaux profondes du faciès Na-HCO₃ et du faciès Na-Cl sont sursaturées en respect du quartz, mais sous-saturées en respect de la calcédoine (voir fig. 6.3.7a).

Lixiviats de roche

Les solutions de lixiviation de roche ont un contenu en silicium médian de 1.2 mg Si/l (variabilité entre 0.8 et 4.2 mg Si/l), plus faible que la plupart des eaux de source. Ces lixiviats sont généralement sous-saturés en respect du quartz (voir fig. 6.3.7a). C'est pourquoi l'installation d'un équilibre d'un système global silicates-eau est beaucoup plus lente que la durée de quatre jours de nos essais de lixiviation de roche (voir chapitres 4.6 et 6.3.5). Toutefois, des essais au laboratoire ont montré qu'un équilibre partiel avec des minéraux secondaires, tel que la kaolinite, peut s'installer dans les premières 200 heures déjà en fonction de la surface de la réaction et du volume d'eau (Dahmke 1988), ce qui explique la présence du silicium dans nos solutions.

Un faible accord des concentrations relatives entre les eaux et les lixiviats de roches peut pourtant être noté, surtout dans le cas des eaux provenant des marnes gréseuses de l'Ottang (L116) et des "Glimmersande" (L108).

Résumé

Comme charpente minérale des roches silicatées, le silicium est un élément typiquement géogène, présent partout dans les eaux souterraines, mais en petites concentrations. La majorité entre en solution dans le milieu acide du sol. D'une manière générale, la variabilité spatiale est

petite. Toutefois, les eaux provenant de l'OMM du faciès saumâtre sont nettement caractérisées par de hautes concentrations en silicium.

Ces teneurs élevées peuvent avoir différentes origines. Dans les eaux souterraines de subsurface, elles augmentent en fonction du contenu en minéraux silicatés et des sédiments à grains fins (faibles vitesses d'écoulement) jusqu'à une valeur de 19.0 mg Si/l. Dans les eaux souterraines profondes par contre, la teneur en silicium a tendance à croître en fonction de la température, mais ne dépasse jamais 7.0 mg Si/l.

6.3.8 POTASSIUM (K)

(voir fig. 6.3.8)

Précipitations atmosphériques

La variabilité du potassium dans les eaux de pluie est relativement faible, avec une fourchette de valeurs moyennes comprise entre 0.1 et 0.57 mg K/l (Zobrist 1983, Atteia 1990). Les trois échantillons de neige analysés sont situés dans la même gamme, avec des valeurs de 0.21, 0.25 et 0.09 mg K/l. Le potassium est enrichi lors du passage du couvert végétal de la station de LRY et atteint une teneur médiane de 1.1 mg K/l (Atteia 1990: 44).

Eau de sol

Le potassium est libéré dans le sol brun acide étudié par Atteia (1992). Il est sujet à une lixiviation lente et indépendante du pH. Ses teneurs varient entre 0.21 et 0.9 mg K/l.

Aquifères de subsurface

Le potassium a une petite mobilité géochimique due à une incorporation dans les phyllosilicates (Schmassmann 1990: 87). Dans les eaux de subsurface, les concentrations en potassium sont donc généralement basses avec une médiane de 0.8 mg K/l et une gamme de 0.2 à 8.1 mg K/l. Quant à la proportion de potassium parmi les cations, elle dépasse rarement 1% (en méq).

Le domaine des concentrations élevées correspond aux eaux des aquifères constitués de la Molasse à gypse, avec des valeurs supérieures à 2.0 mg K/l (voir annexe 6.8). Une influence des engrais de ferme et de commerce épandus sur ces terrains doit aussi être considérée dans ces eaux, car il s'agit d'une aire d'alimentation déjà marquée par des anomalies en nitrates, chlorures, brome et sodium. Ajoutons que les eaux de source d'une aire d'alimentation entièrement boisée contiennent une valeur maximale de 1.8 mg K/l (n=33). En tenant ainsi compte de la composition de l'aire d'alimentation et des teneurs en nitrates analysées, les concentrations en potassium des échantillons 41b, 72b, 121b et 125b, situées entre 2.4 et 4.2 mg K/l, sont principalement issues d'une pollution.

Des teneurs sensiblement plus élevées, mais dans des terrains plutôt naturels, se trouvent dans les eaux des aquifères du Napf, du Rigi (1.8 mg K/l) et également des grès de l'OMM (voir annexe 4 et 6.8).

Aquifères profonds

Les eaux du type Ca-Mg-HCO₃ ne se distinguent pas essentiellement des eaux souterraines de subsurface, avec une médiane de 1.1 mg K/l et une petite variabilité de 0.8 à 1.3 mg K/l.

Dans l'étage hydrochimique sous-jacent, les teneurs doublent avec une médiane de 1.8 mg K/l et des extrêmes de 1.2 et 2.1 mg K/l, mais restent pourtant faibles.

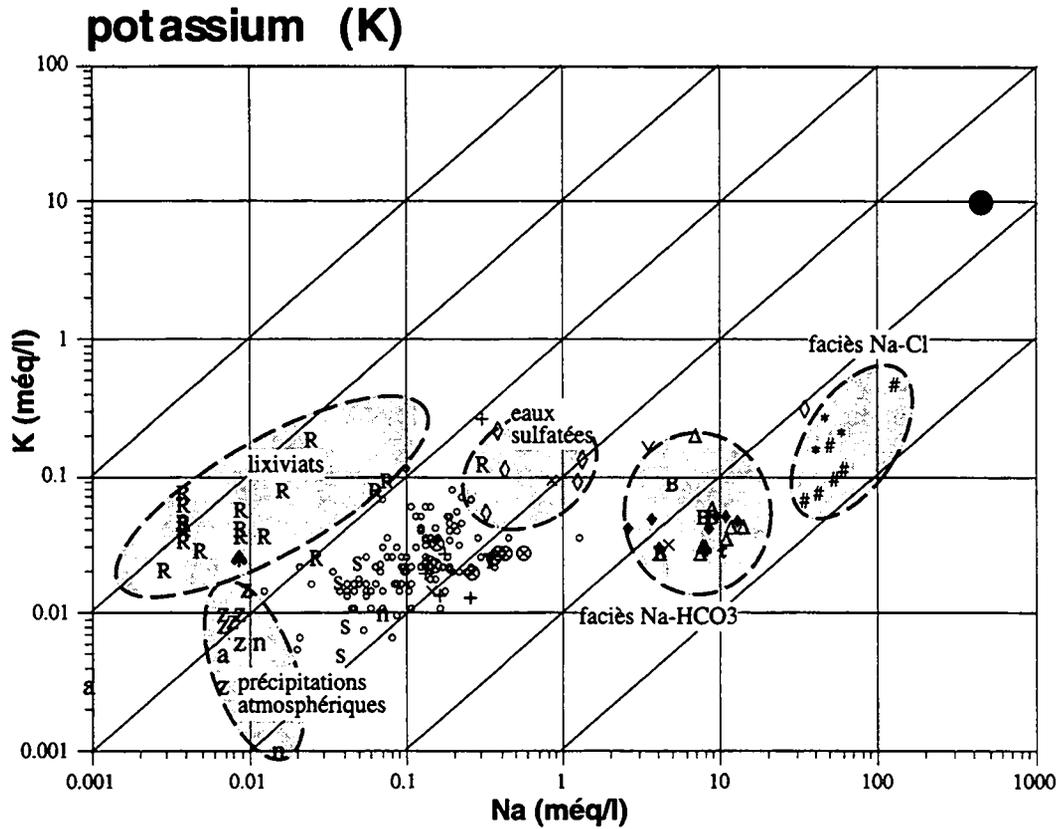


Fig. 6.3.8a: Relation entre les concentrations en sodium et en potassium dans les différentes eaux.

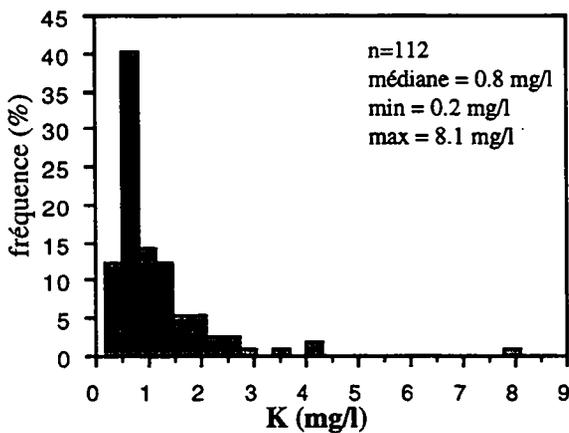


Fig. 6.3.8b: Histogramme des fréquences des concentrations en potassium dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Atteia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Atteia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Atteia 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- τ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux sulfatées
- ∨ eaux sulfatées (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

Les eaux chlorurées sodiques (Na-Cl) contiennent plus de potassium avec une médiane de 8.4 mg K/l (fourchette des valeurs: 6.2-10.5 mg K/l). Elles sont influencées par les processus d'échange cationique et par un mélange avec une composante d'eau fossile marine.

Eaux sulfatées

Le domaine des concentrations élevées correspond encore une fois aux eaux des aquifères constitués de la Molasse à gypse, avec des valeurs de subsurface variant entre 2.0 et 8.1 mg K/l. Cette teneur augmente jusqu'à 11.7 mg K/l dans l'échantillon F145, prélevé à 45 m de profondeur.

Lixiviats de roche

Les analyses des solutions de lixiviation indiquent de hautes teneurs (médiane de 1.7 mg K/l) par rapport aux eaux naturelles (médiane de 0.8 mg K/l). Les rapports molaires K/Na sont également plus grands, c'est-à-dire entre 1 et 15, que ceux des eaux naturelles qui sont généralement inférieurs à 1. Les valeurs maximales se trouvent dans les sédiments à grains fins, notamment les marnes ottnangiennes (L116), de Teufen (L74) et de la Molasse à gypse, ce que nous pouvons aussi observer dans les eaux naturelles.

Résumé

Le potassium est un élément mineur et peu mobile dans les eaux souterraines de la Molasse, et ne constitue jamais plus de 3% des cations (en méq). Mis à part les eaux de la Molasse à gypse (USM), il montre de faibles fluctuations. Son origine peut être géogène et anthropogène.

6.3.9 STRONTIUM (Sr)

(voir fig. 6.3.9)

Précipitations atmosphériques

Les apports atmosphériques en strontium dans le cycle de l'eau sont minimes. Ainsi, les eaux de pluie contiennent des concentrations médianes de 0.002 mg Sr/l, qui augmentent légèrement à 0.005 mg Sr/l sous l'influence d'un couvert forestier (Atteia 1992). Nos échantillons de neige indiquent à peu près le même ordre de grandeur avec des teneurs en strontium variant entre 0.001 et 0.002 mg Sr/l.

Eau du sol

Les eaux du sol brun acide de LRY sont enrichies en strontium par rapport aux précipitations atmosphériques. Elles contiennent des valeurs médianes comprises entre 0.009 et 0.014 mg Sr/l (Atteia 1992). Notre mesure du Gibloux est légèrement inférieure avec une valeur de 0.008 mg Sr/l.

Aquifères de subsurface

L'histogramme des fréquences indique une faible présence de strontium dans les eaux souterraines. Ainsi, 85% des concentrations en strontium se situent en dessous de 0.4 mg Sr/l (voir fig. 6.3.9b). La médiane est égale à 0.2 mg Sr/l, avec des extrêmes de 0.01 et 4.8 mg Sr/l.

Le rapport molaire Ca/Sr dans les eaux souterraines de subsurface varie entre 0.0005 et 0.008. Les rapports des six eaux de source décrites par Schmassmann (1990) prennent une position intermédiaire par rapport à nos eaux, en variant entre 0.0016 et 0.0028.

La variabilité spatiale des teneurs en strontium est très petite dans la majorité des eaux, ne permettant généralement pas une caractérisation distincte. Les eaux souterraines issues de la Molasse à gypse, par contre, se distinguent nettement de l'ensemble des eaux avec une valeur médiane de 4.69 mg Sr/l.

Eaux sulfatées

Les teneurs en strontium ne varient pas en fonction du temps de séjour. La dispersion des valeurs est assez serrée, entre 4.03 et 5.29 mg Sr/l avec une médiane de 4.69 mg Sr/l (n=6).

Le rapport molaire Ca/Sr situé autour de 0.01 est plus élevé dans les eaux sulfatées que dans celles de l'ensemble des eaux souterraines de subsurface. Il est lié à une augmentation considérable de calcium qui atteint des valeurs maximales dans les eaux provenant de la Molasse à gypse (voir chapitre 6.3.2).

L'ion strontium s'est déjà révélé un élément marqueur des gypses dans les aquifères évaporitiques du Trias du bassin lémanique du Rhône où les eaux contiennent entre 1 et 15 mg Sr/l avec une moyenne de 7.9 mg Sr/l (Mandia 1991).

Aquifères profonds

Le strontium montre deux comportements différents dans les eaux profondes de l'OMM du faciès Ca-Mg-HCO₃. Tout d'abord, les teneurs sont basses dans les extrémités du bassin molassique, soit autour de 0.2 mg Sr/l dans les eaux du bassin bavarois et autour de 0.28 mg Sr/l dans celles de la Savoie. En tenant compte de leur rapport molaire Ca/Sr (voir fig. 6.3.9a), ces eaux ont plutôt les caractéristiques des eaux de subsurface.

Dans les eaux de Matran et Wabern, par contre, les valeurs se distinguent nettement des eaux de source par des teneurs en strontium élevées, variant entre 1.17 et 2.19 mg Sr/l. Leurs rapports molaires Ca/Sr indiquent un enrichissement en strontium, probablement dû aux temps de séjour souterrains plus longs.

Les eaux du faciès Na-HCO₃ ont des concentrations en strontium semblables à celles de subsurface avec une médiane de 0.41 mg Sr/l (variabilité entre 0.19 et 2.16 mg Sr/l). Puisqu'elles sont moins riches en calcium, leur rapport molaire est plus élevé (voir fig. 6.3.9a).

Les eaux du faciès Na-Cl contiennent les concentrations les plus élevées dans la Molasse, mais cependant modestes, à Tiefenbrunnen avec 6.45 mg Sr/l (Schmassmann 1990: 7.56 mg Sr/l) et à Eglisau 3 avec 5.01 mg Sr/l (Schmassmann 1990: 4.90 mg Sr/l). Schmassmann rapporte une valeur maximale des eaux de l'USM de Schafisheim avec 20.35 mg Sr/l. Les rapports molaires varient à peu près de la même manière que ceux des eaux du faciès Na-HCO₃, mais avec des concentrations plus élevées.

Nous observons, dans ces eaux d'un système d'écoulement régional, le résultat d'échanges cationiques sur des minéraux argileux entre les cations alcalino-terreux (calcium, magnésium et strontium) et le sodium. Nous avons déjà rencontré ce type d'échange avec le calcium (voir chapitre 6.3.2).

Lixiviats de roche

En général, les lixiviats ont mis en évidence la présence du strontium dans toutes les roches. Mis à part les échantillons L74 et L145, les concentrations sont faibles (0.15-1.1 mg Sr/l). En ce qui concerne la Molasse à gypse, nos essais ont mis en évidence la forte solubilité du strontium en présence des sulfates. Elle est notamment liée aux minéraux authigènes de célestine (SrSO₄) caractéristiques des conduits gypseux (George 1977, Mandia et Parriaux 1990).

Le lixiviat de la matière organique fossile n'a révélé qu'une faible concentration en strontium.

Résumé

D'une manière générale, le strontium est présent en faibles concentrations dans les eaux souterraines de la Molasse. Cet élément sert de traceur géogène dans les eaux sulfatées de la Molasse à gypse avec une teneur assez stable autour de 4.7 mg Sr/l.

Seules les eaux souterraines d'un système d'écoulement régional atteignent des valeurs plus élevées avec un maximum de 6.45 mg Sr/l, en relation avec les échanges cationiques sur des minéraux argileux.

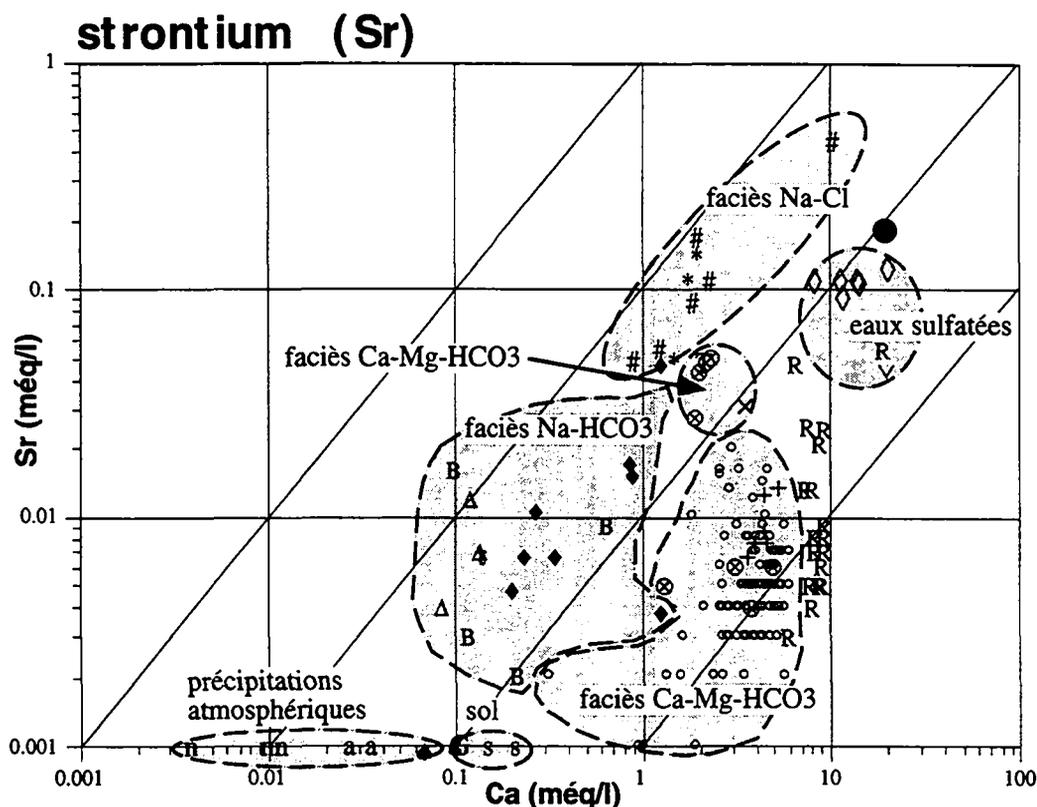


Fig. 6.3.9a: Relation entre les concentrations en calcium et en strontium dans les différentes eaux.

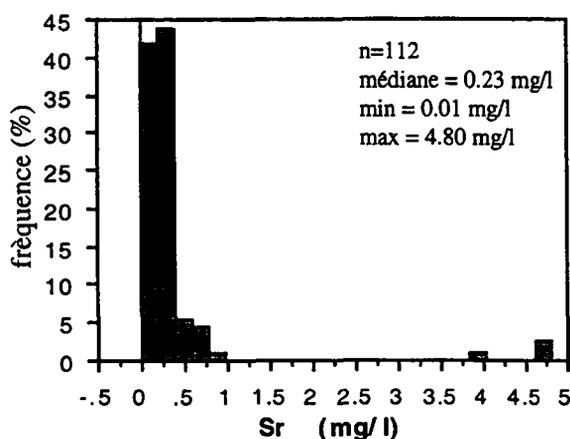


Fig. 6.3.9b Histogramme des fréquences des concentrations en strontium dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Atcia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Atcia 1992)
- neige

Eau de sol:

- s LRY (Atcia 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- τ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux sulfatées
- ∨ eaux sulfatées (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixivats de roche

6.3.10 NITRATES (NO_3^-)

(voir fig. 6.3.10)

L'azote est avant tout transporté sous forme de nitrate, facilement soluble et donc très mobile dans l'eau.

Précipitations atmosphériques

La majorité des nitrates dans les eaux de pluie est issue des oxydes d'azote, NO_x , produits par la combustion des carburants, surtout du pétrole dans les moteurs des voitures (Zobrist et Stumm, 1979), et, dans une moindre mesure, de substances chimiques rejetées par les industries. Chaque molécule de NO est alors transformée en acide nitrique (HNO_3) qui participe à la baisse du pH des pluies.

Une autre origine de l'azote dans les pluies est l'agriculture, source d'émission d'ammoniaque NH_3 provenant de l'élevages d'animaux, de l'épandage de fumier et de gaz hilarant N_2O provenant principalement des cultures fourragères (p.ex. du maïs). Les différentes formes d'azote contenues dans les eaux de pluie peuvent subir les transformations biochimiques complexes du cycle de l'azote et se transforment en nitrates dans le sol. C'est notamment le cas de la nitrification bactériologique de l'ammonium.

Prasuhn et Braun (1994: 38) estiment une concentration moyenne annuelle de 4.5 mg NO_3^-/l dans les précipitations atmosphériques sur le Plateau suisse. Les teneurs analysées des stations météorologiques de Dübendorf et de Payerne au cours de l'année 1992 varient respectivement entre 0.27 et 8.24 mg NO_3^-/l et entre 0.35 et 3.94 mg NO_3^-/l (NABEL 1993). La teneur médiane en nitrates dans les eaux de pluie du Plateau suisse est relativement stable avec une variabilité entre 1.8 et 3.2 mg NO_3^-/l (Zobrist 1983, Atteia 1992).

Lors de leur passage à travers le couvert forestier de LRY, les eaux sont fortement enrichies en nitrates, ce qui est exprimé par une médiane de 6.1 mg NO_3^-/l (n=30) (Atteia 1992). Pourtant, dans la même étude mais sur un autre site dans le Jura, les nitrates des pluvio-lessivats sont restés stables. Deux mesures des eaux de neige indiquent 2.3 mg NO_3^-/l (P5, Gibloux) et 0.2 mg NO_3^-/l (P8, Hörnli).

Eau de sol

Les solutions de sol de LRY sous la forêt peuvent atteindre des concentrations en nitrates allant jusqu'à 7.3 mg NO_3^-/l , tandis que les teneurs médianes varient entre 0.4 et 3.1 mg NO_3^-/l (Atteia 1992).

Aquifères de subsurface

Les sources diffuses de nitrates à l'intérieur d'un bassin d'alimentation sont constituées, d'une part, par la minéralisation de la matière organique du sol et, dans une moindre mesure, des substances organiques contenues dans les bois fossiles, et, d'autre part, par la minéralisation des engrais de ferme (lisiers, fumier) et de commerce épandus sur les terrains molassiques.

Dans notre réseau spatial, les concentrations en nitrates sont soumises à de fortes fluctuations avec des valeurs variant entre 0.1 et 157.9 mg NO₃⁻/l. La teneur médiane est égale à 8.2 mg NO₃⁻/l.

Pour comprendre ces grandes fluctuations des teneurs, il faut considérer les diverses occupations de l'aire d'alimentation. En général, le degré de lessivage des nitrates diminue dans cet ordre: terres cultivées, prairies et forêt (Bosshard 1985).

Une évaluation des 33 eaux de source molassiques provenant des aires d'alimentation entièrement boisées, donc sans aucune influence agricole, nous fournit une gamme de 0.1 à 15.3 mg NO₃⁻/l et une médiane de 6.8 mg NO₃⁻/l. Notre valeur médiane correspond aux mesures à long terme effectuées en Suisse dans les eaux souterraines de subsurface sous forêt, variant entre 5 et 9 mg NO₃⁻/l (Ulrich 1975, Braun et al. 1991). Des concentrations entre 26 et 31 mg NO₃⁻/l sont rencontrées dans les eaux sises sous des prairies, tandis que celles drainant des terres cultivées varient entre 66 et 73 mg NO₃⁻/l (Bosshart 1985). En Bavière, nous avons enregistré deux sources situées dans des régions agricoles, qui dépassent considérablement cette gamme de teneurs avec des valeurs maximales de 83.6 et 157.9 mg NO₃/l.

En tenant compte de l'abondance des restes ligniteux dans les dépôts molassiques, nous considérons des valeurs supérieures à 20 mg NO₃⁻/l comme une indication certaine d'une contamination agricole. En procédant ainsi, les trois régions détectées par des anomalies en chlorures, bromures et sodium s'individualisent par leur teneurs en nitrates (voir annexe profil 6.3). Il s'agit de la Molasse bavaroise, de la Molasse à gypse en Suisse occidentale et de quelques aquifères de l'OMM du Plateau vaudois. L'occupation agricole de ces terrains est essentiellement constituée de terres ouvertes cultivées. Toutefois, il faut ajouter que les nitrates peuvent également avoir une origine géogène, située dans les micas sous forme de NH₄⁺ (Wlotzka 1978).

Statistiquement, il existe une bonne corrélation linéaire entre les nitrates et les bromures (R=0.856), avec un risque d'erreur de 5% (voir fig. 6.3.10a).

Aquifères profonds

Les nitrates sont généralement absents (<1.0 mg NO₃⁻/l) dans les eaux souterraines très profondes de la Molasse. La diminution des teneurs en fonction du temps de séjour est illustrée avec les eaux sulfatées de la Molasse à gypse près d'Yverdon. Sans tenir compte de la variabilité temporelle des nitrates, leur concentration dans les eaux de subsurface se situe autour de 30 mg NO₃⁻/l et descend à 23 mg NO₃⁻/l à 30 m de profondeur et jusqu'à 10.0 mg NO₃⁻/l à 45 m de profondeur. En Bavière, où les aquifères de subsurface sont considérablement chargés en nitrates, les eaux d'un aquifère profond, prélevées à 75 m, se caractérisent par des teneurs de 6.6 mg NO₃⁻/l (118B Ortenburg). Dans ce cas, il s'agit d'une eau encore plus ancienne et moins nitraturée.

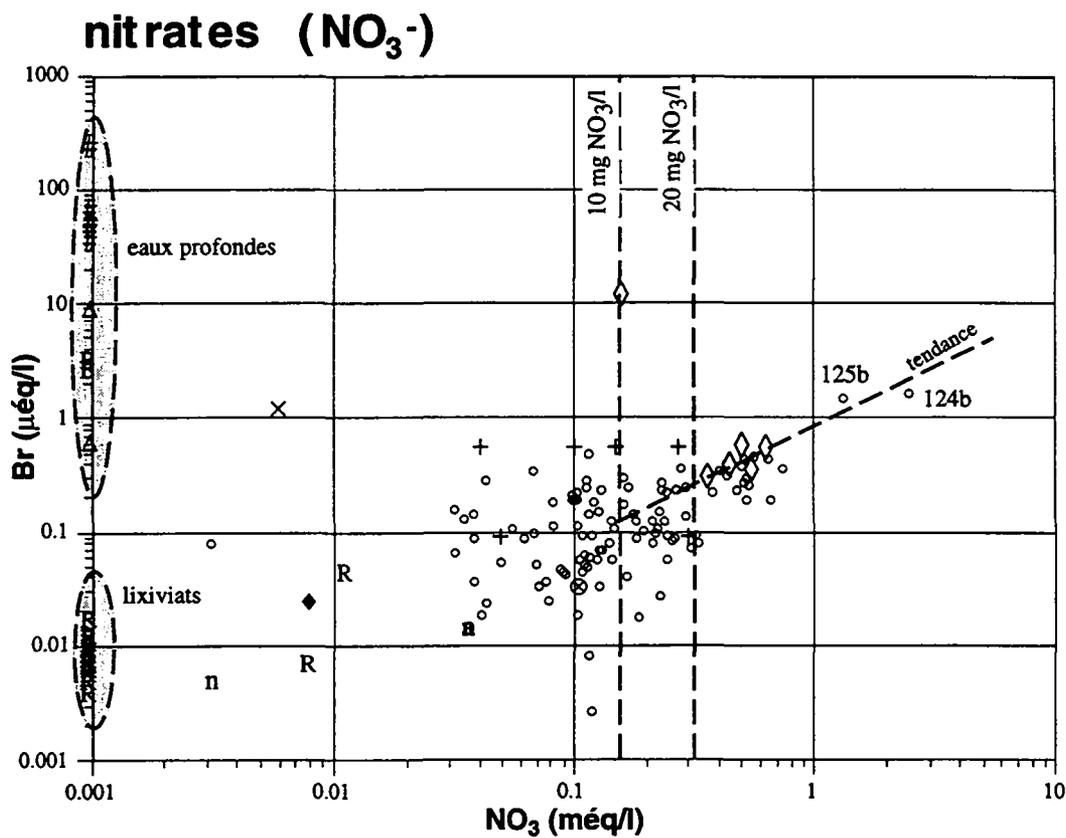


Fig. 6.3.10a: Relation entre les concentrations en nitrates et en brome dans les différentes eaux.

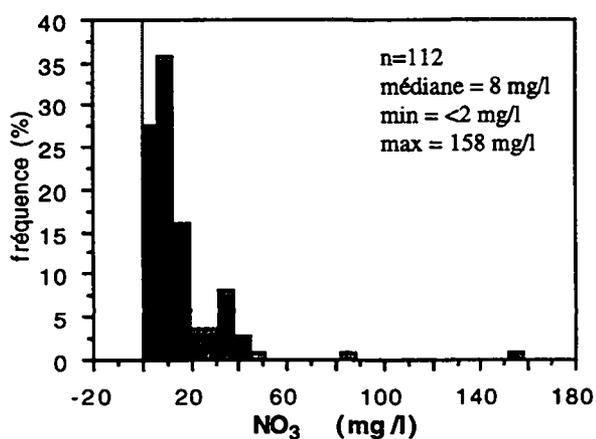


Fig. 6.3.10b: Histogramme des fréquences des concentrations en nitrates dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:
 z eau de pluie (Zobrist 1983)
 a eau de pluie (Atteia 1992)
 ◆ pluvio-lessivats (Atteia 1992)
 n neige

Eau de sol:
 s LRY (Atteia 1992)
 G Gibriloux

Eaux souterraines de subsurface:
 o eaux de source
 + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:
 ⊗ Ca-Mg-HCO₃
 × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
 T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
 ◆ Na-HCO₃
 Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
 B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
 τ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
 * Na-Cl
 # Na-Cl (Schmassmann 1990)

◇ eaux sulfatées
 v eaux sulfatées (Thierrin 1990)
 ● eau de mer (Turekian 1978)
 R lixiviats de roche

Lixiviats de roche

Toutes les concentrations en nitrates mesurées dans nos solutions de lixiviation de roche sont inférieures à la limite de détection de 2.0 mg NO₃⁻/l. Nos essais au laboratoire ne prouvent donc pas une origine géogène. Le test de lixiviation de la matière organique fossile a pourtant fourni une valeur basse égale à 2.7 mg NO₃⁻/l.

Résumé

Dans les eaux souterraines, les apports atmosphériques et géogènes en nitrates sont négligeables par rapport à l'input de l'agriculture.

Quant aux aquifères de subsurface, des teneurs en nitrates supérieures à 20 mg NO₃⁻/l représentent des pollutions typiquement liées aux activités agricoles. Dans notre réseau d'étude, les aquifères de la Molasse bavaroise, de la Molasse à gypse en Suisse occidentale et de quelques aquifères de l'OMM du Plateau vaudois sont concernés par une contamination agricole non négligeable. Ces trois mêmes régions sont également marquées par des anomalies en chlorures, bromures et sodium. Statistiquement, il existe une bonne corrélation linéaire entre les nitrates et les bromures (R=0.856, avec un risque d'erreur de 5%).

Des valeurs inférieures à 10 mg NO₃⁻/l sont considérées comme un "background" biogène naturel. La présence de substances organiques fossilisées dans l'aquifère peut aussi provoquer des teneurs élevées en nitrates.

Quant aux aquifères profonds, le contenu des eaux en nitrates diminue en fonction du temps de séjour. Ces polluants sont généralement absents (<1.0 mg NO₃⁻/l) dans les eaux très profondes (>100m).

6.3.11 PHOSPHORE (P)

Cet élément n'a pas été mesuré systématiquement dans ce travail.

Précipitations atmosphériques

Le phosphore de l'atmosphère provient essentiellement des fines particules de poussières transportées par l'air issues des sols et des engrais, mais également de la combustion des carburants fossiles. Prasuhn et Braun (1994: 41) estiment une concentration moyenne annuelle en phosphore dans les précipitations atmosphériques de 50 $\mu\text{g P/l}$ sur le Plateau suisse.

Eau du sol

Le phosphore est fortement fixé dans les sols et est lixivié seulement en petites quantités (Braun et al. 1991). Ses concentrations dans les eaux sont donc faibles.

Aquifères de subsurface

Dans l'eau souterraine, les teneurs en phosphore sont liées à l'altération des roches de l'aquifère indépendamment de l'occupation du sol (Von Steiger et Baccini 1990). Le principal minéral contenant du phosphore est l'apatite.

Nous avons exécuté 14 analyses de phosphore total dans les eaux de source du bassin molassique pour tester la fraction naturelle de cet élément, généralement considéré comme polluant anthropique. Les concentrations obtenues varient entre 0.7 et 122.1 $\mu\text{g P/l}$ (=0.37 mg $\text{PO}_4^{3-}/\text{l}$) autour une médiane de 6.8 $\mu\text{g P/l}$ (=0.02 mg $\text{PO}_4^{3-}/\text{l}$) (n=14) (voir annexe 4). Dans les eaux naturelles, le phosphore se trouve principalement sous la forme d'orthophosphate (PO_4^{3-} , Hem 1985), tandis que les polyphosphates sont négligeables.

A l'exception d'un seul échantillon (87b) qui contient 13.4 $\mu\text{g P/l}$, les huit eaux provenant des dépôts terrestres de la Molasse (poudingues, grès, sables, marnes) contiennent des concentrations comprises entre 0.7 à 6.0 $\mu\text{g P/l}$, donc inférieures à la médiane. Les 6 échantillons d'eau provenant des grès marins, par contre, ont des teneurs supérieures à la médiane (6.8 $\mu\text{g P/l}$) variant entre 7.6 et 122.1 $\mu\text{g P/l}$. 5 eaux, sur les 6 considérées, dépassent l'objectif de qualité en Suisse de 0.05 mg $\text{PO}_4^{3-}/\text{l}$. Deux eaux (LRY et 56b), jaillissant d'une aire d'alimentation entièrement boisée et sans habitations, dépassent même la limite de tolérance de 0.1 mg $\text{PO}_4^{3-}/\text{l}$, à partir de laquelle on suppose une contamination par des infiltrations de déjections humaines ou animales, ou par des eaux de lessivage de terres cultivées fertilisées avec un excès d'engrais phosphatés (Manuel suisse des denrées alimentaires 1994). Nos données nous permettent donc d'admettre que l'influence d'un aquifère constitué de sédiments marins provoque une anomalie naturelle en phosphore sur l'eau souterraine.

En effet, la présence du phosphore dans les sédiments marins a été rapportée par plusieurs auteurs. Il est relâché par le biote marin dans l'eau de mer et peut précipiter sous forme de phosphorite, un phosphate de calcium impur (Hem 1985). Dans la Molasse suisse, des remaniements de grains phosphatés provenant du Jura et de l'Helvétique (albien-aptien) se trouvent dans les secteurs distaux de l'USM et l'OMM (M. Weidmann, comm. pers.).

Dans l'OMM, le phosphore se trouve également sous forme de dents de requin constituées de fluorapatite et de coprolites d'échinodermes, des excréments fossilisés, comme constituants mineurs dans les grès coquilliers du "Oberaargau" (p.ex. Schadler 1932, Büchi et Wiener 1967, Allen et al. 1985). Un essai de lixiviation d'une pointe de dent de requin fossilisée pesant 260 mg nous a ainsi fourni une solution avec 3.6 mg de phosphore (=11 mg $\text{PO}_4^{3-}/\text{l}$) ce qui prouve la solubilité de ce phosphore sous l'influence de l'eau et du gaz carbonique. Zack (1980) signale le lessivage du fluor lors de la dissolution d'une dent de requin fossilisée contenant de la fluorapatite .

Aberer (1957) décrit des nodules de phosphorite dans les grès quartzeux de l'OMM en Autriche supérieure occidentale ("westliches Oberösterreich"). Ceux-ci proviennent de concrétions phosphoritiques de l'Aquitaniens, qui est principalement composé des marnes argileuses. C'est aussi dans cette région, que nous avons enregistré la valeur maximale de 122.1 $\mu\text{g P/l}$ (=0.37 mg $\text{PO}_4^{3-}/\text{l}$) dans les eaux de source provenant des marnes gréseuses de "l'Ottmanger Schlier" (116b).

Aquifères profonds

Tous les faciès d'eau des aquifères profonds au N de la Suisse contiennent généralement des concentrations inférieures à 15 $\mu\text{g P/l}$ (Schmassmann 1990). La teneur en phosphore dans les eaux chlorurées sodiques est ainsi plus basse que dans l'eau de mer, qui contient 88 $\mu\text{g P/l}$ (Turekian 1969). Ceci est dû à la mobilité géochimique moindre des phosphates dans le sous-sol, liée à l'adsorption sur les surfaces des minéraux argileux et des hydroxydes des métaux (Matthess 1994).

Résumé

Les apports atmosphériques et agricoles en phosphore sont principalement retenus dans le sol.

Les aquifères constitués de grès marins produisent naturellement des teneurs élevées en phosphore, généralement supérieures à 6.8 $\mu\text{g P/l}$ (=0.02 mg $\text{PO}_4^{3-}/\text{l}$). Une valeur maximale de 122.1 $\mu\text{g P/l}$ (=0.37 mg $\text{PO}_4^{3-}/\text{l}$) a été enregistrée dans les eaux de source provenant des marnes gréseuses de "l'Ottmanger Schlier" (116b).

6.3.12 FLUOR (F)

(voir fig. 6.3.12)

Le fluor, la forme réduite de l'oxydant fort F_2 , est inactif dans l'eau (Allègre et Michard 1973: 65).

Aquifères de subsurface

Dans les eaux de source, les concentrations en fluor se trouvent généralement au-dessous de la limite de détection de 0.2 mg F/l. Seules les eaux sulfatées indiquent des valeurs quantifiables, mais qui restent autour de 0.2 mg F/l.

Eaux sulfatées

Par rapport aux eaux sulfatées de subsurface, le marquage en fluor se renforce légèrement dans le piézomètre SE5, où la concentration augmente de 0.35 mg F/l à 30m de profondeur (F144) jusqu'à 0.64 mg F/l à 45m de profondeur (F145). Cette légère augmentation des teneurs est probablement liée à la faible perméabilité de la Molasse à gypse (voir ci-dessous).

A titre comparatif, les eaux froides provenant des aquifères évaporitiques ont également des teneurs inférieures à 0.2 mg F/l (Mandia 1991). La présence du fluor dans les eaux sulfatées est probablement liée à celle de la fluorine (CaF_2) diagénétique ou hydrothermale (fréquemment rencontrée dans le Trias) ou de la fluorapatite ($Ca_5(PO_4)_3F$), souvent répandues dans les formations évaporitiques.

Aquifères profonds

Les eaux des aquifères profonds du faciès Ca-Mg- HCO_3 ne se distinguent pas des eaux de source; elles ont des teneurs en fluor au-dessus ou autour de la limite de détection (0.2 mg F/l). Par contre, toutes les eaux profondes du faciès Na- HCO_3 et Na-Cl contiennent des concentrations plus élevées en fluor que les autres eaux de la Molasse. Les eaux hydrogénocarbonatées sodiques présentent des teneurs variant entre 0.26 et 7.54 mg F/l. Les valeurs minimales sont situées dans les eaux provenant de la Molasse grise de Lausanne ("Aquitainien"), qui sont les moins profondes de ce type d'eau, avec 0.26 et 0.53 mg F/l, tandis que la valeur maximale est rencontrée dans l'eau de Mainau (F152) avec 7.54 mg F/l. Schmassmann (1992) rapporte des concentrations entre 1.25 et 10.20 mg F/l. Des valeurs maximales de 10.2 mg F/l (Schmassmann 1992) et de 7.1 mg F/l (Bertleff 1993) ont été mesurées dans l'eau de Mainau. L'enrichissement en fluor des eaux est favorisé par un pH élevé, une basse teneur en calcium et une faible perméabilité (Krainov et Petrova 1979, Hem 1970). Dans notre cas, l'eau de Mainau semble être plutôt influencée par un pH élevé de 8.8 et par une faible perméabilité (Schmassmann 1992: 112) que par la concentration en calcium; cette eau contient en effet 26.2 mg Ca/l, la valeur maximale pour toute la série des eaux du type Na- HCO_3 .

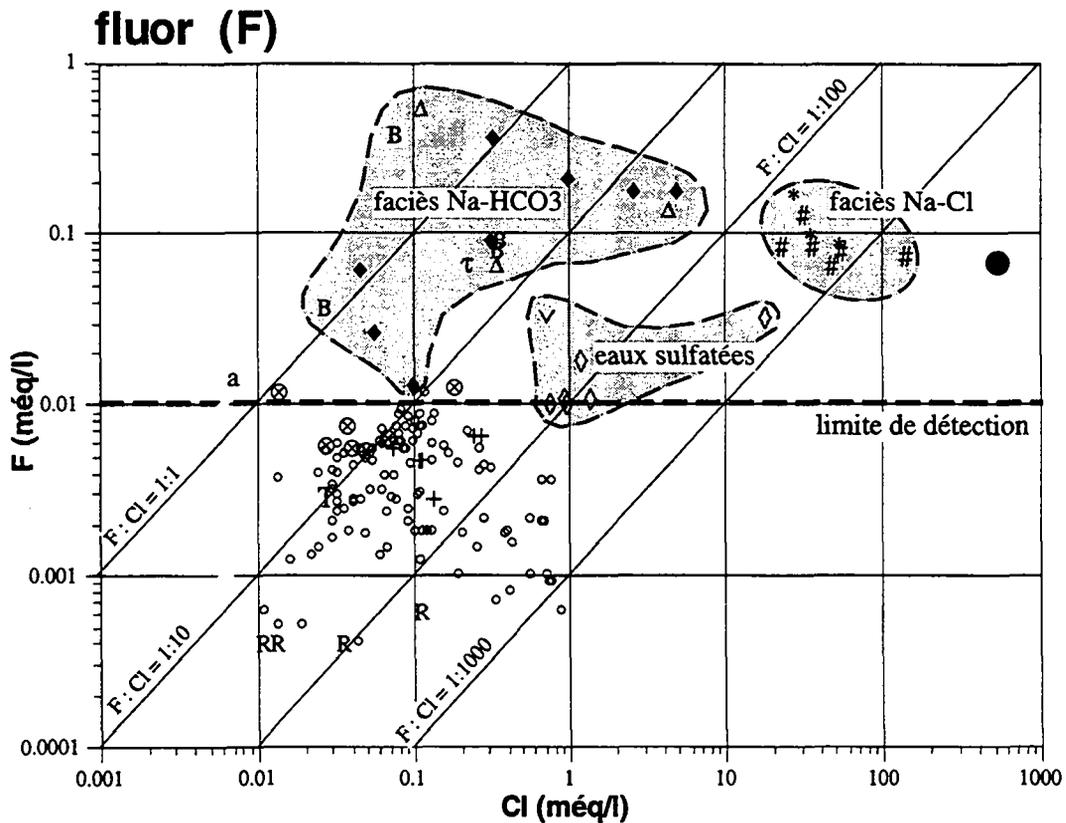


Fig. 6.3.12a: Relation entre les concentrations en chlorures et en fluor dans les différentes eaux.

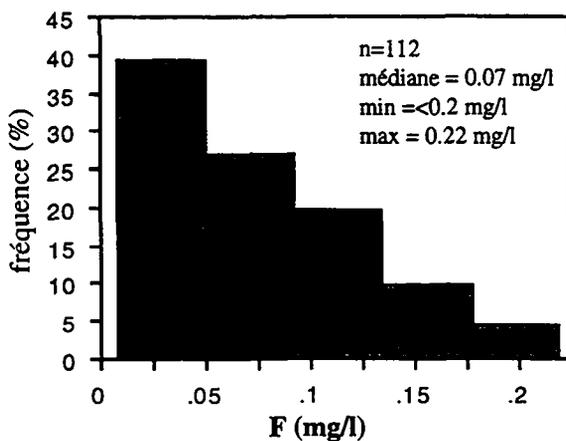


Fig. 6.3.12b: Histogramme des fréquences des concentrations en fluor dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- S LRY (Ateia 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- ° eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- △ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- τ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux sulfatées
- ∨ eaux sulfatées (Thierrin 1990)
- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

Les eaux chlorurées sodiques sont moins riches en fluor que les eaux du faciès Na-HCO₃. Elles montrent une fluctuation des concentrations en fluor relativement petite, variant entre 1.71 et 3.39 mg F/l. Celles mesurées par Schmassmann (1992) oscillent dans le même ordre de grandeur, entre 1.29 et 2.57 mg F/l.

Par rapport à l'eau de mer qui contient 1.3 mg F/l et montre un rapport molaire F/Cl de 0.000125, les eaux profondes sont plus riches en fluor (voir fig. 6.3.12a). La tendance à une augmentation des concentrations en fluor, et ainsi du rapport molaire F/Cl, coïncide avec une baisse des concentrations en chlorures, qui signale une diminution de l'influence d'une composante fossile marine (Schmassmann 1992).

Lixiviats de roche

Toutes les concentrations en fluor sont situées au-dessous de la limite de détection de 0.2 mg F/l.

Résumé

Le fluor est un marqueur des eaux souterraines du type Na-HCO₃ et Na-Cl contenant une composante fossile marine. Ces eaux montrent des concentrations de l'ordre de 1 à 7.5 mg F/l. Dans une moindre mesure, cet élément marque également les eaux sulfatées.

6.4 ELÉMENTS EN TRACE

Définition d'un élément en trace

Le terme "élément en trace" est utilisé dans la littérature d'une manière vague et son sens varie selon les différentes disciplines scientifiques. Souvent, il désigne un groupe d'éléments qui sont présents en petites concentrations. En sciences de la terre, un élément en trace ne fait pas partie des 8 éléments courants constituant la charpente d'une roche (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg; Adriano 1986). Par analogie, les éléments majeurs et mineurs en hydrochimie sont HCO₃, Ca, Mg, Na, K, Si, Sr, SO₄, Cl, NO₃ et F. Pour la présente étude, nous considérons un élément comme trace dès qu'il est présent à un niveau inférieur à 0.1%. Ceci est le cas dans nos eaux souterraines de subsurface, où l'ensemble des éléments en trace représentent en moyenne 0.03% des substances dissoutes par rapport à la minéralisation globale (TSD). Leur ordre de grandeur est de quelques $\mu\text{g/l}$. Certains de ces éléments peuvent être concentrés dans les eaux des systèmes d'écoulement régionaux et représentent donc déjà une composante mineure.

Les éléments avec des concentrations inférieures à 1 $\mu\text{g/l}$ sont considérés comme ultra-traces.

6.4.1 LITHIUM (Li)

(voir fig. 6.4.1)

Précipitations atmosphériques

Les concentrations en lithium dans les deux échantillons de neige du Gibloux et du Hörnli contiennent 0.043 et 0.015 $\mu\text{g Li/l}$ (voir chapitre 4.4.3). Leurs rapports Li/Cl de respectivement $1.5 \cdot 10^{-4}$ et $1.7 \cdot 10^{-4}$, sont assez proches de celui de l'eau de mer de $4.5 \cdot 10^{-5}$ (Turekian 1978: 309; voir fig. 6.4.1a).

Aquifères de subsurface

Près de 70% des échantillons possèdent des concentrations inférieures à 5 $\mu\text{g Li/l}$. Nous avons enregistré une valeur médiane de 2 $\mu\text{g Li/l}$ avec des extrêmes de 0.1 et 28.7 $\mu\text{g Li/l}$.

La répartition spatiale des concentrations en lithium présentée à l'annexe 6.4 souligne son caractère marqueur pour certaines eaux des aquifères de subsurface. Ainsi, les plus fortes teneurs correspondent aux eaux provenant de la Molasse à gypse (médiane de 20 $\mu\text{g Li/l}$), des Grès de la Cornalle (USM, 22 $\mu\text{g Li/l}$), de la "Rigi-Schüttung" (11 $\mu\text{g Li/l}$), des grès de l'OMM du faciès estuarin (médiane de 3.5 $\mu\text{g Li/l}$), de "l'Otnanger Schlier" (8 et 29 $\mu\text{g Li/l}$) et des "Glimmersande" (médiane de 8 $\mu\text{g Li/l}$).

Les résultats obtenus par Schmassmann (1990) pour des eaux souterraines de subsurface du NW de la Suisse ne permettent pas une telle distinction à cause de la limite de détection plus élevée (100 $\mu\text{g Li/l}$).

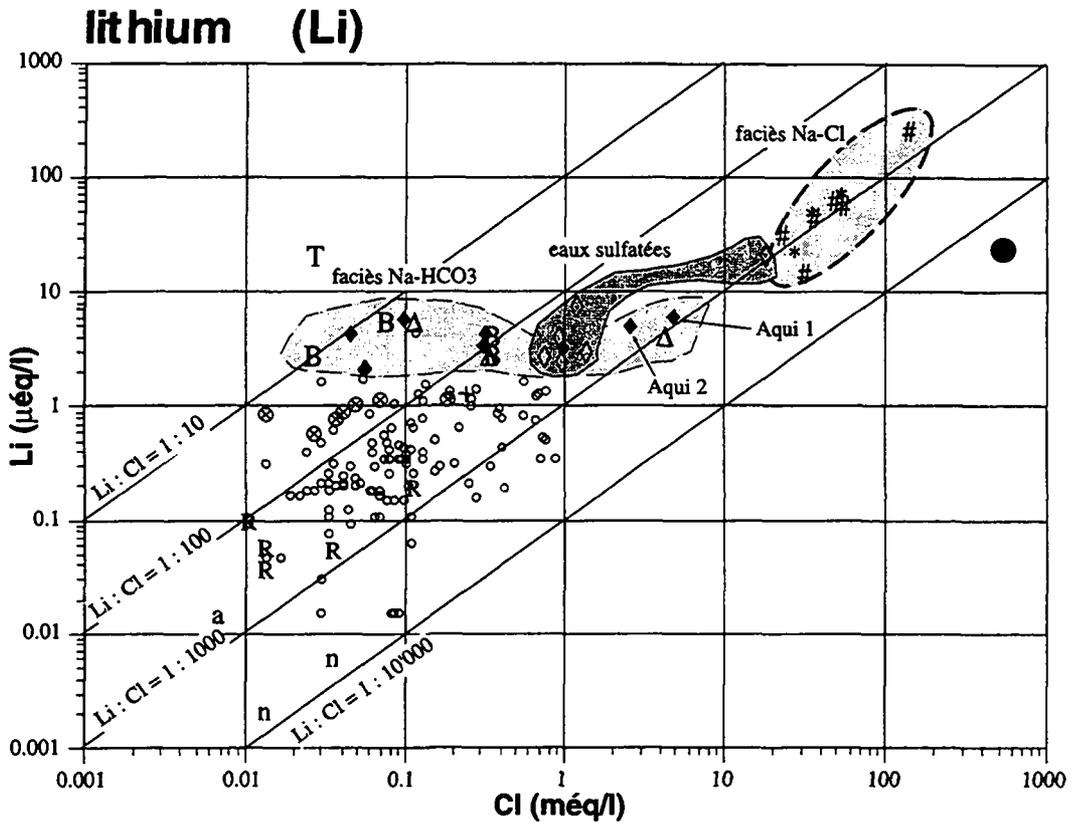


Fig. 6.4.1a: Relation entre les concentrations en chlorures et lithium dans les différentes eaux.

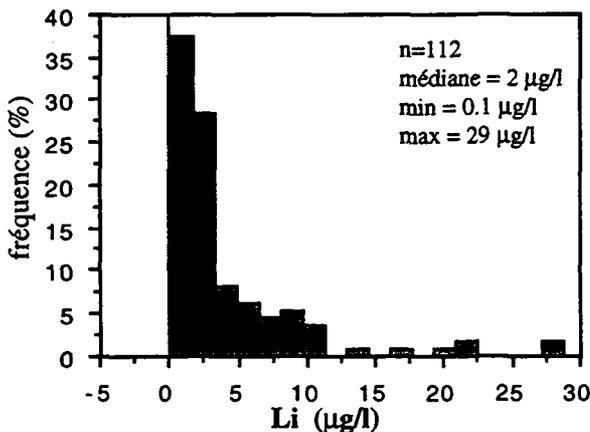


Fig. 6.4.1b: Histogramme des fréquences des concentrations en lithium dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ◆ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibroux

Eaux souterraines de subsurface:

- ° eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- † Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux sulfatées
- ∇ eaux sulfatées (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

Eaux sulfatées

Les eaux sulfatées d'Yverdon montrent une augmentation des teneurs avec la minéralisation totale. Le rapport Li/Cl des eaux sulfatées d'Yverdon (F144, F145) est assez semblable à celui des eaux souterraines profondes du faciès Na-Cl (voir fig. 6.4.1a). L'abondance du lithium dans les évaporites peut être liée aux argiles intercalées ou aux inclusions des fluides ("Restlösungen" d'après Schmassmann 1990: 82).

Aquifères profonds

En général, les teneurs en lithium augmentent progressivement en fonction de la profondeur.

Les échantillons des eaux du faciès Ca-Mg-HCO₃ contiennent des concentrations de 4 à 8 µg Li/l. Leur valeur médiane de 6 µg Li/l est donc déjà plus élevée que celle des aquifères de subsurface (2 µg Li/l). Thierrin (1990) rapporte des teneurs élevées comprises entre 35 et 80 µg Li/l pour les eaux du même forage à Matran, ce qui ne correspond pas aux nôtres (6-7 µg Li/l). Rappelons que nos eaux de Matran sont déjà caractérisées par une anomalie en zinc (voir chapitre 6.4.9). Cette variabilité des teneurs en lithium peut donc indiquer une influence de la tuyauterie ou également un effet de perturbation de l'eau.

Dans les eaux du faciès Na-HCO₃, les teneurs varient entre 17 et 46 µg Li/l, avec une médiane de 33 µg Li/l.

Les valeurs les plus élevées de nos eaux échantillonnées sont atteintes par les eaux du faciès Na-Cl. L'eau de Tiefenbrunnen contient 166 µg Li/l, les eaux d'Eglisau 2 et 3 sont les plus riches en lithium avec des valeurs de 351 et 524 µg Li/l (Schmassmann 1990: 320 et 460 µg Li/l).

Quant au rapport molaire Li/Cl, il augmente régulièrement depuis les eaux de neige jusqu'aux eaux du faciès Na-HCO₃, soit de 0.0002 à 0.1, en indiquant principalement un accroissement des teneurs en lithium (voir fig. 6.4.1a). L'enrichissement en chlorures devient plus important dans les eaux d'Aqui (Zürich), illustré par un rapport voisin de 0.002, ce qui indique un mélange avec des eaux plus anciennes du type Na-Cl (Schmassmann 1990). Le rapport Li/Cl des eaux du faciès Na-Cl reste à peu près le même que celui des eaux d'Aqui, mais avec des concentrations plus élevées.

Schmassmann (1990: 83) écrit que la majorité des eaux de subsurface et des eaux profondes, qui sont dominées par les eaux météoriques ou des eaux des formations fluvio-lacustres, montrent généralement un grand rapport Li/Cl supérieur à 0.008. Les eaux ayant une contribution importante d'eaux marines ou saumâtres, auraient plutôt un rapport Li/Cl inférieur à 0.002. Cependant, 20 % (n=112) de nos eaux de subsurface n'étant pas en contact avec des eaux anciennes, ont pourtant un rapport inférieur à 0.002, semblable aux eaux de Tiefenbrunnen et d'Eglisau (voir fig. 6.4.1a). Le rapport de ces 23 échantillons d'eau de subsurface varie entre 0.00015 et 0.0018. Cette observation s'explique, d'une part par la baisse de la limite de détection du lithium de 100 µg Li/l (Schmassmann 1990) à 1-10 µg Li/l (avec la technique HR-ICP-MS) et, d'autre part, par des concentrations élevées en chlorures dans certaines eaux dues aux activités anthropogènes.

Les eaux d'Eglisau (230-460 $\mu\text{g Li/l}$) et de Schafisheim (1900 $\mu\text{g Li/l}$), analysées par la Cédra (Schmassmann 1990), dépassent même la concentration de l'eau de mer (170 $\mu\text{g Li/l}$; Turekian 1978), tandis que les concentrations en chlorures montrent une dilution par rapport à l'eau de mer. Cette observation indique un enrichissement en lithium dans les aquifères profonds, ce qui s'explique par un échange d'ions entre le lithium, qui est très soluble, et le magnésium, qui a un rayon ionique presque identique (Schmassmann 1990: 84).

Lixiviats de roche

Les analyses effectuées sur les lixiviats montrent des teneurs en lithium généralement inférieures à la limite de détection (1-10 $\mu\text{g Li/l}$). En considérant les valeurs indicatives, seuls les échantillons contenant une fraction marneuse (L116, L74, L145) ont relâché du lithium. Ceci s'explique, d'une part par la plus grande surface de réaction de ces roches avec l'eau, et, d'autre part, par la plus grande abondance du lithium dans les fractions limoneuses et argileuses par rapport à la roche mère (McLaughlin 1955).

Le lithium provient principalement des roches granitiques riches en mica (Heier et Billings 1978). La mise en solution de cet élément a lieu par dissolution ou transformation des minéraux et par échange ionique. Pendant l'altération, le lithium est relâché par les minéraux primaires, surtout des phyllosilicates primaires et des phosphates, et entre en solution sous forme de Li^+ . Il peut s'incorporer dans les minéraux d'argile précipités. La concentration de lithium dans l'eau est principalement contrôlée par son incorporation dans les argiles des sols et des sédiments (Heier et Billings 1978). Le lithium contenu dans les "Glimmersande" provient essentiellement des micas blancs abondants dans ces sédiments bien triés, dont la fraction fine a été en bonne partie "lavée".

Le lixiviat de la matière organique fossile a fourni une concentration élevée de 9 $\mu\text{g Li/l}$.

Résumé

Le lithium est un élément à faible concentration (médiane de 2 $\mu\text{g Li/l}$) parmi les traces minérales trouvées dans les eaux souterraines de subsurface.

Il s'avère être un marqueur naturel spécifique (avec des concentrations généralement supérieures à 5 $\mu\text{g Li/l}$) aux cinq sous-types d'aquifères: "Glimmersande", Molasse à gypse, OMM du Jolimont et du Plateau vaudois, Rigi, OMM du faciès saumâtre.

Dans les eaux des aquifères profonds, les teneurs en lithium augmentent considérablement avec leur longueur de cheminement dans un système d'écoulement régional ("flow path") et atteignent quelques centaines, voire quelques milliers de $\mu\text{g Li/l}$.

6.4.2 BORE (B)

(voir fig. 6.4.2)

Dans les eaux naturelles, le bore, combiné à l'oxygène, se trouve sous forme d'acide borique ("Orthoborsäure"), H_3BO_3 (Senften 1971).

Précipitations atmosphériques

Les concentrations en bore ont des valeurs médianes autour de $3 \mu g B/l$ et peuvent augmenter jusqu'à une médiane de $10 \mu g B/l$ lors du passage de l'eau à travers le couvert forestier (Atteia 1992). Le bore est un micronutriment et peut donc être absorbé activement par la végétation.

Les teneurs de nos échantillons de neige sont inférieures à celles des eaux de pluie. Elles diminuent dans un sens W-E de $1.8 \mu g B/l$ (Jorat, VD) à $0.6 \mu g B/l$ au Gibloux, et même jusqu'à $0.4 \mu g B/l$ au Hörnli.

Eau de sol

Les concentrations médianes en bore dans le sol brun acide de LRY sont élevées et égales à 12 (bougie poreuse céramique) et $32 \mu g B/l$ (lysimètres à membranes). Notre mesure d'eau gravifique du Gibloux indique une valeur plus basse: $3.7 \mu g B/l$.

Aquifères de subsurface

Les eaux des aquifères de subsurface contiennent généralement des concentrations inférieures à celles de l'eau de sol. La dispersion des teneurs est caractérisée par 75% des valeurs, qui ne dépassent pas $6 \mu g B/l$ avec une médiane de $3 \mu g B/l$. Senften (1971) rapporte une teneur moyenne de $10 \mu g B/l$ (n=6) pour les eaux de source de Suisse.

Les rapports molaires B/Cl font apparaître une grande dispersion des eaux de source allant généralement de 0.001 jusqu'à 0.05 (voir fig. 6.4.2a).

Le profil de répartition spatiale des teneurs en bore fait ressortir 7 sources avec des concentrations nettement supérieures à $10 \mu g B/l$ (voir annexe 6.3). Il s'agit principalement des eaux provenant de la Molasse à gypse qui ont une médiane de $26 \mu g B/l$ (n=4).

La valeur élevée de la source 26a-Biezwil ($20.4 \mu g B/l$) s'isole nettement des autres eaux de source du même sous-type d'aquifère et est donc probablement le résultat d'une pollution. Notons que le bore s'est également avéré être un élément indiquant l'influence des déchets ménagers et industriels (Isenschmid et Schärer 1990: 1408-1415).

L'anomalie en bore dans l'eau de la source COR ($55.7 \mu g B/l$) est discutée dans le chapitre 7.2.1.2.

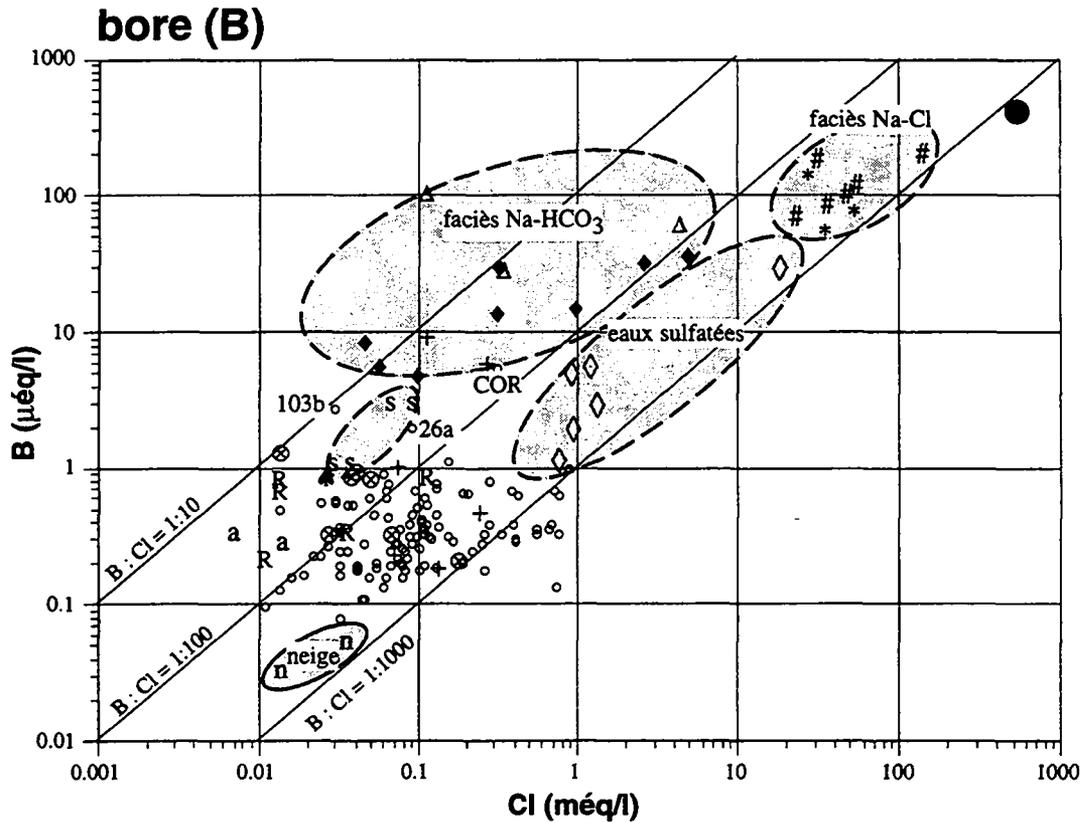


Fig. 6.4.2a: Relation entre les concentrations en chlorures et en bore dans les différentes eaux.
 COR: source avec une influence d'eau connée
 103b: eau de la "Rigi-Schümung"
 26a-Biezwil: eau polluée

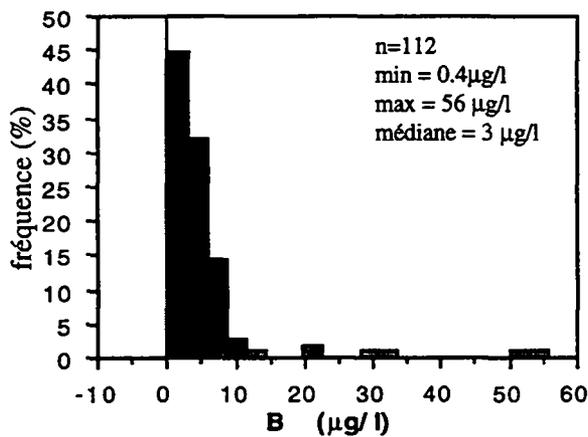


Fig. 6.4.2b: Histogramme des fréquences des concentrations en bore dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Attea 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Attea 1992)
- neige

Eau de sol:

- s LRY (Attea 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- ° eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- † Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux sulfatées
- ∨ eaux sulfatées (Thierrin 1990)
- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

La haute teneur en bore ($28.2 \mu\text{g B/l}$) mesurée dans l'eau provenant de la "Rigi-Schüttung" (103b Arth, SZ) se base également sur une seule analyse, qui ne peut pas être comparée avec d'autres du même aquifère, comme c'est le cas pour la plupart de nos points d'eau du réseau d'observation. L'interprétation de l'origine du marquage chimique est donc difficile. Néanmoins, l'aire d'alimentation de cette source occupée par la forêt et des pâturages, est peu anthropisée ($4.8 \text{ mg NO}_3/\text{l}$), de telle sorte qu'une origine géogène du bore est plus probable.

Selon White et al. (1973) des teneurs élevées en bore, rencontrées dans des eaux thermales, peuvent également être liées à un métamorphisme-diagenèse progressif des sédiments marins.

Eaux sulfatées

Les teneurs en bore des eaux sulfatées des aquifères de subsurface varient entre 12 et $52 \mu\text{g B/l}$, avec une médiane de $26 \mu\text{g B/l}$ ($n=4$). En comparaison avec les eaux de source issues des roches évaporitiques, Senften (1971) indique une teneur moyenne de $73 \mu\text{g B/l}$ et Mandia (1991) une teneur médiane de $20 \mu\text{g B/l}$. L'empreinte chimique dans les eaux sulfatées de la Molasse augmente en fonction du temps de séjour et atteint $316 \mu\text{g B/l}$ à 45 m de profondeur (F145).

Dans les évaporites marines, le bore est principalement accumulé dans les argiles et les anhydrites (Harder 1978). Il est probablement un co-précipité des sulfates.

Aquifères profonds

D'une manière générale, les concentrations en bore augmentent en fonction de la profondeur.

Par rapport aux eaux de subsurface, les eaux du faciès Ca-Mg-HCO₃ sont légèrement enrichies en bore avec une médiane de $6 \mu\text{g B/l}$. Quant aux rapports molaires B/Cl, ils s'intègrent bien dans le groupe des eaux de source.

Les concentrations en bore augmentent nettement dans les eaux du faciès Na-HCO₃, surtout dans les eaux de l'OMM où les valeurs varient entre 100 et $420 \mu\text{g B/l}$. Dans les eaux provenant de l'USM (F146, F147), cette empreinte est moins aiguë avec des valeurs de 56 et $64 \mu\text{g B/l}$. Les rapports molaires B/Cl augmentent également dans l'OMM, en indiquant un accroissement plus fort du bore que des chlorures. Cette distinction entre les eaux de l'USM et de l'OMM s'explique par le fait que le bore peut être adsorbé par les illites d'origine surtout marine ou saumâtre (Schmassmann 1990: 133). Ceci indique une origine sédimentaire.

Les rapports molaires B/Cl des eaux du faciès Na-Cl se rapprochent le plus de celui de l'eau de mer qui est égal à 0.00075 (voir fig. 6.4.2a), étant donné qu'elles ont des apports plus importants en chlorure qu'en bore. Ces eaux contiennent des teneurs en bore les plus élevées de la Molasse, variant entre 632 (Eglisau 2) et $1600 \mu\text{g B/l}$ (Tiefenbrunnen). Une bonne partie de ce bore provient d'une eau fossile marine (Schmassmann 1990: 132), mais il peut également se trouver dans les argiles de l'OMM (Harder 1978). Semblable à l'iode, le bore est aussi lié aux substances organiques.

Lixiviats de roche

L'analyse du blanc montre un background de bore avec une valeur de l'ordre de grandeur de 7 $\mu\text{g B/l}$, probablement dû à la verrerie.

Toutefois, ce sont principalement les lixiviats des sédiments gréseux et marneux qui ont mis en évidence la présence du bore dans les roches, en dépassant ce seuil analytique (voir annexe 11). L'échantillon du poudingue calcaire du "Speer-Schuttfächer" forme une exception en atteignant une teneur en bore nettement plus élevée (32.9 $\mu\text{g B/l}$) que toutes les autres roches.

Le bore peut avoir de nombreuses origines dans les roches aquifères. Citons, par exemple, les argiles marines, les radiolarites, les serpentinites, les micas et les granites (Harder 1978).

La matière organique fossile a mis en solution une concentration en bore de 25.0 $\mu\text{g B/l}$, favorisé par un pH bas (pH 3.3). Rappelons que notre échantillon provient d'un grès de l'OMM riche en glauconie, pouvant contenir de grandes quantités de bore (Harder 1978).

Résumé

Les apports de bore de l'atmosphère sont élevés par rapport aux eaux de subsurface et varient autour de 3 $\mu\text{g B/l}$.

Les concentrations en bore dans les solutions de sol peuvent être supérieures aux eaux souterraines de subsurface.

Le bore est un élément largement répandu dans les eaux des aquifères de subsurface, mais en faibles concentrations (médiane de 3 $\mu\text{g B/l}$). Il marque quand même nettement les eaux issues de la Molasse à gypse (médiane de 26 $\mu\text{g B/l}$) et des poudingues polygéniques de la "Rigischüttung" (28.2 $\mu\text{g B/l}$).

Le bore a de nombreuses origines géogènes, mais peut aussi être anthropogène.

Dans les aquifères profonds, les concentrations augmentent dans les systèmes d'écoulement régionaux à cause d'un échange ionique ou d'un mélange avec des eaux fossiles marines.

6.4.3 ALUMINIUM (Al)

(voir fig. 6.4.3)

L'aluminium est un élément particulièrement enrichi dans les colloïdes. Or, l'acidification de l'échantillon d'eau provoque la mise en solution de ces derniers et augmente donc d'une manière considérable les teneurs mesurées (Vance et al. 1974). Puisque notre méthode d'analyse ne permet pas de distinguer l'aluminium monomérique dissous de celui sous forme colloïdale (voir chapitre 4.3.3), nos teneurs mesurées représentent l'aluminium total contenu dans l'eau.

Précipitations atmosphériques

Dans l'atmosphère, l'aluminium est présent sous forme des fines particules de poussière transportées par le vent (Hem 1978). Ses concentrations sont donc extrêmement variables.

Les eaux de pluie analysées par Atteia (1992) ont des teneurs en aluminium inférieures à la limite de détection de $0.2 \mu\text{g Al/l}$. Nos échantillons de neige montrent, par contre, des concentrations en aluminium diminuant dans un sens W-E, allant de $37.0 \mu\text{g Al/l}$ dans le Jorat (VD) à $7.5 \mu\text{g Al/l}$ au Gibloux (FR) et jusqu'à $1.2 \mu\text{g Al/l}$ au Hörnli (ZH). Rappelons que les échantillons de neige comprennent également une composante de dépôt sec et que cette diminution de la teneur en aluminium est accompagnée d'une remontée du pH de 4.5 (Jorat) à 5.7 (Hörnli).

Eau de sol

Dans les eaux naturelles situées dans la gamme de pH entre 5 et 9, les concentrations en aluminium dissous non complexé sont peu élevées à cause de la faible solubilité des phases de l'aluminium. Comme le pH du sol brun acide de LRY est généralement inférieur à 5, l'aluminium a été lixivié de telle sorte que les solutions aqueuses contiennent des valeurs médianes élevées, comprises entre 70 et $800 \mu\text{g Al/l}$ (Atteia 1992). L'espèce dominante sous ces conditions est $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ (Drever 1982: 94).

Aquifères de subsurface

A un pH neutre comme le nôtre, l'aluminium est très peu soluble dans l'eau; il y existe sous forme d'anion $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ (Drever 1982: 94, Appelo et Postma 1993: 19). Par rapport aux eaux de sol, les concentrations diminuent alors nettement jusqu'à une valeur médiane de $6.8 \mu\text{g Al/l}$. Toutefois, nous rencontrons une grande variabilité, entre 0.1 et $212.0 \mu\text{g Al/l}$, due à la turbidité de l'aquifère (voir chapitre 4.3.3 et 7.2.10.1). Nos eaux sont donc influencées en grande partie par l'aluminium colloïdal mis en solution lors de l'acidification de l'échantillon.

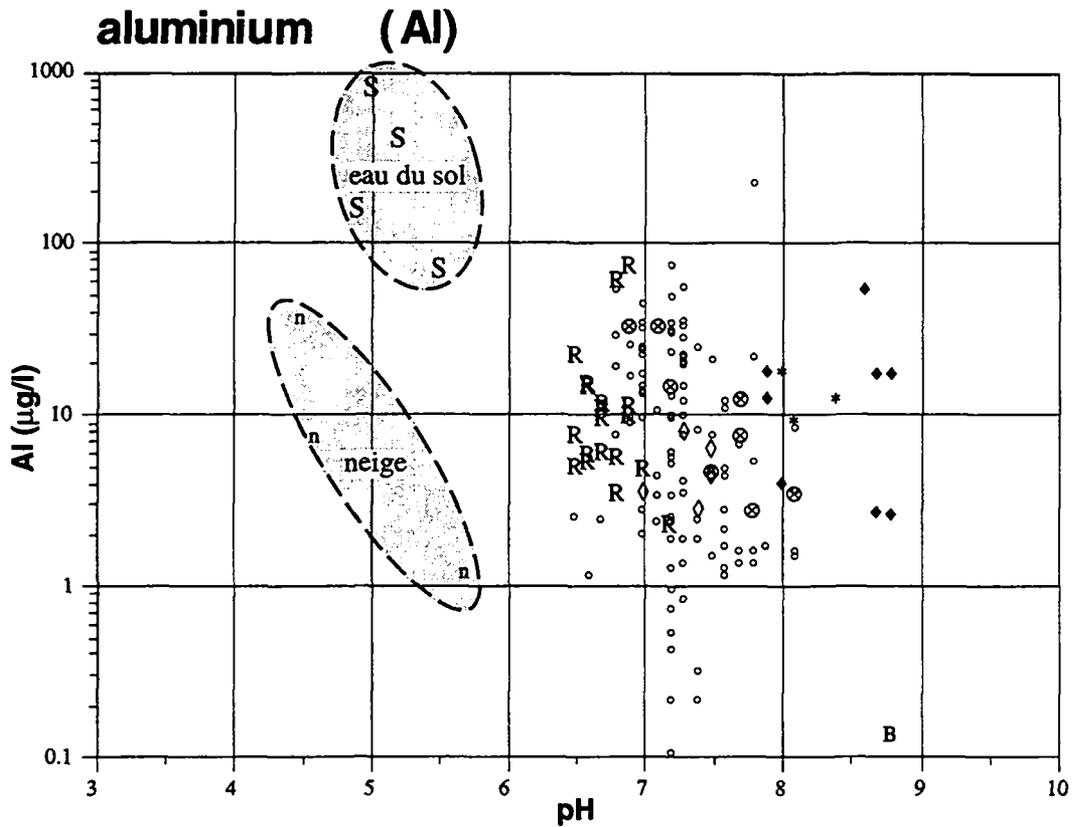


Fig. 6.4.3a: Relation entre le pH et les concentrations en aluminium total dans les différentes eaux.

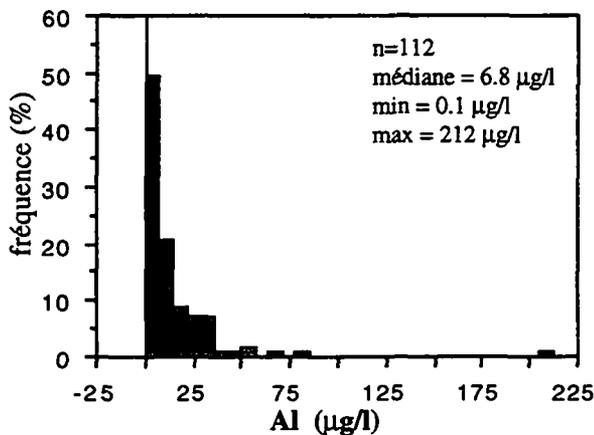


Fig. 6.4.3b: Histogramme des fréquences des concentrations en aluminium dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ♣ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibriloux

Eaux souterraines de subsurface:

- ° eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ♦ Na-HCO₃
- △ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- † Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux sulfatées
- ∇ eaux sulfatées (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviat de roche

Étant donné que 70% des échantillons d'eau ont des teneurs inférieures à 10 $\mu\text{g Al/l}$, nous pouvons distinguer plusieurs domaines de valeurs nettement plus élevées (voir fig. 6.4.3b et annexe 6.5). Un premier groupe distinct est constitué des grès marins du faciès estuarien de l'OMM, qui contrastent clairement avec les formations marines du faciès de mer ouverte ou de la côte linéaire clastique quasiment dépourvues d'aluminium. Les eaux des aquifères de la "Pèlerin-Schüttung", du "Honegg-Schuttfläche", ainsi que celles de la "Napf-Schüttung" contiennent également des teneurs élevées par rapport à l'ensemble de nos eaux. Le marquage en aluminium de l'OMM du faciès saumâtre, des dépôts distaux du Napf et des poudingues du Gibloux et du Guggisberg est moins évident à cause des grandes fluctuations internes des valeurs à l'intérieur de ces sous-types d'aquifères.

Aquifères profonds

Les eaux profondes du faciès Ca-Mg-HCO₃ ont généralement des concentrations en aluminium plus élevées que celles de subsurface. Pourtant, les analyses des eaux provenant des forages de Matran et Wabern montrent des valeurs basses, comprises entre 2.9 et 7.9 $\mu\text{g Al/l}$. Ceci est plutôt dû à l'effet de filtration de ces eaux avant l'analyse qu'à une influence naturelle. Rappelons qu'à part les quatre échantillons F13, F14, F115 et F118, tous les échantillons d'eau de forages ont été filtrés à 0.45 μm avant l'acidification et l'analyse. En comparant les eaux non filtrées du bassin rhodanien (12 à 15 $\mu\text{g Al/l}$) et du bassin bavarois (33 $\mu\text{g Al/l}$), nous constatons un redoublement des concentrations en aluminium dans ces dernières. Ceci peut s'expliquer par des contenus en argiles différents dans les sédiments, car ces zones étaient dominées respectivement par un environnement marin et saumâtre (voir chapitre 2.2 et 5.4.10).

Les eaux filtrées du faciès Na-HCO₃ ne montrent pas non plus une distribution homogène de l'aluminium. Les eaux des aquifères de la Molasse grise de Lausanne contiennent 13.1 et 18.9 $\mu\text{g Al/l}$, celles de la région du Lac de Constance entre 2.7 et 4.2 $\mu\text{g Al/l}$, et celles de Zurich (Aqui 1 et 2) montrent une valeur variant autour de 18 $\mu\text{g Al/l}$. Cependant, nous obtenons pour les eaux de Kreuzlingen une valeur maximale de 57.2 $\mu\text{g Al/l}$, probablement due à une influence anthropogène.

La charge en aluminium des eaux du faciès Na-Cl est à peu près du même ordre de grandeur que celle du faciès Na-HCO₃ de Zurich, avec des teneurs variant entre 9.2 et 17.9 $\mu\text{g Al/l}$.

Les teneurs en aluminium dans les eaux étudiées par la Cédra (Schmassmann 1990) se trouvent généralement au-dessous de la limite de détection de 5 $\mu\text{g Al/l}$.

Eaux sulfatées

Les eaux sulfatées ne montrent pas de teneurs particulières en aluminium par rapport à l'ensemble des eaux de subsurface, avec des valeurs comprises entre 2.8 et 7.9 $\mu\text{g Al/l}$. Toutefois, la proportion en aluminium dissous peut être plus grande dans les eaux sulfatées, car les ions aluminium ont tendance à former des complexes en solution en présence de grandes quantités de sulfates. Toutefois, notre méthode analytique ne permet pas de le vérifier.

Lixiviats de roche

La solution à blanc a mis en évidence une pollution atmosphérique en aluminium de $3.2 \mu\text{g Al/l}$, accumulée pendant l'essai.

Dans les sédiments, l'aluminium est abondant dans les feldspaths et les phyllosilicates (illite, montmorillonite, Fe-chlorite, glauconie), qui sont des produits de l'altération des feldspaths et d'autres minéraux contenant de l'aluminium. Vu la faible perméabilité des argiles, l'eau de l'aquifère est plutôt en contact avec les feldspaths des dépôts molassiques, même si leur potentiel chimique est moins grand que celui des argiles.

Du fait que le pH était acide au début de nos essais de barbotage, tous les échantillons de roche ont mis en solution des concentrations en aluminium significatives, mais avec de grandes variabilités. Ainsi, le grès marin de Lenzbourg (L56) et le poudingue du Hörnli (L90) atteignent des valeurs sept fois plus élevées que la valeur médiane de l'ensemble des lixiviats ($9.6 \mu\text{g Al/l}$). L'hétérogénéité de ces mesures ne correspond pas à la répartition spatiale rencontrée dans les eaux naturelles.

L'aluminium est très abondant dans l'essai de lixiviation de la matière organique fossile avec une valeur supérieure à $100 \mu\text{g Al/l}$, liée à un pH acide de 3.3.

Résumé

Le comportement de l'aluminium dans l'eau est plus compliqué que celui de la plupart des éléments détectés dans nos eaux. Ce fait est dû aux causes suivantes:

- L'apport atmosphérique en aluminium peut être élevé.
- Dans nos eaux souterraines, la présence de l'aluminium est particulièrement liée aux particules en suspension. Cependant, notre méthode d'analyse ne permet pas de distinguer l'aluminium monomérique dissous de celui sous forme colloïdale; son origine exacte n'est donc pas connue.
- La variabilité temporelle des concentrations en aluminium est considérable, à cause de l'influence de la turbidité de l'eau. Par conséquent, les concentrations obtenues peuvent être attribuées, seulement en partie, à une origine géogène.

Pour toutes ces raisons, l'aluminium se prête comme traceur hydrodynamique.

Dans notre série d'échantillons d'eau, les plus hautes concentrations en aluminium sont situées dans les eaux souterraines de subsurface des grès de l'OMM du faciès estuarin. Sa forte présence dans ces eaux est très probablement liée d'une part à une présence de phyllosilicates dans les sédiments molassiques, et, d'autre part, à un écoulement turbulent lié à un été plutôt pluvieux.

6.4.4 SCANDIUM (Sc)

(voir fig. 6.4.4)

Précipitations atmosphériques

Dans les deux analyses de neige disponibles, les concentrations en scandium sont inférieures à $0.02 \mu\text{g Sc/l}$.

Aquifères de subsurface

L'histogramme des fréquences des concentrations en scandium montre que plus de 80% des échantillons d'eau de source contiennent des valeurs inférieures à la limite de détection de $0.2 \mu\text{g Sc/l}$ (voir fig. 6.4.4b). Parmi le 18% d'échantillons (20 sources) ayant du scandium détectable, nous avons enregistré une teneur médiane de $0.4 \mu\text{g Sc/l}$ et un maximum de $1.3 \mu\text{g Sc/l}$.

Le profil hydrochimique de l'annexe 6.6 montre pourtant que le scandium discrimine nettement les eaux issues des grès de l'OMM du Plateau vaudois (34b, 35b, 36b, 37b, 38b) des dépôts de la "Pèlerin-Schüttung", ainsi que celles de la Molasse à gypse (USM) qui contiennent les concentrations les plus élevées dans les sources. La présence du scandium est alors limitée sur la partie occidentale du bassin molassique suisse.

Généralement, l'origine géogène du scandium se trouve surtout dans les minéraux ferromagnésiens (pyroxènes, amphiboles, micas noirs) et dans les minéraux argileux (Fron del 1978). Le fait que le quartz et les feldspaths sont quasiment dépourvus de scandium nous explique l'absence de cet élément dans les sédiments quartzitiques prédominant dans l'E du bassin molassique.

Dans l'eau souterraine peu profonde, le scandium peut être transporté uniquement sous forme de complexes ou dans un état adsorbé (Fron del 1978). Quant aux eaux provenant des dépôts calcaires de la "Pèlerin-Schüttung" et celles issues de la Molasse à gypse, les complexes des carbonates et ceux des sulfates peuvent expliquer la présence du scandium. Dans le cas des grès du faciès estuarien de l'OMM du Plateau vaudois, le scandium est plutôt adsorbé par les colloïdes d'oxyde de fer et par les phyllosilicates (voir chapitre 6.4.3, et chapitre 7.2.10.1).

Eaux sulfatées

Du fait de son absence dans la plupart des eaux de source, le scandium est un marqueur caractéristique des eaux sulfatées (voir fig. 6.4.4a). Dans ces eaux, ses faibles concentrations varient entre 0.6 et $2.1 \mu\text{g Sc/l}$, avec une médiane de $0.9 \mu\text{g Sc/l}$ (n=6).

Aquifères profonds

Par rapport aux eaux de source, les eaux profondes du faciès Ca-Mg-HCO₃ contiennent des concentrations élevées en scandium, mais pourtant indicatives, entre 0.06 et $0.14 \mu\text{g Sc/l}$, avec une médiane de $0.13 \mu\text{g Sc/l}$.

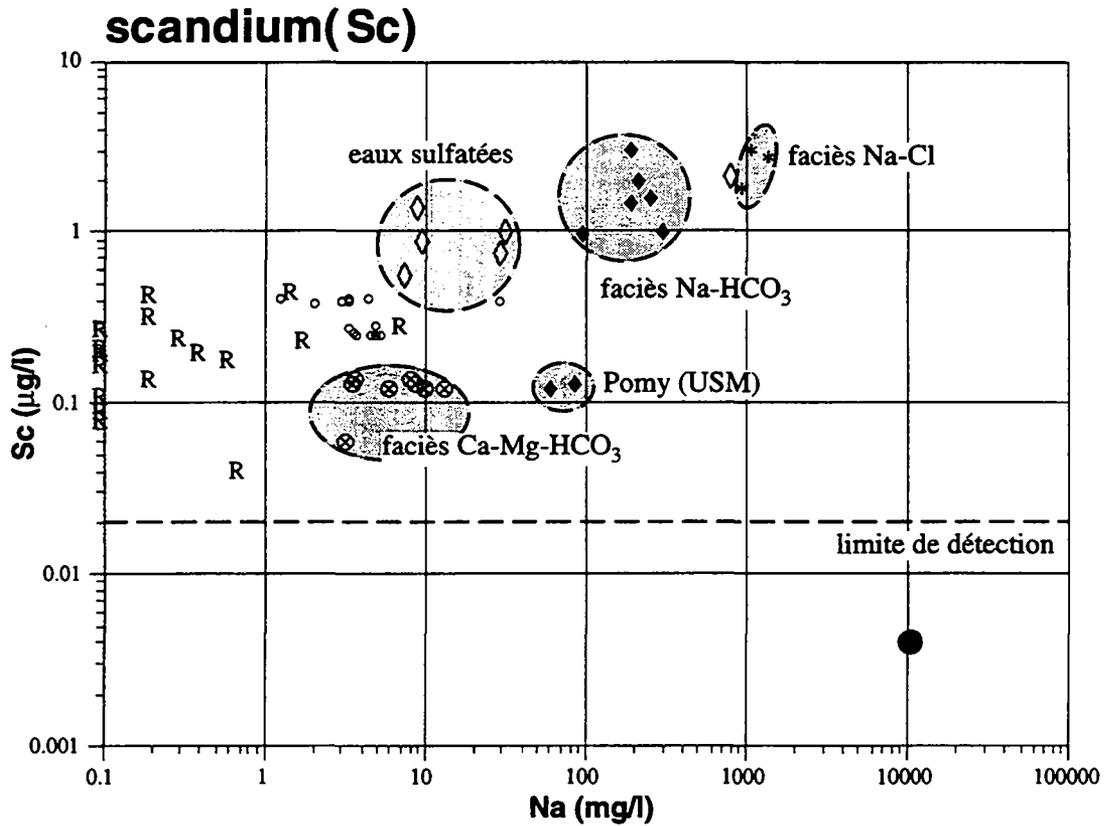


Fig. 6.4.4a: Relation entre les concentrations en sodium et scandium dans les différentes eaux.

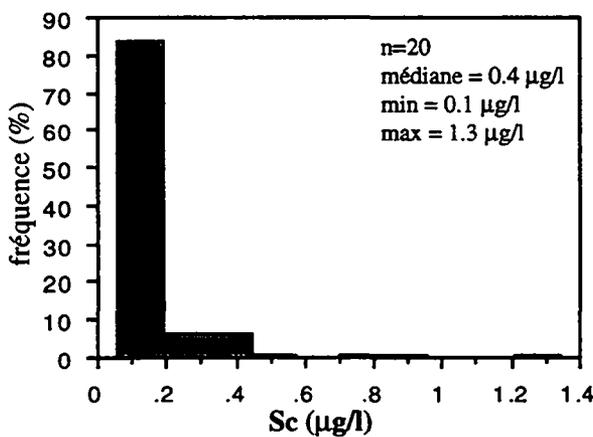


Fig. 6.4.4b: Histogramme des fréquences des concentrations en scandium dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Atteia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Atteia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Atteia 1992)
- G Gibriloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ♦ Na-HCO₃
- Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- ‡ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux sulfatées
- ∇ eaux sulfatées (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

Les concentrations en scandium continuent à augmenter dans les eaux du faciès Na-HCO₃, où elles oscillent entre 0.13 et 3.19 $\mu\text{g Sc/l}$ (voir fig. 6.4.4a). Les plus faibles teneurs sont enregistrées dans les aquifères situés dans l'USM (F146 et F147). La valeur maximale de toute la série des aquifères molassiques est située dans les eaux de Konstanz avec 3.19 $\mu\text{g Sc/l}$ (F151), suivi d'une valeur de 2.09 $\mu\text{g Sc/l}$ à Kreuzlingen (F150).

La teneur en scandium cesse de croître dans les eaux souterraines du faciès Na-Cl, qui contiennent une composante d'eau fossile marine. Elles contiennent 1.88 et 2.83 $\mu\text{g Sc/l}$ dans les eaux d'Eglisau 2 (F136) et 3 (F138) et 3.10 $\mu\text{g Sc/l}$ dans celle de Tiefenbrunnen (F141). Ceci s'explique par une influence géogène plus importante que l'eau fossile marine car l'eau de mer est pauvre en scandium, avec une concentration inférieure à 0.004 $\mu\text{g Sc/l}$ (Schutz et Turekian 1965).

Lixiviats de roche

Nos essais de lixiviation mettent en évidence la faible présence du scandium dans les roches avec des concentrations oscillant juste autour de la limite de détection de 0.2 $\mu\text{g Sc/l}$. La variabilité du scandium dans les solutions produites au laboratoire n'est par contre pas corrélée avec celle rencontrée dans les eaux naturelles.

Le scandium a été également détecté dans le lixiviat de la matière organique fossile avec une valeur de 0.3 $\mu\text{g Sc/l}$.

Résumé

Le scandium normalement non détectable dans les eaux de source, discrimine pourtant nettement les eaux issues des grès de l'OMM du Plateau vaudois (34b, 35b, 36b, 37b, 38b), des dépôts de la "Pèlerin-Schüttung", ainsi que celles de la Molasse à gypse (USM). Ces derniers contiennent les concentrations les plus élevées dans les eaux de sources.

Les teneurs en scandium augmentent en fonction du temps de séjour mais atteignent déjà un maximum dans les eaux du faciès Na-HCO₃ avec 3.19 $\mu\text{g Sc/l}$ (Konstanz, F151). Ceci souligne le caractère géogène du scandium, car l'eau de mer est pauvre en cet élément.

6.4.5 VANADIUM (V)

(voir fig. 6.4.5)

Précipitations atmosphériques

Les eaux de pluie contiennent une concentration médiane de $0.3 \mu\text{g V/l}$ (Atteia 1992). Dans les échantillons de neige, nous avons mesuré une valeur de $0.52 \mu\text{g V/l}$ dans le Jorat (P6), de $0.59 \mu\text{g V/l}$ au Gibloux (P5) et de $0.1 \mu\text{g V/l}$ au Hörnli (P8).

Eau de sol

Le vanadium peut être libéré par différents types de sols sujets à une lixiviation lente et indépendante du pH (Atteia 1992). Ses concentrations médianes dans les eaux de sol à LRY varient entre 0.1 et $1.0 \mu\text{g V/l}$ (Atteia 1992). Dans le sol graveleux du Gibloux, nous avons enregistré une valeur de $0.01 \mu\text{g V/l}$.

Aquifères de subsurface

Les faibles teneurs en vanadium des eaux de source varient entre 0.1 et $1.6 \mu\text{g V/l}$, avec une médiane de $0.5 \mu\text{g V/l}$ (voir fig. 6.4.5b).

Ces valeurs s'accordent avec celles des eaux souterraines évaporitiques du Trias et également avec celles des flyschs du Niesen dont les teneurs sont normalement inférieures à $0.5 \mu\text{g V/l}$ (Mandia 1991, Basabe 1992).

La variabilité spatiale des concentrations dans les eaux de sources molassiques est plus ou moins homogène dans les systèmes d'écoulement locaux et ne fait pas apparaître un lien spécifique avec la géologie des roches parcourues.

Aquifères profonds

Les concentrations en vanadium restent modestes dans les eaux profondes du type Ca-Mg- HCO_3 , variant entre 0.1 et $0.5 \mu\text{g V/l}$ avec une médiane de $0.1 \mu\text{g V/l}$. Elles augmentent, par contre, légèrement dans les eaux du type Na- HCO_3 jusqu'à une valeur médiane de $1.7 \mu\text{g V/l}$ comprise entre des extrema de 0.5 et $4.4 \mu\text{g V/l}$ (voir fig. 6.4.5a). Les eaux chlorurées sodiques sont les plus enrichies en vanadium, montrant 13.8 et $64.2 \mu\text{g V/l}$ dans les eaux d'Eglisau 2 (F136) et 3 (F138) et $86.6 \mu\text{g V/l}$ dans l'eau de Tiefenbrunnen (F141).

Lixiviats de roche

Les analyses des lixiviats de roche montrent généralement des concentrations similaires à celles des eaux de source avec une valeur médiane de $0.4 \mu\text{g V/l}$, ce qui nous permet de supposer une origine rocheuse. L'échantillon de la Molasse à gypse (L145) forme une exception qui se distingue nettement de l'ensemble de cette série avec une valeur maximale de $4.0 \mu\text{g V/l}$.

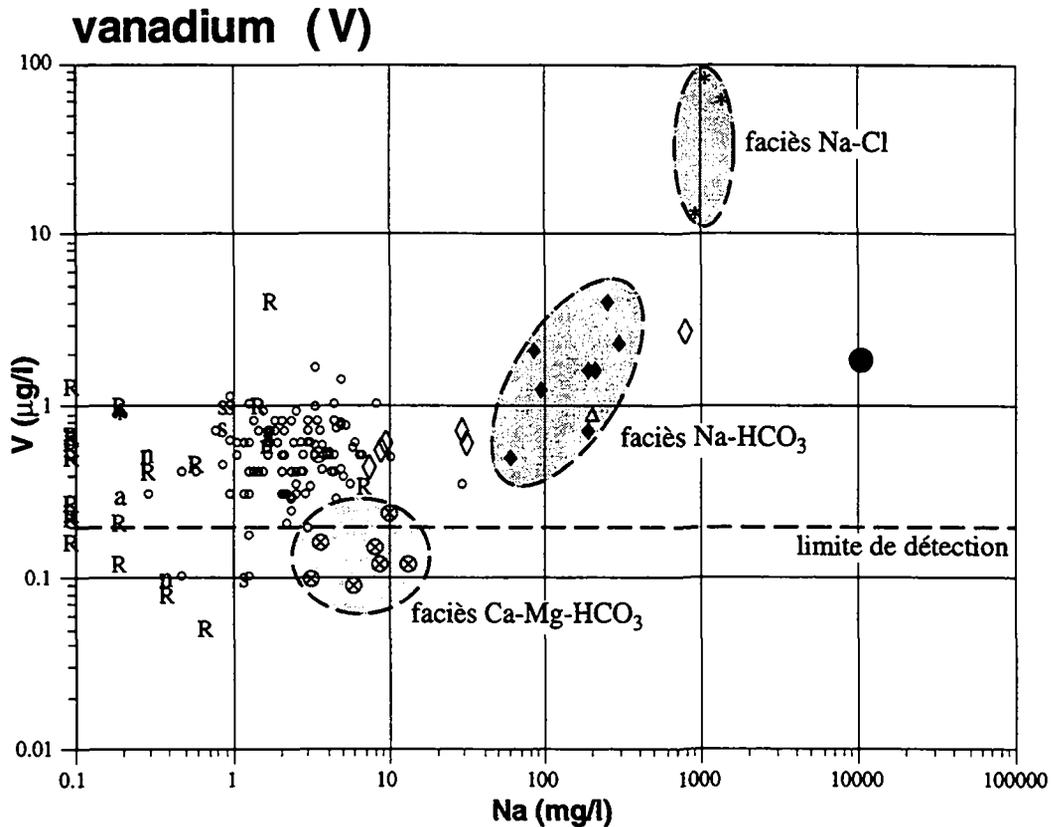


Fig. 6.4.5a: Relation entre les concentrations en sodium et vanadium dans les différentes eaux.

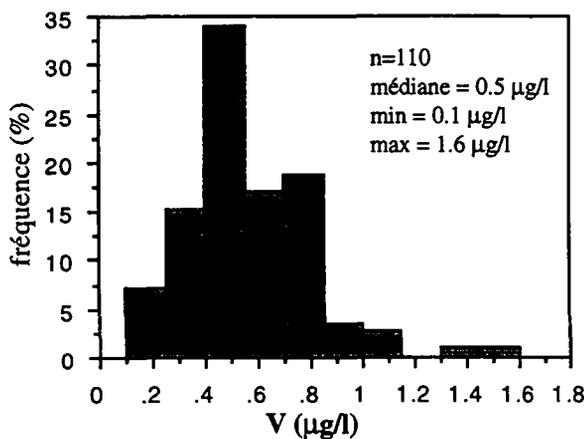


Fig. 6.4.5b: Histogramme des fréquences des concentrations en vanadium dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ◆ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- τ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux sulfatées
- ∇ eaux sulfatées (Thierrin 1990)
- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviat de roche

Quant à son origine géogène, le vanadium ne forme pas de minéraux spécifiques et est associé au fer dans différents minéraux.

La lixiviation de la matière organique fossile nous a fourni une teneur élevée de 2.4 $\mu\text{g V/l}$ probablement liée à l'oxydation de la pyrite.

Résumé

Les teneurs en vanadium des eaux de source sont faibles, avec une valeur médiane de 0.5 $\mu\text{g V/l}$.

Dans des systèmes d'écoulement locaux, la variabilité spatiale des concentrations en vanadium ne fait pas apparaître un lien spécifique avec la géologie des roches parcourues. Pourtant, son origine géogène est marquée.

Dans des systèmes d'écoulement régionaux, par contre, l'eau s'enrichit en vanadium tout au long de son cheminement souterrain ("path flow"). Elle atteint des concentrations les plus élevées dans les eaux chlorurées sodiques, avec une valeur maximale de 86.6 $\mu\text{g V/l}$ (F141 Tiefenbrunnen).

6.4.6 CHROME (Cr)

(voir fig. 6.4.6)

Précipitations atmosphériques

Les eaux de pluie ne contiennent généralement pas de chrome (Atteia 1992). Les échantillons de neige montrent également de très faibles concentrations qui diminuent dans un sens W-E, allant de 0.1 $\mu\text{g Cr/l}$ (Jorat, VD) à 0.07 $\mu\text{g Cr/l}$ (Jorat) et jusqu'à 0.02 $\mu\text{g Cr/l}$ (Hörnli).

Eau de sol

La libération du chrome dans le sol brun acide de Lutry est sujet à une lixiviation lente et indépendante du pH (Atteia 1992). Les concentrations dans les eaux de sol peuvent varier entre 0.1 et 2.1 $\mu\text{g Cr/l}$. Dans l'analyse de l'eau gravifique du sol graveleux du Gibloux (S4), le chrome n'a pas été détecté ($<0.2\mu\text{g Cr/l}$). La différence des teneurs en chrome entre ces deux types de sol est probablement liée à la roche, car toutes les eaux sortant des dépôts marins de l'OMM contiennent une anomalie en cet élément (voir ci-dessous).

Aquifères de subsurface

Environ 70% de nos échantillons d'eau (n=112) présentent de faibles concentrations en chrome, inférieures à 1 $\mu\text{g Cr/l}$. Les valeurs varient entre 0.1 et 6.9 $\mu\text{g Cr/l}$, avec une médiane de 0.7 $\mu\text{g Cr/l}$.

Notre valeur médiane est plus élevée que celle mesurée dans les eaux souterraines provenant du flysch (0.2 $\mu\text{g Cr/l}$, Basabe 1992), des roches évaporitiques (0.1 $\mu\text{g Cr/l}$, Mandia 1991) et également que celle issue des roches carbonatées (0.3 $\mu\text{g Cr/l}$, Dematteis 1995). Les valeurs maximales sont également plus élevées dans les aquifères molassiques (voir annexe 14). Le chrome est un des rares éléments qui permet une distinction globale des eaux molassiques grâce surtout à sa prépondérance dans les grès marins de l'OMM (voir ci-dessous). Ceci s'explique vraisemblablement par une proportion plus importante de composantes de roches ultramafiques dans le bassin molassique.

Quant à la répartition spatiale des teneurs, le domaine des faibles concentrations est représenté par l'ensemble des aquifères, alors que les valeurs nettement élevées sont en relation étroite avec les aquifères constitués des grès marins de l'OMM (voir annexe 6.5). Notamment les aquifères du faciès estuarien de Suisse occidentale produisent les teneurs les plus élevées en chrome avec une médiane de 3.0 $\mu\text{g Cr/l}$ (n=22) et une valeur maximale de 6.9 $\mu\text{g Cr/l}$ (voir chapitre 7.2.10). Vers l'E du bassin molassique suisse, les valeurs diminuent dans l'OMM jusqu'à une médiane de 1.7, identique pour les eaux provenant du faciès de côte linéaire clastique et de mer ouverte.

Nous excluons l'influence d'une tuyauterie métallique qui aurait pu être responsable d'anomalies, car 21 échantillons d'eau sur les 38 des grès de l'OMM ont été prélevés directement à la sortie de la roche ou d'un tuyau en PE ou PVC.

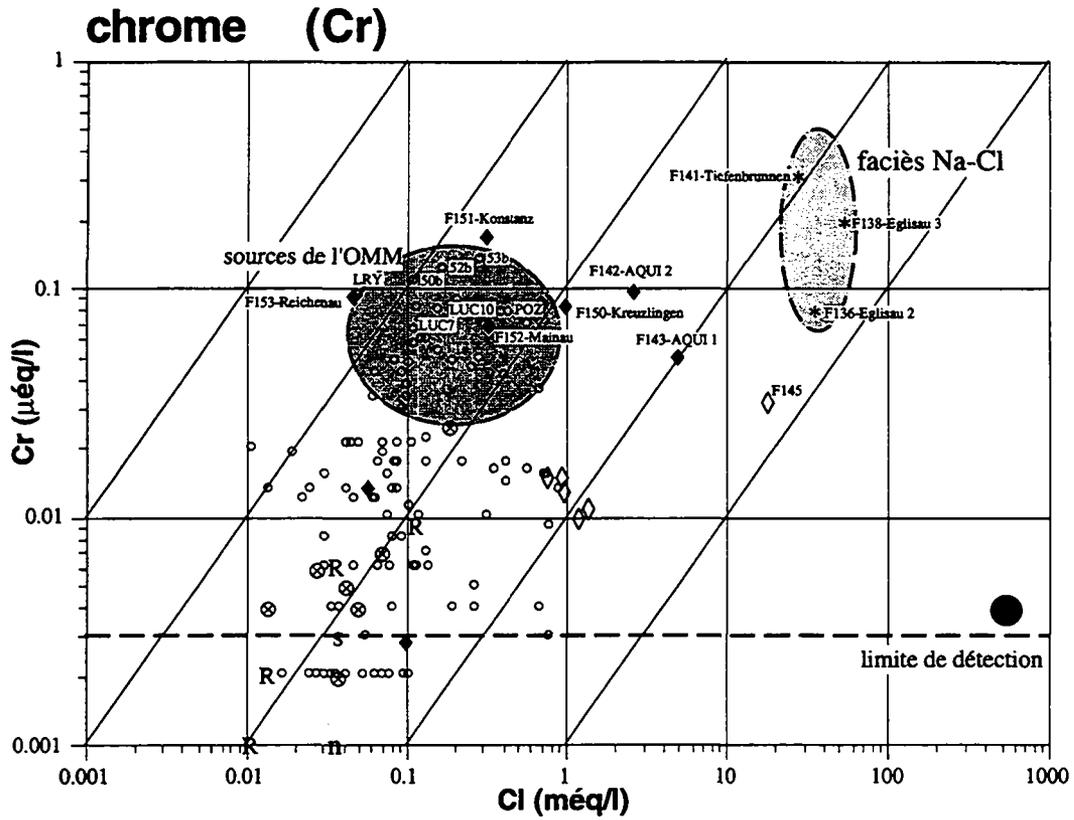


Fig. 6.4.6a: Relation entre les concentrations en chlorures et en chrome dans les différentes eaux.

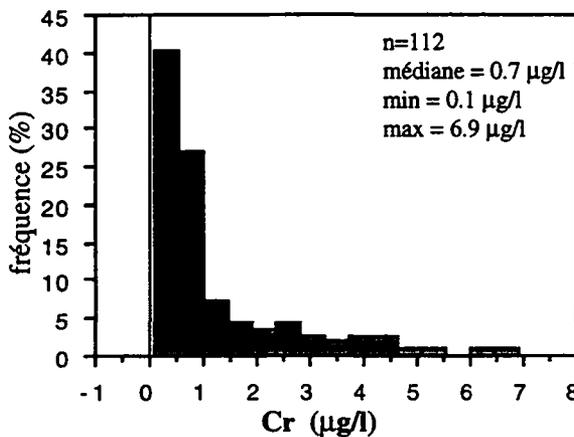


Fig. 6.4.6b: Histogramme des fréquences des concentrations en chrome dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Atteia 1992)
- ◆ pluvio-lessivats (Atteia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Atteia 1992)
- G Gibriloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- △ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- τ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

◇ eaux sulfatées

∨ eaux sulfatées (Thierrin 1990)

● eau de mer (Turekian 1978)

R lixiviats de roche

Nous supposons donc l'origine de ces anomalies en chrome dans la fraction sédimentaire fine liée à un milieu marin, ceci pour les raisons suivantes:

- L'augmentation des concentrations en chrome dans les sédiments est liée à la diminution de la taille des grains, ce qui a déjà été décrit par plusieurs auteurs (p.ex. Ueda 1957, Shiraki 1966). Rappelons que les dépôts marins, surtout du milieu estuarien, contiennent des accumulations silto-gréseuses et argilo-silteuses (voir chapitre 5.4.10). Ainsi, le chrome peut être fixé dans les minéraux des argiles (Hirst 1962), expliquant le fait que la fraction argileuse contient plus de chrome que la fraction conglomératique ou gréseuse des autres dépôts molassiques.
- Par rapport aux argiles formées par la dissolution des silicates dans les sédiments terrestres, les argiles dérivées de sédiments marins ont de surcroît une plus grande capacité d'échange cationique (notamment pour le sodium et le calcium) dès qu'elles entrent en contact avec de l'eau douce (Cerling et al. 1989). Nous observons également des teneurs en sodium légèrement plus élevées par rapport à l'ensemble des eaux de source dans les grès marins de l'OMM (voir annexe 6.8). Ceci peut également donner une indication sur l'accumulation des teneurs en chrome plus élevées dans les grès de l'OMM que dans ceux de l'USM ou de l'OSM.

Pour expliquer le contraste des teneurs élevé entre les grès de Suisse occidentale et ceux plus à l'E, nous faisons appel d'une part à un apport en matériel détritiques ultrabasiques différent de l'arrière pays alpin (voir chapitre 7.2.10) et, d'autre part à un changement de faciès marin dans les dépôts de l'OMM. Rappelons que les aquifères prélevés le long du Jura sont issus de faciès de mer ouverte ou d'une côte linéaire clastique (Lucerne et Rorschach) qui sont dominés par l'action des vagues. Il s'agit de sédiments remaniés dont une partie fine a déjà été "lavée" par les courants (Berger 1985, Keller 1989, Homewood et al. 1989a). Dans cette optique, la présence en minéraux argileux a été diminuée, tandis que la granulométrie a été augmentée par rapport aux grès marins du faciès estuarien de Suisse occidentale.

Le chrome provient vraisemblablement des roches serpentiniques contenant du spinelle chromifère (essentiellement de la magnétite) et des chlorites magnésiennes issues du métamorphisme rétrograde des péridotites (Pfeifer 1979 et 1987). Ces chlorites font partie de la fraction argileuse des sédiments de l'OMM.

Par les processus d'altération, le chrome entre en solution sous la forme de l'anion de chromate, $(\text{CrO}_4)^{2-}$. Puisque les anions sont peu adsorbées dans les eaux souterraines (Drever 1982: 88, Bodek et al. 1988), le chromate est très soluble (Matzat et Shiraki 1978).

Les teneurs en chrome relativement basses provenant des aquifères marneux de l'Ottngangien dans le bassin bavarois sont probablement dues à une composition pétrographique des sédiments moins riche en chrome.

Nous continuons cette discussion dans le chapitre 7.2.10.

Eaux sulfatées

Les eaux sulfatées ne se distinguent généralement pas de l'ensemble des eaux souterraines de subsurface, avec une valeur médiane de $0.7 \mu\text{g Cr/l}$. Pourtant, à une profondeur de 45 m, la concentration en chrome croît à $1.7 \mu\text{g Cr/l}$.

Aquifères profonds

Par rapport aux systèmes d'écoulement locaux, les concentrations en chrome augmentent dans les eaux des systèmes d'écoulement régionaux. Ainsi, les eaux du type Ca-Mg-HCO₃ ont des concentrations comprises entre 0.1 et $1.3 \mu\text{g Cr/l}$, celles du type Na-HCO₃ entre 0.2 et $9.2 \mu\text{g Cr/l}$ et celles du type Na-Cl présentent les plus grandes teneurs, entre 4.2 et $16.5 \mu\text{g Cr/l}$.

Quant aux eaux profondes provenant en grande partie des formations de l'OMM, l'évolution du chrome est probablement liée au même processus que celui de l'OMM de subsurface, décrit ci-dessus. Leur concentration plus élevée est donc plutôt liée à un temps de séjour plus long qu'à un mélange avec de l'eau fossile marine, car les teneurs en chrome dans l'eau de mer sont basses ($0.2 \mu\text{g Cr/l}$, Turekian 1969; voir fig. 6.4.6a).

Lixiviats de roche

Les résultats des essais de lixiviation de roches mettent en évidence l'origine géogène du chrome. Néanmoins, ils ne s'accordent pas avec les observations faites dans les eaux souterraines (voir annexe 11). Nous trouvons des valeurs élevées dans les conglomérats du Hörnli et du Napf, mais aussi dans la Molasse à gypse et dans les "Glimmersande". La valeur maximale est atteinte dans l'échantillon de la Molasse à gypse avec $0.8 \mu\text{g Cr/l}$. Les teneurs en chrome dans les grès de l'OMM, par contre, sont situées au-dessous de la limite de détection.

La lixiviation de la matière organique fossile a révélé une teneur de $2.3 \mu\text{g Cr/l}$, qui est trois fois plus élevée que la valeur maximale mesurée dans la lixiviation de la Molasse à gypse. Elle est liée au milieu acide (pH 3.3) créé par l'oxydation de la pyrite.

Résumé

D'une manière générale, le chrome s'est révélé être une trace minérale à faible concentration dans les aquifères de subsurface, avec une valeur médiane de $0.7 \mu\text{g Cr/l}$.

Le chrome est un très bon marqueur des eaux provenant des grès marins de l'OMM, notamment de ceux du faciès estuarin (médiane de $3.0 \mu\text{g Cr/l}$, n=22). Sa forte présence dans ces eaux est probablement liée à la présence et à l'altération des roches serpentinites.

Quant aux eaux molassiques profondes, le contenu en chrome augmente en fonction du temps de séjour jusqu'à une valeur de $16.5 \mu\text{g Cr/l}$.

6.4.7 MANGANÈSE (Mn)

(voir fig. 6.4.7)

Le manganèse peut montrer des valeurs considérables dans des eaux non filtrées à cause de la présence de minéraux argileux colloïdaux (Vance et al. 1974).

Précipitations atmosphériques

La concentration médiane en manganèse dans les eaux de pluie de Suisse occidentale est égale à $3.0 \mu\text{g Mn/l}$, celle de la station LRY est égale à $9.2 \mu\text{g Mn/l}$ (Atteia 1992). Le manganèse est enrichi lors du passage sous frondaison, ce qui est illustré avec une concentration médiane de $12.0 \mu\text{g Mn/l}$ (Atteia 1992).

Nos échantillons de neige montrent des concentrations en manganèse diminuant dans un sens W-E, de $5.3 \mu\text{g Mn/l}$ dans le Jorat (VD) à $3.6 \mu\text{g Mn/l}$ au Gibloux (FR), puis à $0.7 \mu\text{g Mn/l}$ au Hörnli (ZH).

Eau de sol

Dans le sol, le pH inférieur à 5 implique la libération de quantités importantes de manganèse, avec des médianes variant entre 101 et $3140 \mu\text{g Mn/l}$ (Atteia 1992). Le manganèse est à nouveau fixé plus bas dans le profil, avant le front de décarbonatation (Atteia 1992).

Aquifères de subsurface

Plus de 70% de nos échantillons d'eau de source contiennent des concentrations en manganèse inférieures à $2.5 \mu\text{g Mn/l}$ (voir fig. 6.4.7b). Les valeurs varient d'une manière irrégulière entre 0.1 et $21.6 \mu\text{g Mn/l}$, autour d'une médiane de $0.7 \mu\text{g Mn/l}$ ($n=107$, voir annexe 6.9).

Le comportement du manganèse est semblable à celui du fer et est également influencé par la corrosion des métaux de la tuyauterie de captage. En effet, nous constatons une corrélation linéaire, avec un coefficient de $r=0.75$ entre le fer et le manganèse, significative pour un risque d'erreur de 5% (voir fig. 6.4.7a).

En excluant les sources équipées de tuyaux métalliques, nous obtenons pour le manganèse une médiane de $1.0 \mu\text{g Mn/l}$, comprise entre des extrema de 0.2 et $17.3 \mu\text{g Mn/l}$. L'échantillon 125b-Schrobenhausen provenant d'un milieu indifférent ($rH=23.7$) et d'une source équipée d'un tuyau en PVC, forme une exception parmi ce groupe d'eaux avec une valeur maximale de $374.1 \mu\text{g Mn/l}$. Cette valeur élevée est liée à un potentiel redox plus bas de 288 mV par rapport à l'ensemble des eaux de source (moyenne: 396 mV ; voir annexe 4).

Eaux sulfatées

Les concentrations en manganèse dans les eaux de source sulfatées, caractérisées par un milieu oxydant, sont généralement inférieures à $1.0 \mu\text{g Mn/l}$. Elles augmentent par contre en fonction du temps de séjour dans les eaux du sondage SE5, au S d'Yverdon, de $19.9 \mu\text{g Mn/l}$ à 30m de

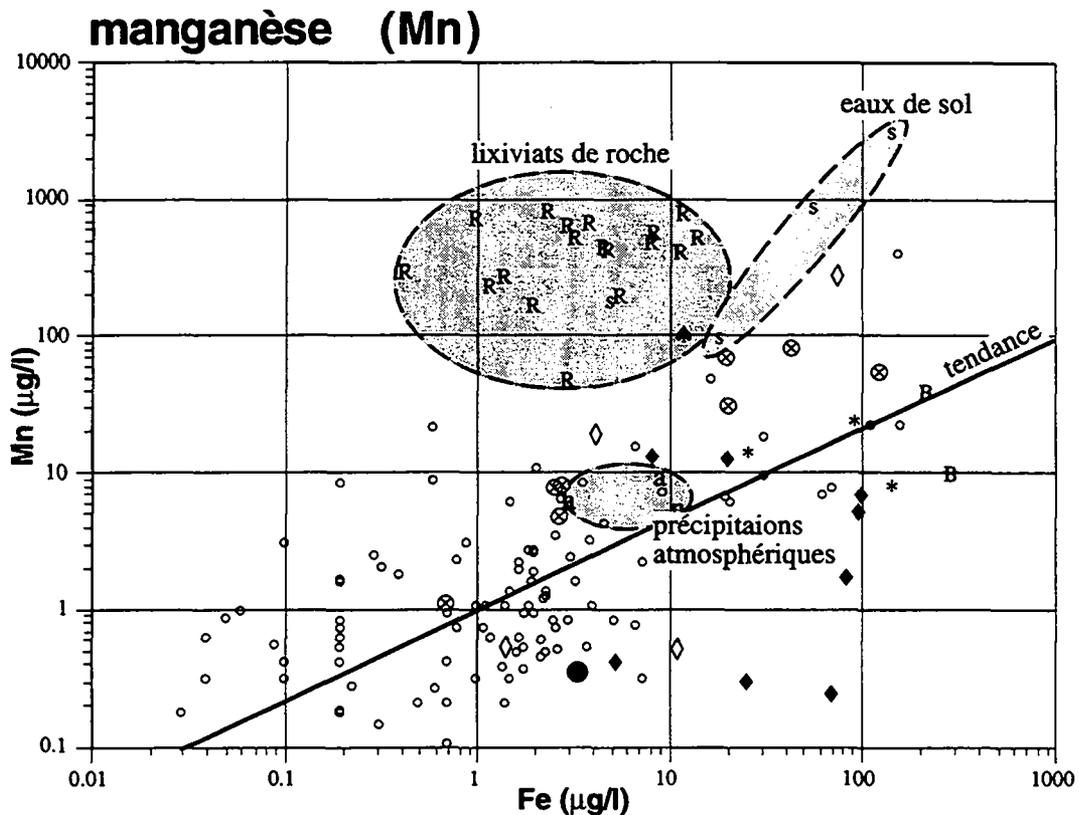


Fig. 6.4.7a: Relation entre les concentrations en fer et en manganèse dans les différentes eaux.

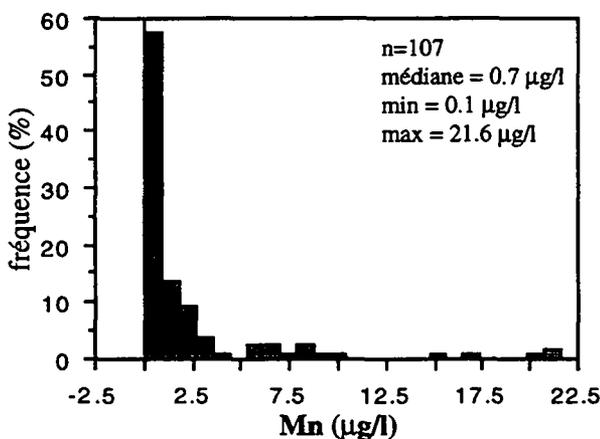


Fig. 6.4.7b: Histogramme des fréquences des concentrations en manganèse dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- ⊢ Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- △ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- ⊣ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux sulfatées
- ∨ eaux sulfatées (Thierrin 1990)
- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

profondeur (F144) jusqu'à 281.5 $\mu\text{g Mn/l}$ à 45m de profondeur (F145). Ces eaux proviennent d'un milieu indifférent (rH 18.8 et 20.2) et sont donc moins oxydantes que les eaux de source.

Aquifères profonds

La répartition des teneurs en manganèse dans les eaux profondes du faciès Ca-Mg-HCO₃ est similaire à celle du fer. Les 4 échantillons d'eau filtrés (F132, F133, F134, F135) contiennent des valeurs basses, entre 1.1 et 8.0 $\mu\text{g Mn/l}$ et montrent des pH élevés, entre 7.5 et 8.1. Par contre, les teneurs dans les eaux non filtrées (F13, F14, F115, F118) oscillent entre 31.2 et 82.2 $\mu\text{g Mn/l}$, ce qui s'explique probablement par la nature colloïdale du manganèse dans l'eau.

Les eaux du faciès Na-HCO₃ contiennent en général des teneurs peu élevées, entre 0.3 et 14.0 $\mu\text{g Mn/l}$. Celles du faciès Na-Cl ont des valeurs plus élevées, entre 8.4 et 25.1 $\mu\text{g Mn/l}$. Par rapport à l'eau de mer, les eaux chlorurées sodiques sont plus riches en manganèse et en fer (voir fig. 6.4.7a).

Lixiviats de roche

Nos différents lixiviats de roche ont montré des teneurs élevées en manganèse, avec une médiane de 462 $\mu\text{g Mn/l}$. Ceci vérifie l'origine géogène de cet élément. Seul l'échantillon du Mont-Pèlerin (L39) en est dépourvu, et celui des "Glimmersande" (L108) contient seulement 47 $\mu\text{g Mn/l}$. La variabilité des teneurs ne fait pas apparaître un lien avec la géologie.

La lixiviation de la matière organique fossile nous a donné une concentration élevée de 743 $\mu\text{g Mn/l}$. Elle est liée au pH acide de 3.3 issu de l'oxydation de la pyrite.

Résumé

Le manganèse est souvent associé aux particules colloïdales et influencé par le potentiel redox. De plus, il montre une corrélation avec les teneurs en fer. Sa présence dans l'eau peut avoir une origine naturelle ou anthropogène (corrosion des métaux des conduites).

Il ne se prête pas comme traceur géogène des eaux de la Molasse.

6.4.8 FER total (Fe)

(voir fig. 6.4.8)

Le fer peut montrer des valeurs considérables dans des eaux non filtrées à cause de la présence de minéraux argileux (Vance et al. 1974). Nos analyses se réfèrent donc au fer total. Au niveau de l'analyse chimique, des problèmes d'interférence spectrale du fer avec des composantes d'argon montent le seuil de détection à 1 voire 10 $\mu\text{g Fe/l}$, avec une précision de l'ordre de 2 $\mu\text{g Fe/l}$. De plus, la corrosion des métaux de la tuyauterie du captage ou de la colonne montante d'un forage peut également influencer les teneurs en fer dans l'eau. En ce qui concerne le prélèvement des eaux à l'exutoire, les échantillons ont déjà subi une certaine aération qui provoque la précipitation du Fe(III) sous forme d'oxyhydroxydes de fer. Nos mesures ne représentent donc pas exactement les conditions Eh-pH à l'intérieur de l'aquifère. Compte tenu de ces incertitudes, les concentrations en fer obtenues sont discutées dans ce chapitre comme ordres de grandeur et ne peuvent être considérées qu'avec précaution comme paramètres géochimiques.

Précipitations atmosphériques

Les concentrations médianes en fer dans la pluie varient entre 3.0 (Suisse occidentale) et 9.2 $\mu\text{g Fe/l}$ (LRY, Atteia 1992). Le fer est plus ou moins conservé lors du passage sous frondaison à la station pédologique de LRY et atteint une concentration médiane de 12.0 $\mu\text{g Fe/l}$ (Atteia 1992). L'échantillon de neige du Jorat (P5), qui contient 11.5 $\mu\text{g Fe/l}$, contraste avec celui du Hörnli (P8) dont la teneur en fer est inférieure à 1 $\mu\text{g Fe/l}$.

Eau de sol

Les oxydes de fer servent des bons adsorbants des métaux lourds et sont intimement liés à la matière organique dans la plupart des sols (Schmitt et Sticher 1991).

Le fer est mis en solution dans le sol uniquement sous forme réduite, donc en l'absence d'air. Après sa libération, cet élément est adsorbé sur les argiles ou forme rapidement différents hydroxydes. Ainsi le déplacement du fer le long d'un profil de sol se fait souvent en association avec des colloïdes (Luxmoore et al. 1990). Ces derniers sont stoppés en partie par les lysimètres, de manière plus accentuée par les bougies céramiques qui ont fourni des valeurs médianes de 18.5 $\mu\text{g Fe/l}$ (30cm de profondeur) et de 5.0 $\mu\text{g Fe/l}$ (80cm de profondeur) que par les membranes qui donnent des concentrations médianes plus élevées de 57.5 $\mu\text{g Fe/l}$ (30cm de profondeur) et de 143.0 $\mu\text{g Fe/l}$ (80cm de profondeur); la filtration en élimine aussi une partie (Atteia 1992: 68). Les concentrations réelles de fer transportées par les suspensions dans la solution du sol sont donc très difficiles à quantifier et sont souvent sous-estimées par rapport aux quantités réellement éliminées du sol (Atteia 1992: 68).

Les concentrations en fer dans les eaux de sol du sol brun acide varient fortement, entre les valeurs inférieures à la limite de détection ($< 2.0 \mu\text{g Fe/l}$) et 593 $\mu\text{g Fe/l}$; celles des médianes oscillent entre 5.0 et 143.0 $\mu\text{g Fe/l}$ (Atteia 1992).

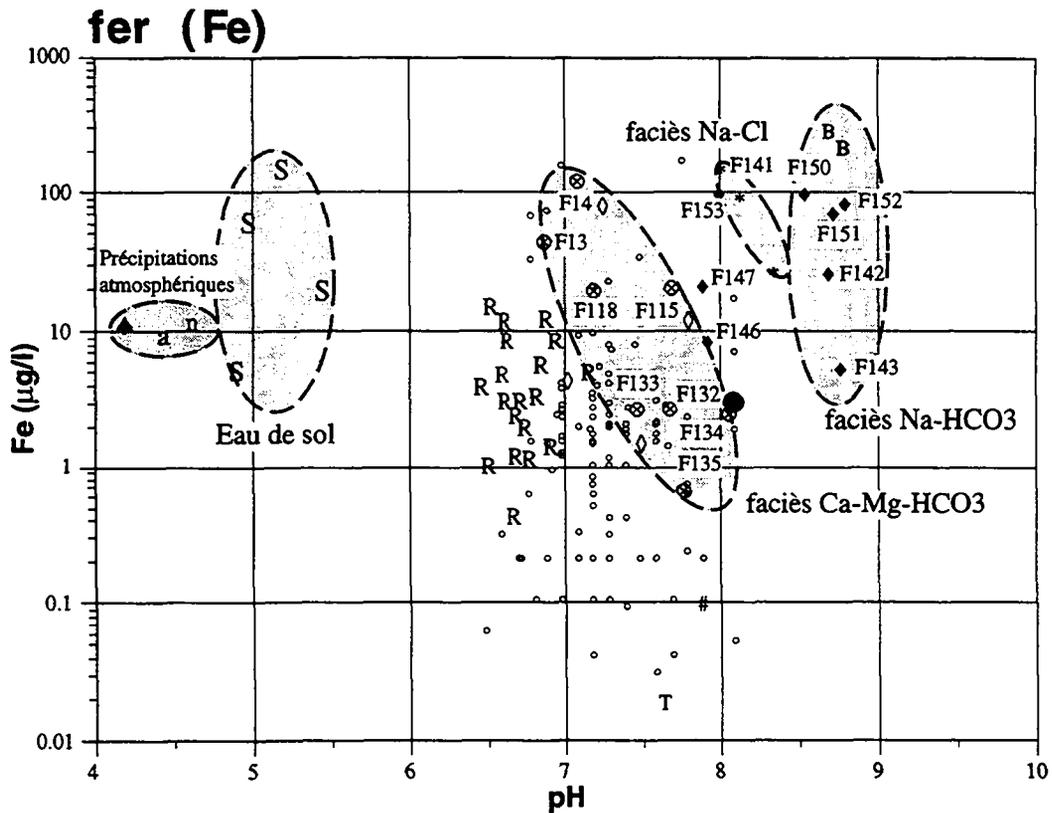


Fig. 6.4.8a: Relation entre le pH et les concentrations en fer dans les différentes eaux.

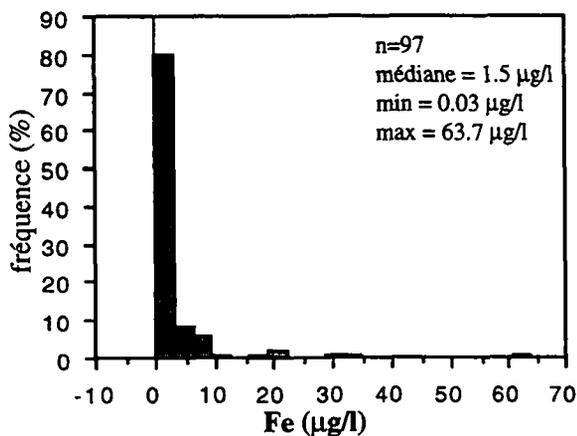


Fig. 6.4.8b: Histogramme des fréquences des concentrations en fer dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:
 z eau de pluie (Zobrist 1983)
 a eau de pluie (Atteia 1992)
 ◆ pluvio-lessivats (Atteia 1992)
 n neige

Eau de sol:
 s LRY (Atteia 1992)
 G Gibroux

Eaux souterraines de subsurface:
 o eaux de source
 + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:
 ⊗ Ca-Mg-HCO₃
 × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
 T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
 ◆ Na-HCO₃
 Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
 B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
 † Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
 * Na-Cl
 # Na-Cl (Schmassmann 1990)

o eaux sulfatées
 v eaux sulfatées (Thierrin 1990)
 ● eau de mer (Turekian 1978)
 R lixiviat de roche

Aquifères de subsurface

Étant donné que plus de 80% des échantillons montrent des concentrations en fer inférieures à 5 $\mu\text{g Fe/l}$, le fer a une faible présence dans les eaux de source qui proviennent d'un milieu oxydant (voir fig. 6.4.8b). Ceci est dû au fait que d'une part le Fe(II) est abondant seulement dans des eaux réductrices à pH bas, et que d'autre part la forme oxydée du Fe(II), le Fe(III), est très peu soluble dans l'eau à un pH entre 3 et 11 et précipite vite comme Fe(OH)_3 (Appelo et Postma 1994). Ce sont surtout les oxyhydroxydes de fer qui contrôlent la solubilité du Fe(II) dissous et qui peuvent être transportés par l'eau souterraine (Appelo et Postma 1994: 282).

Toutefois, les fluctuations spatiales des teneurs sont grandes, variant entre la limite de détection (2.0 $\mu\text{g Fe/l}$) et 161.8 $\mu\text{g Fe/l}$ (voir annexe 4 et 6.9). Puisque les conditions Eh-pH sont assez semblables dans l'ensemble de nos eaux de source (voir chapitre 6.2.3 et 6.3.4), on peut vraisemblablement imputer des concentrations de fer plus élevées et irrégulières à l'influence de la corrosion des métaux de la tuyauterie du captage. En effet, presque un tiers de nos sources prélevées (30% ou 32 sources) sont équipées des tuyaux métalliques.

Pour avoir un ordre de grandeur de l'apport naturel du fer, nous avons considéré uniquement les eaux jaillissant directement de la roche sans l'intermédiaire d'un tuyau. Celles-ci, provenant de différents types de roche, indiquent une concentration médiane de 2.2 $\mu\text{g Fe/l}$, comprise entre 0.1 et 71.7 $\mu\text{g Fe/l}$. De manière sommaire, la répartition spatiale des teneurs en fer fait apparaître une très légère tendance à une pauvreté de fer dans les eaux provenant de l'OSM, tandis que celles de l'OMM et de l'USM contiennent du fer plutôt comme élément ubiquiste (à part la Molasse à gypse).

Eaux sulfatées

Les eaux sulfatées contiennent entre 1.4 et 11.4 $\mu\text{g Fe/l}$. Nous avons enregistré une valeur élevée de 76.9 $\mu\text{g Fe/l}$ dans l'eau prélevée à 45m de profondeur (F145).

Aquifères profonds

Dans les eaux souterraines du faciès Ca-Mg- HCO_3 , les concentrations varient entre 0.7 et 124.0 $\mu\text{g Fe/l}$. Vu que l'Eh varie peu dans ces eaux, celles-ci montrent une tendance à l'augmentation des teneurs en fer avec une baisse du pH (voir fig. 6.4.8a). Toutefois, il faut tenir compte du fait que les 4 échantillons montrant des valeurs élevées (13a, 14a, 115b et 118b) n'ont pas été filtrés avant l'analyse, au contraire des 4 autres échantillons (F132, F133, F134 et F135). Ainsi, une partie du fer doit aussi être attribuée aux oxydes de fer en suspension et pas seulement à l'influence du pH bas.

Les concentrations en fer dans les eaux du faciès Na- HCO_3 varient entre 5.4 et 101.0 $\mu\text{g Fe/l}$. Si l'on tient compte des valeurs rH, on observe que les valeurs maximales sont atteintes dans les eaux d'un milieu peu réducteur ou indifférent, eaux qui ont les valeurs Eh les plus basses (F150, F152, F151, F153).

Les eaux du faciès Na-Cl d'un milieu indifférent (rH entre 20 et 23) contiennent des concentrations en fer de 26.1 et 92.8 $\mu\text{g Fe/l}$ à Eglisau 2 et 3 (F136 et F138), et 146.8 $\mu\text{g Fe/l}$ à Tiefenbrunnen (F141). Elles indiquent également une tendance à l'augmentation des teneurs en fer avec une baisse du pH.

Lixiviats de roche

Les lixiviats de roche contiennent entre < 2.0 et 14.5 $\mu\text{g Fe/l}$. Les valeurs les plus élevées sont situées dans les grès marins de l'OMM (L58, L80), ainsi que dans les poudingues du Speer (L75), de la "Thunersee-Schüttung" (L31) et du Gibloux (L44).

Nous avons enregistré une concentrations en fer considérable, avec une valeur de 12'900 $\mu\text{g Fe/l}$, dans le lixiviat de la matière organique fossile. Nous constatons une coïncidence de cette haute valeur avec celle des sulfates (autour de 400 mg/l) dans le même échantillon. Ceci s'explique par l'oxydation de la pyrite (voir chapitre 6.2.4). Le fer sulfurique est souvent associé à la décomposition de la matière organique grâce à son abondance et à sa solubilité élevée dans les milieux réducteurs.

Résumé

Le fer est souvent associé aux particules colloïdales et influencé par le potentiel redox. De plus, il montre une corrélation avec les teneurs en manganèse. Sa présence dans l'eau peut avoir une origine naturelle ou anthropogène (corrosion des métaux des conduites).

Il ne se prête pas comme traceur du milieu géologique, mais plutôt comme traceur du milieu hydrochimique.

6.4.9 ZINC (Zn)

(voir fig. 6.4.9)

Précipitations atmosphériques

Le zinc est un métal lourd utilisé surtout dans l'industrie, mais une partie des émissions provient de la combustion de carburants fossiles et des usines d'incinérations (NABEL 1993).

Les concentrations en zinc dans les eaux de pluie varient en Suisse occidentale autour de 20.0 $\mu\text{g Zn/l}$ (Atteia 1992). Dans une zone urbaine telle que Dübendorf (Zürich), les valeurs atteignent 54.0 $\mu\text{g Zn/l}$ (Zobrist 1983). Boller (1995) indique même une concentration moyenne de 85 $\mu\text{g Zn/l}$ également pour les eaux de pluie des zones urbaines. Les échantillons de neige montrent des concentrations en zinc diminuant dans un sens W-E de 14.7 $\mu\text{g Zn/l}$ dans le Jorat (VD, P6), à 11.5 $\mu\text{g Zn/l}$ au Gibloux (FR, P5) jusqu'à 2.3 $\mu\text{g Zn/l}$ au Hörnli (ZH, P8). Cette diminution des teneurs est accompagnée par une augmentation du pH de 4.5 (P6) à 4.6 (P5) puis à 5.7 (P8).

Cette forte présence du zinc dans les précipitations totales signale l'influence de masses d'air polluées dans notre région d'étude.

Les concentrations moyennes en métaux lourds tels que le zinc, le plomb et le cuivre sont significativement plus élevées dans les eaux de pluie que dans les rivières et lacs (Zobrist et Stumm 1979).

Eau de sol

Dans le sol brun acide de LRY à pédogenèse acide, la mobilité des métaux lourds est élevée.

Le pH inférieur à 5 du sol brun acide de Lutry implique la libération de quantités importantes de zinc qui sont fixées plus bas dans le profil de sol (1.4 m de profondeur), avant le front de décarbonatation (Atteia 1992: 71). Dans les premiers 80 cm du sol, les concentrations médianes sont ainsi élevées, variant entre 49.0 et 84 $\mu\text{g Zn/l}$ et peuvent atteindre des valeurs de 585 $\mu\text{g Zn/l}$ (Atteia 1992). L'eau du sol graveleux du Gibloux, qui a un pH de 4.6, nous a fourni une valeur individuelle de 12.7 $\mu\text{g Zn/l}$.

Aquifères de subsurface

Les concentrations en zinc diminuent nettement dans les eaux de source avec un pH autour de 7.3 par rapport aux eaux acides des précipitations atmosphériques et du sol. Elles varient considérablement, entre 0.1 et 155.0 $\mu\text{g Zn/l}$ avec une médiane de 1.0 $\mu\text{g Zn/l}$. De plus, la répartition des valeurs dans le profil hydrostratigraphique (voir annexe 6.9) est assez irrégulière et ne montre pas de liaison privilégiée entre le zinc et la géologie des aquifères.

Pourtant, la distinction entre les influences anthropogène ou géogène dans ces eaux n'est pas évidente. Les ions métalliques tel que le zinc, mais ainsi le cuivre, le plomb et le nickel peuvent également être liés aux roches pélitiques ou à la matière organique fossile de la Molasse (Schmassmann 1990, Tuchschnid 1995).

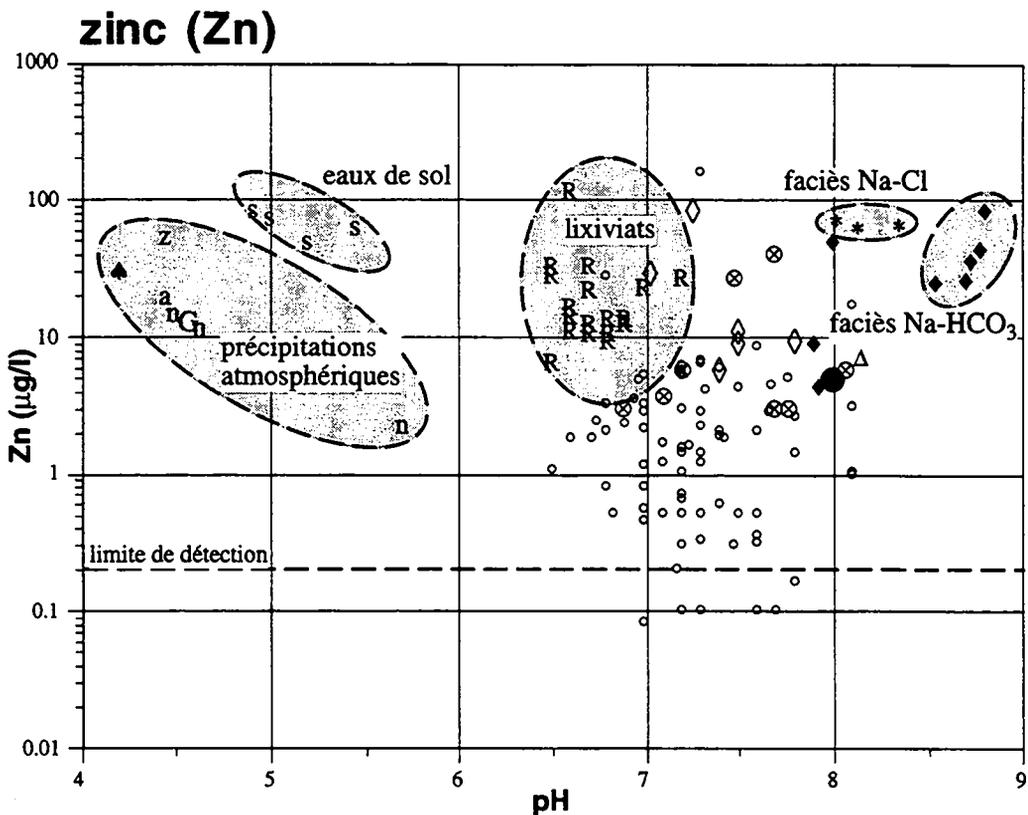


Fig. 6.4.9a: Relation entre le pH et les concentrations en zinc dans les différentes eaux.

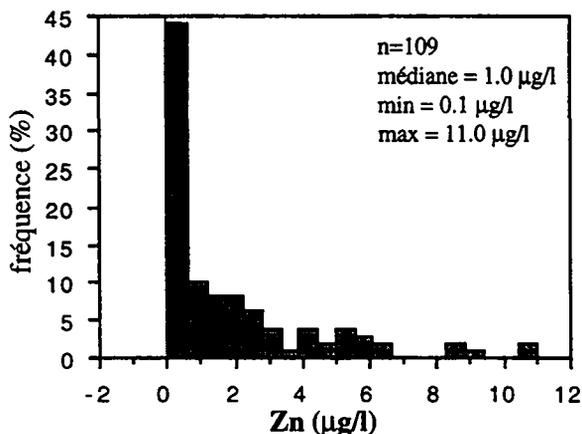


Fig. 6.4.9b: Histogramme des fréquences des concentrations en zinc dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibriloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- △ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- τ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

◇ eaux sulfatées

∨ eaux sulfatées (Thierrin 1990)

● eau de mer (Turekian 1978)

R lixiviats de roche

On peut vraisemblablement imputer les valeurs de zinc plus élevées et irrégulières à l'influence des matériaux de construction dans les ouvrages de captage, étant donné que presque un tiers (30% ou 32 sources) des nos sources sont munies des tuyaux métalliques qui donnent ainsi à l'eau l'occasion d'éliminer le zinc de la tuyauterie.

En prenant les eaux que nous avons pu prélever directement à l'exutoire rocheux comme référentiel naturel, nous obtenons la médiane de l'apport naturel de zinc, égale à 1.1 $\mu\text{g Zn/l}$ (n=15) et comprise entre les extrema de 0.1 et 11.0 $\mu\text{g Zn/l}$. Nous constatons déjà une teneur médiane légèrement élevée de 2.1 $\mu\text{g Zn/l}$ (n=18) comprise entre 0.1 et 16.3 $\mu\text{g Zn/l}$ en considérant seulement les sources munies des tuyaux en plastique (PE, PVC). Cette légère augmentation en zinc est probablement due à la faible réactivité de ces conduites, qui peuvent relâcher du zinc dans l'eau (Parriaux et Bensimon 1990). La médiane des eaux en contact avec une conduite métallique est de 2.0 $\mu\text{g Zn/l}$ (n=32), comprise entre 0.1 et 155.0 $\mu\text{g Zn/l}$.

Eaux sulfatées

L'empreinte chimique du zinc se renforce dans les eaux sulfatées. Les eaux de subsurface de la Molasse à gypse dépassent entièrement la teneur médiane de l'ensemble des sources (1.0 $\mu\text{g Zn/l}$), variant entre 5.6 et 11.0 $\mu\text{g Zn/l}$. Dans le piézomètre SE5 de Sermuz (Yverdon), la concentration continue à augmenter de 28.7 $\mu\text{g Zn/l}$ à 30 m de profondeur (F144) jusqu'à 82.4 $\mu\text{g Zn/l}$ à 45 m de profondeur (F145). Cette augmentation est probablement favorisée par la forte présence des sulfates qui augmente la solubilité en se complexant avec le zinc.

Aquifères profonds

Les eaux souterraines profondes du faciès Ca-Mg-HCO₃ ont des concentrations plus élevées que celles de subsurface, variant généralement entre 3.1 et 5.8 $\mu\text{g Zn/l}$. Les deux forages de Matran sur le Plateau fribourgeois contiennent des teneurs nettement plus élevées de 40.2 (F132) et 27.3 $\mu\text{g Zn/l}$ (F133). Elles sont très probablement liées à la corrosion de la colonne montante qui contient en partie des tuyaux galvanisés.

Les eaux du faciès Na-HCO₃ se distinguent en deux groupes. Premièrement, les eaux issues de la Molasse aquitanaise d'Yverdon qui contiennent 4.6 (F146) à 9.8 $\mu\text{g Zn/l}$ (F147), et deuxièmement les eaux des forages de l'OMM avec des concentrations plus élevées, variant entre 27.5 et 54.4 $\mu\text{g Zn/l}$. L'eau de Mainau s'individualise encore de ce deuxième groupe avec une valeur de 90.2 $\mu\text{g Zn/l}$ (F152). En considérant aussi que les eaux aquitaniennes ont été prélevées dans des piézomètres en PVC, l'origine de ces teneurs en zinc peut provenir soit du matériel de la tuyauterie, soit de la composition pétrographique de la roche aquifère.

Finalement, nous trouvons des valeurs élevées dans les eaux chlorurées sodiques avec 68.5 et 65.4 $\mu\text{g Zn/l}$ dans les eaux d'Eglisau 2 (F136) et 3 (F138), et 73.4 $\mu\text{g Zn/l}$ dans l'eau de Tiefenbrunnen (F141).

Une grande variabilité des concentrations en zinc de plusieurs échantillons prélevés peut confirmer une influence des matériaux de l'ouvrage (Schmassmann 1990).

Lixiviats de roche

La solution à blanc a mis en évidence une pollution atmosphérique en zinc de $8.2 \mu\text{g Zn/l}$, accumulée pendant l'essai.

Nos différents lixiviats de roche prouvent une origine géogène du zinc. Ils ont montré une médiane des teneurs en zinc de $13.8 \mu\text{g Zn/l}$. Une valeur maximale a été mesurée dans l'échantillon du Napf (L102) avec $116.2 \mu\text{g Zn/l}$. Le zinc peut se trouver, par exemple, dans certaines roches métamorphiques sous forme de staurotides zincifères (Pfeifer, comm. pers.).

Le zinc est également présent dans le lixiviat de la matière organique fossile avec une teneur considérable de $136.8 \mu\text{g Zn/l}$. Son origine est probablement liée aux minéraux sulfurés qui ont été dissous dans un milieu acide. La solubilité de zinc augmente avec la diminution du pH.

Résumé

Les eaux atmosphériques et de sol sont plus chargées en zinc que l'eau de subsurface.

On peut vraisemblablement imputer des concentrations de zinc élevées et irrégulières dans les échantillons d'eau souterraine à l'influence de la tuyauterie ou de la colonne montante. Le zinc est éliminé de la tuyauterie par la corrosion des métaux. Toutefois, le zinc peut également avoir une origine géogène.

Les concentrations élevées en zinc dans les eaux sulfatées et les eaux du type Na-Cl indiquent une plus grande solubilité du zinc en présence de grandes quantités de sulfates.

6.4.10 Cobalt (Co)

(voir fig. 6.4.10)

Précipitations atmosphériques

Nous avons enregistré la présence du cobalt dans nos échantillons de neige avec des concentrations de 0.05 (Gibloux) et 0.03 $\mu\text{g Co/l}$ (Hörnli).

Ces valeurs correspondent à celle de l'eau de pluie échantillonnée dans une zone non urbaine à Quillayute, Washington (États-Unis) qui est égale à 0.043 $\mu\text{g Co/l}$ (Rancitelli et Perkins 1970).

Les rapports molaires Co/Na des eaux de neige ($3.8 \cdot 10^{-5}$ et $6.0 \cdot 10^{-5}$) sont plus élevés que celui de l'eau de mer, qui est égal à $2.0 \cdot 10^{-8}$; ce dernier est calculé avec une concentration de 0.39 $\mu\text{g Co/l}$ (Schutz et Turekian 1965). Ceci indique que la plupart du cobalt provient de la poussière terrestre et anthropogène, plutôt que de l'océan.

Aquifères de subsurface

Pendant l'altération de la roche, le cobalt est facilement mis en solution sous forme de sels de chlorures, nitrates et sulfates (Turekian 1978).

Les teneurs en cobalt dans nos eaux de source sont pourtant très faibles, c'est-à-dire généralement autour de la limite de détection de 0.1 à 0.2 $\mu\text{g Co/l}$. Ceci est vraisemblablement lié à la faible abondance de cet élément dans les sédiments molassiques. La concentration médiane semi-quantitative est de 0.13 $\mu\text{g Co/l}$. Nous avons décelé une valeur maximale de 0.81 $\mu\text{g Co/l}$ (83b).

Les eaux provenant du flysch ont des teneurs très semblables à celles de la Molasse, soit généralement inférieures à 0.6 $\mu\text{g Co/l}$ (Basabe 1992).

La figure illustrant la répartition spatiale des teneurs (voir annexe 6.7) montre pourtant une apparition du cobalt clairement liée à la géologie des aquifères. Le marquage du cobalt se fait plutôt par sa présence ou son absence dans les eaux de certains sous-types d'aquifères que par des valeurs quantitatives. Il s'agit des eaux des sédiments de l'Otnanger Schlier (médiane: 0.4 $\mu\text{g Co/l}$; 116b et 119b), du Sommersberg (72b et 73b), du Gäbris (70b et 71b), de l'épandage du Hörnli (médiane: 0.2 $\mu\text{g Co/l}$), de l'OSM du secteur distal du Napf, du delta du Gibloux, des grès de l'OMM du faciès côte linéaire clastique (médiane: 0.4 $\mu\text{g Co/l}$), du Jolimont et de la partie occidentale du bassin molassique ainsi que du Pèlerin et de la Molasse à gypse (médiane: 0.4 $\mu\text{g Co/l}$).

Turekian (1978) rapporte que, d'une manière générale, les sédiments purement quartzitiques et feldspathiques ainsi que purement carbonatés montrent des concentrations faibles en cobalt, tandis que celles des arkoses et "greywackes" sont généralement hautes. Cette constatation peut expliquer l'absence du cobalt dans les dépôts riches en composantes quartzitiques dans le bassin bavarois, dans l'OMM du Napf, de la Höhronen et du "Honegg-Schutfächer". De plus, le cobalt est surtout accumulé dans les roches mafiques et ultramafiques avec des teneurs moyennes oscillant entre 37 et 128 ppm (Turekian 1978). En comparant la répartition

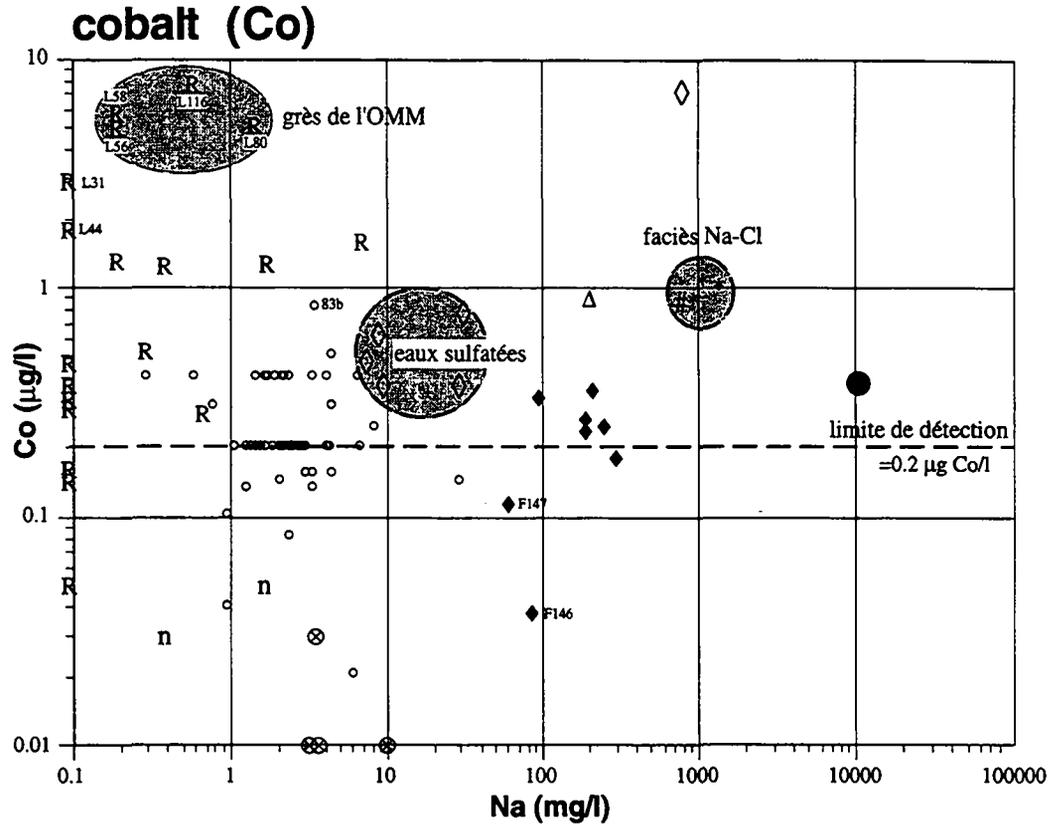


Fig. 6.4.10a: Relation entre les concentrations en sodium et cobalt dans les différentes eaux.

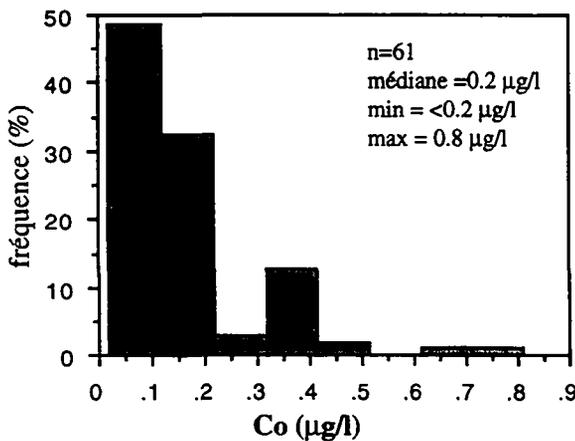


Fig. 6.4.10b: Histogramme des fréquences des concentrations en cobalt dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- S LRY (Ateia 1992)
- G Gibriloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ♦ Na-HCO₃
- Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- τ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux séléniteuses
- ∨ eaux séléniteuses (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

géographique et chronostratigraphique dans la figure 7.1/7.2 et le profil de l'annexe 6.7, nous constatons d'une part que l'apparition du cobalt est liée à certains épandages du bassin molassique suisse, et d'autre part que sa présence est limitée uniquement à une certaine phase de sédimentation. Ainsi, le cobalt apparaît dans l'épandage du Napf et du delta de Guggisberg seulement dans les dépôts de l'OSM, mais pas dans ceux de l'OMM. Ce marquage est probablement lié aux roches mafiques et ultramafiques appartenant à certaines unités tectoniques qui ont été érodées dans l'arrière-pays alpin pendant différentes phases alpines. Les poudingues du Hörnli, par exemple, qui produisent sans exception des eaux contenant du cobalt, sont particulièrement riches en composantes ophiolithiques d'origine pennique supérieure (nappes de Platta et de Suretta), pouvant constituer jusqu'à 60% des galets (Pavoni 1957, Dietrich 1969).

En ce qui concerne les sédiments marins de l'OMM, le cobalt peut être enrichi dans la fraction pélitique qui contient en moyenne 19 ppm de Co (Turekian 1978).

Eaux sulfatées

L'empreinte chimique en cobalt des eaux sulfatées se renforce dans les eaux à écoulement lent (voir fig. 6.4.10a). Ainsi, la concentration en cobalt augmente la médiane de 0.4 $\mu\text{g Co/l}$ dans les eaux de source (n=4) à 0.76 $\mu\text{g Co/l}$ à 30 m de profondeur jusqu'à une valeur élevée de 7.03 $\mu\text{g Co/l}$ rencontrée en 45 m de profondeur (F145). Cette augmentation des teneurs en cobalt s'explique par la diminution de la proportion des hydrogénocarbonates dans ces eaux riches en sulfates (voir ci-dessus), car les carbonates limitent la solubilité du cobalt dans les eaux naturelles d'un milieu oxydant (Turekian 1978).

Basabe (1992) rapporte également des teneurs élevées, jusqu'à 0.9 $\mu\text{g Co/l}$, pour certaines sources du flysch influencées par des roches évaporitiques.

Aquifères profonds

Les eaux des aquifères profonds du faciès hydrochimique Ca-Mg-HCO₃ ne se distinguent pas des eaux de subsurface ayant une concentration médiane approximative de 0.01 $\mu\text{g Co/l}$. Nous observons une légère augmentation des teneurs en cobalt à partir des eaux du faciès Na-HCO₃ où les valeurs varient entre 0.04 et 0.37 $\mu\text{g Co/l}$ (voir fig. 6.4.10a). La valeur maximale de 1.13 $\mu\text{g Co/l}$ a été enregistrée dans l'eau du faciès Na-Cl de Tiefenbrunnen (F141). Probablement, cette croissance dans les eaux chlorurées sodiques est également liée à une diminution des teneurs en hydrogénocarbonates (voir ci-dessus).

Lixiviats de roche

Les tests de lixiviation ont fourni des teneurs en cobalt très variables, entre 0.05 et 7.6 $\mu\text{g Co/l}$. Ceci met en évidence l'origine géogène de cet élément. Pourtant, le marquage des lixiviats ne se recouvre que partiellement avec celui rencontré dans les eaux naturelles.

La matière organique fossile provenant d'un grès marin avec une fraction pélitique a révélé une teneur de 7.5 $\mu\text{g Co/l}$. Or, le cobalt n'est pas accumulé dans la matière bitumineuse (Turekian 1978: 27-K-4) et ne forme pas de minéraux spécifiques. Il est plutôt associé au soufre et au fer dans différents minéraux (Turekian 1978). Étant donné l'abondance de la pyrite dans notre

échantillon (voir ci-dessus), il se trouve probablement dans ce minéral sulfuré sous forme de trace.

Résumé

Le cobalt est un élément en ultra-trace dans l'ensemble des eaux souterraines de la Molasse. Sa concentration est généralement inférieure à $0.5 \mu\text{g Co/l}$, mais atteint un maximum de $7 \mu\text{g Co/l}$ dans l'eau sulfatée. Des teneurs élevées sont liées à une faible présence des hydrogénocarbonates, comme c'est le cas dans les eaux sulfatées et chlorurées sodiques.

Pourtant, la variabilité des faibles teneurs en cobalt dans les eaux des aquifères de subsurface est clairement liée à la géologie. Ainsi, nous avons enregistré la présence du cobalt dans des sédiments contenant des composants de roche mafique ou ultramafique ou de pélites marines.

6.4.11 ARSENIC (As)

(voir fig. 6.4.11)

Précipitations atmosphériques

Deux échantillons de neige prélevés en Valais indiquent une concentration moyenne en arsenic de $0.6 \mu\text{g As/l}$ (Mandia 1991).

Eaux de sol

Les concentrations moyennes en arsenic sous forme solide dans les sols sur soubassement cristallin varient entre 3.8 et 10 ppm (Woodtli et al. 1985, reporté dans Pfeifer et al. 1995).

Aquifères de subsurface

Les teneurs en arsenic sont très faibles, c'est-à-dire généralement inférieures à la limite de détection de $1.0 \mu\text{g As/l}$. En conséquence, nous nous basons sur des valeurs semi-quantitatives qui indiquent la présence de l'arsenic, mais avec une erreur plus grande que 10%. Ces valeurs nous donnent une concentration maximale de $2.5 \mu\text{g As/l}$ avec une médiane de $0.1 \mu\text{g As/l}$ (voir fig. 6.4.11b).

Les concentrations des eaux souterraines de subsurface étudiées par Schmassmann (1990) se trouvent également au-dessous de la limite de détection de $0.5 \mu\text{g As/l}$.

Quant à la répartition spatiale, les concentrations les plus élevées se regroupent dans les eaux souterraines en relation avec des aquifères constitués des dépôts cristallins ou quartzitiques (les graviers cristallins du bassin bavarois, de "l'Ottninger Schlier", des "Glimmersande" et les grès granitiques de la "Höhronen-Schüttung", le poudingue polygénique de la "Thunersee-Schüttung"; voir annexe 6.7). De très faibles valeurs se trouvent dans les eaux des aquifères principalement constitués de carbonates (dépôts du Hörnli, grès de l'OMM du Plateau vaudois, poudingues calcaires du Pèlerin) ainsi que dans celles de la Molasse à gypse. Dans tous les autres échantillons, l'arsenic est quasiment absent.

Tandis que les concentrations naturelles en arsenic sont généralement basses dans les roches avec une moyenne de 2 ppm dans la croûte terrestre (Onishi 1969), les minéralisations sulfurées produisent en Suisse une moyenne de 200 ppm d'arsenic avec des valeurs localement élevées, jusqu'à 30'000 ppm (Della Valle 1988, Pfeifer et al. 1995). Ainsi, des veines de pyrite peuvent contenir jusqu'à 3 % poids d'arsenic, le plus souvent sous forme d'arsénopyrite, FeAsS . Mises à part les activités minières, l'arsenic est naturellement dispersé dans l'environnement par des processus d'altération, notamment l'oxydation de la pyrite (Appelo et Postma 1994: 277). Vu que la pyrite est assez abondante dans les sédiments molassiques, nous la considérons comme source principale de l'arsenic.

En comparant les eaux issues des aquifères du cristallin des massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc, qui sont directement en contact avec des minéralisations primaires dans des zones tectonisées, nous constatons des teneurs plus élevées que celles obtenues dans les sédiments

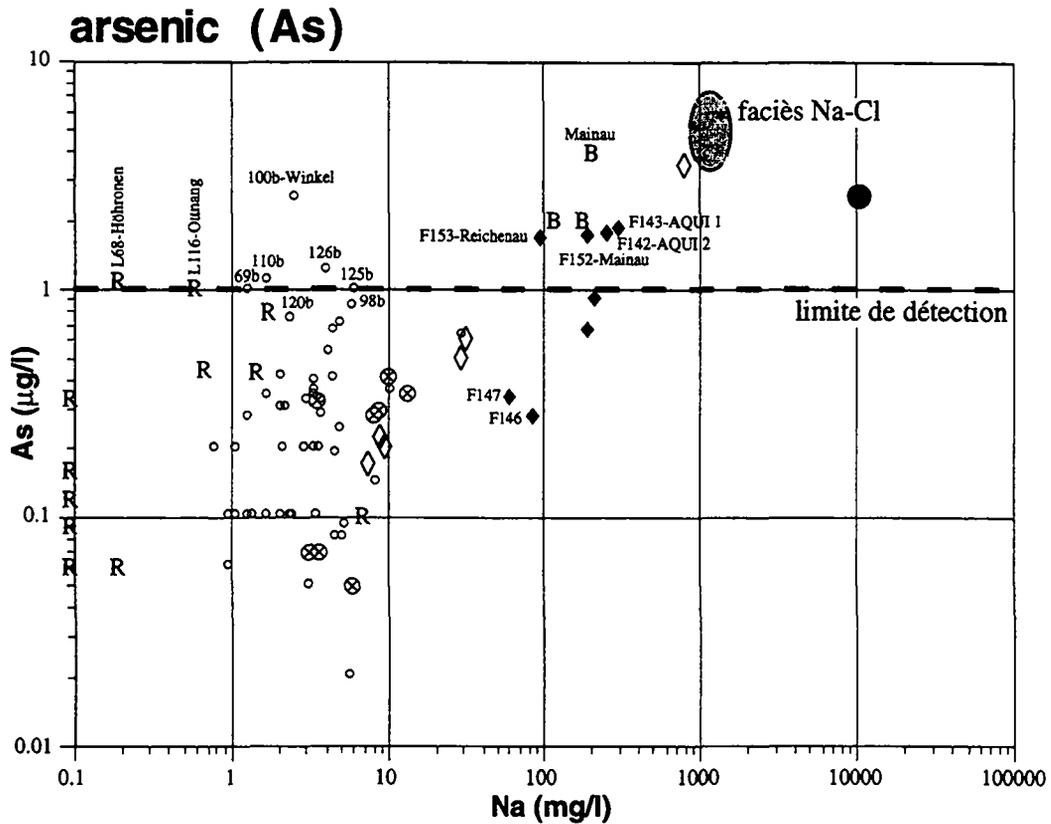


Fig. 6.4.11.a: Relation entre les concentrations en sodium et en arsenic dans de différentes eaux.

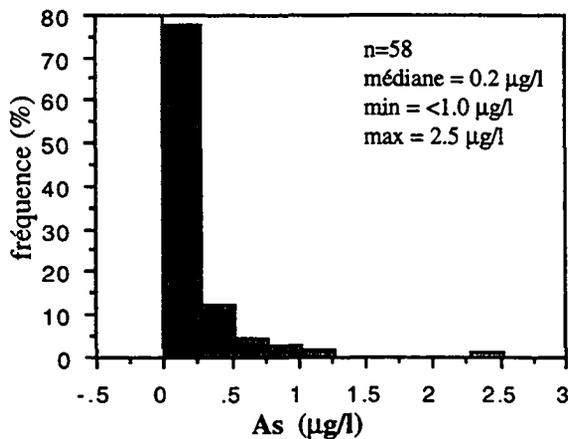


Fig. 6.4.11.b: Histogramme des fréquences des concentrations en arsenic dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Atteia 1992)
- ◆ pluvio-lessivats (Atteia 1992)
- neige

Eau de sol:

- s LRY (Atteia 1992)
- G Gibriloux

Eaux souterraines de subsurface:

- eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- ⊕ Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- △ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- ⊖ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux séléniteuses
- ∇ eaux séléniteuses (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixivats de roche

molassiques, exprimées par une moyenne de $17 \mu\text{g As/l}$ ($n=160$) comprise entre 0.05 et $225 \mu\text{g As/l}$ (Dubois 1992).

La valeur maximale de $2.5 \mu\text{g As/l}$ mesurée dans l'échantillon 100b-Winkel est probablement liée à une influence anthropogène car il montre aussi une pollution en molybdène (voir ci-dessus).

Eaux sulfatées

L'empreinte chimique en arsenic des eaux sulfatées se renforce dans les eaux à écoulement lent. Ainsi, la concentration augmente de $0.2 \mu\text{g As/l}$ dans les eaux de source (valeur médiane, $n=4$) à $0.6 \mu\text{g As/l}$ à 30 m de profondeur (F144) jusqu'à une valeur élevée de $3.45 \mu\text{g As/l}$ rencontrée en 45 m de profondeur (F145).

Pour comparaison, les eaux froides provenant des aquifères évaporitiques du Trias, caractérisées par une moyenne de $0.6 \mu\text{g As/l}$, atteignent une valeur maximale comparable avec $4.3 \mu\text{g As/l}$ (Mandia 1991).

Aquifères profonds

Sur le Plateau suisse, les eaux souterraines profondes du faciès Ca-Mg-HCO₃ ont des concentrations légèrement plus élevées que celles de subsurface, variant entre 0.3 et $0.4 \mu\text{g As/l}$. Les deux forages dans le bassin bavarois et celui d'Avressieux, par contre, indiquent des teneurs juste au-dessus de zéro.

Nous constatons une légère augmentation des teneurs en arsenic à partir des eaux du faciès Na-HCO₃ où les valeurs varient entre 0.3 et $2.0 \mu\text{g As/l}$. Les valeurs les plus élevées des aquifères molassiques ont été enregistrées dans l'eau du faciès Na-Cl, où elles varient entre 3.9 et $6.0 \mu\text{g As/l}$.

L'arsenic est adsorbé par des hydroxydes de fer et peut précipiter dans un milieu oxydé sous forme de FeAsO₃ ("Eisenarsenat"; Hem 1970 et 1977). Ce comportement peut expliquer la légère augmentation des concentrations en arsenic dans les eaux souterraines profondes d'un milieu plutôt réducteur.

Lixiviats de roche

L'arsenic n'est présent que dans certains lixiviats; parmi eux l'échantillon des grès granitiques de la "Höhronen-Schüttung" ($1.08 \mu\text{g As/l}$), de "l'Ottninger Schlier" ($1.01 \mu\text{g As/l}$), des "Glimmersande" ($0.44 \mu\text{g As/l}$) et de la Molasse à gypse ($0.79 \mu\text{g As/l}$) qui produisent aussi tous un marquage en arsenic dans les eaux naturelles.

La lixiviation de la matière organique fossile nous a donné une valeur de $1.11 \mu\text{g As/l}$, qui est très probablement liée à l'abondance de la pyrite dans cet échantillon.

Résumé

L'arsenic est un élément en ultra-trace dans l'ensemble des eaux souterraines de subsurface; sa concentration est généralement inférieure à $0.2 \mu\text{g As/l}$. Pourtant, la variabilité de teneurs semi-quantitatives en arsenic dans les eaux de source molassiques montre une liaison avec la géologie de certains sous-types d'aquifères.

Son origine est surtout liée aux roches granitiques, plus précisément à l'oxydation de la pyrite contenant jusqu'à 3% poids d'arsenic sous forme de l'arsénopyrite.

Dans les eaux à écoulement profond et lent, nous observons une légère augmentation des teneurs qui atteignent une valeur maximale de $6 \mu\text{g As/l}$ dans l'eau d'Eglisau 3 (faciès Na-Cl).

6.4.12 SÉLÉNIUM (Se)

Dans les eaux moyennement minéralisées, le sélénium n'est pas détectable, c'est-à-dire que les concentrations sont inférieures à la limite de détection de $1.0 \mu\text{g Se/l}$. Dans le cas des eaux à haute minéralisation avec influence marine (eau du faciès Na-Cl, eaux sulfatées), l'abondance des bromures a créé une interférence avec la masse atomique autour de 80 du sélénium sous forme de BrH. Par conséquent, la présence du sélénium dans ces eaux ne peut pas être vérifiée.

6.4.13 BROME (Br)

(voir fig. 6.4.13)

Du côté analytique, des inconvénients tel que l'effet mémoire ont provoqué l'augmentation du seuil de détection à 1 voire 10 $\mu\text{g Br/l}$.

Précipitations atmosphériques

L'échantillon de neige du Gibloux contient 1.14 $\mu\text{g Br/l}$ et celui du Hörnli 0.38 $\mu\text{g Br/l}$. Leur rapport molaire Br/Cl est semblable avec 0.0004, mais plus petit que celui de l'eau de mer qui est légèrement supérieur à 0.001. Nous constatons donc un excès de chlorures, probablement lié à une pollution atmosphérique (voir chapitre 6.3.4).

Aquifères de subsurface

Étant donné que la distribution des concentrations en brome se rapproche bien d'une distribution log-normale, environ 65% des valeurs dans les eaux souterraines de subsurface sont inférieures à 15 $\mu\text{g Br/l}$ (voir fig. 6.4.13b). Les concentrations ont une médiane de 9 $\mu\text{g Br/l}$ et montent jusqu'à 126 $\mu\text{g Br/l}$.

Une comparaison des 33 eaux de source provenant des aires d'alimentation entièrement boisées, donc sans aucune influence agricole, nous fournit une médiane plus élevée égale à 13 $\mu\text{g Br/l}$, mais avec une variabilité modeste entre 4 et 23 $\mu\text{g Br/l}$. Ceci nous indique à la fois une origine naturelle (biogène) du brome et un ordre de grandeur de ses concentrations dans les eaux de source.

L'étude de la répartition spatiale des concentrations en brome a mis en évidence plusieurs zones géographiques avec des valeurs plus importantes (voir annexe 6.3). Les deux zones les plus fortement marquées par le brome, avec des valeurs nettement supérieures à 20 $\mu\text{g Br/l}$, sont les terrains molassiques de la Bavière et ceux de la Molasse à gypse en Suisse occidentale. Les mêmes régions sont également marquées par des valeurs élevées en nitrates et chlorures, ce qui nous montre l'influence d'une contamination agricole. Les sites les plus pollués sont les sources de Brunnen (124b) et de Schrobenshausen (125b). La première est caractérisés par 126 $\mu\text{g Br/l}$, 32.0 $\mu\text{g Cl/l}$ et 157.9 mg NO_3/l ; la seconde, un peu moins polluée, par 110 $\mu\text{g Br/l}$, 26.4 mg Cl/l et 83.6 mg NO_3/l .

La statistique nous confirme l'existence d'une corrélation linéaire (significative pour un risque d'erreur de 5%) entre les bromures et les nitrates ($R=0.86$) et entre les chlorures et les bromures ($R=0.68$).

Eaux sulfatées

D'une manière générale, les eaux sulfatées sont caractérisées par des rapports molaires Br/Cl inférieurs à 0.001.

Les eaux des aquifères de subsurface montrent une médiane de 37 $\mu\text{g Br/l}$ avec des extrêmes de 28 et 45 $\mu\text{g Br/l}$. La diminution de la concentration de l'échantillon à une profondeur de 30 m

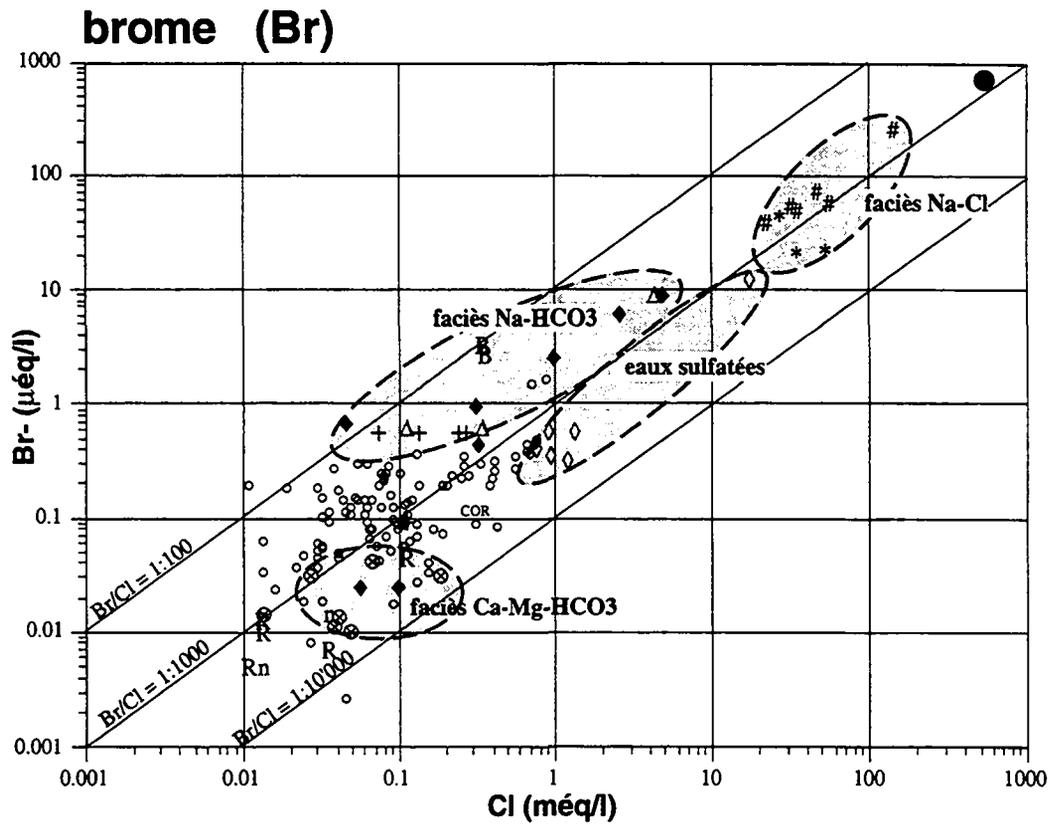


Fig. 6.4.13a: Relation entre les concentrations en chlore et en brome dans les différentes eaux.

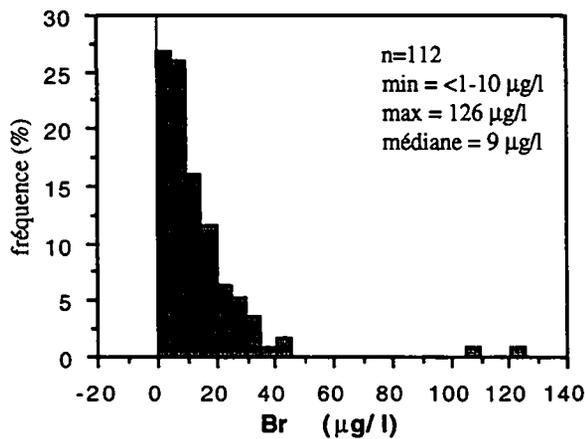


Fig. 6.4.13b: Histogramme des fréquences des concentrations en brome dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Atteia 1992)
- # pluvio-lessivats (Atteia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Atteia 1992)
- G Gibriloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- Na-HCO₃
- Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Berleff 1993)
- τ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

◊ eaux séléniteuses

v eaux séléniteuses (Thierrin 1990)

● eau de mer (Turekian 1978)

R lixivats de roche

(25 $\mu\text{g Br/l}$) montre probablement une influence anthropogène, tandis que la forte remontée de la teneur à 932 $\mu\text{g Br/l}$ à une profondeur de 45 m, accompagnée d'une réduction des teneurs en nitrates (10.0 mg NO_3/l), indique plutôt une origine naturelle du brome.

Aquifères profonds

Les concentrations en brome des eaux profondes du faciès Ca-Mg- HCO_3 sont, avec une médiane de 2 $\mu\text{g Br/l}$ (gamme: 1-4 $\mu\text{g Br/l}$), généralement inférieures à celles du même faciès des aquifères de subsurface (9.1 $\mu\text{g Br/l}$) (voir fig. 6.4.13a). Cette observation souligne le caractère anthropique du brome dans les eaux de subsurface.

Le brome des eaux souterraines de subsurface et du faciès Ca-Mg- HCO_3 n'a pas été détecté (< 48 $\mu\text{g Br/l}$) par Schmassmann (1990).

En ce qui concerne les eaux du faciès Na- HCO_3 , les eaux des forages peu profonds provenant de la Molasse grise de Lausanne (USM, FF146 et F147) forment une exception en montrant encore les mêmes teneurs en brome (2 $\mu\text{g Br/l}$) que celles de l'OMM du faciès Ca-Mg- HCO_3 . Tous les autres échantillons contiennent des valeurs supérieures à 35 $\mu\text{g Br/l}$.

La concentration maximale de ce groupe d'eau est atteinte dans le forage Aqui 1 avec 785 $\mu\text{g Br/l}$ (F143 Aqui 1; 703 $\mu\text{g Br/l}$ rapporté par Schmassmann 1990). Le forage Aqui 2 (F142), qui est 180 m moins profond que Aqui 1, contient uniquement 525 $\mu\text{g Br/l}$. Ceci peut s'expliquer par le mélange des eaux avec une composante marine présente à plus grande profondeur (Balderer 1990c, Schmassmann 1990).

Si l'on compare les données de la littérature, on trouve que Schmassmann (1990) indique pour les forages de Mainau et Konstanz des valeurs inférieures à 48 $\mu\text{g Br/l}$, ce qui correspond à notre mesure de Mainau, mais pas à celle de Konstanz où nous avons analysé 85 $\mu\text{g Br/l}$. Bertleff (1993) rapporte pour le même forage une valeur de 260 $\mu\text{g Br/l}$.

Les rapports molaires Br/Cl des eaux du faciès Na- HCO_3 sont supérieurs à 0.001, hormis ceux de la Molasse grise de Lausanne, et évoluent en direction de la composition de l'eau de mer (voir fig. 6.4.13a). Les eaux du faciès Na-Cl continuent cette évolution vers des teneurs plus élevées. Elles sont fortement caractérisées par des concentrations supérieures à 1500 $\mu\text{g Br/l}$ et atteignent une valeur maximale dans l'eau de Schafisheim avec 20'296 $\mu\text{g Br/l}$ (Schmassmann 1990).

Lixiviats de roche

L'ensemble des essais de lixiviation nous a donné des valeurs inférieures à la limite de détection (1 à 10 $\mu\text{g Br/l}$).

Minéralogiquement, le brome peut partiellement remplacer le chlore dans certains minéraux comme la carnallite ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; Brehler 1978).

Résumé

Les bromures montrent une séquence de dilution des eaux météoriques jusqu'aux eaux marines ou saumures.

Les eaux souterraines de subsurface montrent principalement une influence anthropogène. Les teneurs en brome nettement supérieures à $20 \mu\text{g Br/l}$ sont fortement corrélées avec des anomalies en chlorures et en nitrates et alors principalement dues à une pollution agricole.

A partir des eaux du faciès Na-HCO_3 , les teneurs en brome augmentent progressivement dans les eaux souterraines profondes de la Molasse, ce qui s'explique par un mélange avec une composante d'eau fossile marine (Balderer 1990c, Schmassmann 1990).

6.4.14 IODE (I)

(voir fig. 6.4.14)

Du côté analytique, l'iode produit un très grand effet mémoire, ce qui provoque l'augmentation du seuil de détection à 1 voire 10 $\mu\text{g I/l}$. Par conséquent, les concentrations en iode doivent être considérées comme des ordres de grandeur.

Précipitations atmosphériques

Les trois échantillons de neige prélevés sur le Plateau suisse contiennent de l'W à l'E 6.7 $\mu\text{g I/l}$ au Jorat (canton de Vaud), 4.2 $\mu\text{g I/l}$ au Mt-Gibloux et 0.4 $\mu\text{g I/l}$ au Hörnli. Du fait que les océans sont les plus grandes sources d'iode, cette décroissance est vraisemblablement due à un effet d'éloignement de la mer.

Eaux de sol

La seule indication sur l'iode dans les solutions de sol est l'échantillon S4 du Gibloux (FR) qui montre 4.4 $\mu\text{g I/l}$. Cette valeur est presque identique à celle de l'échantillon de neige (4.2 $\mu\text{g I/l}$) du même endroit. Cette comparaison souligne une origine de l'iode principalement liée à l'humidité atmosphérique.

Aquifères de subsurface

Les concentrations en iode détectées dans nos échantillons d'eau souterraine de subsurface s'approchent bien d'une distribution log-normale, de telle sorte qu'environ 60% des valeurs sont inférieures à 10 $\mu\text{g I/l}$ (voir fig. 6.4.14b). Une telle distribution pour l'iode est déjà connue dans la littérature (Davis 1986: 87). Nos teneurs ont une médiane de 9 $\mu\text{g I/l}$ et ne dépassent jamais 90 $\mu\text{g I/l}$. Des valeurs supérieures à 20 $\mu\text{g I/l}$ se trouvent dans les eaux de la "Pélerin-Schüttung" (33, 41 et 87 (COR) $\mu\text{g I/l}$) et des poudingues du Gibloux (17-25 $\mu\text{g I/l}$) ainsi que dans quelques eaux des grès de l'OMM de l'W de la Suisse.

Pour quelques sources au NE de la Suisse, Schmassmann (1990) constate des teneurs inférieures à 13 $\mu\text{g I/l}$, ou inférieures à 51 $\mu\text{g I/l}$ à cause d'une limite de détection plus élevée que la nôtre.

Quant à la répartition spatiale, nous constatons une tendance à la baisse des concentrations en iode de l'W du bassin vers l'E (voir annexe 6.8).

Minéralogiquement, l'iode ainsi que le brome peuvent partiellement remplacer le chlore dans certains minéraux comme la carnallite ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, Brehler 1978).

Eaux sulfatées

Les teneurs en iode sont plutôt faibles dans les eaux de source, variant entre 2 et 15 $\mu\text{g I/l}$. Elles augmentent par contre en fonction du temps de séjour de 29 $\mu\text{g I/l}$ (à 30 m, F144) jusqu'à 804 $\mu\text{g I/l}$ (à 45 m, F145) dans le sondage au S d'Yverdon.

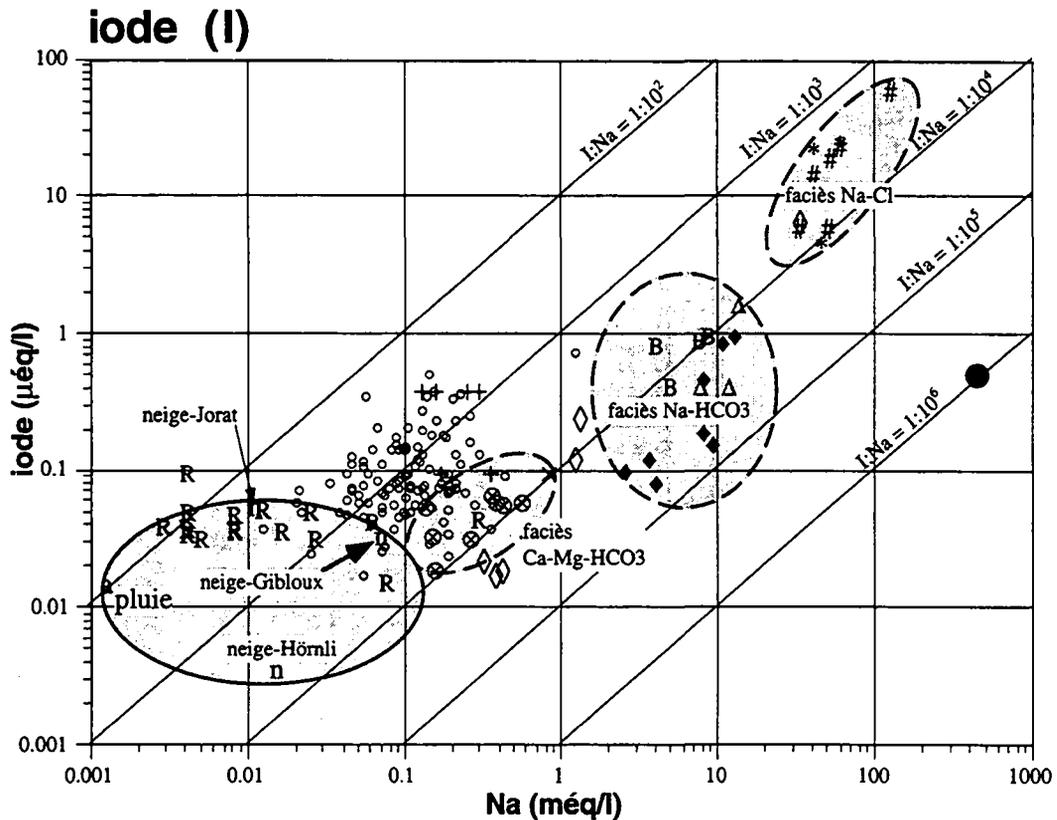


Fig. 6.4.14a: Relation entre les concentrations en sodium et en iode dans les différentes eaux.

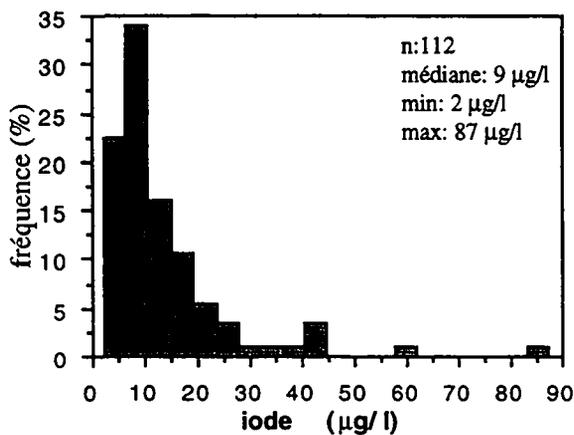


Fig. 6.4.14b: Histogramme des fréquences des concentrations en iode dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ▲ pluviio- lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- x Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- △ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- † Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◊ eaux séléniteuses
- ∨ eaux séléniteuses (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviat de roche

Aquifères profonds

La variabilité de l'iode dans les eaux souterraines profondes du faciès Ca-Mg-HCO₃ ne fait plus apparaître une distribution géographique distincte comme dans les eaux de source. Elle va de 2 à 8 µg I/l avec une médiane de 7 µg I/l.

Le comportement de l'iode dans les eaux Na-HCO₃ présente des similitudes avec d'autres éléments halogénés tels que le brome et les chlorures. Dans ces eaux, les concentrations sont nettement plus élevées, variant entre 11 et 127 µg I/l.

Les eaux Na-Cl contiennent des teneurs en iode considérables. L'eau de Tiefenbrunnen montre une valeur de 616 µg I/l (761 µg I/l dans Schmassmann 1990), celles d'Eglisau 2 et 3 contiennent entre 3000 et 3400 µg I/l (1903 et 3046 µg I/l dans Schmassmann 1990). Une valeur maximale de 7868 µg I/l a été détectée dans le forage de Schafisheim (Schmassmann 1990). L'augmentation des concentrations est en partie liée à l'influence d'une composante d'eau fossile marine. Le fait que les eaux souterraines profondes soient plus riches en iode par rapport à l'eau de mer (voir fig. 6.4.14a), indique encore une autre origine de l'iode, par exemple la décomposition de la matière organique qui contient de l'iode comme élément biophile (Schmassmann 1990: 118, 296).

Lixiviats de roche

Nos essais de lixiviats révèlent uniquement des valeurs au-dessous de la limite de détection. Pourtant, à part deux échantillons, la répartition des teneurs est assez homogène dans les différents types de roche. La Molasse à gypse (L145) montre une valeur plus basse que les autres, tandis que les grès marins du Jolimont (L83) indiquent singulièrement une teneur deux fois plus élevée. Cette observation coïncide avec une anomalie en uranium dans les eaux naturelles et peut être liée à la matière organique.

Toutefois, la lixiviation de la matière organique fossile n'a donné aucune valeur significative.

Résumé

Les eaux de neige peuvent contenir des teneurs en iode élevées (jusqu'à 6.7 µg I/l).

Les concentrations des eaux de neige et également celles des eaux de subsurface montrent une légère tendance à diminuer de l'W vers l'E dans le bassin molassique.

L'origine de l'iode dépend plutôt de facteurs biologiques, géographiques et météorologiques que de la nature pétrographique de l'aquifère.

Dans les eaux souterraines profondes, les teneurs en iode augmentent nettement dans des systèmes d'écoulement régionaux, de l'ordre de quelques mg/l, probablement à cause de la décomposition de la matière organique et d'un processus de mélange avec des eaux fossiles marines.

6.4.15 RUBIDIUM (Rb)

(voir fig. 6.4.15)

Précipitations atmosphériques

Le rubidium, qui montre une teneur médiane de $0.5 \mu\text{g Rb/l}$ dans les eaux de pluie, est un élément fortement enrichi lors du passage sous frondaison et atteint une concentration médiane de $6.0 \mu\text{g Rb/l}$ à la station de LRY (Atteia 1992). Le degré d'enrichissement est fonction de la productivité du végétal, plus élevée sur le Plateau que dans le Jura (Atteia 1992). Les échantillons de neige montrent des concentrations inférieures à celles de la pluie et diminuent dans un sens W-E, de $0.34 \mu\text{g Rb/l}$ (Jorat, VD), à $0.17 \mu\text{g Rb/l}$ (Jorat) jusqu'à $0.06 \mu\text{g Rb/l}$ (Hörnli).

Les rapports molaires Rb/Na sont plus élevés (10^{-2} à 10^{-5}) dans les précipitations atmosphériques que dans l'eau de mer (10^{-6} , voir fig. 6.4.15a) ce qui indique encore une origine du rubidium autre que les apports marins, comme des poussières terrestres par exemple.

Eau du sol

Le rubidium est lentement relâché dans les solutions du sol indépendamment du pH du sol.

Dans les eaux du sol de la station LRY, les mesures en rubidium obtenues avec des lysimètres à membranes sont plus élevées que celles obtenues avec des bougies poreuses en céramique. De plus, les concentrations en rubidium augmentent en fonction du temps de transit. Ainsi, les valeurs médianes obtenues avec des lysimètres à membranes sont égales à 2.5 (à 30 cm de profondeur) et $4.5 \mu\text{g Rb/l}$ (à 80 cm de profondeur) contre 0.75 (à 30 cm de profondeur) et $1.0 \mu\text{g Rb/l}$ (à 80 cm de profondeur) pour des bougies poreuses en céramique (Atteia 1992).

Dans le sol graveleux du Gibloux, nous avons obtenu une teneur de $1.12 \mu\text{g Rb/l}$ à 80 cm de profondeur.

Aquifères de subsurface

Les concentrations en rubidium rencontrées dans les eaux de source sont généralement plus basses que dans les eaux de sol où dans les pluvio-lessivats. Elles forment une médiane de $0.6 \mu\text{g Rb/l}$ avec des extrêmes de 0.1 et $3.0 \mu\text{g Rb/l}$.

Les fluctuations spatiales des valeurs sont très irrégulières (voir annexe 6.6). Elles ne fournissent pas un marquage typiquement lié à la géologie. Rappelons que l'empreinte chimique en rubidium est déjà plus forte dans les eaux d'infiltration qui ne sont pas encore entrées en contact avec l'aquifère.

Nous constatons pourtant un comportement particulier dans les eaux de source des grès marins d'un faciès de mer ouverte; le rubidium n'a pas pu être détecté ($<0.1 \mu\text{g Rb/l}$) dans l'ensemble de ce sous-type d'aquifère.

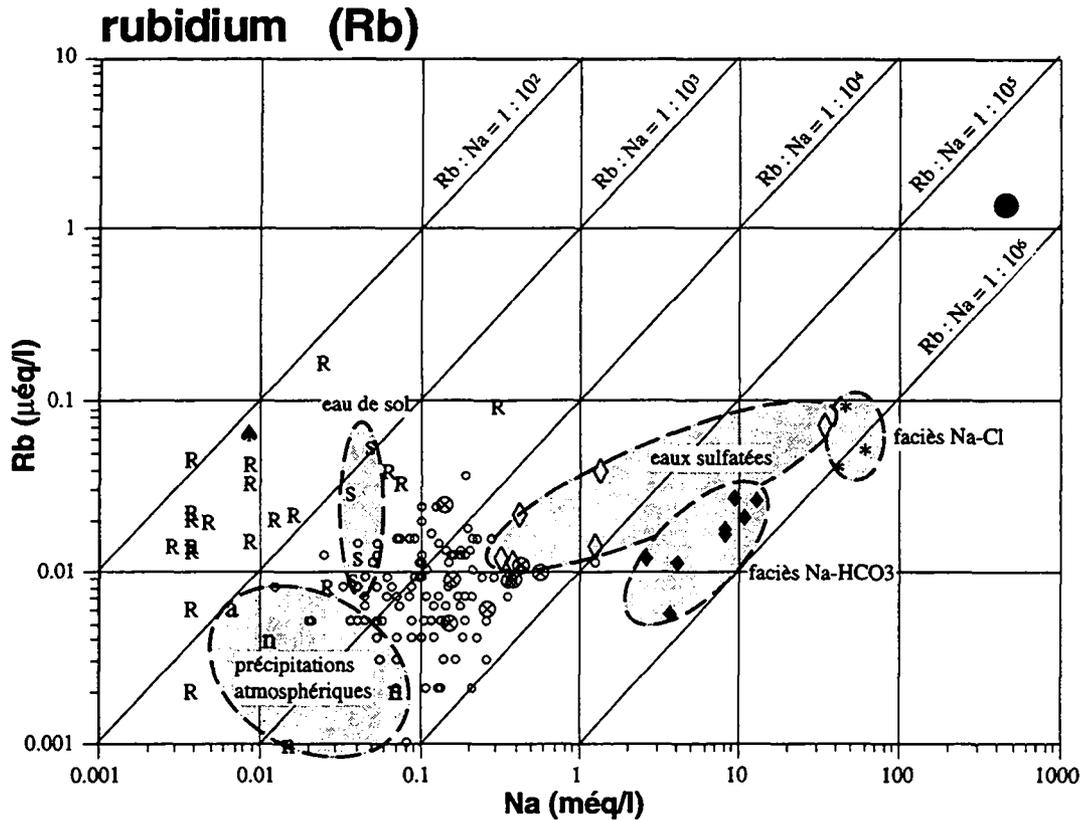


Fig. 6.4.15a: Relation entre les concentrations en sodium et en rubidium dans les différentes eaux.

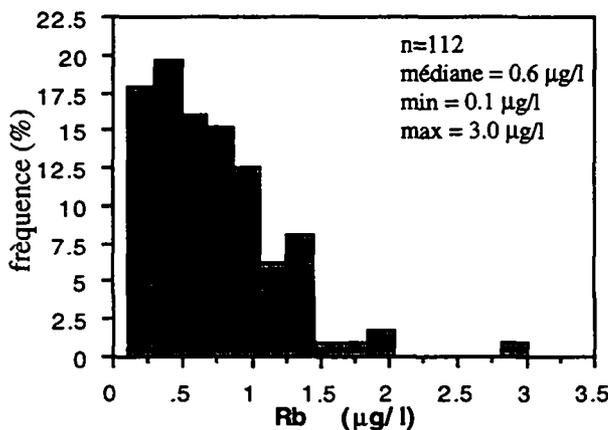


Fig. 6.4.15b: Histogramme des fréquences des concentrations en rubidium dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:
 z eau de pluie (Zobrist 1983)
 a eau de pluie (Ateia 1992)
 ▲ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
 n neige

Eau de sol:
 s LRY (Ateia 1992)
 G Gibriloux

Eaux souterraines de subsurface:
 ° eaux de source
 + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:
 ⊗ Ca-Mg-HCO₃
 × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
 T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
 • Na-HCO₃
 Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
 B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
 † Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
 * Na-Cl
 # Na-Cl (Schmassmann 1990)

◇ eaux séléniteuses
 ∨ eaux séléniteuses (Thierrin 1990)

● eau de mer (Turekian 1978)

R lixiviats de roche

Comme comparaison, citons Basabe (1992) qui indique des concentrations caractéristiques entre 0.3 et 6.0 $\mu\text{g Rb/l}$, avec une moyenne de 1.5 $\mu\text{g Rb/l}$, pour les eaux souterraines des flyschs du Niesen; ces valeurs sont plus élevées que les nôtres.

Eaux sulfatées

Par rapport à la valeur médiane des eaux de source, les teneurs en rubidium des eaux sulfatées sont légèrement plus élevées, variant entre 0.9 et 1.8 $\mu\text{g Rb/l}$. Elles augmentent encore en fonction du temps de séjour de 3.2 $\mu\text{g Rb/l}$ (à 30 m) jusqu'à 6.1 $\mu\text{g Rb/l}$ (à 45 m).

Par rapport aux eaux évaporitiques froides du Trias qui contiennent une valeur moyenne de 18.3 $\mu\text{g Rb/l}$ comprise entre 2.3 et 53.3 $\mu\text{g Rb/l}$ (Mandia 1991), nos eaux sulfatées restent pourtant pauvres en rubidium. Mais rappelons que la Molasse à gypse est principalement composée de grès et marnes qui contiennent seulement 3 à 16% de gypse sous forme des grains finement dispersés (Jordi 1955).

Aquifères profonds

Les eaux forées du faciès Ca-Mg-HCO₃ ne se distinguent pas des eaux de source, avec une concentration médiane en rubidium de 0.8 $\mu\text{g Rb/l}$, comprise entre 0.5 et 2.1 $\mu\text{g Rb/l}$. Dans ce groupe d'eaux, seule l'eau du forage d'Ortenburg (F118) contient une teneur deux fois plus élevée (2.1 $\mu\text{g Rb/l}$), qui peut être liée à un sédiment marin à grains plus fins.

Les teneurs en rubidium augmentent dans les eaux du faciès Na-HCO₃, avec une médiane de 1.6 $\mu\text{g Rb/l}$ et des extrêmes de 0.5 et 2.5 $\mu\text{g Rb/l}$. Cet accroissement de la concentration en rubidium continue dans les eaux les plus profondes du faciès Na-Cl, avec les eaux d'Eglisau 2 et 3 qui contiennent respectivement 3.7 et 4.6 $\mu\text{g Rb/l}$. Nous avons enregistré la valeur maximale de 8.2 $\mu\text{g Rb/l}$ dans l'eau de Tiefenbrunnen (F141).

Le rapport molaire Rb/Na dans les eaux du faciès Na-HCO₃ et celles du faciès Na-Cl, variant entre $5 \cdot 10^{-5}$ et $1 \cdot 10^{-6}$, a généralement le même ordre de grandeur que celui de l'eau de mer ($3 \cdot 10^{-6}$) (voir fig. 6.4.15a). Ceci explique l'augmentation des teneurs en rubidium dans ces eaux. Ce rubidium doit être contenu dans les eaux fossiles ou dans les sédiments qui ont contenu des eaux connées dans leurs interstices ("effet de mémoire des roches aquifères").

Dans les travaux précédents de Schmassmann (1990) et Bertleff (1989), le rubidium n'a généralement pas été décelé dans les eaux de la Molasse à cause d'une limite de détection plus élevée, de 10 à 50 $\mu\text{g Rb/l}$. Seules les eaux du faciès Na-Cl d'Eglisau et de Schafisheim indiquent des teneurs d'environ 10 $\mu\text{g Rb/l}$.

Lixiviats de roche

Les lixiviats ont révélé la présence de rubidium dans les débris de roches et ceci avec à peu près les mêmes ordres de grandeur que les eaux souterraines (voir fig. 6.4.15a). C'est surtout les lixiviats des sédiments marneux (L74 et L116) qui se distinguent nettement de l'ensemble de ces essais par des teneurs en rubidium 4 à 8 fois plus élevées, dues à une plus grande surface de

réaction eau-roche. Quant à l'origine géogène, les principaux minéraux qui contiennent du rubidium sont les feldspaths potassiques et les micas (Heier et Adams 1964).

Résumé

Les concentrations en rubidium rencontrées dans les eaux de source sont généralement basses avec une médiane de $0.6 \mu\text{g Rb/l}$, comprise entre 0.1 et $3.0 \mu\text{g Rb/l}$.

Vu que les concentrations en rubidium dans les eaux de pluie et du sol peuvent dépasser celles des eaux de source, cet élément ne fait pas ressortir d'anomalie géochimique notable dans les eaux des aquifères de subsurface.

Le rubidium est légèrement enrichi dans les eaux profondes à cause d'un mélange avec des eaux fossiles ou d'un effet de mémoire des roches aquifères. Nous avons enregistré la valeur maximale de $8.2 \mu\text{g Rb/l}$ dans le faciès Na-Cl.

6.4.16 MOLYBDÈNE

(voir fig. 6.4.16)

Précipitations atmosphériques

Les échantillons de neige du Gibloux (P5) et du Hörnli (P8) contiennent des concentrations en molybdène semblables, de 0.09 et 0.12 $\mu\text{g Mo/l}$, respectivement. Par rapport aux indications rencontrées dans la littérature, nos valeurs sont situées entre la moyenne des pluies au Japon (0.06 $\mu\text{g Mo/l}$ sur 300 échantillons, Sugawara 1967) et la moyenne des neiges (0.20 $\mu\text{g Mo/l}$ sur 4 échantillons, Sugawara et al. 1961). Une comparaison avec le rapport molaire Mo/Cl de l'eau de mer, qui est égal à 0.00019 (Turekian 1978), montre que la contribution du sel de mer est moindre dans nos échantillons de neige, qui ont un rapport plus élevé de 0.027 (P5) et 0.071 (P8), respectivement. Ce molybdène supplémentaire est probablement issu d'une part des particules du sol (particules éoliennes) transportés par le vent et d'autre part d'un apport de polluants industriels. Ce dernier est souvent dû à la combustion du charbon et du pétrole qui, comme matière organique, contiennent du molybdène adsorbé (Adriano 1986: 354/355).

Eau de sol

Dans l'eau du sol graveleux du Gibloux (S4), la concentration en molybdène se trouve au-dessous de la limite de détection de 0.2 $\mu\text{g Mo/l}$. La concentration dans l'eau dépend généralement fortement de la teneur en molybdène dans la roche mère et de la présence de matière organique (Manheim et Landergren 1978). Nous pouvons donc conclure que les poudingues quartzitiques du Gibloux sont pauvres en molybdène.

Wenger et Högl (1968) ont évalué une fourchette de concentrations entre 0.33 et 0.60 mg Mo/kg dans les solides des sols du Plateau suisse.

Aquifères de subsurface

Les teneurs de molybdène varient entre 0.1 et 9.2 $\mu\text{g Mo/l}$ dans l'ensemble des eaux souterraines échantillonnées pour cette étude. 70% des 110 échantillons d'eau ont des valeurs inférieures à 0.5 $\mu\text{g Mo/l}$ (voir fig. 6.4.16b). Notre valeur médiane de 0.4 $\mu\text{g Mo/l}$ coïncide avec la moyenne des eaux de boisson en Suisse citée par Högl (1980:161).

Grâce aux concentrations généralement basses et constantes par rapport aux valeurs habituelles obtenues dans la majorité des roches (Manheim et Landergren 1978) et des eaux souterraines de subsurface, les anomalies en molybdène se distinguent nettement de l'ensemble des valeurs. Ainsi, le molybdène se révèle être un bon traceur naturel dont nous allons discuter l'origine avec les résultats des lixiviations de roche.

La répartition lithostratigraphique met principalement en évidence deux sous-types d'aquifères avec une signature importante du molybdène dans les eaux souterraines (voir annexe 6.4). Il s'agit d'une part des "Glimmersande" de la "Ost-West-Schüttung" (OSM) au N de la Suisse, où le contraste du molybdène est le plus aigu avec une valeur médiane de 3.8 $\mu\text{g Mo/l}$, et d'autre part de la Molasse à gypse (USM) de la Suisse occidentale, avec une médiane de 2.6 $\mu\text{g Mo/l}$.

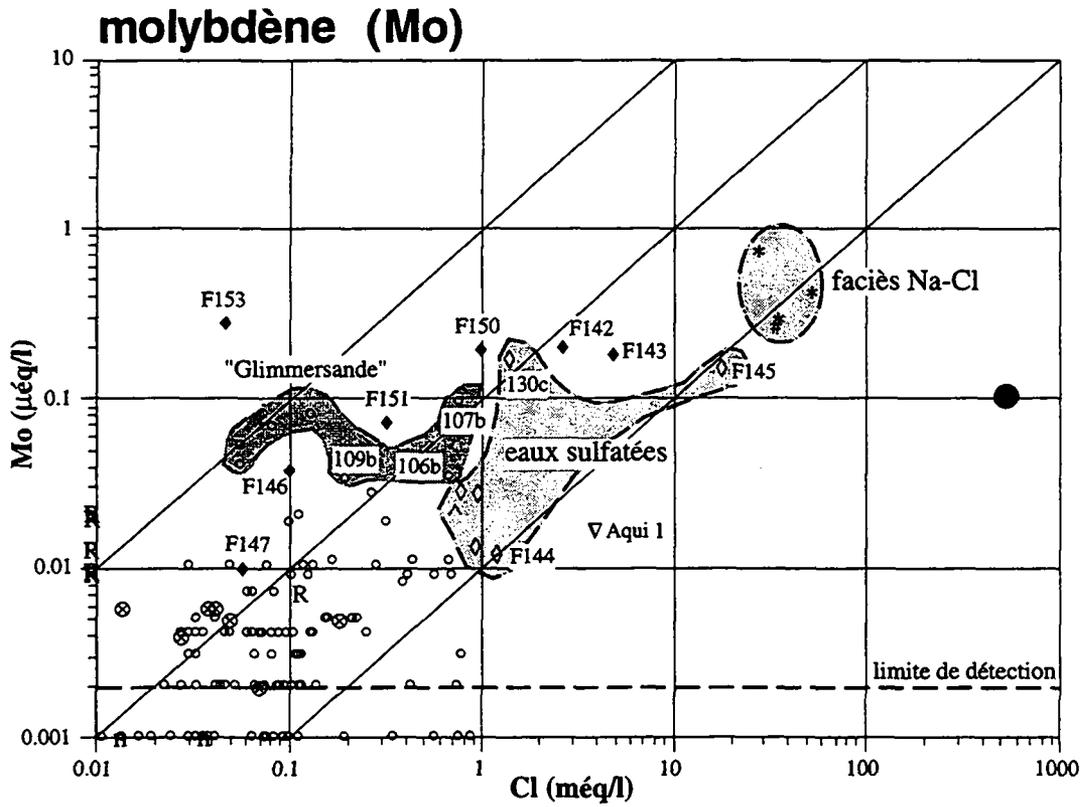


Fig. 6.4.16a: Relation entre les concentrations en chlorures et en molybdène dans les différentes eaux.

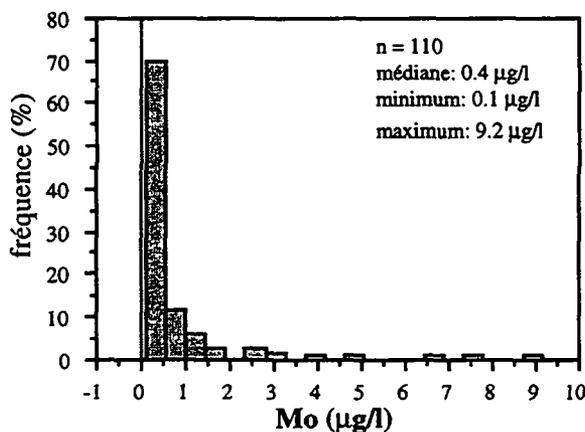


Fig. 6.4.16b: Histogramme des fréquences des concentrations en molybdène dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:
 z eau de pluie (Zobrist 1983)
 a eau de pluie (Atteia 1992)
 ◆ pluvio-lessivats (Atteia 1992)
 n neige

Eau de sol:
 s LRY (Atteia 1992)
 G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:
 o eaux de source
 + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:
 ⊗ Ca-Mg-HCO₃
 × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
 † Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
 ◆ Na-HCO₃
 △ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
 B Na-HCO₃ (Berteff 1993)
 † Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
 * Na-Cl
 # Na-Cl (Schmassmann 1990)

◇ eaux sulfatées
 ∇ eaux sulfatées (Thierrin 1990)

● eau de mer (Turekian 1978)

R lixivats de roche

Nous trouvons également des teneurs en molybdène légèrement au-dessus des valeurs habituelles dans les eaux souterraines des dépôts estuariens de l'OMM. Une valeur isolée de 6.5 $\mu\text{g Mo/l}$ (8a) rencontrée dans les marnes et grès du secteur distal de la "Napf-Schüttung" (OSM) est probablement due à l'influence du tuyau en fonte du captage ou de la matière organique fossile, abondante dans l'OSM. L'échantillon 100b-Winkel contient même une anomalie de 140.3 $\mu\text{g Mo/l}$ que nous considérons comme le résultat d'une superposition d'une teneur naturelle et d'une pollution anthropogène comme p.ex les graisses de la tuyauterie contenant des métaux lourds. Nous n'avons pas pris en compte cet échantillon.

Eaux sulfatées

Les eaux souterraines de la Molasse à gypse (USM) ont également des valeurs en molybdène supérieures à celles de l'ensemble de nos échantillons d'eau de subsurface. Elles varient entre 1.2 et 14.0 $\mu\text{g Mo/l}$ avec une médiane de 2.6 $\mu\text{g Mo/l}$ (n=6). L'échantillon du forage SE5 (F145) qui provient d'une profondeur de 45 m, montre une teneur maximale de 14.0 $\mu\text{g Mo/l}$.

Aquifères profonds

Les concentrations en molybdène des eaux du faciès hydrochimique Ca-Mg-HCO₃ sont encore similaires à celles obtenues pour des eaux de subsurface. La médiane est égale à 0.5 $\mu\text{g Mo/l}$ et les valeurs varient entre 0.2 et 0.6 $\mu\text{g Mo/l}$.

Dans les eaux du faciès Na-HCO₃, la médiane monte à 18.0 $\mu\text{g Mo/l}$ avec une fourchette des valeurs entre 0.9 et 27.2 $\mu\text{g Mo/l}$. Parmi ce groupe d'eaux, celle de Reichenau (F153) est la plus riche en molybdène avec une valeur de 27.2 $\mu\text{g Mo/l}$ (voir fig. 6.4.16a). Par rapport à la valeur de 1.6 $\mu\text{g Mo/l}$, indiquée pour la source thermique "Aqui 1" à Zurich et relevée par Högl (1980: 288) entre 1973 et 1975, nos deux valeurs de 18.0 (F143) et 19.9 $\mu\text{g Mo/l}$ (F142), respectivement, sont plus de 10 fois supérieures. Un contrôle de nos analyses avec trois différents isotopes de molybdène (masses atomiques 95, 98 et 100) a vérifié l'ordre de grandeur de 20 $\mu\text{g Mo/l}$ pour les eaux d'Aqui 1 et 2.

Les teneurs les plus élevées sont atteintes dans les eaux chlorurées sodiques (Na-Cl) avec une médiane de 41.2 $\mu\text{g Mo/l}$. Pour le forage Eglisau 2, nous pouvons constater avec notre propre mesure de 29.0 $\mu\text{g Mo/l}$ (F136) une certaine stabilité de la concentration en molybdène, si on la compare avec les valeurs de la littérature. Wenger et Högl (1971) rapportent 28.6 $\mu\text{g Mo/l}$ (le 22.1.1966) et 25.9 $\mu\text{g Mo/l}$ (le 25.7.1966) et Högl (1980: 161) indique 26 $\mu\text{g Mo/l}$ (1968) et 28 $\mu\text{g Mo/l}$ (printemps 1970) pour Eglisau 2. Quant à Eglisau 3, nous n'avons qu'une seule valeur de comparaison de la littérature: 25.0 $\mu\text{g Mo/l}$ (6.12.1967, Wenger et Högl 1971). Cette valeur est plus basse que la nôtre (41.2 $\mu\text{g Mo/l}$, 4.8.1994). Le forage Tiefenbrunnen à Zurich nous a fourni une valeur maximale de 73.2 $\mu\text{g Mo/l}$, qui dépasse même la valeur maximale des sources minérales de la Suisse, citée par Wenger et Högl (1968) à 52.2 $\mu\text{g Mo/l}$ (Eglisau 1, 31.5.1965). Il faut pourtant noter, qu'il s'agit de méthodes d'analyse anciennes qui ont une incertitude plus grande que les méthodes actuelles.

La concentration en molybdène augmente dans les eaux de forage issues des systèmes d'écoulement régionaux (voir fig. 6.4.16a). En général, nous constatons une évolution des eaux

vers un enrichissement en molybdène et chlorures en passant du faciès Ca-Mg-HCO₃ au faciès Na-Cl. L'échantillon d'eau de Reichenau (F153), qui s'écarte des autres mesures (voir fig. 6.4.16a) par sa moindre teneur en chlorures, forme une exception. Il indique probablement un mélange avec des eaux de subsurface. Toutefois, les eaux profondes n'atteignent pas le rapport molaire de l'eau de mer. Par rapport aux chlorures, elles sont plus diluées, tandis que les concentrations en molybdène dépassent celle de l'eau de mer (10 µg Mo/l, Turekian 1978) de plusieurs ordres de grandeur (jusqu'à un facteur 7). Ceci met en évidence l'origine géogène du molybdène.

Lixiviats de roche

Les analyses des lixiviats ont mis en évidence l'existence du molybdène dans quelques roches de nos aquifères molassiques. Des concentrations quantitatives sont atteintes dans cinq lixiviats de roche uniquement, mais ne dépassent jamais 2.0 µg Mo/l. Il s'agit toujours d'échantillons contenant des composantes granitiques tels que le poudingue polygénique du Napf (L102) avec 1.8 µg Mo/l et le "Gäbris-Schuttfächer" (L70) avec 1.2 µg Mo/l, l'OMM ottnangienne (116L) avec 2.0 µg Mo/l, l'OMM du faciès côte linéaire clastique (80L) avec 0.9 µg Mo/l, et celle du faciès de mer ouverte (56L) avec 0.9 µg Mo/l ainsi que les "Glimmersande" de l'OSM avec 0.7 µg Mo/l. Cette observation correspond au fait que les hautes teneurs du molybdène se trouvent surtout dans des roches granitoïdes dans lesquelles la phase minérale dominante est la molybdénite, MoS₂. Généralement, le molybdène est présent seulement en petites concentrations, dont la moyenne se trouve autour de 1.8 ppm (Manheim et Landergren 1978). Les teneurs typiques en molybdène pour les grès molassiques en Suisse, où la molybdénite se trouve sous forme de minéral lourd, sont situées entre 0.4 et 1.2 ppm (Tuchschnid 1995). Celles des roches pélitiques sont plus élevées avec des valeurs entre 0.4 et 2.0 ppm (Tuchschnid 1995). Nous allons encore discuter plus en détail le comportement du molybdène dans les "Glimmersande" de l'OSM dans le chapitre 7.2.15.3.

Dubois (1992) a observé une forte influence des granites du Massif du Mont Blanc sur les eaux souterraines qui contiennent des concentrations anormales, jusqu'à 150 µg Mo/l. Cet auteur a pu démontrer l'origine de cette anomalie avec ses analyses des lixiviats.

Nos essais de lixiviats, par contre, ne font pas apparaître une corrélation entre les anomalies détectées dans les eaux naturelles et celles des roches lixiviées correspondantes. Une explication peut être d'une part le problème de la représentativité des échantillons de roche (voir chapitre 4.6) et, d'autre part, le processus cinétique de la dissolution du molybdénite. Rappelons que la molybdénite est peu soluble, et que son altération est un processus d'oxydation lente (Manheim et Landergren 1978), plus lente que la durée de nos essais de lixiviation. Il en résulte le molybdate (Me₂MoO₄), un produit d'altération qui forme un anion très mobile dans les eaux à pH neutre ou basique.

L'analyse de la solution de lixiviation d'un tronc de bois de l'OMM montre une valeur maximale en molybdène de 8.5 µg Mo/l. Nous voyons deux différentes origines pour le molybdène. Premièrement, le molybdène peut être adsorbé par la matière organique (tourbe, lignite, charbon, etc.) ce qui provoque un enrichissement en molybdène dans la biosphère (Wenger et Högl 1968: 530, Goldberg et Arrhenius 1958, Ishibashi et al. 1962). Ce phénomène s'observe aussi en Suisse, où de valeurs élevées (>5ppm) en molybdène sont systématiquement situées dans les roches bitumineuses et charbonneuses (Tuchschnid 1995). Deuxièmement, le molybdène peut

se trouver également sous forme des traces de molybdénite dans la pyrite, qui entoure abondamment le rognon ligniteux dans une auréole d'altération. Rappelons que le même échantillon a également fourni une grande concentration en sulfates (autour de 400 mg /l) et en fer due à l'oxydation de la pyrite (voir chapitre 6.3.3).

Influence non géogène:

Nous avons mesuré deux valeurs extrêmes, une de 153 $\mu\text{g Mo/l}$ dans l'eau hydrogénécarbonatée sodique du forage de Mainau (F152) et une de 140 $\mu\text{g Mo/l}$ dans la source Winkel (100b), récemment captée. Nous les considérons comme une influence non géogène probablement due à l'utilisation de graisses pour la tuyauterie. Une contrôle de nos analyses avec trois différents isotopes de molybdène, de masse 95, 98 et 100, a vérifié l'ordre de grandeur de la teneur en molybdène en nous permettant d'exclure une interférence analytique.

Résumé

La présence du molybdène dans les solutions de lixiviats et son enrichissement par rapport aux chlorures dans les eaux profondes indique une origine géogène. Le molybdène peut être enrichi dans les roches pélitiques et dans la matière organique fossile, mais également dans les minéraux lourds des grès quartzitiques sous forme de molybdénite.

Dans les eaux souterraines de subsurface, le molybdène se révèle être un bon marqueur naturel des eaux souterraines des "Glimmersande" (OSM) et des eaux sulfatées de la Molasse à gypse (USM).

Les eaux du faciès Na-Cl sont les eaux les plus riches en molybdène rencontrées dans le bassin molassique.

6.4. 17 CADMIUM (Cd)

Précipitations atmosphériques

Le cadmium s'échappe dans l'atmosphère à partir de diverses sources telles que les usines d'incinération et les entreprises travaillant des métaux. Boller (1995) indique une concentration moyenne de $1.4 \mu\text{g Cd/l}$ pour les eaux de pluie des zones urbaines. Les concentrations de cadmium liées aux poussières en suspension ont atteint un maximum de 1.3 ng Cd/m^3 en 1992 (NABEL 1993: 75).

Eau de sol

Dans le sol brun acide sur l'OMM de St-Cierges (VD), le cadmium est principalement véhiculé par voie liquide et est alors essentiellement présent sous forme ionique (Keller 1991). Il s'associe principalement aux oxydes de fer et manganèse. Mais ces concentrations sont faibles et minimisées dans chaque horizon de sol.

Eaux souterraines

Toutes les concentrations en cadmium de nos échantillons d'eau sont situées au-dessous de la limite de détection de $0.2 \mu\text{g Cd/l}$.

6.4.18 BARYUM (Ba)

(voir fig. 6.4.18)

Précipitations atmosphériques

Les concentrations en baryum dans les eaux de pluie varient autour de 2.0 $\mu\text{g Ba/l}$ (Atteia 1992). Cet élément est légèrement enrichi lors de son passage sous couvert forestier et atteint une concentration médiane de 4.0 $\mu\text{g Ba/l}$ (Atteia 1992). Les teneurs de nos échantillons de neige sont situées au-dessous de la moyenne des eaux de pluie. Elles diminuent dans un sens W-E de 1.4 $\mu\text{g Ba/l}$ (Jorat, VD), à 1.0 $\mu\text{g Ba/l}$ au Gibloux et jusqu'à 0.4 $\mu\text{g Ba/l}$ au Hörnli.

Eau de sol

Les concentrations en baryum dans le sol brun acide de LRY augmentent en fonction de la profondeur. Ainsi, elles varient entre 2 et 47 $\mu\text{g Ba/l}$ (médiane de 8.0 et 26.5 $\mu\text{g Ba/l}$) à 30 cm de profondeur et entre 12 et 63 $\mu\text{g Ba/l}$ (médianes de 26.0 et 42 $\mu\text{g Ba/l}$) à 80 cm de profondeur (Atteia 1992). Notre mesure des eaux gravifiques du sol graveleux du Gibloux, prélevées à 80 cm de profondeur, nous a fourni une valeur élevée de 80.9 $\mu\text{g Ba/l}$.

Cet accroissement au Gibloux est probablement lié à une particularité de la composition pétrographique du sous-sol, puisque les eaux souterraines révèlent une anomalie encore plus accentuée dans cette région (voir ci-dessous).

Aquifères de subsurface

La répartition des fréquences des concentrations du baryum approche bien une distribution log-normale, alors qu'environ 75% des émergences possèdent des concentrations inférieures à 50 $\mu\text{g Ba/l}$ (voir fig. 6.4.18b). Les concentrations maximum sont de l'ordre de 330 $\mu\text{g Ba/l}$, tandis que la médiane est égale à 27.4 $\mu\text{g Ba/l}$. Cette valeur est similaire à la moyenne de 34.7 $\mu\text{g Ba/l}$ trouvée dans des roches du flysch des Préalpes (Basabe 1992). Elle est pourtant plus élevée que celle des roches évaporitiques du Trias du bassin lémanique du Rhône, qui ont une moyenne de 10.6 $\mu\text{g Ba/l}$ (Mandia 1991), et aussi que les roches du cristallin des Alpes occidentales (moyenne <5 $\mu\text{g Ba/l}$, Dubois 1992).

Le graphique de la répartition spatiale des concentrations fait apparaître la distribution privilégiée des fortes valeurs de baryum dans les eaux provenant des aquifères conglomératiques du Gibloux et du Rigi où les concentrations dépassent généralement 200 $\mu\text{g Ba/l}$ (voir annexe 6.6). Dans les deux cas, il s'agit d'un aquifère constitué d'un poudingue polygénique avec une perméabilité dominée par des fissures. Cette observation est intéressante, car la barytine, une des sources principales du baryum, se forme souvent comme minéral post-tectonique authigène le long des fractures d'une roche (von Moos 1935, Gasser 1966: 763, Maurer et al. 1978). De plus, elle peut constituer jusqu'à 80% des minéraux lourds dans les dépôts molassiques.

Des contrastes moins aigus par rapport à la médiane de l'ensemble des eaux, mais pourtant caractéristiques, se trouvent dans les eaux de l'épandage du Hörnli (15-98 $\mu\text{g Ba/l}$), du Napf (2.4-97.8 $\mu\text{g Ba/l}$) et du Pèlerin (39-150 $\mu\text{g Ba/l}$).

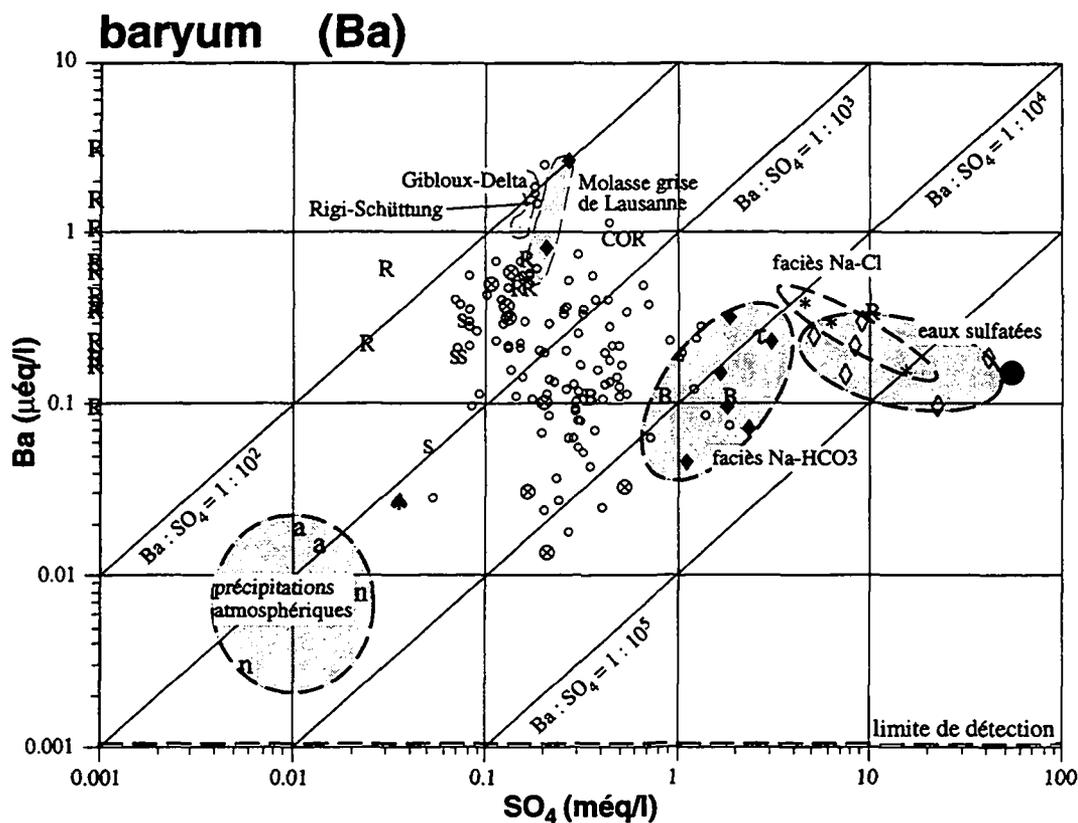


Fig. 6.4.18a: Relation entre les concentrations en sulfates et en baryum dans les différentes eaux.

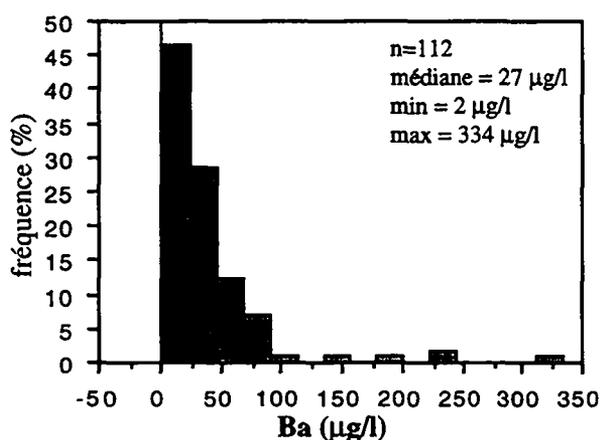


Fig. 6.4.18b: Histogramme des fréquences des concentrations en baryum dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- † Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- △ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- ‡ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux sulfatées
- ∨ eaux sulfatées (Thierrin 1990)
- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

Le rapport molaire Ba/SO₄ des eaux de subsurface est semblable à celui des eaux profondes du faciès Ca-Mg-HCO₃. Il varie beaucoup (entre 0.00004 et 0.08), ce qui montre une certaine indépendance du baryum par rapport aux concentrations en sulfates dans ces conditions.

Les eaux de subsurface sont généralement sous-saturées en barytine à l'exception des eaux sulfatées et de celles montrant de fortes anomalies en baryum, telles que les eaux provenant des poudingues du Gibloux et de la "Rigi-Schüttung" qui sont légèrement sursaturées avec des indices de saturation entre 0.04 et 0.43 (voir annexe 5).

Eaux sulfatées

Par rapport aux concentrations en baryum dans les eaux de subsurface, les eaux sulfatées ne font pas apparaître de particularités. Les concentrations varient entre 23.5 et 43.0 µg Ba/l avec une médiane à 28.1 µg Ba/l.

Dans les eaux sulfatées, le rapport molaire Ba/SO₄ diminue le plus jusqu'à une valeur de 0.000004 (voir fig. 6.4.18a). Les eaux les plus chargées en sulfates, c'est-à-dire les eaux sulfatées et les eaux du faciès Na-Cl, font apparaître la tendance d'une corrélation inverse entre le baryum et les sulfates (voir ci-dessous).

Aquifères profonds

D'une manière générale, les concentrations en baryum ne varient pas en fonction du temps de transit, mais plutôt en fonction de la géologie.

Nous distinguons deux comportements différents du baryum dans les eaux du faciès Ca-Mg-HCO₃. Tout d'abord, les eaux de l'OMM du bassin rhodanien (F13 et F14) et du bassin bavarois ont généralement des valeurs basses, variant entre 1.9 et 14.6 µg Ba/l. Ensuite, les eaux du bassin molassique suisse sont plus chargées en baryum, avec des valeurs oscillant entre 44.5 et 81.8 µg Ba/l.

En ce qui concerne les eaux du faciès Na-HCO₃, elles présentent une variabilité en fonction de la géologie. Ainsi, les eaux profondes de l'OMM contiennent entre 6.7 et 46.9 µg Ba/l, tandis que les eaux de la Molasse grise de Lausanne (F146 et F147) indiquent des valeurs très élevées de 119.8 et 386.4 µg Ba/l.

Malgré une forte minéralisation, les eaux du faciès Na-Cl contiennent des concentrations en baryum entre 22 et 56 µg Ba/l seulement. Ceci peut avoir plusieurs raisons:

- Le baryum a une faible mobilité géochimique, due à une incorporation dans les argiles semblable à celle du potassium (Puchelt 1978).
- Les eaux ont subi une dilution avec une ancienne composante d'eau de mer, dont la teneur en baryum actuelle est relativement basse avec 21 µg Ba/l (Turekian 1969).

Lixiviats de roche

Le baryum a été relâché par tous les types de roches choisis pour nos essais de lixiviation, ce qui confirme son origine géogène.

Les résultats sont pourtant très hétérogènes, non conformes aux contrastes de concentration observés dans les eaux souterraines de subsurface. Les valeurs les plus élevées ont été atteintes par le poudingue du Napf (432 $\mu\text{g Ba/l}$, L102) et du Speer (216 $\mu\text{g Ba/l}$, L75) et pas par celui du Gibloux ou de la "Rigi-Schüttung".

Ce résultat peut être expliqué par la distribution des différents minéraux contenant du baryum. Premièrement, le minéral le plus répandu contenant du baryum est le feldspath potassique. Puisque le baryum possède une taille ionique très semblable à celle du potassium, la substitution de celui-ci est la plus importante. Des substitutions avec le calcium des plagioclases, des pyroxènes et des amphiboles sont également couramment observées (Puchelt 1978). Deuxièmement, l'apparition de la barytine est plutôt locale car souvent précipitée dans des fractures de la roche, qui n'ont pas été l'objet de tests de mise en solution d'une manière ciblée.

La lixiviation de la matière organique fossile nous a fourni la valeur la plus basse de toute la série des lixiviats.

Résumé

Le baryum est un élément géogène généralement présent dans les eaux de la Molasse avec des concentrations inférieures à 50 $\mu\text{g Ba/l}$.

De fortes teneurs en baryum (variant entre 150 et 334 $\mu\text{g Ba/l}$) ont été observées dans des eaux des aquifères de subsurface possédant une porosité fissurale importante (Grès de la Cornalle, poudingues du Gibloux et du Rigi). Ces anomalies semblent être liées à la dissolution de la barytine présente dans les diaclases tardives.

Dans les eaux profondes, les concentrations en baryum ne varient pas en fonction du temps de transit, mais plutôt en fonction de la géologie et des teneurs en sulfates.

6.4.19 URANIUM (U)

(voir fig. 6.4.19)

Précipitations atmosphériques

Les concentrations en uranium dans les solutions de neige du Gibloux et du Hörnli sont équivalentes, avec une valeur faible de $0.03 \mu\text{g U/l}$.

Eau de sol

Dans l'eau du sol graveleux du Gibloux (S4), la teneur en uranium est inférieure à la limite de détection ($0.2 \mu\text{g U/l}$).

Aquifères de subsurface

L'uranium est très mobile dans un milieu superficiel oxydant (Gascoyne 1982, 42-43) tel que les eaux prélevées dans les aquifères de subsurface .

L'histogramme des fréquences de la figure 6.4.19b fait apparaître les faibles concentrations en uranium présentes dans les eaux des aquifères de subsurface. Ainsi, environ 70% des valeurs mesurées sont inférieures à $1 \mu\text{g U/l}$. Leur médiane se situe à $0.5 \mu\text{g U/l}$, et les valeurs sont dispersées entre $0.1 \mu\text{g U/l}$ et $9.0 \mu\text{g U/l}$.

La répartition spatiale des concentrations en uranium et l'ordre de grandeur des teneurs sont semblables à ceux du molybdène (voir annexe 6.4). Notons que les deux éléments sont solubles sous conditions oxydantes et précipitent sous conditions réductrices (Drever 1982: 295). De plus, la présence des anions CO_3^{2-} favorise la mise en solution des complexes d'uranyles, UO_2^{2+} , la forme oxydée de l'uranium dissous (Drever 1982: 301). La présence du vanadium, par contre, provoque la précipitation de l'uranium (Drever 1982: 310). Ceci est seulement le cas pour des concentrations supérieures à $100 \mu\text{g V/l}$, qui ne sont pas atteintes dans les eaux souterraines de la Molasse.

Ce sont surtout les eaux issues des aquifères constitués des "Glimmersande" qui sont distinctement marquées par la présence de l'uranium, avec une médiane de $3.1 \mu\text{g/l}$. Dans une moindre mesure, nous constatons également une empreinte chimique de l'uranium dans les eaux provenant de la Molasse à gypse ($2.4\text{-}3.6 \mu\text{g U/l}$) les grès de l'OMM de la région du Jolimont ($1.0\text{-}2.6 \mu\text{g U/l}$) et de Payerne ($0.9\text{-}1.8 \mu\text{g U/l}$), ainsi que celles provenant de la "Hörnli-Schüttung" ($0.4\text{-}3.3 \mu\text{g U/l}$) et quelques graviers quartzitiques du bassin bavarois.

La Molasse est connue pour des enrichissements locaux en uranium (Hügi 1963, Kirchheimer 1973, Hofmann B. 1989) qui peuvent être expliqués par des "Roll-Front Uranium Deposits" proposés par Drever (1982: 295). Des concentrations jusqu'à $800 \mu\text{g U/l}$ ont été trouvées dans des eaux de source issues de l'USM au N du lac de Constance (Carl 1985).

Face aux fortes concentrations en uranium rapportées par Dubois (1992) pour les eaux provenant du cristallin, eaux qui peuvent atteindre $2000 \mu\text{g U/l}$ pour une moyenne arithmétique de $117 \mu\text{g/l}$, les valeurs extrêmes des eaux de la Molasse demeurent modestes. Pourtant, les

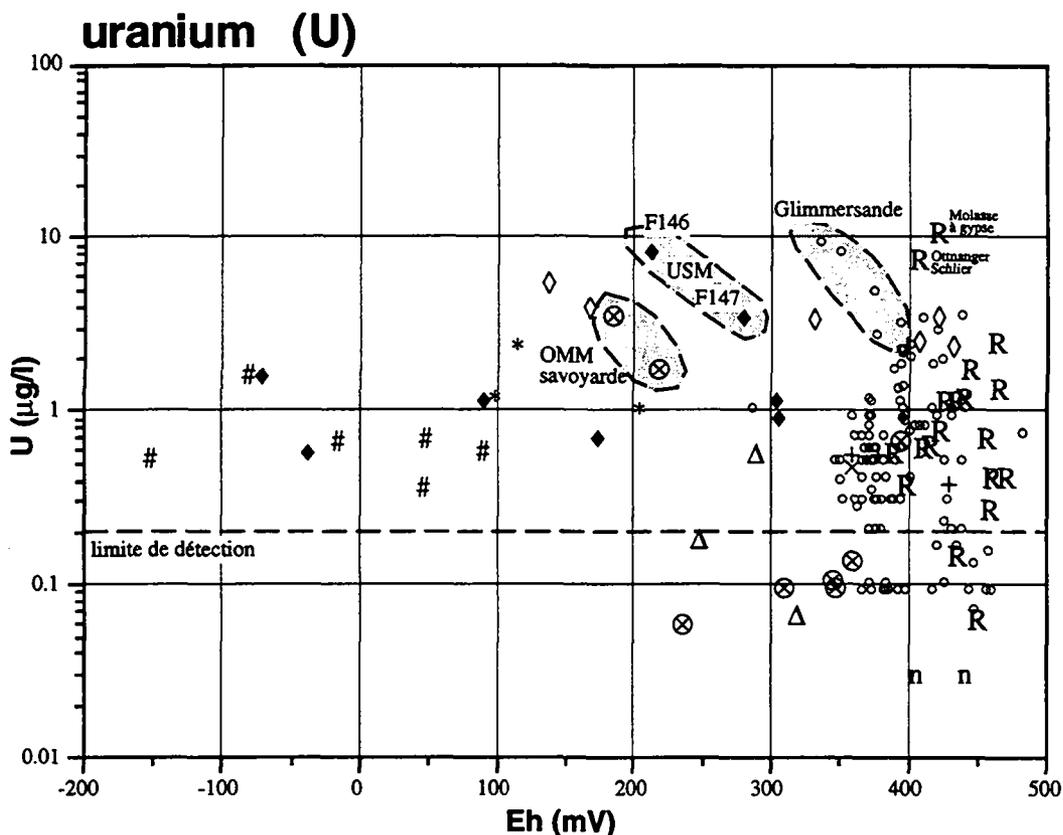


Fig. 6.4.19a: Relation entre le potentiel redox (Eh) et les concentrations en uranium dans les différentes eaux.

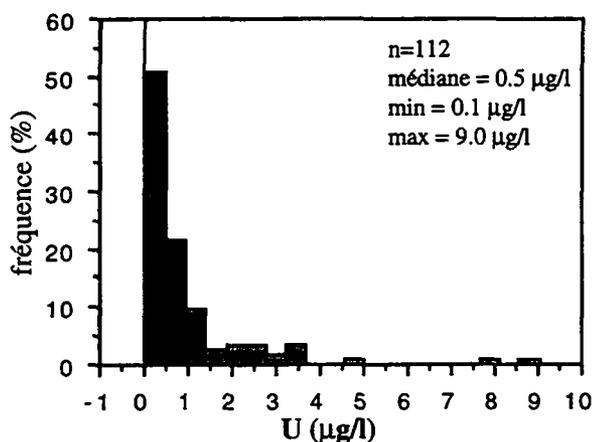


Fig. 6.4.19b: Histogramme des fréquences des concentrations en uranium dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- † Na-HCO₃
- ‡ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- ‡ Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- ‡ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux séléniteuses
- ∇ eaux séléniteuses (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

aquifères avec des concentrations élevées mentionnées ci-dessus se distinguent nettement des valeurs habituelles de telle sorte qu'on peut les utiliser comme marqueur naturel.

Schmassmann (1990) présente six analyses d'uranium des eaux souterraines de subsurface au N de la Suisse avec les mêmes ordres de grandeur: celles de l'USM contiennent entre 0.4 et 0.6 $\mu\text{g U/l}$ et celles de l'OSM entre 2.1 et 4.3 $\mu\text{g U/l}$. Ces dernières coïncident avec des activités élevées en Rn-222 et sont supposées être issues de la substance organique présente dans les sédiments distaux de l'OSM.

Eaux sulfatées

Les eaux sulfatées sont marquées par des concentrations élevées en uranium, variant entre 2.4 et 5.6 $\mu\text{g U/l}$. Ces teneurs ne sont pas liées au temps de séjour de l'eau.

Aquifères profonds

D'une manière générale, les concentrations en uranium varient peu dans des systèmes d'écoulement régionaux et restent inférieures aux valeurs maximales rencontrées dans les eaux de subsurface.

Tout d'abord, les eaux du faciès Ca-Mg-HCO₃ contiennent des valeurs inférieures à 1 $\mu\text{g U/l}$, à l'exception de deux échantillons de la Savoie (13a, 14a), où nous avons rencontré des valeurs de 1.8 et 3.7 $\mu\text{g U/l}$.

Ensuite, les eaux du faciès Na-HCO₃ de l'OMM montrent généralement des concentrations assez stables, variant entre 0.6 et 1.7 $\mu\text{g U/l}$. Celles de la Molasse grise de Lausanne (USM), par contre, ont des valeurs élevées de 3.7 et 8.7 $\mu\text{g U/l}$.

Finalement, les concentrations dans nos eaux du faciès Na-Cl oscillent entre 1.1 et 2.5 $\mu\text{g U/l}$, tandis que celles rapportées par Schmassmann (1990) sont inférieures aux nôtres, variant entre 0.4 et 1.7 $\mu\text{g U/l}$.

La figure 6.4.19a ne montre pas une influence particulière du potentiel redox sur les concentrations en uranium. Pourtant, la diminution des valeurs du potentiel redox provoque la réduction de U⁶⁺ à la forme U⁴⁺ moins soluble (Schmassmann 1990: 159).

Lixiviats de roche

Les analyses effectuées à partir des lixiviats ont montré que l'uranium a été libéré des roches par l'eau et le CO₂. Les proportions sont semblables à celles rencontrées dans les eaux. Toutefois, les anomalies naturelles ne sont pas confirmées par nos essais de laboratoire. Notamment, les valeurs élevées des lixiviats se trouvent dans les sédiments fins, notamment dans ceux de l'"Ottninger Schlier" (7.2 $\mu\text{g U/l}$) et de la Molasse à gypse (10.3 $\mu\text{g U/l}$).

Des essais de lixiviation à l'eau ont été également exécutés avec des grès de l'USM au NW du lac de Constance et donnent des résultats de 22 $\mu\text{g U/l}$ pour des grès non altérés et 45 $\mu\text{g U/l}$ pour des grès altérés (Carl 1985).

Le minéral le plus abondant contenant de l'uranium est l'uraninite (pechblende), dont la formule varie de UO_2 à U_3O_8 . Il est associé aux zones filoniennes des roches granitiques, riches en uranium et également en autres minéralisations liées à des sulfures tels que la molybdénite et la pyrite.

La lixiviation de la matière organique fossile a produit une concentration de $0.8 \mu\text{g U/l}$. L'uranium est souvent adsorbé sur les substances humiques de la matière organique, telles que les tourbes, les lignites et les charbons (Gascoyne 1982: 39).

Résumé

L'uranium est un élément géogène, normalement présent en faible concentration (médiane: $0.5 \mu\text{g U/l}$). Dans les eaux de subsurface, il sert de traceur naturel avec des valeurs élevées entre 1.5 et $9 \mu\text{g U/l}$.

Les anomalies en uranium détectées dans les sous-types d'aquifères constitués des "Glimmersande", de la Molasse à gypse et des grès de l'OMM de Payerne et du Jolimont coïncident clairement avec celles en molybdène et lithium. Une telle association des éléments est souvent liée aux roches acides.

Quant aux eaux des aquifères profonds, les concentrations en uranium varient peu dans des systèmes d'écoulement régionaux et restent inférieures aux valeurs maximales rencontrées dans les eaux de subsurface.

6.4.20 NICKEL (Ni)

(voir fig. 6.4.20)

Précipitations atmosphériques

La présence des métaux lourds dans les précipitations totales, tels que le nickel, est souvent une indication d'une pollution atmosphérique.

La concentration médiane en nickel dans les eaux de pluie de la Suisse occidentale est égale à 0.1 $\mu\text{g Ni/l}$ (Atteia 1992).

Nos échantillons de neige montrent des concentrations en nickel diminuant dans un sens W-E de 0.59 $\mu\text{g Ni/l}$ dans le Jorat (VD), à 0.26 $\mu\text{g Ni/l}$ au Gibloux (FR) jusqu'à 0.09 $\mu\text{g Ni/l}$ au Hörnli (ZH).

Eau de sol

Le pH inférieur à 5 favorise dans l'eau de sol la libération de nickel avec des valeurs médianes variant entre 1.35 et 4.45 $\mu\text{g Ni/l}$ (Atteia 1992). Celle du sol graveleux du Gibloux contient une valeur plus haute égale à 4.71 $\mu\text{g Ni/l}$ (pH 4.6).

Aquifères de subsurface

Lors de l'altération, le nickel est facilement mobilisable. En solution, il est présent sous forme d'ion métallique libre Ni^{2+} et il ne précipite sous forme d'hydroxyde qu'à partir de pH 7. Par conséquent, le milieu neutre dans nos eaux de source carbonatées baisse les teneurs en nickel par rapport aux eaux de sol acides.

Environ 80% des échantillons d'eau possèdent des concentrations inférieures à 1 $\mu\text{g Ni/l}$ (voir fig. 6.4.20b). Nous avons enregistré une valeur médiane de 0.6 $\mu\text{g Ni/l}$ avec des extrêmes de 0.1 et 3.9 $\mu\text{g Ni/l}$.

En ce qui concerne la répartition spatiale des teneurs, les faibles concentrations montrent en général des fluctuations plutôt irrégulières dans l'ensemble des aquifères et ne permettent pas une distinction nette des aquifères par rapport à la géologie (voir annexe 6.5). Ceci est lié au fait que les roches contenant de hautes valeurs en nickel sont largement répandues en Suisse (Tuchschnid 1995).

Dans les sources 7a et 100b, on peut vraisemblablement imputer des concentrations en nickel élevées et irrégulières à l'influence de la tuyauterie du captage. Rappelons que la seconde se distingue déjà par une anomalie en molybdène supposée être anthropogène (voir 6.4.16).

Un marquage caractéristique, probablement géogène, se fait par contre par l'absence entière du nickel et est en relation étroite avec les aquifères constitués des grès granitiques de la "Höhronen-Schüttung", des poudingues calcaires du Speer et de la Molasse grise de Lausanne. Les deux premiers ont en commun d'être dépourvus des composantes basiques et ultrabasiques

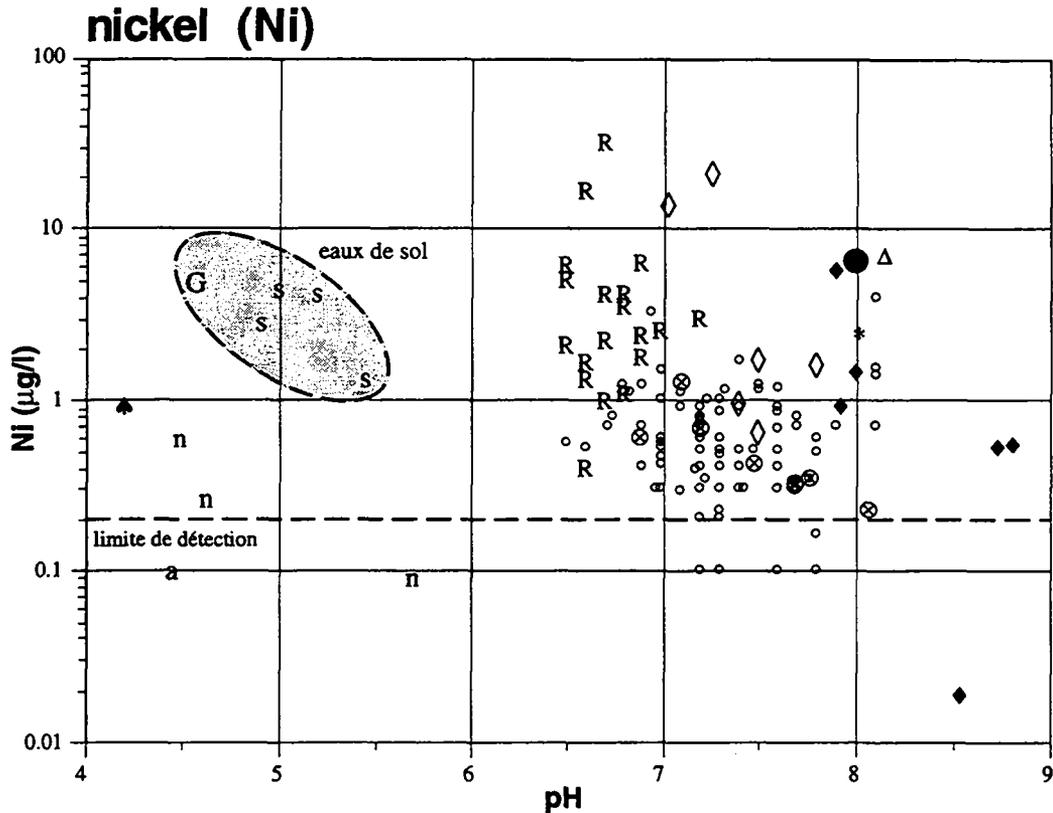


Fig. 6.4.20a: Relation entre le pH et les concentrations en nickel dans les différentes eaux.

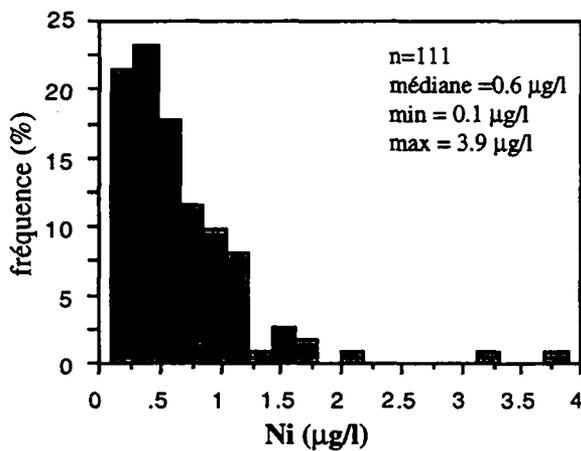


Fig. 6.4.20b: Histogramme des fréquences des concentrations en nickel dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- † Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- △ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- ◻ Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- ‡ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

◇ eaux séléniteuses

∇ eaux séléniteuses (Thierrin 1990)

● eau de mer (Turekian 1978)

R lixiviats de roche

(serpentinites), particulièrement riches en nickel (Dietrich 1969, Pfeifer et al. 1989, Tuchschnid 1995).

Eaux sulfatées

L'empreinte chimique en nickel se renforce dans des eaux sulfatées. Les eaux de subsurface de la Molasse à gypse dépassent entièrement la teneur médiane de l'ensemble des sources ($0.6 \mu\text{g Ni/l}$), variant entre 0.7 et $1.7 \mu\text{g Ni/l}$. Dans le piézomètre SE5 de Sermuz (Yverdon), la concentration continue à augmenter de 13.5 (F144) jusqu'à $21.1 \mu\text{g Ni/l}$ (F145, voir fig. 6.4.20a). Cette augmentation est probablement favorisée par la forte présence des sulfates qui augmente la solubilité en se complexant avec le nickel.

Aquifères profonds

A l'exception des eaux sulfatées (F144, F145) et de l'échantillon F147, qui peut être influencé par la Molasse à gypse au voisinage, les teneurs en nickel dans l'ensemble des eaux profondes ne dépassent jamais $4 \mu\text{g Ni/l}$ (voir fig. 6.4.20a). L'eau de Tiefenbrunnen du faciès Na-Cl contient une valeur légèrement élevée égale de $2.5 \mu\text{g Ni/l}$.

Lixiviats de roche

Les tests de lixiviation ont fourni des teneurs en nickel avec une grande variabilité, entre <0.4 et $31.8 \mu\text{g Ni/l}$. Ceci met en évidence son origine géogène. Pourtant, le marquage des lixiviats ne se recouvre que partiellement avec celui rencontré dans les eaux naturelles. Les valeurs élevées en nickel dans les lixiviats L116 et L80 se corrèlent, par contre, avec celles du cobalt. Il s'agit des grès marneux qui peuvent contenir des teneurs élevées en nickel dans la fraction pélitique (Tuchschnid 1995). Le nickel est associé au fer et au cobalt dans de nombreux minéraux.

La matière organique fossile a relâché une valeur très élevée, égale à $153.0 \mu\text{g Ni/l}$, vraisemblablement issue des minéraux sulfurés. La mise en solution de cet métal lourd a été provoquée par le milieu acide (pH 3.3).

Résumé

Les teneurs en nickel sont plus élevées dans les eaux de sol que dans les eaux de subsurface.

Quant aux eaux de subsurface, un marquage caractéristique se fait par l'absence du nickel et est en relation étroite avec les aquifères constitués des grès granitiques de la "Höhronen-Schüttung", des poudingues calcaires du Speer et de la Molasse grise de Lausanne.

L'empreinte chimique en nickel est la plus forte dans les eaux sulfatées, où les valeurs montent jusqu'à $21.1 \mu\text{g Ni/l}$.

Dans les eaux profondes, les teneurs en nickel ne dépassent généralement pas $4 \mu\text{g Ni/l}$.

6.4.21 CUIVRE (Cu)

(voir fig. 6.4.21)

Précipitations atmosphériques

Les teneurs moyennes en cuivre dans les eaux de pluie sont élevées (voir fig. 6.4.21a), surtout dans les zones urbaines, et varient entre 8 et 18 $\mu\text{g Cu/l}$ (Zobrist 1983, Boller 1995). La concentration médiane mesurée par Atteia (1992) en Suisse occidentale est égale à 1.9 $\mu\text{g Cu/l}$. Nos échantillons de neige montrent des concentrations en cuivre diminuant dans un sens W-E de 2.07 $\mu\text{g Cu/l}$ dans le Jorat (VD), à 1.10 $\mu\text{g Cu/l}$ au Gibloux (FR) et jusqu'à 0.83 $\mu\text{g Cu/l}$ au Hörnli (ZH).

Le cuivre montre une forte accumulation passagère sur le feuillage, illustrée par une concentration médiane de 3.29 $\mu\text{g Cu/l}$, ce qui confirme son affinité pour la matière organique (Atteia 1992).

Eau de sol

Le cuivre est parmi les plus mobiles des métaux lourds dans des environnements acides. Lorsque le pH augmente, le cuivre est précipité sous forme de sulfures, de carbonates et d'hydroxydes. En solution, les formes principales sont Cu^{2+} et Cu^+ respectivement. Dans le sol, il s'associe préférentiellement à la matière organique (Keller 1991).

Le pH inférieur à 5 du sol brun acide de Lutry implique la libération du cuivre. Les concentrations médianes dans cette eau de sol oscillent entre 2.1 et 4.95 $\mu\text{g Cu/l}$ (Atteia 1992). Celle du sol graveleux du Gibloux contient une valeur plus basse égale à 0.81 $\mu\text{g Cu/l}$ (pH 4.6).

Le cuivre est retenu par tous les types de sols. La plus grande rétention est réalisée dans les horizons organiques du sol (Atteia 1994).

Aquifères de subsurface

Les eaux de subsurface des aquifères molassiques contiennent de faibles teneurs en cuivre avec une médiane de 0.2 $\mu\text{g Cu/l}$, comprise entre <0.1 et 7.2 $\mu\text{g Cu/l}$.

La répartition spatiale des teneurs est dispersée et ne montre pas de relation avec la géologie des aquifères (voir annexe 6.9). Elle est plutôt liée aux matériaux des conduites.

Eaux sulfatées

Les eaux sulfatées de subsurface sont marquées par des teneurs en cuivre plus élevées que dans les autres eaux de source, variant entre 2.3 et 3.1 $\mu\text{g Cu/l}$ (voir fig. 6.4.21a). Nous avons mesuré une teneur extrême de 49.5 $\mu\text{g Cu/l}$ provenant de la fontaine de Choulex (148c). Elle nous indique une pollution anthropogène, puisque l'aire d'alimentation de cet aquifère est occupée par des vignes souvent traitées avec des sels de cuivre.

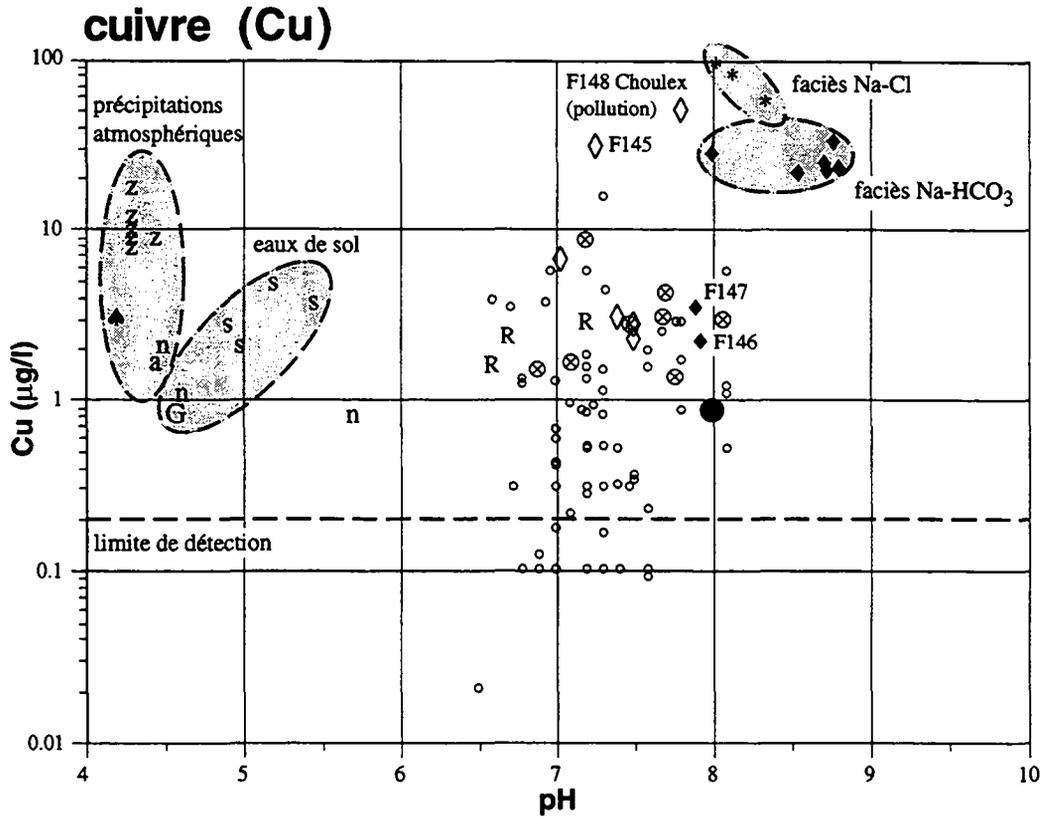


Fig. 6.4.21a: Relation entre le pH et les concentrations en cuivre dans les différentes eaux.

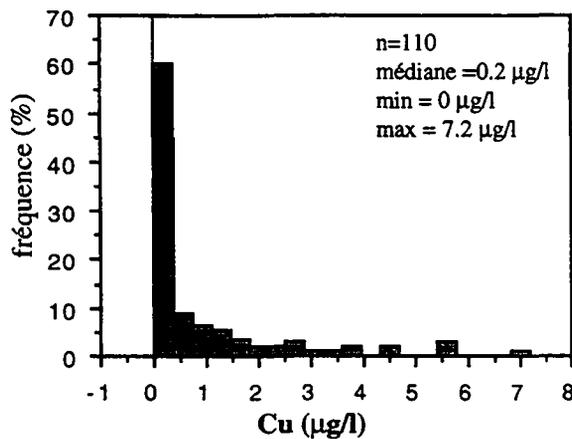


Fig. 6.4.21b: Histogramme des fréquences des concentrations en cuivre dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Ateia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Ateia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Ateia 1992)
- G Gibriloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- ⊢ Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ◆ Na-HCO₃
- △ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- ⊠ Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- ⊣ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux séléniteuses
- ∨ eaux séléniteuses (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviats de roche

Dans le piézomètre SE5 de Sermuz (Yverdon), la concentration continue à augmenter de 6.6 $\mu\text{g Cu/l}$ à 30 m de profondeur (F144) jusqu'à 30.5 $\mu\text{g Cu/l}$ à 45 m de profondeur (F145). Cette augmentation est probablement favorisée par la forte présence des sulfates qui augmente la solubilité en se complexant avec le cuivre.

Aquifères profonds

Les eaux profondes s'enrichissent en cuivre dans les systèmes d'écoulement régionaux (voir fig. 6.4.21a). Ainsi, les eaux profondes du type Ca-Mg-HCO₃ contiennent des concentrations plus élevées, variant entre 1.4 et 8.9 $\mu\text{g Cu/l}$, que celles de subsurface.

Ensuite, les eaux du type Na-HCO₃, provenant des formations de l'OMM, montrent des valeurs entre 23.2 et 35.0 $\mu\text{g Cu/l}$. Celles, prélevées dans la Molasse grise de Lausanne (F146, F147), par contre, ont seulement 2.4 et 3.8 $\mu\text{g Cu/l}$. Ces valeurs plus basses peuvent être liées soit à la composition pétrographique des sédiments de l'USM, soit à la faible profondeur (40-60 m) dont les eaux sont issues avec une durée de contact eau-roche moins longue.

Le cuivre est le plus enrichi dans les eaux chlorurées sodiques, avec 58.8 et 86.6 $\mu\text{g Cu/l}$ dans les eaux d'Eglisau 2 (F136) et 3 (F138), et 99.2 $\mu\text{g Cu/l}$ dans l'eau de Tiefenbrunnen (F141).

Lixiviats de roche

Les analyses effectuées à partir des lixiviats ont mis en évidence l'origine géogène du cuivre dans trois échantillons. Les autres contiennent des valeurs non significatives, principalement dues à une pollution atmosphérique élevée égale de 0.9 $\mu\text{g Cu/l}$, détectée dans la solution de l'essai à blanc.

Ce sont donc la Molasse à gypse (L145, 3.0 $\mu\text{g Cu/l}$), le grès marneux ottmangien (L116, 2.4 $\mu\text{g Cu/l}$) et le poudingue calcaire du Speer (L75, 1.6 $\mu\text{g Cu/l}$) qui ont relâché du cuivre en solution.

Le cuivre est incorporé dans des cristaux différents des silicates. Par contre le cuivre est facilement associé avec le soufre dans différents minéraux. Les concentrations en cuivre des différentes roches sont donc assez variables et peu liées à une roche particulière.

Le cuivre est fortement présent dans le lixiviat de la matière organique fossile avec une teneur de 12.7 $\mu\text{g Cu/l}$. La solubilité du cuivre a été augmentée par un pH bas lié à l'oxydation de la pyrite (Hem 1970).

Résumé

Les teneurs moyennes en cuivre dans les précipitations atmosphériques sont élevées et peuvent atteindre jusqu'à 18 $\mu\text{g Cu/l}$.

Le cuivre est retenu par tous les sols, de sorte que les eaux de subsurface des aquifères molassiques en contiennent seulement de faibles teneurs, avec une médiane de 0.2 $\mu\text{g Cu/l}$. Son origine peut être naturelle ou anthropogène.

Les eaux profondes s'enrichissent en cuivre dans les systèmes d'écoulement régionaux et atteignent les plus hautes valeurs dans les eaux du faciès Na-Cl, avec $99.2 \mu\text{g Cu/l}$. Cette accumulation est probablement favorisée par la forte présence des sulfates qui augmente la solubilité en se complexant avec le cuivre.

6.4.22 TITANE (Ti)

(voir fig. 6.4.22)

Le titane, généralement en faibles concentrations, peut montrer des valeurs élevées dans des eaux non filtrées. Des concentrations nettement supérieures à $1 \mu\text{g/l}$ indiquent donc la présence de minéraux argileux ayant traversé le filtre (Vance et al. 1974).

Précipitations atmosphériques

Nous disposons de deux analyses d'échantillons de neige, dont la première, du Jorat (VD), contient $1.13 \mu\text{g Ti/l}$ et la deuxième provenant du Hörnli (ZH) est égale à $0.46 \mu\text{g Ti/l}$.

Aquifères de subsurface

Les eaux de subsurface des aquifères molassiques contiennent de faibles teneurs en titane avec une médiane de $0.5 \mu\text{g Ti/l}$, comprise entre <0.1 et $9.0 \mu\text{g Ti/l}$.

La répartition spatiale des valeurs est plutôt homogène, dérangée par quelques teneurs élevées et irrégulières, vraisemblablement dues aux influences externes (tuyauterie etc.).

Plusieurs aquifères présentent des eaux avec des teneurs en titane inférieures à la limite de détection. Il s'agit de l'OMM du faciès côte linéaire clastique ($<0.1 \mu\text{g Ti/l}$), de la Molasse à gypse ($<1.0 \mu\text{g Ti/l}$), des poudingues du Sommersberg ($<0.1 \mu\text{g Ti/l}$), du Speer ($<0.1 \mu\text{g Ti/l}$) et du Rigi ($<0.1 \mu\text{g Ti/l}$).

Eaux sulfatées et Aquifères profonds

L'ensemble des eaux sulfatées et profondes contiennent des valeurs en titane inférieures à la limite de détection qui varie avec le facteur de dilution entre 0.2 et $4.0 \mu\text{g Ti/l}$ (voir annexe 4 et 10).

Lixiviats de roche

Les essais de lixiviation ont fourni une seule valeur significative ($0.4 \mu\text{g Ti/l}$) pour l'échantillon des poudingues du Hörnli (L90). Le milieu acide de la lixiviation d'un tronc de bois fossile a par contre produit une teneur élevée égale à $25.7 \mu\text{g Ti/l}$.

Résumé

Dans l'ensemble des eaux souterraines du bassin molassique les concentrations en titane sont faibles, voire non détectables. La valeur maximale est égale à $9.0 \mu\text{g Ti/l}$.

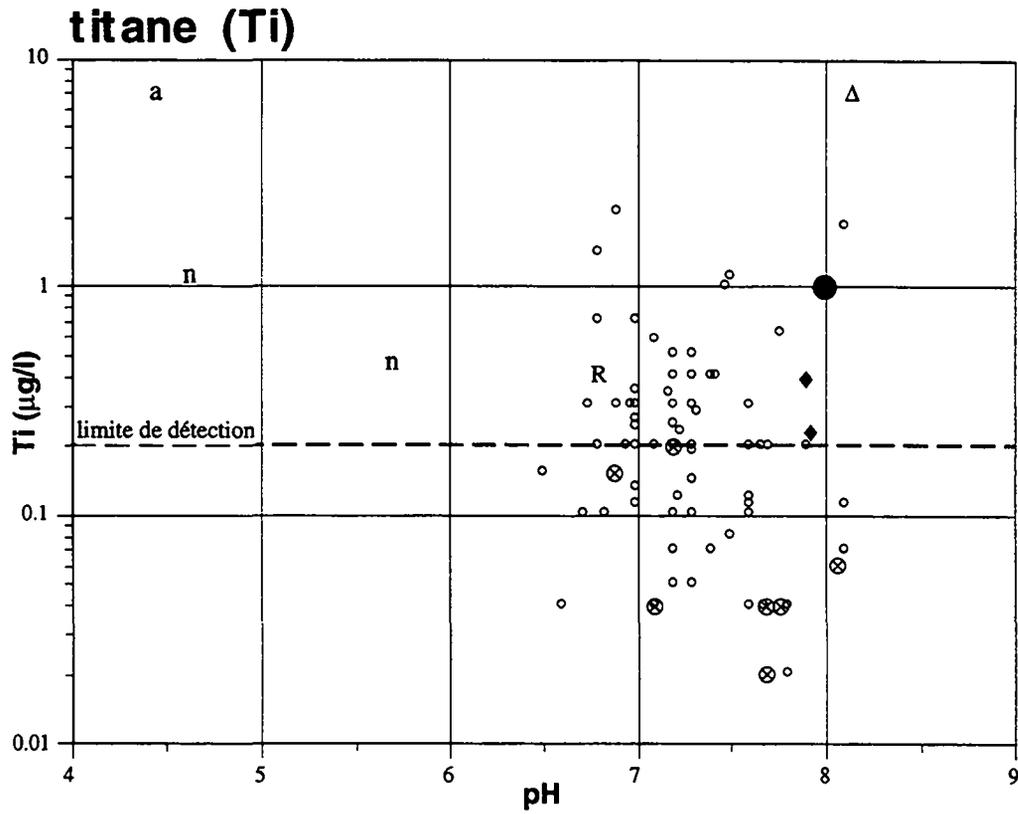


Fig. 6.4.22a: Relation entre le pH et les concentrations en titane dans les différentes eaux.

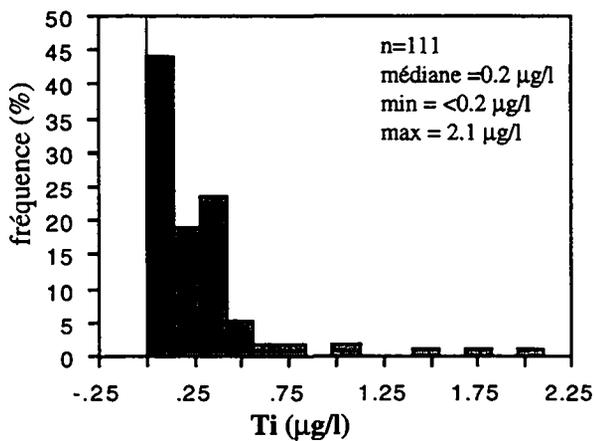


Fig. 6.4.22b: Histogramme des fréquences des concentrations en titane dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Atteia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Atteia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Atteia 1992)
- G Gibriloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- x Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- Na-HCO₃
- Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Bertleff 1993)
- τ Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

- ◇ eaux séléniteuses
- ∨ eaux séléniteuses (Thierrin 1990)

- eau de mer (Turekian 1978)

- R lixiviat de roche

6.4.23 PLOMB (Pb)

(voir fig. 6.4.23)

Précipitations atmosphériques

A l'exception de quelques composés de métaux lourds, le plomb ne se rencontre guère dans l'atmosphère que lié à de fines particules de poussières transportées par l'air (NABEL 1993). Le trafic motorisé est responsable de quelque 60% des charges actuelles, tandis que les 40% restants proviennent pour l'essentiel des usines d'incinération (NABEL 1993).

La concentration médiane en plomb dans les eaux de pluie de la Suisse occidentale est égale à $1.8 \mu\text{g Pb/l}$ (Atteia 1992), mais la valeur moyenne peut atteindre jusqu'à $43 \mu\text{g Pb/l}$ dans les zones urbaines (Zobrist 1983, Boller 1995). Nos échantillons de neige montrent des concentrations en plomb diminuant dans un sens W-E de $6.02 \mu\text{g Pb/l}$ dans le Jorat (VD), à $2.95 \mu\text{g Pb/l}$ au Gibloux (FR) et jusqu'à $0.24 \mu\text{g Pb/l}$ au Hörnli (voir fig. 4.6.23a).

Eau de sol

Le plomb, métal lourd non dégradable, est retenu par tous les types de sols, où il s'accumule (NABEL 1993). La plus grande rétention est réalisée dans la matière organique et dans les hydroxydes de fer et manganèse du sol, donc surtout dans les premiers horizons (Atteia 1994). Ainsi, les eaux de sol à 80 cm de profondeur contiennent seulement des petites concentrations en plomb dont les médianes varient entre <0.2 et $1.0 \mu\text{g Pb/l}$ (Atteia 1992).

Aquifères de subsurface

Les eaux de subsurface des aquifères molassiques contiennent de faibles teneurs, généralement inférieures à la limite de détection de $0.2 \mu\text{g Pb/l}$. Nous avons analysé des valeurs élevées, jusqu'à $8.7 \mu\text{g Pb/l}$ (66b), qui s'expliquent par l'influence de la tuyauterie du captage.

Eaux sulfatées

Des teneurs significatives se trouvent dans les eaux sulfatées de subsurface, variant entre 0.4 et $0.6 \mu\text{g Pb/l}$. La mesure isolée de $2.1 \mu\text{g Pb/l}$ dans l'eau de la fontaine de Choulex (148c) est probablement l'effet d'une influence anthropogène.

Dans le piézomètre SE5 de Sermuz (Yverdon), la concentration en plomb atteint une valeur de $7.2 \mu\text{g Pb/l}$ à 30 m de profondeur (F144) et de $4.5 \mu\text{g Pb/l}$ à 45 m de profondeur (F145; voir fig. 4.6.23a).

Aquifères profonds

Dans les eaux profondes du type Ca-Mg-HCO₃, les concentrations en plomb restent généralement inférieures à la limite de détection de $0.2 \mu\text{g Pb/l}$. Elles augmentent par contre légèrement dans les eaux du type Na-HCO₃ jusqu'à une valeur médiane de $1.0 \mu\text{g Pb/l}$ comprise entre 0.1 et $1.8 \mu\text{g Pb/l}$. Le plomb est le plus enrichi dans les eaux chlorurées

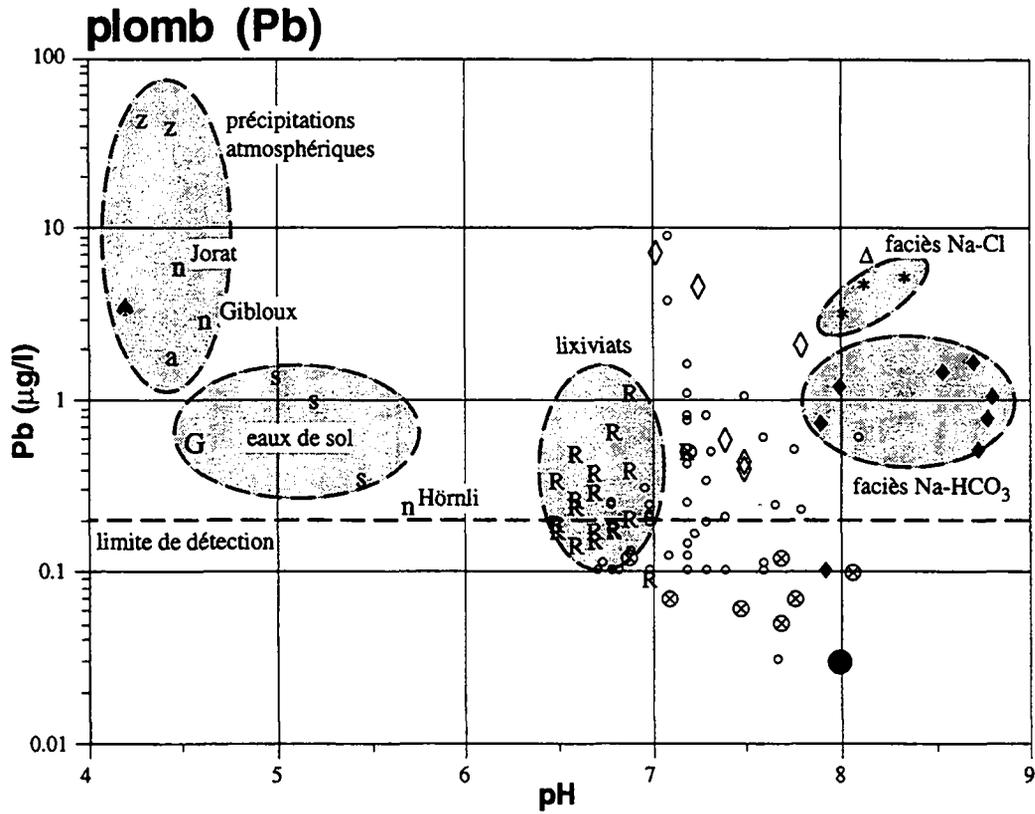


Fig. 6.4.23a: Relation entre le pH et les concentrations en plomb dans les différentes eaux.

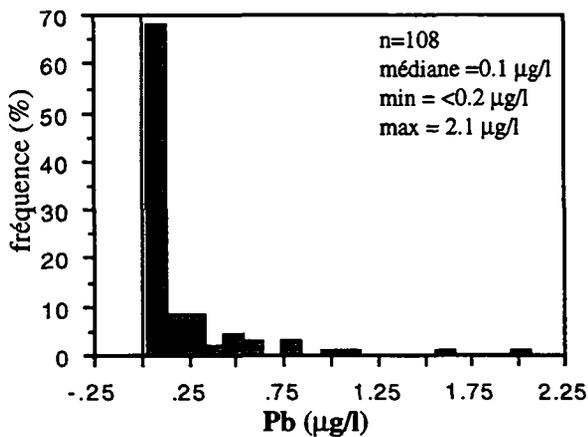


Fig. 6.4.23b: Histogramme des fréquences des concentrations en plomb dans les eaux souterraines de subsurface des aquifères molassiques.

LEGENDE:

Précipitations atmosphériques:

- z eau de pluie (Zobrist 1983)
- a eau de pluie (Atteia 1992)
- ▲ pluvio-lessivats (Atteia 1992)
- n neige

Eau de sol:

- s LRY (Atteia 1992)
- G Gibriloux

Eaux souterraines de subsurface:

- o eaux de source
- + eaux de source (Schmassmann 1990)

Eaux souterraines profondes du faciès:

- ⊗ Ca-Mg-HCO₃
- × Ca-Mg-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- T Ca-Mg-HCO₃ (Thierrin 1990)
- ♦ Na-HCO₃
- Δ Na-HCO₃ (Schmassmann 1990)
- B Na-HCO₃ (Berleff 1993)
- † Na-HCO₃ (Thierrin 1990)
- * Na-Cl
- # Na-Cl (Schmassmann 1990)

◇ eaux séléniteuses

∨ eaux séléniteuses (Thierrin 1990)

● eau de mer (Turekian 1978)

R lixiviats de roche

sodiques, montrant 5.4 et 4.9 $\mu\text{g Pb/l}$ dans les eaux d'Eglisau 2 (F136) et 3 (F138), et 3.3 $\mu\text{g Pb/l}$ dans l'eau de Tiefenbrunnen (F141).

Lixiviats de roche

Les analyses effectuées à partir des lixiviats ont montré la présence du plomb jusqu'à une teneur de 1.1 $\mu\text{g Pb/l}$. Malgré les précautions prises pendant le concassage des roches (voir chapitre 4.6), un biais analytique lié au métal du marteau n'est pas entièrement exclu.

Le plomb est en majorité sous forme de galène, PbS , dans les roches. Les roches acides contiennent plus de plomb que les roches basiques.

Le plomb est également présent dans le lixiviat de la matière organique fossile avec une teneur de 0.6 $\mu\text{g Pb/l}$. Son origine est probablement liée aux minéraux sulfurés qui ont été dissous dans le milieu acide.

Résumé

Les teneurs moyennes en plomb dans les précipitations atmosphériques sont élevées et peuvent atteindre jusqu'à 43 $\mu\text{g Pb/l}$.

Le plomb est retenu par le sol, de sorte que les teneurs dans les eaux de subsurface sont généralement inférieures à la limite de détection ($<0.2 \mu\text{g Pb/l}$). Son origine peut être naturelle ou anthropogène.

Des teneurs élevées en plomb se trouvent dans les eaux hautement minéralisées telles que les eaux sulfatées et les eaux du faciès Na-Cl, atteignant jusqu'à 4.9 $\mu\text{g Pb/l}$.

6.4.24 TERRES RARES (LANTHANIDES) ET AUTRES ÉLÉMENTS

Les terres rares (=lanthanides) sont largement répandues dans les roches, mais disséminées. A cause de leurs comportements chimiques très semblables, tous les éléments du groupe des lanthanides s'associent dans les mêmes minéraux comme par exemple des argiles à échanges ioniques.

Une recherche particulière dans trois différentes eaux profondes (F138, F143, F145) s'est étendue sur tout un ensemble des éléments, notamment le Zr, Nb, Ru, Sn, Hf, Ta, W, Pt, Au, Hg, Tl, Bi, Bk et Th ainsi que les terres rares Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. Malgré des problèmes particulièrement liés aux eaux fortement minéralisées (voir chapitre 4.4.3), nous avons pu détecter quelques éléments "exotiques".

En ce qui concerne les eaux très chargées en minéraux, l'analyse chimique avec le HR-ICP-MS a posé un problème particulier. D'une part, les concentrations élevées en substances dissoutes ont bouché les tuyaux de l'instrument et empêché l'analyse. Par conséquent, nous étions obligés de diluer les échantillons jusqu'à 20 fois. D'autre part, cette dilution a affaibli les signaux des éléments en très petites concentrations, notamment des terres rares, et a parfois empêché une quantification numérique de ces éléments.

Pour toutes ces raisons, nous n'avons pas pu quantifier certains valeurs à cause de leurs concentrations très basses. Une estimation est pourtant possible pour quelques éléments exotiques comme le Zr, Ru, Sn, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, W, Pt, Au, Hg et Bi. Nous avons séparé les éléments dont la concentration était inférieure au ppt de ceux qui variaient autour de quelques ppt.

Échantillon F138-Eglisau 3:

Valeurs observées de quelques ppt: Ru, Bi

Valeurs nettement inférieures à 1 ppt: Eu, Ho, Er, W, Pt, Au, Hg

Échantillon F143-AQUI 1:

Valeurs observées de quelques ppt: Ru, Eu, Nd, W, Pt, Au, Bi

Valeurs nettement inférieures à 1 ppt: Zr, Sn, Ho, Hg

Échantillon F145-Yverdon:

Valeurs observées de quelques ppt: Ru, Ho, Bi

Valeurs nettement inférieures à 1 ppt: Zr, Sn, Eu, Gd, Tb, Dy, Er, W, Pt, Au.

7. TYPOLOGIE DES EAUX DE SUBSURFACE

7.1 GÉNÉRALITÉS

Ce chapitre de synthèse, qui remplit l'objectif principal de cette étude, a pour but de rassembler les résultats des différentes investigations géologiques, hydrogéologiques et géochimiques entreprises dans le bassin molassique afin de proposer une typologie des principaux aquifères molassiques. Rappelons, que l'objectif final envisagé est une typologie des écoulements souterrains, que nous avons défini de la manière suivante (voir chapitre 1.2):

Une typologie des eaux souterraines de l'ensemble des aquifères molassiques vise à élaborer des sous-types d'aquifères, constitués par regroupement de données géologiques, hydrogéologiques et géochimiques ayant en commun certaines caractéristiques (p.ex. pétrographie, perméabilité, marquage géochimique).

Il s'agit donc d'une synthèse sur la variabilité spatiale des paramètres hydrochimiques à l'échelle régionale, en considérant particulièrement les liens entre la géologie/hydrogéologie et la géochimie de l'aquifère.

Celle-ci a été élaborée en regroupant les caractéristiques hydrochimiques des sédiments molassiques au sens sédimentologique et pétrographique défini dans le chapitre 5. Il en résulte les profils hydrostratigraphiques présentés à l'annexe 6. Ils donnent à la fois un aperçu général de la variabilité de chaque élément et du lien entre la géologie et l'hydrochimie des aquifères.

Nos définitions typologiques portent sur les caractéristiques physico-chimiques des eaux souterraines en relation avec les différents ensembles lithologiques. L'accent a été mis sur les différents marqueurs géochimiques naturels qui permettent de distinguer les eaux et de définir l'origine des eaux souterraines. Toutefois, certains sous-types d'aquifère de la Molasse, définis au chapitre 5, ont dû être traités d'une manière indicative en raison du très faible nombre d'émergences échantillonnées (p.ex: "Rigi-Schüttung").

Nous allons présenter les caractéristiques de chaque sous-types d'aquifère dans l'ordre chronostratigraphique. Les titres de l'ordre trois (p.ex. 7.2.1) indiquent la "Schüttung", ceux de l'ordre quatre (p.ex. 7.2.1.1) montrent le sous-type d'aquifère (faciès). Les numéros entre parenthèses sous les titres indiquent les sources prélevées, dont la liste d'identification se trouve à l'annexe 1.

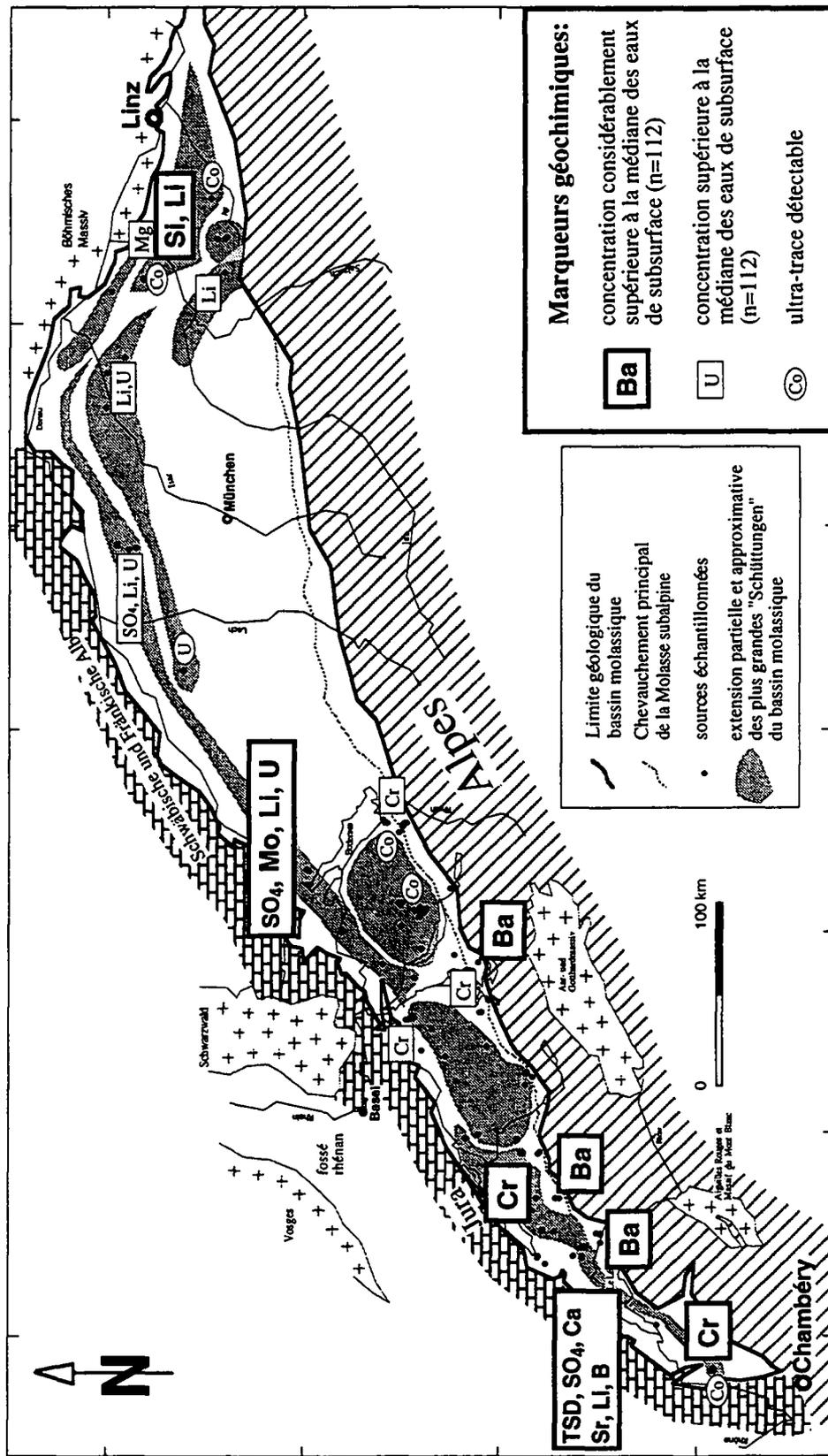


Fig.7.1: Les marqueurs géochimiques dans les eaux de subsurface du bassin molassique de Chambéry (France) à Linz (Autriche). Une répartition plus détaillée des marqueurs géochimiques du bassin molassique suisse se trouve dans la figure 7.2.

7.2 TYPOLOGIE

(voir fig. 7.1 et 7.2)

7.2.1 "MONT-PÈLERIN-SCHÜTTUNG" (USM)

7.2.1.1 Conglomérats du Mont-Pèlerin

("Chattien inf. et sup.")

(39b, 40b)

Les eaux des aquifères grés-conglomératiques du Mont-Pèlerin appartiennent au faciès hydrochimique Ca-(Mg)-HCO₃. Dans l'ensemble, elles présentent uniquement un faible marquage en scandium et cobalt.

Considérons qu'il s'agit d'un aquifère de la Molasse subalpine d'un milieu principalement fissuré, donnant ainsi des sources avec des débits très irréguliers. Le temps de séjour de l'eau dans l'aquifère bien cimenté est donc plutôt court pour la minéralisation de l'eau.

Les débits de la source de Longive de la Commune de Puidoux (VD, source no 39b), par exemple, ont varié entre 350 et 14 l/min dans la période de 1968 à 1993 avec un rapport de débit q de 25 (260 mesures ponctuelles exécutées par la Commune). L'eau sort dans cette source de plusieurs joints. Au moment de notre prélèvement, le débit de la source était 29 l/min (le 10.8.1993), ce qui représente donc une situation de basses eaux qui voudrait garantir une certaine filtration des eaux par la roche.

Le scandium et le cobalt sont des éléments typiquement liés aux roches mafiques ou ultramafiques, composantes généralement absentes dans la "Mont-Pèlerin-Schüttung". Les poudingues calcaires de l'aquifère sont plutôt riches en composants calcaires siliceux et en grès et conglomérats du flysch (Mocausa). Certains minéraux lourds (pyrite, spinelle), par contre, peuvent contenir des traces en scandium et cobalt.

Quant au scandium, il peut être transporté sous forme des complexes des carbonates.

7.2.1.2 Grès de La Cornalle

(Chattien sup.)

(COR)

Le point d'eau de Cornalle (COR), appartenant au réseau AQUITYP (voir chapitre 1.3), situé dans la Molasse subalpine, possède une aire d'alimentation plutôt large. Il ne représente donc pas un cas idéal défini au chapitre 4.2 pour l'étude d'un petit aquifère non anthropisé, dont les influences externes sont bien connues.

L'eau de la source COR est particulièrement marquée par la présence de sodium, lithium, bore, iode et baryum, ainsi que dans une moindre mesure de cobalt et scandium. Du fait que les Grès de la Cornalle appartiennent à la même "Schüttung" que les poudingues du Mont-Pèlerin, avec un spectre des minéraux lourds identiques (Maurer 1983), l'origine de ces derniers éléments (Sc, Co) est probablement la même que pour les eaux provenant des aquifères conglomératiques (voir ci-dessus).

Les anomalies en sodium, chlorures, baryum, bromures, lithium, bore et iode de cette source ont déjà été rapportées par Basabe (1992: 182). Le même auteur constate une allure chimique similaire, mais avec des concentrations plus élevées, pour la source Alliaz (ALL) du

réseau AQUITYP, sise hors des terrains molassiques, soit à la limite de la nappe du Gurnigel vers l'Ultrasuisse. A part le baryum, il s'agit des éléments liés à l'eau de mer. On peut donc soupçonner un effet d'évaporation d'une ancienne eau connée dans les interstices du sédiment (effet de mémoire de l'aquifère), mais également un lien avec les sels de déneigement utilisés pour l'autoroute.

L'eau de COR, captée à 30 m de profondeur au-dessous du glissement de la Cornalle, est la seule dans notre réseau des eaux de subsurface qui contiennent une teneur élevée en sodium (30.1 mg Na/l) si bien qu'elle entre dans le faciès hydrochimique Ca-Mg-Na-HCO_3 . Comme la source de COR fait partie du réseau d'observation à long terme du projet AQUITYP, nous avons pu vérifier la permanence des teneurs élevées, variant entre 20 et 45 mg Na/l. De plus, nous constatons une corrélation linéaire inverse entre le débit et les teneurs en sodium ($R^2=0.73$, $n=18$). Les hautes teneurs en sodium accompagnées d'un pH également légèrement élevé avec une valeur de 7.8, sont influencées soit par le début du processus d'échange ionique ou le processus de l'hydrolyse des feldspaths lié à l'écoulement profond et lent de cette eau, soit à une infiltration des sels de déneigement de l'autoroute située au-dessus de la source (ruissellement des eaux polluées le long des piles du pont). Un effet d'évaporation n'est pas non plus exclu (voir ci-dessus).

La teneur élevée en tritium de 37.0 ± 3.8 UT (analyse du 25.10.1985) indique par contre la prédominance de l'eau météorique récente.

En ce qui concerne les teneurs élevées en bore, elles peuvent être le produit d'un métamorphisme-diagenèse progressif (White et al. 1973).

Quant au baryum, rappelons, que les aquifères constitués de la Molasse subalpine bien cimentée représentent principalement un milieu fissuré et non poreux. La présence d'une porosité de fissures est indiquée par la grande variabilité des débits de la source COR avec des valeurs oscillant entre 0.5 et 108 l/min. Elles donnent un rapport de débit supérieur à 216, basé sur des mesures en continu avec un limnimètre (voir chapitre 3.2.4). Des concentrations élevées en baryum peuvent s'accumuler sous forme d'un minéral authigène, la barytine, dans des fractures. Le baryum peut donc être lié au milieu fissuré de cet aquifère de la Molasse subalpine. Le baryum provenant d'une composante d'eau fossile marine peut être exclu, car sa concentration est faible dans l'eau de mer ($21 \mu\text{g Ba/l}$, Turekian 1978), et également dans les eaux profondes du faciès Na-Cl de la Molasse (inférieure à $60 \mu\text{g Ba/l}$).

7.2.2 MOLASSE À GYPSE

(USM, Chattien supérieur)

(129c, 130c, 131c, 148c, F144, F145)

Ce sous-type d'aquifère particulièrement riche en gypse est souvent masqué par des dépôts quaternaires d'épaisseur variable qui forment un plateau occupé par des cultures. Puisque nous n'avons pas trouvé une aire d'alimentation non anthropisée, les eaux sont donc considérablement marquées en polluants anthropogènes tels que les nitrates et les chlorures (voir annexe 6.3). En conséquence, ces sources ne représentent pas un site idéal pour notre typologie des eaux souterraines naturelles (voir chapitre 4.2). Toutefois, la comparaison avec des eaux sulfatées à 30 et 45 m de profondeur de la même formation (F144, F145) nous permet d'estimer l'influence anthropogène.

Empreinte chimique:

Ce sont essentiellement les aquifères de la Molasse à gypse qui possèdent le plus grand nombre d'éléments marqueurs. Leurs eaux, échantillonnées dans quatre sources différentes et dans un piézomètre, sont également les plus significatives dans leurs concentrations et leurs contrastes avec les autres sous-types d'aquifère échantillonnés dans le bassin molassique.

Les paramètres suivants différencient beaucoup les sous-types d'aquifères de la Molasse à gypse: TSD, sulfates, calcium, strontium, lithium, bore (voir tabl. 7.1 et 7.2).

Les éléments magnésium, molybdène, uranium, fluor, cuivre, scandium et cobalt ont un pouvoir discriminant moins puissant, mais sont également des marqueurs caractéristiques.

Les calculs thermodynamiques avec le logiciel WATEQ4F démontrent que ces eaux restent sous-saturées en anhydrite, avec des indices de saturation négatifs entre -0.48 et -1.25, et sous-saturées à saturées en gypse avec des indices de saturation entre -0.99 et -0.23 ($SI_{\text{saturation}} = 0.0 \pm 0.3$; voir annexe 5 et 6.11).

Explication du marquage géochimique:

Tout d'abord, les eaux souterraines de la Molasse à gypse de l'USM sont caractérisées par une haute minéralisation globale (TSD médiane de 1154 mg TSD/l). Elle est le résultat d'une superposition de deux processus. La dissolution du gypse, qui est principalement finement dispersé sous forme des grains dans le ciment des grès, produit en abondance des ions de sulfate et de calcium, d'une part.

Les intercalations marneuses, d'autre part, abaissent notablement la perméabilité de l'aquifère en ralentissant à la fois la vitesse de circulation d'une eau et augmentant le temps de contact eau-roche. Les sources sont donc généralement caractérisées par un faible débit comparativement à celui des sources des grès de l'OMM (Petch 1970).

Quant au calcium, sa proportion parmi les cations diminue en fonction de la profondeur (à 45 m, F145), suivie d'une augmentation des teneurs en sulfates (voir fig. 6.3.3a). Ce phénomène est probablement dû à la précipitation de la calcite provoquée par la dissolution du gypse.

Les teneurs plus élevées en certains éléments sont probablement dues à l'abondance des sulfates qui augmentent leur solubilité par complexation. Ceci est le cas pour les concentrations élevées en scandium (0.55 à 2.08 $\mu\text{g Sc/l}$, Frondel 1978), nickel (0.65-21.08 $\mu\text{g Ni/l}$), cuivre (2.3-30.5 $\mu\text{g Cu/l}$), zinc (5.6-82.4 $\mu\text{g Zn/l}$) et strontium (4.0-5.3 mg Sr/l).

Quant au bore, il est principalement accumulé dans les argiles et les anhydrites des évaporites marines (Harder 1978). Il est probablement un co-précipitat des sulfates.

L'augmentation des teneurs en cobalt s'explique, par contre, par la diminution de la proportion des carbonates dans ces eaux riches en sulfates, car les carbonates limitent la solubilité du cobalt dans les eaux naturelles d'un milieu oxydant (Turekian 1978).

L'origine des anomalies en lithium, uranium et molybdène n'est pas très claire. Toutefois, des concentrations élevées en molybdène provenant des roches évaporitiques sont connues (Wenger et Högl 1968, Pentcheva 1967, dans Wedepohl 1978: 42-I-5, Mandia 1991).

Tableau 7.1: Les marqueurs géochimiques dans la Molasse à gypse avec des concentrations considérablement supérieures à la valeur médiane de l'ensemble des eaux de subsurface.

Code	commune	type d'eau	TSD (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	Ca (mg/l)	Sr (µg/l)	Li (µg/l)	B (µg/l)
129C	Yverdon, Bel Air	Ca-(Mg)-SO ₄ -HCO ₃	1121	364.0	231.1	4.71	17	20
131C	Yverdon, Beauregard	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃	1187	409.0	237.4	4.03	19	12
130C	Ependes	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ - (Cl)	989	255.0	168.5	4.68	21	31
148C	Choulex	Ca-(Mg)-SO ₄ -HCO ₃	1353	445.0	289.2	4.80	29	52
	<i>médiane (n=4)</i>	<i>sources sulfatées</i>	<i>1154</i>	<i>386.5</i>	<i>234.3</i>	<i>4.69</i>	<i>20.3</i>	<i>26</i>
	<i>médiane (n=112)</i>	<i>sources molassiques</i>	<i>467</i> <i>(moyenne)</i>	<i>13.4</i>	<i>85.6</i> <i>(moyenne)</i>	<i>0.23</i>	<i>2.2</i>	<i>3.3</i>
F144	Sondage SE5 30m	Ca-Mg-SO ₄ -(HCO ₃)	2031	1115.0	420.8	5.29	53	58
F145	Sondage SE5 45m	Na-Ca-(Mg)-SO ₄ -Cl	4301	2016.0	296.5	4.61	147	316

Tableau 7.2: Les marqueurs géochimiques dans la Molasse à gypse avec des concentrations supérieures à la valeur médiane de l'ensemble des eaux de subsurface. (Les valeurs en italique sont soupçonnées d'être le résultat d'une influence anthropogène.)

Code	commune	Mg (mg/l)	Mo (µg/l)	U (µg/l)	F (mg/l)	Cu (µg/l)	Co (µg/l)
129C	Yverdon, Bel Air	35.4	2.6	3.5	0.20	2.3	0.4
131C	Yverdon, Beauregard	39.9	2.7	2.4	0.20	2.8	0.5
130C	Ependes	43.2	<i>16.0</i>	3.5	0.21	3.1	0.4
148C	Choulex	39.0	1.3	2.5	0.21	<i>49.5</i>	0.6
	sources sulfatées médiane (n=4)	39.5 <i>(moyenne)</i>	2.6	3.0	0.20	2.9	0.4
	sources molassiques médiane (n=112)	16.5 <i>(moyenne)</i>	0.4	0.5	0.07	0.2	0.1
F144	Sondage SE5 (30m)	79.8	1.2	5.6	0.35	6.6	0.8
F145	Sondage SE5 (45m)	118.0	14.0	4.0	0.64	30.5	7.0

7.2.3 "SPEER-SCHUTTFÄCHER"

(USM, Chattien)

(75b, 76b)

D'une manière générale, les eaux souterraines provenant des poudingues calcaires du Speer ne se distinguent pas essentiellement de l'ensemble des eaux molassiques. Elles appartiennent au faciès Ca-Mg-HCO₃.

Dans le contexte de l'influence géochimique des roches vertes dans la Suisse orientale (voir ci-dessous 7.2.7 "Gäbris-Schuttfächer"), il est pourtant intéressant de noter l'absence du cobalt et du nickel dans cette eau. Ces poudingues chattiens, déposés par le système de drainage du Rhin tertiaire, ne contiennent pas encore de galets ophiolitiques et indique l'érosion d'un niveau plus haut dans les nappes penniques pendant l'Oligocène (Arn. Heim 1917, Dietrich 1969).

7.2.4 "RIGI-ROSSBERG-SCHÜTTUNG s.l."

(USM, Chattien)

(103b)

La caractérisation du sous-type d'aquifère de la "Rigi-Schüttung" doit être considérée comme indicative en raison d'une seule source échantillonnée. Elle se base donc sur une seule analyse, qui ne peut pas être comparée avec d'autres du même aquifère comme c'est le cas pour la plupart des points d'eau du réseau d'observation. L'interprétation de l'origine du marquage chimique est donc difficile. Néanmoins, l'aire d'alimentation de la source 103b (Arth, SZ) occupée par la forêt et les pâturages, est peu anthropisée (4.8 mg NO₃/l) de telle sorte qu'une origine géogène est plus probable. Il faut pourtant noter que cette source est captée dans les éboulis du "Goldacher Bergsturz" à 4 m de profondeur et fournit avec un débit supérieur à 300 l/min une eau d'une bonne qualité bactériologique. Elle réagit aux fortes précipitations dans un délai de deux jours (communication orale de la commune), ce qui souligne le caractère fissural de la Molasse subalpine.

L'eau issue de cet aquifère est très fortement marquée par la présence de baryum (244.2 µg Ba/l), ce que nous avons également observé dans l'aquifère du Mont Gibloux et dans les Grès de la Cornalle. Son origine nous semble partout la même, soit la barytine, BaSO₄. Ce minéral sulfaté est peu présent dans les sédiments, mais elle se trouve essentiellement dans les fractures de la roche comme minéral authigène. Le signal fort en baryum peut donc être lié avec le milieu fissuré de cet aquifère de la Molasse subalpine.

Mis à part le baryum, l'eau de la "Rigi-Rossberg-Schüttung" est caractérisée par des teneurs en bore (28.2 µg B/l), strontium (0.86 mg Sr/l) et lithium (11 µg Li/l) supérieures aux valeurs habituelles rencontrées dans les eaux de source de la Molasse.

L'association du strontium, lithium et bore fait soupçonner une influence marine, soit par exemple une évaporation d'une eau connée.

Le bore peut avoir de nombreuses origines dans ces roches aquifères. Citons, par exemple, les argiles, les radiolarites, les micas et des granites (Harder 1978). White et al. (1973) a constaté un lien entre le bore et un métamorphisme-diagénèse progressif des sédiments marins, mais dans des eaux thermales.

Dans le contexte de l'influence géochimique des roches ultramafiques en Suisse orientale (voir ci-dessous la présentation du "Gäbris-Schuttfächer"), il est encore intéressant de noter l'absence du cobalt dans cette eau, car les poudingues chattiens constituant l'aquifère sont également exempts des galets ophiolitiques (Früh 1888, dans Dietrich 1969).

7.2.5 "HONEGG-SCHUTTFÄCHER "

(USM, Chattien)

(31a, 32a, 33a)

Les eaux des aquifères grés-conglomératiques du "Honegg-Schutfächer" appartiennent au faciès hydrochimique Ca-Mg-HCO₃. Principalement composés d'éléments granitiques, métamorphiques et calcaires siliceux et pauvres en carbonates, les aquifères produisent une eau peu chargée avec des valeurs entre 154 et 227 mg TSD/l, liées aux teneurs basses en hydrogénocarbonates, calcium et magnésium. Cette faible minéralisation est caractéristique des aquifères fissurés de la Molasse subalpine riches en composantes de quartz, également rencontrés dans la "Höhronen-Schüttung".

Les eaux sont donc également sous-saturées en calcite et en dolomite (voir annexe 6.11).

En outre, il est intéressant de noter l'absence du cobalt dans cette eau, indiquant probablement l'absence des composantes mafiques ou ultramafiques dans ce sous-type d'aquifère de la Molasse.

Du point de vue hydrochimique et pétrographique, ce sous-type d'aquifère ressemble beaucoup à celui de la "Höhronen-Schüttung" (voir ci-dessous). Pourtant, ces aquifères sont d'âge différent et issus d'autres unités tectoniques.

7.2.6 "HÖHRONEN-SCHÜTTUNG s.l."

(USM, Aquitanien)

(68b, 69b)

Les eaux provenant de ces aquifères constitués de grès et poudingues granitiques sont du faciès Ca-Mg-HCO₃ et peu chargées, avec des valeurs entre 121 et 183 mg TSD/l. Cette faible minéralisation est caractéristique pour des aquifères fissurés riches en composantes de quartz, également rencontrés dans le "Honegg-Schutfächer".

Dans le contexte de l'influence géochimique des roches mafiques et ultramafiques dans la Suisse orientale (voir ci-dessous 7.2.7 "Gäbris-Schutfächer"), il est pourtant intéressant de noter l'absence entière du cobalt et du nickel dans cette eau, car les poudingues aquitaniens, constituant l'aquifère, sont également exempts des galets ophiolitiques (Früh 1888, Dietrich 1969).

7.2.7 "GÄBRIS-SCHUTTFÄCHER "

(USM, Aquitanien)

(70b, 71b)

D'une manière générale, les eaux issues des poudingues polygéniques du Gäbris sont du faciès Ca-Mg-HCO₃, faiblement minéralisées (318 et 352 mg TSD/l) et ne se distinguent pas essentiellement de l'ensemble des eaux molassiques.

Pourtant, au niveau des ultra-traces, elles sont nettement marquées par la présence du cobalt. Une comparaison avec d'autres eaux de source montre que ce marquage est caractéristique pour la Molasse de la Suisse orientale (voir fig. 7.2 et annexe 6.7). Nous observons ici un lien intéressant entre la pétrographie des sédiments et l'hydrochimie des eaux correspondantes.

De nombreuses études conglomératiques, résumées par Dietrich (1969), ont mis en évidence la présence des composantes ophiolitiques constituant jusqu'à 70% des galets dans les "Schüttungen" de la Molasse entre le lac de Zug et le lac de Constance. Ces roches vertes sont considérées comme produits de l'érosion de la "Platta-Schuppe", une nappe pennique supérieure, située actuellement aux Grisons dans la région Oberhalbstein-Oberengadin-Avers et Malenco. Elles ont été transportées par le système de drainage tertiaire du Rhin, qui a déposé les épandages du Speer, Kronberg, Gäbris et Hörnli.

Les "Schüttungen" du Rigi-Rossberg (Chattien) et du Höronen (Aquitaniens), par contre, sont dépourvus de matériel ophiolithique, ce qui indique l'appartenance à un autre système de drainage. Cette constatation pétrographique est intéressante, car nous ne trouvons pas non plus de cobalt dans les eaux provenant de ces aquifères (voir fig. 7.2 et annexe 6.7).

Vu que le cobalt est associé aux roches mafiques et ultramafiques, nous supposons donc un lien géologique entre la présence des ophiolithes dans les dépôts molassiques et le cobalt présent dans l'eau correspondante. Du point de vue pétrographique, les ophiolithes sont composées de roches volcaniques telles que des diabases porphyriques et des metabasites et métahyaloclastites ("Pillow-Lava"), mais aussi des gabbros et serpentinites. Minéralogiquement, on trouve surtout de l'albite, chlorite, pumpellyite, calcite, quartz, sphène et des minéraux opaques (spinelle, ilménite, pyrite) dans ces roches. Dietrich (1969) a observé que surtout les serpentinites à reliques de pyroxène ("Diallagserpentinite"), qui peuvent former la composante principale des ophiolithes, s'altèrent vite dans les affleurements et ont une apparence grumeleuse dans les sédiments molassiques. Nous les considérons donc comme source potentielle du marquage géochimique en cobalt dans les eaux.

Quant aux poudingues du "Gäbris-Schutfächer", ils contiennent jusqu'à 2% de galets ophiolitiques (Dietrich 1969).

7.2.8 MOLASSE GRISE DE LAUSANNE

(USM, Aquitanien)

(51b)

La caractérisation du sous-type d'aquifère de la Molasse grise de Lausanne doit être considérée comme indicative en raison d'une seule source échantillonnée. Elle se base donc sur une seule analyse, qui ne peut pas être comparée avec d'autres du même aquifère comme c'est le cas pour la plupart de nos points d'eau du réseau d'observation. L'interprétation de l'origine du marquage chimique est donc difficile. Toutefois, l'aire d'alimentation de la source 51b (Bottens, VD) occupée par la forêt et les pâturages, est peu anthropisée (2.4 mg NO₃/l) de telle sorte qu'une origine géogène est plus probable. Il s'agit d'un captage en galerie.

Un marquage caractéristique se fait par l'absence du nickel, normalement présent dans les eaux molassiques (voir annexe 6.5), ce qui peut indiquer une roche aquifère exempte de composantes mafiques ou ultramafiques, qui sont particulièrement riches en nickel (Dietrich 1969, Tuchschnid 1995, Pfeifer et al. 1989).

7.2.9 "GIBLOUX-DELTA"

(OMM, Helvétique)

(4a, 43b, 44b, 45b)

Les eaux issues des aquifères conglomératiques du Mont Gibloux sont très fortement marquées par la présence du baryum (variant entre 193.4 et 333.7 $\mu\text{g Ba/l}$) à l'exception de l'échantillon 4a qui contient une concentration de 50.5 $\mu\text{g Ba/l}$. Cette source, située au pied du Gibloux sous un couvert morainique, est probablement influencée par une composante d'eau provenant du Quaternaire.

La barytine, source principale du baryum, est peu présente dans les sédiments, mais elle se trouve essentiellement dans les fractures de la roche comme minéral authigène. Le signal fort en baryum peut donc être lié avec le milieu fissuré de cet aquifère, situé au voisinage immédiat du chevauchement principal de la Molasse subalpine. Nous pouvons compléter cette indication géochimique sur la porosité d'un aquifère avec une considération hydrodynamique:

La perméabilité du poudingue est essentiellement déterminée par une porosité de fissures, composée de fractures et de joints de stratification des couches. En outre, les premiers 5 à 10 m des roches à la surface sont affectés par l'altération (sondages du Laboratoire de géotechnique H.B. de Cérenville S.A. 1981), ce qui permet une circulation des eaux par les interstices des poudingues décomposés. Ce sous-type d'aquifère a donc une perméabilité d'une nature double qui est également reflétée par le régime des sources. Ainsi, les sources de la Commune de Sorens (no 43b, 44b et 45b) montrent une variation de débit moyenne avec un rapport de débit oscillant entre 5 et 10. En comparant ce rapport avec celui d'un milieu purement fissuré, tel que la Molasse subalpine du Mont-Pèlerin, qui est égal à 25, on observe une variabilité moindre, probablement due à une combinaison de la porosité de fissure avec une porosité d'interstices. (Les débits des quatre sources étudiées varient entre 7 et 170 l/min.)

Un deuxième élément marqueur est la présence d'une ultra-trace en cobalt.

7.2.10 OMM MARINE

7.2.10.1 Faciès estuarien

(Burdigalien, Couches de la Singine)

(LRY, POZ, LUC7, LUC10, 34b, 35b, 36b, 37b, 38b, 41b, 42b, 49b, 50b, 52b, 53b)

Les eaux des aquifères principalement constitués des dépôts estuarins montrent la plus forte empreinte géochimique en chrome et aluminium total par rapport à l'ensemble des eaux souterraines de subsurface (voir tableau 7.3). Il faut tout de suite noter que la coïncidence des hautes valeurs d'aluminium avec celles de chrome a une nature temporelle, liée à la microturbidité de l'aquifère.

D'ailleurs, ces eaux contrastent nettement avec celles obtenues des milieux de dépôt de la côte linéaire clastique et de la mer ouverte qui ont des concentrations plus basses en chrome et aluminium. Dans une moindre mesure et moins homogène, les mêmes eaux sont également marquées par les éléments lithium, uranium, molybdène, cuivre, phosphore et par

la faible présence des microtraces en cobalt. Le scandium est par contre seulement un marqueur dans les grès molassiques du Plateau vaudois.

Nous proposons l'explication suivante pour le marquage caractéristique des eaux de ce sous-type d'aquifère:

Dans notre cas, il s'agit des dépôts du milieu estuarien qui contiennent des accumulations silto-gréseuses et argilo-silteuses par rapport aux autres milieux de dépôt dans l'OMM (voir chapitres 2.2 et 5.4). Rappelons que les concentrations en éléments en trace, notamment en chrome, mais aussi en lithium, uranium et molybdène augmentent en fonction de la granulométrie des roches détritiques (voir chapitres 6.4.1 Lithium, 6.4.6 Chrome, 6.4.16 Molybdène, 6.4.19 Uranium). Au cours de l'altération des roches, ces éléments s'accumulent dans la fraction fine des sédiments, souvent enrichie en matière organique abondante dans un milieu intertidal (Hirst 1962).

Cela se voit aussi dans la Molasse suisse, où les roches pélitiques contiennent plus de chrome, cuivre, cobalt et molybdène par rapport aux roches psammitiques (Tuchschmid 1995, voir tableau 7.4).

Déposés au voisinage des Préalpes, les grès marins de Suisse occidentale possèdent une forte empreinte en chrome qui fait soupçonner un lien géologique. Les séquences penniques du flysch des Préalpes (Crétacé supérieur et Éocène) contiennent des composantes en matériel détritiques ophiolitiques, ce qui est rapporté par plusieurs auteurs (p.ex. Grunau 1945, Jaffé 1955, Salimi 1965, Bertrand 1970, Mevel 1975, Bertrand et Delaloye 1976).

Le chrome provient vraisemblablement des roches serpentiniques contenant du spinelle chromifère (essentiellement de la magnétite) et des chlorites magnésiennes issues du métamorphisme rétrograde des péridotites (Pfeifer 1979 et 1987). Ces chlorites font partie de la fraction argileuse des sédiments de l'OMM. Au cours de l'altération, le chrome entre en solution sous forme de chromate, $(\text{CrO}_4)^{2-}$, très soluble dans l'eau souterraine (Matzat et Shiraki 1978). L'anomalie en chrome a déjà été constatée par Basabe (1992: 182) et Atteia (1992) dans les sources de LRY et POZ. Les concentrations mesurées en novembre 1989 sont par rapport à celles mesurées en été 1993 plus basses et sont égales à 3.9 (4.8) et 2.9 (4.1) $\mu\text{g Cr/l}$, respectivement (voir tableau 7.4). Atteia (1992) constate pour le site LRY une faible présence du chrome dans les solutions de sol, mais des concentrations constantes et relativement élevées à l'exutoire de la source LRY. D'après Bartlett et James (1979), ceci pourrait être dû à une oxydation de Cr(III) insoluble en Cr(VI) soluble par le manganèse lorsque le pH s'approche de la neutralité dans les horizons profonds du sol.

En ce qui concerne le lithium, les argiles marines sont connues pour avoir des teneurs en lithium plus hautes que celles de l'eau douce (Heier et Billings 1978: 3-K-2).

Quant au phosphore, nous avons déjà démontré sa présence comme mineurs constituant dans les grès marins sous forme des dents de requin et de coprolites (voir chapitre 6.3 - phosphore). Dans les eaux souterraines des dépôts estuariens, nous avons enregistré de valeurs élevées de 20.7 (85b) et de 65 $\mu\text{g P/l}$ (LRY).

En ce qui concerne la situation hydrogéologique, les sources de LRY et POZ dans le Jorat (VD) sont assez constantes avec un rapport de débit de 8.4 et 4.2, respectivement.

tableau 7.3: Marqueurs géochimiques des eaux de source des aquifères constitués de sédiments du faciès estuarin (OMM):

Code	commune	type d'eau	Cr ($\mu\text{g/l}$)	Li ($\mu\text{g/l}$)	U ($\mu\text{g/l}$)	Sc ($\mu\text{g/l}$)
42b	Albligen	Ca-Mg-HCO ₃	2.3	1	0.3	<0.20
41b	Albligen	Ca-Mg-HCO ₃	4.6	2	0.4	<0.20
36B	Onnens	Ca-Mg-HCO ₃	2.5	9	1.8	0.2
34B	Payerne	Ca-Mg-HCO ₃	1.9	8	1.4	0.2
35B	Payerne	Ca-Mg-HCO ₃	2.1	6	0.9	0.2
37B	Cheiry	Ca-Mg-HCO ₃	3.5	11	1.7	0.3
38B	Cheiry	Ca-Mg-HCO ₃ -(Cl)-(NO ₃)	4.5	8	1.1	0.2
LUC10	Lucens	Ca-Mg-HCO ₃	4.1	6	0.5	0.3
LUC7	Lucens	Ca-Mg-HCO ₃	3.1	8	1.2	0.3
POZ	Savigny	Ca-(Mg)-HCO ₃ -(Cl)	4.1	1	0.1	0.4
POZ	nov. 1989		2.9	2	0.2	n.m.
LRY	Savigny	Ca-(Mg)-HCO ₃	4.8	1	0.2	0.4
LRY	nov. 1989		3.9	1	0.2	n.m.
53B	Lausanne	Ca-(Mg)-HCO ₃ -(NO ₃)	6.9	1	0.4	0.4
52B	Lausanne	Ca-(Mg)-HCO ₃	6.2	2	0.3	0.4
49b	Menthonnex s. Cl.	Ca-(Mg)-HCO ₃	4.2	4	0.6	<0.20
50b	Menthonnex s. Cl.	Ca-(Mg)-HCO ₃	5.5	3	0.7	<0.20
médiane (n=112)		sources molassiques	0.7	2.2	0.5	

Tableau 7.4: Les concentrations médianes en différents métaux lourds dans les roches molassiques (Tuchschmid 1995).

Faciès lithologique	Cr (ppm)	Mo (ppm)	Co (ppm)	Cu (ppm)
Molasse pélitiques (n=16)	69	0.86	19	26
Molasse psammitiques (n=18)	30	0.67	16	7.2

Aluminium

Aspect thermodynamique:

Pour élucider le rôle des colloïdes sur la concentration en aluminium, nous considérons les résultats des calculs d'équilibre thermodynamiques.

Des calculs thermodynamiques avec WATEQ4F sur nos données brutes indiquent une sursaturation d'un facteur 2 par rapport à la gibbsite (voir tableau 7.5). Car la gibbsite se forme principalement dans des sols acides tropicaux (Tucker 1985: 90), une abondance de ce minéral argileux dans nos eaux est très peu probable. En plus, la dissolution de l'aluminium est un processus cinétique très lent, qui ne peut pas produire les quantités mesurées dans nos eaux pendant des temps de résidence relativement courts.

Nous avons donc recouru à un contrôle analytique à l'aide du logiciel PHREEQE (1992) basée sur la banque de données thermodynamiques de Nordstrom et al. (1990). Le calcul a été gracieusement exécuté à l'Institut de Géologie et Minéralogie-Pétrographie de l'Université de Berne par Dr. H.N. Waber.

La concentration en aluminium a été donc recalculée pour les échantillons du faciès estuarien, en corrigeant les concentrations en aluminium pour un équilibre de l'eau avec la gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$), une phase d'aluminium exempte de silicium, sous les conditions données (Eh, pH, T). Les résultats indiquent des concentrations en $\text{Al}(\text{OH})_4$ dissous considérablement plus basses, variant entre 0.06 et 0.27 $\mu\text{g Al/l}$ avec une médiane de 0.15 $\mu\text{g Al/l}$ par rapport à celles de l'aluminium total, variant entre 4.6 et 80.7 $\mu\text{g Al/l}$ avec une médiane de 29.4 $\mu\text{g Al/l}$ (voir tableau 7.5). Ceci nous indique une grande variabilité des proportions en colloïdes (avec un facteur de 21 à 864) dans les eaux, liée à la microturbidité de l'aquifère.

Tableau 7.5: Comparaison des concentrations en aluminium total d'une part, et de l'aluminium dissous d'autre part, qui a été corrigé pour une eau en équilibre avec la phase gibbsite, $\text{Al}(\text{OH})_4$, avec le logiciel PHREEQE (1992).

source	Commune	Al total ($\mu\text{g /l}$)	log (IAP/KT) gibbsite (WATEQ)	log (IAP/KT) équilibre gibbsite	Al dissous calculé ($\mu\text{g /l}$) (PHREEQE)	facteur Al tot/Al diss
27a	Biezwil (SO)	23.02	1.83	0.00	0.32	73
26a	Biezwil (SO)	13.60	1.96	0.00	0.13	106
42b	Albligen	41.01	2.30	0.00	0.05	864
41b	Albligen	16.30	1.94	0.00	0.04	382
86b	Tschugg	13.90	1.73	0.00	0.24	58
84b	Gals	11.01	1.86	0.00	0.12	95
83b	Gals	80.67	2.71	0.00	0.12	666
85b	Tschugg	18.81	1.84	0.00	0.25	74
82b	Gals	69.34	2.53	0.00	0.18	381
36B	Onnens	30.22	2.29	0.00	0.13	237
34B	Payerne	4.59	2.28	0.00	0.22	21
35B	Payerne	30.49	2.00	0.00	0.08	395
37B	Cheiry	31.57	2.06	0.00	0.26	121
38B	Cheiry	51.80	2.27	0.00	0.26	199
LUC10	Lucens	32.11	2.14	0.00	0.06	524
LUC7	Lucens	32.65	2.11	0.00	0.22	147
POZ	Savigny	33.46	2.05	0.00	0.27	123
LRY	Savigny	28.60	2.09	0.00	0.19	147
53B	Lausanne	21.10	2.15	0.00	0.12	180
52B	Lausanne	22.72	2.16	0.00	0.12	182
	médiane	29.41			0.15	

Aspect temporel:

Finalement, une vérification des teneurs par une deuxième analyse a mis en évidence une grande variabilité temporelle de la concentration en aluminium. Ainsi, nous avons rééchantillonné la source LUC7 le 11.7.1995 en analysant le même échantillon d'eau une fois non filtré et une fois filtré. Les résultats, résumés dans le tableau 7.6, ont été les suivants:

- La filtration à 0.45 μm n'a pas eu une influence ni sur la concentration en aluminium, ni sur celle en chrome. Les deux concentrations n'ont significativement pas changé sous l'effet de la filtration.

- Par rapport à l'analyse de l'eau prélevée le 13.9.1993, la teneur en aluminium a nettement diminué de 32.5 à 2.0 $\mu\text{g Al/l}$, tandis que l'anomalie en chrome est restée à peu près stable avec des valeurs de 3.1 (13.9.1993) et 3.6 $\mu\text{g Cr/l}$ (11.7.1995). Ces résultats montrent donc que la présence du chrome dans l'eau n'est pas liée à celle de l'aluminium comme la comparaison de la distribution spatiale de ces deux éléments peut le faire croire. Néanmoins, l'accumulation des plus hautes valeurs en aluminium, observée pendant l'été 1993 (26.7.-15.9.1993), reste limitée aux eaux des aquifères constitué des grès de l'OMM du milieu estuarien. Ceci montre une propriété hydrodynamique de ces aquifères. Elle est caractérisée par la variabilité des teneurs en aluminium, liée à la microturbidité de l'aquifère, qui a probablement augmenté pendant l'été plutôt pluvieux de 1993.

Tableau 7.6: Comparaison des concentrations en aluminium et en chrome dans l'eau de la source LUC7 de l'OMM du faciès estuarien. Les échantillons d'eau, prélevés à deux différentes dates, ont été analysés une fois avec et une fois sans filtration (0.45 μm).

date de prélèvement	13.9.1993	11.7.1995	11.7.1995
traitement	sans filtration	sans filtration	filtrée (0.45 μm)
Al	32.5 $\mu\text{g Al/l}$	2.0 $\mu\text{g Al/l}$	2.0 $\mu\text{g Al/l}$
Cr	3.1 $\mu\text{g Cr/l}$	3.7 $\mu\text{g Cr/l}$	3.6 $\mu\text{g Cr/l}$

7.2.10.2 Faciès de mer ouverte

(Burdigalien inférieur, Luzerner Formation)

(26a, 27a, 54b, 55b, 56b, 57b, 82b, 83b, 84b, 85b, 86b)

Les eaux des aquifères principalement composés des grès coquilliers à grains grossiers sont marquées par la présence des éléments chrome, lithium et phosphore. Par rapport aux eaux provenant des dépôts d'un milieu estuarien, les signaux hydrochimiques en chrome et lithium produits par des dépôts de mer ouverte sont moins forts. Cette différence entre deux différents milieux de dépôt à l'intérieur des formations marines de l'OMM s'explique à la fois par une différence sédimentologique et hydrogéologique. Ainsi, l'influence de la houle prédominant la sédimentation assez loin de la côte alpine dans un système d'écoulement axial (Homewood et Allen 1981, Homewood et al. 1982, Keller 1989) a créé des sédiments remaniés et appauvris en fines, donc moins riches en argile et avec une moins grande capacité à adsorber les métaux lourds.

Du point de vue hydrogéologique, il faut considérer que les grès coquilliers ont une très forte cimentation et que leur faible teneur en argile et en silt confèrent à ces horizons une perméabilité fissurale bien supérieure à celle des dépôts estuariens (Parriaux 1981: 90). Cette perméabilité élevée a pour conséquence une diminution du temps de séjour de l'eau souterraine, et également une réduction du temps de réaction eau-roche.

Pourtant, les rapports de débit sont petits dans les sources en Argovie, variant entre 1.8 et 3.9. Ceci indique une certaine constance des débits qui oscillent entre 12 et 108 l/min (données des "Städtische Werke" de Lenzbourg et de la Commune d'Oberentfelden).

Par rapport aux autres grès marins de l'OMM, ceux du faciès de mer ouverte de l'Argovie se distinguent sans exception par l'absence du cobalt dans l'eau de source.

A l'intérieur du faciès de mer ouverte, nous constatons une anomalie plus aiguë en uranium (0.5 - 3.1 $\mu\text{g U/l}$) et lithium (3 - 11 $\mu\text{g Li/l}$), localisée dans les grès du Jolimont, par rapport à ceux situés en Argovie.

Le phosphore est un constituant mineur typiquement lié aux grès marins où il apparaît sous forme des dents de requin et des coprolites (voir chapitre 6.3.11). Nous avons enregistré une valeur élevée de 42.0 $\mu\text{g P/l}$ dans l'eau de la source de Wildenstein (56b).

tableau 7.7: Marqueurs géochimiques des eaux des aquifères de subsurface constitués des sédiments du faciès de mer ouverte (OMM):

Code	commune	type d'eau	Cr ($\mu\text{g/l}$)	Li ($\mu\text{g/l}$)	U ($\mu\text{g/l}$)
26a	Biezwil (SO)	Ca-HCO ₃	2.2	2	0.4
27a	Biezwil (SO)	Ca-HCO ₃	2.4	2	0.2
54b	Oberentfelden	Ca-Mg-HCO ₃ -(SO ₄)	2.5	4	0.7
55b	Uerkheim	Ca-(Mg)-HCO ₃	3.1	2	0.3
56b	Lenzburg/ Wildenstein	Ca-Mg-HCO ₃	0.6	3	0.3
57b	Lenzburg/ Lütisbuech	Ca-Mg-HCO ₃	0.9	4	0.5
82b	Gals	Ca-Mg-HCO ₃	2.9	5	2.6
83b	Gals	Ca-Mg-HCO ₃	1.9	3	2.2
84b	Gals	Ca-Mg-HCO ₃	0.9	7	3.1
85b	Tschugg	Ca-Mg-HCO ₃	1.5	3	1.0
86b	Tschugg	Ca-Mg-HCO ₃	0.3	10	1.3
	médiane (n=112)	sources molassiques	0.7	2.2	

7.2.10.3 Faciès de côte linéaire clastique

(Burdigalien, Luzerner Formation)

(58b, 59b, 60b, 77b, 78b, 79b, 80b, 101b)

Par rapport à l'ensemble des eaux de source du bassin molassique, les eaux des aquifères composés des bancs gréseux calcaires en plaques ("Plattensandsteine") sont principalement caractérisées par l'élément chrome suivi d'un marquage par les éléments cobalt et phosphore (voir tabl. 7.8). L'empreinte chimique de ces sédiments de côte linéaire clastique est semblable à celle décrite des dépôts d'un milieu de mer ouverte (voir ci-dessus).

Pétrographiquement, il s'agit également des grès bien triés et lavés, bien cimentés, et avec quelques minces intercalations pélitiques.

A l'intérieur de ce sous-type d'aquifère, nous constatons encore une différence chimique entre les aquifères de l'W et de l'E. Ainsi, les eaux souterraines de la région de Lucerne et de Zug contiennent des teneurs plus élevées en chrome, lithium et strontium que celles de la région du lac de Constance. Ce marquage particulier peut être lié à la compression tectonique

plus forte des sédiments occidentaux qui a augmenté la dissolution par pression de la calcite ("Kalkdrucklösung") et ainsi la géochimie des roches.

Du point de vue hydrogéologique, il faut pourtant noter que la circulation d'eau dans les "Plattensandsteine" est dominée par une porosité de fissures. La compression tectonique au voisinage du chevauchement de la Molasse subalpine et la cimentation des couches sédimentaires ont diminué la porosité primaire. L'influence sur l'hydrochimie est pourtant minime, montrant une minéralisation globale légèrement plus basse dans le milieu fissuré avec une médiane de 382 mg TSD/l (n=8) due à une baisse des teneurs en calcium, magnésium et hydrogénocarbonates.

Tableau 7.8: Marqueurs géochimiques des eaux de source des aquifères constitués des sédiments d'une côte linéaire clastique (OMM) (n.m.: élément non mesuré):

Code	commune	type d'eau	TSD (mg/l)	Cr (µg/l)	P (µg/l)	Li (µg/l)	Sr (µg/l)
77b	Rorschacherberg	Ca-Mg-HCO ₃	426	1.7	76.0	1	0.30
78b	Rorschacherberg	Ca-Mg-HCO ₃	295	1.1	n.m.	0	0.27
79b	Rorschacherberg	Ca-(Mg)-HCO ₃	273	0.9	n.m.	0	0.19
80b	Rorschacherberg	Ca-(Mg)-HCO ₃	454	1.1	n.m.	1	0.40
101b	Risch (ZG)	Ca-Mg-HCO ₃	384	3.4	n.m.	1	0.33
59b	Kriens (LU)	Ca-Mg-HCO ₃	428	2.7	n.m.	3	0.52
60b	Malters (LU)	Ca-Mg-HCO ₃ -(SO ₄)	380	1.7	n.m.	6	0.70
58b	Malters (LU)	Ca-Mg-HCO ₃	380	2.2	7.6	3	0.56
	médiane (n=8)		382	1.7		1.2	0.4
	médiane (n=112)	sources molassiques	447	0.7	6.8 (n=14)	2.2	0.23

7.2.10.4 Faciès saumâtre

(Ottangien, Innviertler Serie)

(116b, 119b)

Les eaux prélevées des aquifères composés de l'OMM ottangienne du bassin bavarois sont d'une part marquées de manière caractéristique par les éléments silicium et lithium, et d'autre part par des teneurs supérieures aux valeurs habituelles en TSD, magnésium, hydrogénocarbonates et cobalt (voir tableau 7.9). Les éléments uranium et rubidium sont occasionnellement élevés.

Dans l'étude présente, ce sous-type d'aquifère produit les valeurs maximales en silicium avec 17.7 et 19.0 mg Si/l pour l'ensemble des eaux souterraines prélevées dans le bassin molassique. Ce sont également les seules eaux à être en équilibre en respect du "silica gel".

Les teneurs élevées en silicium, mais également en lithium, sont le résultat d'une combinaison de deux facteurs:

- le facteur pétrographie: les marnes sableuses sont riches en composantes quartzitiques et cristallines

- le facteur perméabilité: l'écoulement lent de ces eaux. La perméabilité dans ces aquifères marneux est caractérisée par des valeurs de l'ordre de 10^{-9} m/s, ce qui indique un sous-sol peu perméable (Schramm 1986: 49). Une faible perméabilité favorise l'interaction entre la phase solide et la phase liquide d'un aquifère.

En conséquence, nous rencontrons aussi une minéralisation globale élevée (683 mg TSD/l pour 116b, et 629 mg TSD/l pour 119b) par rapport à l'ensemble des eaux de source du bassin molassique (moyenne: 467 mg TSD/l), caractéristique pour ces eaux nommées "Schlierwässer" (Schramm 1986: 164). Ces observations et l'estimation des températures en profondeur par l'utilisation d'un géothermomètre de calcédoine (voir chapitre 6.3.7) nous permettent de penser que les anomalies en silicium sont plutôt liées à la composition pétrographique et à la perméabilité de l'aquifère qu'à la température de l'eau.

Tableau 7.9: Marqueurs géochimiques des eaux des aquifères de subsurface constitués de l'OMM du faciès saumâtre (n.m. = élément non mesuré):

Code	commune	type d'eau	TSD (mg/l)	Si (mg/l)	Mg (mg/l)	Li (μ g/l)	P (μ g/l)	Ni (μ g/l)	Rb (μ g/l)	U (μ g/l)
116b	Wolfsegg a. Hausruck (A)	Ca-Mg-HCO ₃	683	17.7	32.6	8	122.1	1.7	0.5	1.8
119b	Griesbach i. Rottal (D)	Ca-Mg-HCO ₃	629	19.0	31.5	29	n.m.	1.2	3.0	0.3
	médiane (n=112)	sources molassiques	447	6.1	14.9	2.2	6.8	0.5	0.6	0.5

7.2.11 "GUGGISBERG-DELTA"

(OMM, OSM)

(24a, 89b)

Les poudingues calcaires du "Guggisberg-Delta" font partie des sous-types d'aquifères qui ne produisent généralement pas une eau chimiquement distincte des autres de la Molasse. Il est toutefois intéressant de noter la présence d'une ultra-trace en cobalt dans l'eau issue de la "Guggershorn-Formation" (OSM). Elle contraste avec l'eau provenant de la "Kalchstätten-Formation" de l'Helvétien (OMM), où nous n'avons pas pu détecter le cobalt. Nous observons le même phénomène dans l'eau souterraine du Napf où le cobalt apparaît aussi uniquement dans les dépôts de l'OSM (voir annexe 6.7). Cette distinction est probablement due à un apport de matériel détritique mafique ou ultramafique de l'arrière-pays alpin pendant la sédimentation de l'OSM.

7.2.12 "NAPF-SCHÜTTUNG"

Par rapport aux eaux provenant des poudingues calcaires dolomitiques du Hörnli et quasiment exemptes du chrome, les poudingues polygéniques du Napf produisent des eaux avec une faible empreinte chimique en chrome.

7.2.12.1 "Napf-Schüttung"

Secteur proximal (OMM, OSM)

(28a, 29a, 30a, 87b, 88b, 102b)

Mis à part l'eau des poudingues de l'OSM, qui se distingue de celle provenant des poudingues plus anciens de l'OMM par la présence du cobalt (voir ci-dessus la discussion des dépôts du "Guggisberg-Delta"), les eaux provenant des aquifères conglomératiques du Napf montrent à peu près la même empreinte chimique. Nous allons donc les discuter ensemble.

Ces eaux du secteur proximal sont essentiellement discriminées par de basses teneurs en magnésium liées à l'abondance des composantes quartzitiques de ces dépôts. Il en résulte un faciès d'eau du type hydrogénocarbonatées calciques (Ca-HCO₃).

7.2.12.2 "Napf-Schüttung"

Secteur distal marin (OMM)

(25a, 64b, 65b, 66b, 81b)

Toutes les eaux des aquifères marno-gréseux du secteur distal de la "Napf-Schüttung" se distinguent de celles issues des formations conglomératiques par de teneurs plus élevées en magnésium. Ces eaux se rattachent donc au faciès hydrochimique commun dans les eaux de subsurface de la Molasse, soit les eaux hydrogénocarbonatées calciques magnésiennes (Ca-Mg-HCO₃).

7.2.12.3 "Napf-Schüttung"

Secteur distal fluvio-limno-terrestre (OSM)

(7a, 8a, 9a, 11a, 12a, 149c)

En considérant les sous-types d'aquifères des dépôts distaux du Napf de l'OMM et de l'OSM séparément, nous constatons un marquage plus fort des eaux issues de l'OSM en nickel, baryum et rubidium (voir annexe 6). Nous proposons plusieurs explications géologiques pour cette distinction:

- Le milieu de dépôt change de marin à fluvio-limno-terrestre de l'OMM à l'OSM.
- L'âge différent implique une autre composition pétrographique due aux événements d'érosion dans l'arrière-pays alpin.
- Les sédiments "tortoniens" sont les plus éloignés du dépôt-centre du Napf. En conséquence, la teneur en fraction fine, notamment des marnes, est plus élevée dans l'OSM de la région de Lenzbourg (AG) que dans les grès en plaques de l'OMM, parfois intercalés des lentilles conglomératiques. Vu la faible cimentation des sédiments de l'OSM, il en résulte hydrogéologiquement également une plus grande surface de réaction eau-roche. Le rapport de débit de la source 7a (Lenzbourg-Stöckhof 8) est égal à 9, indiquant une source assez constante (voir annexe 7), donc peu perturbée par un écoulement fissural.

7.2.13 "HÖRNLI-SCHÜTTUNG"

(OSM, Tortonien)

(61b, 62b, 63b, 90b, 91b, 92b, 93b, 94b, 95b, 96b, 97b)

Les eaux des aquifères de subsurface, constitués d'une grande partie des poudingues calcaires dolomitiques de l'OSM, sont du type Ca-Mg-HCO_3 . Elles ont de teneurs en hydrogénocarbonates, calcium et magnésium supérieures à la moyenne de l'ensemble de eaux de sources et contiennent une minéralisation totale de 560 à 656 mg TSD/l. Les 11 sources prélevées montrent un chimisme très homogène et ne font pas apparaître des différences significatives entre des eaux provenant de roches plutôt gréseuses ou conglomératiques, ce qui a déjà été observé par Balderer (1989) dans la région de l'Aubach (TG). Cette homogénéité pétrographique confirme notre attribution de ces dépôts du Hörnli à un seul sous-type d'aquifère qui doit être caractérisé par une homogénéité pétrographique (voir chapitre 5).

Du point de vue hydrogéologique, la perméabilité de l'eau souterraine est une combinaison de la porosité d'interstices et de fissure. Balderer (1983) estime une perméabilité moyenne de $1.08 \cdot 10^{-4}$ ($\pm 0.42 \cdot 10^{-4}$) m/s pour les grès, et $3.25 \cdot 10^{-5}$ ($\pm 0.92 \cdot 10^{-5}$) m/s pour les poudingues de l'aire d'alimentation de l'Aubach.

Toutes les eaux provenant de la "Konglomerat-Fazies" du Hörnli sont géochimiquement marquées par des teneurs en baryum (15-90 $\mu\text{g Ba/l}$) et uranium (0.4-1.1 $\mu\text{g U/l}$) légèrement élevées par rapport à l'ensemble des eaux de subsurface, et aussi par la présence d'une ultra-trace en cobalt. Le marquage en cobalt est très probablement lié aux galets ophiolithiques d'origine pennique (voir ci-dessus la présentation du "Gäbris-Schutfächer"). Il s'agit d'une composante particulière dans la Molasse dans l'E de la Suisse, pouvant constituer jusqu'à 70% des galets dans les dépôts du Hörnli (Pavoni 1957, Dietrich 1969).

Les marnes et grès du secteur distal de la "Hörnli-Schüttung" de l'Aquitainien (USM) produisent également une eau avec un marquage en cobalt.

7.2.14 "SOMMERSBERG-ZONE"

(OSM, Tortonien)

(72b, 73b)

Les eaux provenant des aquifères conglomératiques du Sommersberg (AR) sont marquées par de très faibles concentrations en magnésium (1.2-3.1 mg Mg/l). Par rapport à la classification chimique des eaux à l'aide des éléments majeurs, il s'agit donc aussi des eaux du faciès hydrogénocarbonatées calciques (Ca-HCO_3).

De plus, ces eaux sont caractérisées par la présence d'une ultra-trace en cobalt. Elles se rattachent donc aux autres eaux souterraines de la Molasse de l'E de la Suisse, qui sont toutes caractérisées par le cobalt (voir ci-dessus la présentation du "Gäbris-Schutfächer", et aussi fig. 7.2 et annexe 6.7).

Du point de vue hydrogéologique, les couches conglomératiques du Sommersberg, altérées à la surface, sont caractérisées par une bonne perméabilité (Langenegger 1993). Au pied de la colline, ces dépôts constitués d'une alternance de poudingues, marnes et grès calcaires, sont recouvertes d'une moraine, qui sert de couche filtrante. Les émergences du Sommersberg, qui représente une relique de l'OSM, sont éventuellement liées à une faille.

Avec un rapport de débit de 3.4 et une petite variabilité des débits (105-357 l/min) ainsi que de température (1.7°C), les eaux de la source Rietlihof (72b) ont une durée de séjour relativement longue par rapport aux sources molassiques (Langenegger 1993).

7.2.15 "OST-WEST-SCHÜTTUNG" (OSM)

7.2.15.1 Gravieres cristallins du bassin bavarois

(110b, 111b, 112b, 114b, 117b, 120b, 121b, 122b, 127b)

Vu l'homogénéité des marquages géochimiques des eaux souterraines issues des aquifères graveleux provenant de cinq différents sous-types d'aquifère de l'E du bassin molassique, nous allons les discuter ensemble. Il s'agit des sous-types d'aquifères:

- Hausruck-Schotter (112b),
- Obere Kobernausserwald-Schotter (110b et 111b),
- Munderfinger Schotter (114b)
- Nördlicher Schotterast (120b, 121b, 122b) et Erolzheimer Sande (127b)
- Ortenburger Schotter (117b).

Ces sédiments graveleux se distinguent de ceux rencontrés dans le bassin molassique suisse principalement par une grande teneur en composantes cristallines et quartzes, d'une mauvaise cimentation et ainsi d'une porosité d'interstices élevée. Les perméabilités moyennes des aquifères, obtenues lors d'essais de pompage, varient entre $2 \cdot 10^{-6}$ et $9 \cdot 10^{-4}$ m/s. La porosité efficace (durchflusswirksamer Hohlraumanteil) des couches sablo-graveleuses varie entre 10 et 40% (Egger 1985).

Hydrochimiquement, nous constatons un faible marquage, mais pourtant net, en uranium et lithium. Le cobalt est absent dans l'ensemble des eaux de l'OSM bavarois (voir fig. 7.1). Cette association hydrochimique est liée à une zone d'alimentation alpine constituée des roches plutôt granitiques et gneissiques.

7.2.15.2 "Nördliche Vollschoetter"

(124b, 125, 126b)

Par rapport aux eaux issues des aquifères des "Glimmersande", les "Nördliche Vollschoetter" (gravieres de quartz grossiers) rencontrés au S d'Ingoldstadt en Bavière produisent une eau souterraine sans empreinte chimique considérable. Nous constatons seulement des teneurs élevées en sulfates, liées à l'oxydation des minerais sulfureux. C'est étonnant à première vue, car il s'agit des dépôts proximaux de la même "Schüttung". Toutefois, considérons qu'il s'agit des graviers sableux encore moins triés que les sables du secteur distal, qui se trouvent encore éloignés d'une distance de transport d'environ 200 km.

Ainsi, les "Glimmersande" sont issus principalement du matériel non résistant au transport, provenant probablement des schistes cristallins, tandis que les "Quarzschoetter" de la Molasse bavaroise représentent déjà une accumulation en matériel résistant au transport. En plus, les grains des "Glimmersande" sont mal arrondis et indiquent un transport rapide en suspension, tandis que les galets quartzes ont plutôt subi un transport de "bedload".

Quant à la composition des minéraux lourds, elle ne dépend pas seulement de la zone d'alimentation, mais ainsi de la distance de transport jusqu'au dépôt (Grimm 1965, Schlanke 1974).

On notera en dernier lieu la plus grande perméabilité des graviers (variant entre 10^{-4} et 10^{-6} m/s, Egger 1985) par rapport aux "Glimmersande" qui a pour conséquence un plus petit temps de réaction eau-roche pour les eaux souterraines des "Nördliche Vollschoetter".

Ces différences pétrographiques et hydrologiques expliquent le faible marquage chimique des eaux provenant des aquifères constitués des "Nördliche Vollschoetter" qui font partie du secteur proximal de la "Ost-West-Schüttung".

7.2.15.3 "Glimmersande"

(98b, 99b, 100b, 106b, 107b, 108b, 109b, 140c)

Marquage géochimique:

Les eaux issues des aquifères constitués des "Glimmersande" sont marquées de manière très sélective par la présence des sulfates, du molybdène, uranium et lithium.

Le marquage des sulfates est si fort qu'ils entrent dans la classification hydrochimique basée sur les ions majeurs, indiquant, à l'exception de deux échantillons (107b et 140c), le faciès Ca-Mg-HCO₃-(SO₄).

Les mêmes eaux sont également caractérisées par une minéralisation globale élevée, de 560 à 690 mg TSD/l, par rapport à la valeur moyenne de l'ensemble des eaux de source (470 mg TSD/l). Elle est principalement liée aux teneurs élevées en sulfates qui constituent dans six échantillons d'eau sur huit entre 10 à 20% de la proportion des anions (voir tableau 7.10). Dans le cas des échantillons 106b et 107b, la minéralisation naturelle est superposée par une contamination anthropogène en chlorures et nitrates (voir annexe 6.3).

Explication géologique du marquage géochimique:

Les "Glimmersande" ne produisent pas seulement une eau souterraine particulière dans le bassin molassique. Ils prennent également une position particulière parmi les sédiments molassiques.

Ainsi, ils ont subi un transport beaucoup plus long que la majorité des sédiments molassiques déposés le long de la chaîne alpine.

Une deuxième particularité des "Glimmersande" est la coïncidence de la sédimentation fluvio-terrestre avec les activités volcaniques tardi-Miocène du Hegau dans cette région au NW du lac de Constance, marquée par des intercalations des cendres volcaniques dans l'OSM. En plus, ces dépôts pourraient avoir été affectés par un impact de météorite à la même époque.

En conséquence, nous devons envisager deux différentes origines possibles pour une interprétation des anomalies chimiques rencontrées dans les eaux souterraines, soit une origine sédimentaire, soit une origine liée à un événement catastrophique (volcanique/extraterrestre).

Origine sédimentaire:

Les "Glimmersande" du système d'écoulement axial de la "Ost-West-Schüttung", provenant d'une zone d'alimentation située loin dans les Alpes orientales, ont subi un transport de plusieurs centaines de kilomètres le long de l'axe du bassin. Par conséquent, ils se distinguent des autres dépôts distaux du bassin molassique par un bon tri des grains, une richesse en quartz (60 à 65%), une pauvreté en carbonates (10 à 15%) et un manque de cimentation (Hofmann 1960). La zone d'alimentation est considérée comme cristalline, ce qui explique également la haute teneur en minéraux lourds de 1 à 2% (Lemcke et al. 1953, Füchtbauer 1955, Hofmann 1960).

Cette observation correspond aux sources pétrographiques de l'association du molybdène, uranium et lithium, éléments principalement issus des roches granitiques (voir chapitre 6).

En plus, l'association hydrochimique du molybdène, de l'uranium et du lithium s'est déjà révélée être caractéristique des eaux provenant des aquifères granitiques du Mont Blanc (Dubois 1992). Le même auteur rapporte également des concentrations élevées en arsenic dans les eaux provenant de la même région.

En ce qui concerne l'évidence géochimique du molybdène dans les roches, Tuchschnid (1995) a enregistré une concentration de 1.74 ppm Mo dans un "Glimmersand" représentatif (provenant de Hüttenberg, TG) valeur qui est nettement plus élevée que la médiane de 0.67 ppm Mo (n=18) analysées dans les roches psammitiques de la Molasse suisse.

Vu la haute teneur en minéraux lourds (1-2%) dans les "Glimmersande" et la forte présence des sulfates dans les eaux, l'altération des minéraux lourds sulfureux, contenant du molybdène comme traces, se prête comme origine minéralogique. Notons que la pyrite et de molybdénite sont instables dans un milieu oxydant et facilement dissoutes par les eaux météoriques acides s'infiltrant dans le sous-sol.

L'uranium se trouve principalement sous forme de $UO_2(CO_3)_3^{-4}$ dans ces eaux selon la spéciation exécutée avec le logiciel WATEQ4F.

Par contre, l'enrichissement en lithium dans les eaux souterraines des "Glimmersande" provient essentiellement des micas blancs (p.ex. muscovite, lépidolite) caractéristiques dans ces sédiments et constituant autour de 2% des minéraux légers (Habicht 1987).

Origine volcanique ou/et extraterrestre:

L'influence des dépôts volcaniques nous semble peu adaptée pour une explication des anomalies géochimiques pour les raisons suivantes: Premièrement, le volcanisme du Hegau est principalement basique à ultrabasique (Hofmann 1960), tandis que les éléments molybdène, uranium et lithium sont typiquement liés aux roches granitiques. De plus, les cendres volcaniques ont plutôt tendance à adsorber le molybdène (Adriano 1986: 350) ce qui réduit la mobilité du molybdène dans l'eau souterraine. Deuxièmement, les extrusions phonolithiques, une source possible pour ces éléments, sont minimales et très localisées (concentrations élevées en molybdène dans "perialcaline obsidian glasses"; Mannheim et Landergren 1978: 42-E-4).

L'influence d'un événement d'impact d'une météorite de l'âge du cratère de Ries (14.5 Ma) au bord NE du bassin molassique sur les "Glimmersande" n'est pas exclue (Dr. F. Hofmann, Neuhausen a. Rh., communication orale), mais exige une recherche plus approfondie.

Pour toutes ces raisons, nous favorisons une explication sédimentologique et pétrographique, qui nous semble plus probable, voire évidente.

Aspect hydrogéologique:

Du point de vue hydrologique, il s'agit principalement d'un milieu poreux constitué de sables mal cimentés et bien lavés qui contiennent peu de minéraux argileux et peu de substances organiques fossilisées. Ainsi, le molybdène et l'uranium, qui sont très mobiles sous conditions oxydantes, peuvent facilement circuler dans ce sous-type d'aquifère sans être adsorbés par des minéraux argileux ou de la matière organique.

Quant aux aspects hydrologiques, les débits des sources sont très constants, indiqué par un rapport des débits q de 1.4 (n=60, période 1990-92, 107b) et de 1.3 (n=60, période 1990-92, 106b) (mesures ponctuelles exécutées par les "Stadtwerke Ueberlingen"). L'analyse de la teneur en tritium d'un échantillon d'eau de la source Mösser (107b) et de la source Nonneneben 4 (109b) a indiqué un temps de séjour moyen de l'eau souterraine de 4 et de 15 à 20 ans, respectivement, ce qui indique une petite vitesse d'écoulement (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg 1990 et 1992).

Résumé:

Les résultats hydrochimiques rencontrés dans les aquifères de subsurface constitués par les "Glimmersande" se recouvrent avec la connaissance sédimentologique, ce qui confirme l'influence géogène de l'aquifère sur la chimie de ces eaux.

L'association hydrochimique des éléments molybdène, uranium et lithium correspond à une provenance cristalline des roches d'aquifères. Cette empreinte chimique est principalement issue des minéraux lourds sulfureux, notamment de l'oxydation de la pyrite (SO₄, Mo) et des micas blancs (Li), abondants dans ces sédiments. Les teneurs élevées en sulfates augmentent également la minéralisation globale de ces eaux.

La mise en solution et la mobilité des éléments marqueurs sont favorisées par l'absence des substances absorbantes (minéraux argileux et substances organiques) et par un écoulement d'eau lent et constant.

Tableau 7.10: Marqueurs géochimiques des eaux de source des aquifères constitués des "Glimmersande" de la "Ost-West-Schüttung". (Les valeurs en italique sont soupçonnées d'être le résultat d'une influence anthropogène.)

Code	commune	type d'eau	TSD (mg/l)	SO₄ (mg/l)	U (µg/l)	Mo (µg/l)	Li (µg/l)
107b	Owingen	<u>Ca-Mg-HCO₃</u>	656	66.1	2.34	9.15	8.60
106b	Owingen	<u>Ca-Mg-HCO₃</u> -(SO ₄)	653	34.7	1.95	3.23	5.00
108b	Sipplingen	<u>Ca-Mg-HCO₃</u> -(SO ₄)	623	45.2	2.80	2.62	7.60
109b	Sipplingen	<u>Ca-Mg-HCO₃</u> -(SO ₄)	685	61.8	3.42	3.20	8.70
99b	Diessenhofen	<u>Ca-Mg-HCO₃</u> -(SO ₄)	618	92.6	4.80	3.82	13.40
98b	Diessenhofen	<u>Ca-Mg-HCO₃</u> -(SO ₄)	656	69.2	9.03	4.96	11.20
100b	Winkel	<u>Ca-Mg-HCO₃</u> -(SO ₄)	640	50.8	7.99	<i>140.27</i>	6.70
140C	Stallikon	<u>Ca-Mg-HCO₃</u>	560	32.9	2.2	7.70	5.10
	médiane (n=8)	Glimmersande	646	56.3	3.1	3.8 (n=7)	8.1
	médiane (n=104)	sources molassiques	447	12.9	0.5	0.3	2.0

8. CONCLUSIONS

La présente étude a permis d'atteindre trois objectifs principaux:

- Établir une banque de données d'eaux souterraines comparables, en utilisant les mêmes techniques d'analyse sur un nombre identique de paramètres. Ceci nous a donné une image de la variabilité spatiale d'un grand nombre de substances minérales contenues dans l'eau et provenant de terrains molassiques peu anthropisés. Ces données contribuent également à la définition d'une géoréférence des eaux souterraines.
- Valider les sous-types d'aquifères de la Molasse définis dans le présent travail.
- Dresser une typologie des eaux souterraines de la Molasse en mettant en évidence des marqueurs géochimiques qui montrent le lien entre l'hydrochimie, l'hydrogéologie et la géologie de l'aquifère.

Pour l'étude de la composition chimique des eaux souterraines du bassin molassique, deux groupes d'eaux principaux ont été distingués et traités de manière séparée: les eaux des aquifères de subsurface et les eaux des aquifères profonds.

Dans les eaux des aquifères de subsurface de la Molasse provenant de systèmes d'écoulement locaux, l'empreinte chimique est en grande partie influencée par la géologie de l'aquifère. L'impératif principal d'un aquifère lithologiquement homogène, dicté pour notre typologie, exclut les eaux des aquifères profonds car elles comprennent souvent plusieurs types d'aquifères, dont les influences externes sont mal connues. Pour cette raison, notre typologie se base uniquement sur les eaux de subsurface (eaux de source).

Grâce aux limites de détection très basses des analyses avec la méthode HR-ICP-MS, plusieurs éléments minéraux s'avèrent être des marqueurs naturels spécifiques de certains aquifères des eaux souterraines.

8.1 AQUIFÈRES DE SUBSURFACE

La grande hétérogénéité des roches molassiques nous a obligé à définir une trentaine de sous-types d'aquifères différents sur la base de la notion sédimentologique "Schüttung", afin de pouvoir étudier l'influence géochimique sur les eaux liées à un seul faciès lithologique (lithozone).

Cette hétérogénéité des sédiments, liée en partie aux propriétés pétrographiques et granulométriques, mais également aux propriétés structurales des aquifères (perméabilité), régit la composition chimique des eaux souterraines provenant des divers sous-types d'aquifères.

L'apparition d'un marqueur géochimique dans l'eau est principalement liée à trois facteurs:

- sa présence dans la roche,
- la solubilité dans l'eau de ses phases minérales en fonction des conditions physico-chimiques du milieu,
- la forme du contact eau-roche qui détermine la durée et l'intensité de l'interaction eau-roche.

Par conséquent, certains sous-types d'aquifères ne permettent aucune discrimination géochimique de l'origine des eaux souterraines. Ceci montre la limite de la méthode. Rappelons donc que les paramètres physico-chimiques forment un critère parmi d'autres (régime des sources, temps de séjour, etc.) pour la caractérisation d'un aquifère. Leur pouvoir discriminant est puissant, mais pourtant limité, et est à compléter avec d'autres critères. L'approche géochimique doit donc être considérée comme un outil nécessaire, mais pas toujours suffisant, pour la caractérisation des aquifères.

Les composants géochimiques suivants, rencontrés dans des sous-types d'aquifères, présentent un pouvoir discriminant quant à l'origine des eaux:

Sulfates: Les eaux de source provenant de la Molasse à gypse et des "Glimmersande" sont caractérisées par une minéralisation globale élevée, liée aux hautes teneurs en sulfates. L'origine des sulfates est double, soit par la dissolution du gypse qui produit en même temps des ions calcium en abondance (Molasse à gypse), soit par l'oxydation des sulfures, notamment de la pyrite ("Glimmersande").

Baryum: De fortes teneurs en baryum (supérieures à 150 $\mu\text{g Ba/l}$) dans les eaux sont liées à un aquifère de subsurface possédant une porosité fissurale importante. Nous avons détecté trois sous-types d'aquifères de la Molasse (Grès de la Cornalle, poudingues du Gibloux et du Rigi), qui sont caractérisés à la fois par un milieu fissuré et par des concentrations nettement plus élevées en baryum que la valeur médiane de l'ensemble des eaux de source (27 $\mu\text{g Ba/l}$), celles-ci variant entre 150 et 334 $\mu\text{g Ba/l}$. Ces anomalies semblent être liées à la dissolution de la barytine présente dans les diaclases tardives. Ainsi, nous proposons l'hypothèse que le baryum peut fournir une information complémentaire sur la présence d'une porosité de fissure importante dans un aquifère (aspect hydrodynamique d'un aquifère).

Strontium: Le strontium est un traceur principal des eaux provenant de la Molasse à gypse.

Silicium: Seul le sous-type d'aquifère constitué des grès marneux du faciès saumâtre de l'OMM ottnangienne produit un marquage caractéristique en silicium, avec des concentrations de 17.7 et 19.0 mg Si/l. Ces valeurs élevées sont liées à la fois à la composition pétrographique des sédiments, riches en composantes quartzitiques et cristallines, et également à la faible perméabilité de l'aquifère qui provoque un contact eau-roche prolongé par l'écoulement lent de ces eaux.

Phosphore: Les aquifères constitués des grès marins de l'OMM produisent naturellement des teneurs élevées en phosphore, généralement supérieures à 6.8 $\mu\text{g P/l}$ (=0.02 mg PO_4/l). Le phosphore se trouve sous forme de coprolites d'échinodermes et de dents de requins (fluorapatite) dans les sédiments, mais également dans des grains phosphatés remaniés provenant du Jura et de l'Helvétique.

Molybdène: Le molybdène est un très bon traceur des eaux issues des "Glimmersande" (OSM). Il provient de l'oxydation de la molybdénite (liée à la pyrite). Dans ces eaux, cet élément est associé à des teneurs élevées en sulfates, uranium et lithium, ce qui indique la provenance granitique de ces sédiments.

Lithium: Le lithium est également un bon marqueur des eaux provenant des "Glimmersande", de la Molasse à gypse, de l'OMM du faciès estuarin, de l'Ottngien, de la "Rigi-Schüttung" et

des Grès de la Cornalle. Il est lié aux roches pélitiques et granitiques et se trouve dans les micas blancs.

Uranium: L'uranium marque d'une manière caractéristique les eaux provenant des "Glimmersande", de la Molasse à gypse et de l'OMM du faciès estuarin.

Chrome: Les grès marins de l'OMM sont marqués d'une manière caractéristique par des teneurs élevées en chrome. Ce marquage est le plus fort dans le faciès estuarin. L'origine du chrome se trouve probablement dans des composantes de matériel détritique ophiolitique riche en spinelles et chlorites chromifères provenant des séquences penniques du flysch des Préalpes.

Cobalt: L'utilité d'une limite de détection basse ($0.2 \mu\text{g Co/l}$) est mise en évidence avec le cobalt. Son faible marquage se traduit donc par sa présence ou son absence dans les eaux plutôt que par des valeurs. Il est toutefois un excellent marqueur des eaux issues des "Schüttungen" de la Molasse qui contiennent des composantes en roches mafiques ou ultramafiques. Sa présence dans la Molasse de Suisse orientale, intimement liée à celle des ophiolithes du système de drainage du Rhin tertiaire, offre une "méthode hydrostratigraphique" pour la mise en évidence de roches vertes dans l'aire d'alimentation.

Scandium: Le faible marquage du scandium est limité à la partie occidentale du bassin molassique suisse. C'est un élément typiquement lié aux roches mafiques ou ultramafiques et aux minéraux argileux.

Aluminium: Nous avons observé des teneurs élevées en aluminium colloïdal, surtout dans les dépôts de l'OMM d'un milieu estuarin. Ce marquage, principalement dû aux particules argileuses en suspension et variable dans le temps, est lié à la microturbidité des aquifères. Il indique des caractéristiques hydrodynamiques telle que la turbulence de l'écoulement.

Certains éléments n'ont pas toujours une origine géogène. Ainsi, les nitrates, chlorures et bromures se sont révélés être des traceurs puissants des pollutions anthropogènes dans les eaux de subsurface. Les concentrations élevées en aluminium, plomb, zinc, cuivre et titane rencontrées dans les eaux de pluie et de neige indiquent par contre une pollution atmosphérique. On peut également imputer des concentrations de fer, manganèse, zinc, titane et cuivre plus élevées et irrégulières à l'influence de la corrosion des métaux de la tuyauterie du captage.

Les influence externes sur les marqueurs géochimiques mentionnés ci-dessus sont minimales, voire négligeables. Néanmoins, les marquages géogènes observés sont uniquement utilisables sur des sites à l'écart de toute source importante de pollution.

En général, nous attribuons trois origines principales aux marqueurs géogènes dans les eaux des aquifères de subsurface:

1. La présence de certaines composantes pétrographiques dans les sédiments, notamment
 - les minéraux lourds, tels que les sulfures,
 - les minéraux évaporitiques, notamment le gypse, qui augmentent la solubilité d'un grand nombre d'éléments,
 - les roches basiques et ultrabasiques, notamment la serpentinite, qui relâchent des éléments surtout associés aux minéraux ferro-magnésiens (Cr, Co).

2. Un écoulement lent par les interstices de la fraction fine du matériel détritique qui favorise la minéralisation des eaux souterraines.
3. L'abondance de substances minérales en suspension dans les eaux. Cette empreinte chimique dépend de la microturbidité et du traitement de l'échantillon d'eau après le prélèvement (filtration).

La figure 7.1 donne une vue générale des marqueurs principaux des eaux de source du bassin molassique. Elle nous montre une prédominance des éléments liés aux roches acides (Li, U) dans l'E du bassin, tandis que le bassin molassique suisse et rhodanien est plutôt caractérisé par des éléments liés aux roches mafiques ou ultramafiques (Cr, Co). Cette tendance hydrochimique observée à grande échelle reflète les différents apports de sédiments de l'arrière-pays alpin à l'E et à l'W du bassin molassique. La répartition plus détaillée des empreintes chimiques dans les eaux de subsurface du bassin molassique suisse est présentée dans la figure 7.2.

En conclusion, les substances minérales dissoutes dans l'eau, notamment celles en petites concentrations, contiennent des informations essentielles sur l'origine de l'eau. Par analogie avec la sédimentologie en sciences de la Terre, les éléments minéraux en trace ont une importance semblable aux minéraux lourds dans les roches détritiques. Ils constituent uniquement un très petit pourcentage de la minéralisation globale, à laquelle les premiers chercheurs n'ont pas attribué d'importance (également à cause des difficultés analytiques), mais contiennent des informations qui peuvent préciser l'origine de l'ensemble.

8.2 AQUIFÈRES PROFONDS

Les eaux des aquifères profonds issues des systèmes d'écoulement régionaux ont un temps de séjour souterrain beaucoup plus long que les eaux de subsurface et sont plutôt déterminées par des processus lents et par un mélange avec d'autres composantes d'eaux (p.ex.: eau fossile marine). La composition chimique de ces eaux peut donc se distinguer considérablement des eaux de subsurface.

Il faut également considérer qu'une grande partie des eaux profondes de la Molasse provient des dépôts de l'OMM, donc d'une lithologie assez homogène.

Malgré la forte minéralisation des eaux profondes, surtout du type Na-Cl, seuls certains éléments sont enrichis par rapport aux eaux de subsurface pendant le long transit dans les systèmes d'écoulement régionaux:

- éléments fortement enrichis dans les eaux profondes du faciès Na-Cl: Na, Cl, I, Br, B, Li, \pm F, Mo, Cu, V
- éléments invariants ou légèrement enrichis dans les eaux des aquifères profonds: Cr, Si, Mg, Co, As, Rb, Sc, Ni
- composants stables ou qui diminuent dans les eaux des aquifères profonds: Ba, HCO_3 , Ca, SO_4
- composant absent dans les eaux des aquifères profonds: NO_3

8.3 COMPARAISON AVEC LES DONNÉES DU RÉSEAU AQUITYP

Les aquifères de la Molasse occupent une position particulière parmi les groupes d'aquifères déterminés dans le projet AQUITYP.

En comparant les valeurs médianes des différents éléments analysés au cours du projet AQUITYP, l'ensemble des eaux provenant des roches molassiques ne se distingue pas d'une manière nette des eaux des roches cristallines, évaporitiques, carbonatées ou des roches du flysch (voir annexe 14). Seules les teneurs médianes en silice et chrome sont plus élevées dans les aquifères molassiques. Mis à part les eaux évaporitiques, les eaux molassiques sont également enrichies en magnésium.

Le relativement faible marquage géochimique des aquifères molassiques est principalement dû à :

- la nature des sédiments, souvent plusieurs fois remaniés, ne contenant pas de fortes accumulations de minéraux à éléments marqueurs, tels que les minéralisations primaires dans des granites et des gneiss fracturés.
- la grande variabilité des dépôts molassiques qui comprend, mis à part les roches mafiques, ultramafiques et volcaniques, tous les types de roche étudiés dans les autres aquifères du réseau AQUITYP (roches cristallines silicatées, évaporitiques, carbonatées ou du flysch). Par conséquent, un traitement statistique de l'ensemble de la chimie de nos eaux molassiques n'est pas adapté pour déceler des caractéristiques géochimiques spécifiques. Certaines empreintes chimiques typiques d'une roche sont en effet traitées comme une erreur statistique à cause du petit nombre d'échantillons disponibles par sous-type d'aquifère. Il vaut donc mieux tenir compte de nos connaissances géologiques. Les terrains meubles du Quaternaire, également caractérisés par une grande diversité pétrographique, vont s'approcher de la complexité hydrochimique rencontrée dans la Molasse.
- l'écoulement dans les formations tertiaires du Plateau molassique, est, par rapport aux circulations karstiques (carbonates, évaporites) ou fissurales (cristallin), généralement retardé par la dimension réduite des interstices. Le temps de contact est ainsi relativement long. Par conséquent, le chimisme de ces eaux est lié de manière beaucoup plus forte au faciès de la roche réservoir qu'à l'aspect hydrodynamique (voir aussi Petch 1970).

Certains sous-types d'aquifères de la Molasse montrent des similitudes avec des aquifères étudiés dans le cadre du projet AQUITYP :

- L'association des marqueurs géochimiques molybdène et uranium dans les eaux issues des "Glimmersande" de l'OSM est également un marquage géogène, décrit par Dubois (1991) dans les eaux provenant des aquifères cristallins. Cette coïncidence est probablement due à une pétrographie similaire des roches granitiques du massif du Mont-Blanc et des sables micacés dont le protolithe alpin est également considéré comme étant une roche acide.
- Les empreintes chimiques des ions sulfate, calcium, strontium, bore et lithium des eaux des sous-types d'aquifères de la Molasse à gypse ressemblent aux roches évaporitiques et aux roches carbonatées riches en sulfates.

N'oublions pas non plus la situation géographique de notre région d'étude, nettement différente des aquifères de montagne. Ainsi, le bassin molassique a été affecté par plusieurs glaciations,

entraînant des apports importants de matériel quaternaire. Les roches de surface ont également subi une altération considérable liée au développement du sol.

8.4 REPRÉSENTATIVITÉ DES SOURCES MOLASSIQUES DU RÉSEAU AQUITYP

Le réseau du projet AQUITYP constitue une géotraverse qui comprend le Jura, le Plateau suisse et les Alpes. Il s'agit d'un réseau d'observation des paramètres physico-chimiques des eaux de source, implanté à long terme en Suisse occidentale.

En révision de la position géographique du réseau, les points d'eau situés dans des dépôts tertiaires représentent les principaux aquifères molassiques de la Suisse occidentale. Les sources LRY et LUC7 se trouvent dans la Molasse burdigalienne du Plateau vaudois. Ces points d'eau du Plateau ont été multipliés pour comparer l'influence d'un milieu anthropisé (POZ, LUC10) avec celle d'un milieu naturel (LRY, LUC7). Tous se sont révélés être représentatifs des dépôts du faciès estuarien de l'OMM. La source de COR est située dans les Grès de la Cornalle (USM-Chattien). Par rapport aux autres sources de la Molasse, les analyses ont révélé que cette eau présentait une empreinte chimique particulière en sodium, lithium, bore et iode dont l'origine est inconnue.

En résumé, les sources du réseau AQUITYP fournissent des informations précieuses sur la variabilité temporelle des paramètres physico-chimiques mesurés depuis le début des années 80, mais pas sur la variabilité spatiale des eaux de subsurface de la Molasse.

Un des objectifs de la présente étude a donc été de mettre en évidence la variabilité spatiale des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines de la Molasse, en tenant aussi compte, par exemple, des aquifères conglomératiques et de ceux de l'OSM de Suisse orientale.

8.5 TRAVAUX DE RECHERCHE À DÉVELOPPER

Cette étude donne une image générale de la variabilité spatiale d'un grand nombre de substances minérales dissoutes dans l'eau et provenant de différents types de sédiments du bassin molassique.

Par ailleurs, de nombreuses questions sur l'origine des traceurs détectés dans les eaux souterraines sont soulevées. Le présent travail permet donc d'entreprendre des études plus ciblées sur certains éléments qui se sont montrés caractéristiques de certains sous-types d'aquifères. Au delà de cette thèse, il faut envisager des études plus détaillées et plus approfondies sur certains sujets, par exemple:

- un plus grand nombre d'observations dans les régions qui montrent un marquage particulier (par exemple le comportement du baryum dans les aquifères fissurés du Gibloux ou de la "Rigi-Schüttung"), y compris des indications statistiques sur la variabilité temporelle durant toute une année, en comparant notamment la composition chimique des eaux filtrées (à 0.1 ou 0.2 μm) et non filtrées dans une période de basses eaux et d'hautes eaux.

- une recherche sur l'origine minéralogique/géochimique et la solubilité des phases minérales des traceurs géogènes mis en solution par la roche aquifère et rencontrés dans les eaux souterraines.
- une recherche sur l'altération de la Molasse et la relation avec la composition chimique des eaux correspondantes (p.ex colluvion molassique, "Gehängelehm").

BIBLIOGRAPHIE

- Aberer, F. (1957).** Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 50: 23-94, Wien.
- Adriano, D.C. (1986).** Trace elements in the terrestrial environment. - Springer-Verlag, New York, 533 pp.
- Allègre, C.-J. et Michard, G. (1973).** Introduction à la géochimie. - Presses Universitaires de France, 220pp.
- Allen, P.A., Mange-Rajetsky, M., Matter, A. et Homewood, P. (1985).** Dynamic palaeogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse Basin. - Eclogae geol. Helv. 78/2, 351-381.
- Angelillo, V.T. (1987).** Les Marnes et Grès gris à gypse ("Molasse grise") du bassin Genevois. - Diplôme Inst. géol. Univ. Genève, p. 1-163.
- Appelo, C.A.J. et Postma, D. (1994).** Geochemistry, groundwater and pollution. - A.A. Balkema, Rotterdam, 536pp.
- Atteia, O. (1992).** Origines et modes d'acquisition des caractéristiques hydrochimiques d'aquifères-types situés le long d'un transect Jura--Alpes. - Thèse de doctorat, no 1031, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne (Suisse).
- Atteia, O. (1994).** Transport of major and trace elements in soils and aquifers of different ecosystems of Switzerland. - Eclogae Geol. Helv., 87/2, 409-428.
- Atteia, O., Thélin, Ph., Pfeifer, H.R., Dubois, J.P. et Hunziker, J.C. (1995).** A search for the origin of cadmium in the soil of the Swiss Jura. Projet CADCALC (Univ. Lausanne-EPFL). - Geoderma, en impression.
- Balderer, W. (1979a).** "Hydrogéologie des Murgtales (Kt. Thurgau)". - Manuscript de thèse, Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, 1,2, Neuchâtel, Suisse.
- Balderer, W. (1979b).** Die Obere Süswassermolasse als hydrogeologisches Gesamtsystem. - Bull. Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, no 3, Neuchâtel, Suisse, 27-39.
- Balderer, W. (1982).** Hydrogéologie der Oberen Süswassermolasse im Einzugsgebiet des Aubaches (Schweiz). - Steir. Beitr. z. Hydrogéologie, 34/35, Graz, 15-54.
- Balderer, W. (1984).** Hydrogeologische Gesamtsysteme in quartären Lockergesteinsablagerungen. - Steir. Beitr. z. Hydrogéologie, 36, Graz, 115-125.
- Balderer, W. (1985).** Sondierbohrung Böttstein, Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen zur hydrogeologischen Charakterisierung der Tiefengrundwässer. - Nagra Techn. Ber., NTB 85-06, janvier 1985, Cédra, Baden.
- Balderer, W. (1989).** Hydrochemie der Quellen der Oberen Süswassermolasse im Einzugsgebiet des Aubaches (Schweiz). - Dans: Steir. Beitr. z. Hydrogéologie, 40, p. 49-74, Graz.
- Balderer, W. (1990a).** Paleoclimatic trends deduced in groundwaters within Swiss molasse basin as evidence for the flow systems definition. - Mémoires du 22e congrès de l'AIH, vol. XXII/1, p. 731-740, Lausanne (Suisse).
- Balderer, W. (1990b).** Past and future evolution of flow systems as response to changing climatic conditions and anthropogenic influences. - Mémoires du 22e congrès de l'AIH, vol. XXII/1, p. 741-750, Lausanne (Suisse).
- Balderer, W. (1990c).** Hydrogeologische Charakterisierung der Grundwasservorkommen innerhalb der Molasse der Nordostschweiz aufgrund von hydrochemischen und Isotopenuntersuchungen. - Steir. Beitr. z. Hydrogéologie, 41, 35-104, Graz.
- Ball, J.W. and Nordstrom, D.K. (1991).** User's Manual for WATEQ4F, with revised thermodynamic data base and test cases for calculating speciation of major, trace, and redox elements in natural waters. - U.S. Geological Survey Manual, dans: GeoChem Software Inc. (1994). Mac WATEQ4F, Aqueous geochemistry for the Macintosh@. Reston, VA 22091 (USA).

Bibliographie

- Barnes, R.B. (1975).** The determination of specific forms of aluminum in natural water. - *Chemical Geology*, 15, Elsevier, Amsterdam, 177-191.
- Bartlett, R.J. et James, B. (1979).** Behaviour of chromium in soils: III. Oxidation. - *J. of Env. Qual.*, vol. 8, 31-34.
- Basabe, P.P. (1992).** Typologie des eaux souterraines du flysch de la nappe tectonique du Niesen (Préalpes suisses). - Thèse de doctorat, no 1073, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne (Suisse), 200pp.
- Baumann, A.R. (1987).** Geologie und Hydrogeologie des Embracher Tales und des unteren Tösstales (Kanton Zürich). Thèse de doctorat, no 8357, ETH Zurich, 305 pp.
- Baumgartner, P. et Tichy, G. (1980).** Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50'000 des südwestlichen Innviertels. 29 S., 5 Abb., Amt d.Oö. Landesregierung, Abt. Wasser- u. Energierecht, Linz (Autriche).
- Bensimon, M., Gabus, J.H. et Parriaux, A. (1991).** Characterization of natural waters using trace element analysis obtained in a plasma source mass spectrometer. - *J. Trace Microprobe Techniques*, 9 (2&3), 81-93.
- Bensimon, M., Looser, M., Parriaux, A. et Reed, N. (1994).** Characterization of groundwater and polluted water by ultra trace element analysis, using High Resolution Plasma Source Mass Spectrometry. - *Eclogae geol. Helv.* 87/2, 325-334, Birkhäuser, Basel.
- Berger, J.-P. (1985).** La transgression de la Molasse marine supérieure (OMM) en Suisse occidentale. - *Münchn. geowiss. Abh., Reihe A*, 5, 207p.
- Berger, J.-P. (1992).** Correlative chart of the European Oligocene and Miocene: Application to the Swiss Molasse Basin. - *Eclogae geol. Helv.* 85/3, 571-610.
- Berli, S. (1985).** Die Geologie des Sommersberges (Kantone St. Gallen und Appenzell). - *Ber. St. Gall. Natw. Ges.*, 82, p.111-145.
- Berner, E.K. et Berner, R.A. (1987).** The global water cycle. - Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J., 397p.
- Bersier, A. (1938).** Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. - *Mém. Soc. vaud. Sci. nat.* 6/3, 65.
- Bersier, A. (1953).** Notice explicative: Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, feuille Jorat (no 27). - *Comm. géol. Suisse*.
- Bertleff, B.W. (1993).** Projekt Oberschwaben, Ergebnisse der ersten Untersuchungskampagne. - *Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg i.Br., données non publiées*.
- Bertrand, J. (1970).** Etude pétrographique des ophiolithes et des granites du flysch des Gets (Haute-Savoie, France). - *Arch. Sci. Genève*, 23, 279-542.
- Bertrand, J. et Delaloye, M. (1976).** Datation par la méthode K-Ar de diverses ophiolithes du flysch des Gets (Haute-Savoie, France). - *Eclogae geol. helv.*, 69, 335-341.
- Bodek, I. Lyman, W.J., Reehl, W.F. et Rosenblatt, D.H. (éd.;1988).** Environmental inorganic chemistry. Properties, processes, and estimation methods. - Pergamon Press, New York, Oxford, Beijing, Frankfurt, Sao Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto.
- Boegli, J.-C. (1972).** Géologie de la région au SE de Romont. - Thèse de doctorat, No 666, Université de Fribourg, 144pp.
- Boller, M. (1995).** Assainissement des agglomérations et pollution des sols. - *EAWAG-News*, 38F, Dübendorf, p. 17-21.
- Bolliger, T. (1992).** Kleinsäugerstratigraphie in der lithologischen Abfolge der miozänen Hörnlischüttung (Ostschweiz) von MN3 bis MN7. - *Eclogae geol. Helv.*, 85, p. 961-1000.

- Bosshart, U. (1985).** Einfluss der Stickstoffdüngung und der landwirtschaftlichen Bewirtschaftungsweise auf die NitratAuswaschung ins Grundwasser (am Beispiel Naturlabor Buechberg SH). - Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie Nr. 32, Berne, 107pp.
- Braun, M., Frey, M. et Hurni, P. (1991).** Abschätzung der Phosphor- und Stickstoffverluste aus diffusen Quellen in die Gewässer im Rheineinzugsgebiet der Schweiz unterhalb der Seen (Stand 1986), Bericht 1. Teil. Forschungsanstalt für Agrikulturchemie und Umwelthygiene, 3097 Liebefeld-Bern, 87pp.
- Büchi, U.P. (1950).** Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal. - Diss. Univ. Zürich.
- Büchi, U.P. (1958).** Zur Geologie der Molasse zwischen Reuss und Seetal (Baldegger-/Hallwilersee/Aabach). - Eclog. Geol. Helv., vol. 51/2, p.279-298.
- Büchi, U.P. (1975).** Wasser- und Energiegewinnung aus der Oberen Meeresmolasse und dem Mesozoikum. - Institut für bauwissenschaftliche Forschung, Stiftung Kollbrunner/Rodio, No 36, Verlag Leemann, Zürich.
- Büchi, U.P. et Schlanke, E. (1977).** Zur Paläogeographie der schweizerischen Molasse. - Erdöl-Erdgas-Z. 93 (Sonderausgabe), 57.
- Büchi, U.P. et Welti, G. (1951).** Zur Geologie der südlichen mittelländischen Molasse der Ostschweiz zwischen Goldingertobel und Toggenburg. - Eclogae geol. Helv. 44/1, 183-206.
- Büchi, U.P. et Wiener, G. (1967).** Phosphatkugeln im Muschelsandstein des Oberaargau, Kt. Bern. - Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., Vol. 34, no 85, 17-28.
- Budmiger, G. (1967).** Die Quellstollen in der mittelländischen Molasse. - Dans: Jahrbuch des Oberaargau, p. 52-73.
- Bürgisser, H.M. (1980).** Zur mittel-miozänen Sedimentation im nordalpinen Molassebecken. - Thèse ETH Zürich, N.f. 232.
- Cadisch, J. (1923).** Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh. - Eclogae geol. Helv. 18/2, 222, Birkhäuser Verlag, Basel.
- Carl, C. (1985).** Investigations of U series disequilibria as a mean to study the transport mechanism of uranium in sandstone samples during weathering. - Dans: Les mécanismes de concentration de l'uranium dans les environnements géologiques, Colloque international, organisé par la Société française de minéralogie et de cristallographie et le Centre de recherches sur la géologie de l'uranium, Nancy, 299-304.
- Casey, W.H. et Bunker, B. (1990).** Leaching of mineral and glass surfaces during dissolution. - Dans: Hochella, M. F. et White, A.F. (éd.) (1990). Mineral-water interface geochemistry. - Reviews in Mineralogy, vol. 23, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 397-426.
- Cédra (1985).** Die Schweiz in einer Million Jahren. - Dans: Nagra aktuell, 5. Jhg., Nr . 9, September 1985.
- Cerling, T.E., Pederson, B.L. et Von Damm, K.L. (1989).** Sodium-calcium ion exchange in the weathering of shales: Implications for global weathering budgets. - Geology, 17, p. 552-554.
- Conover, W.J. (1980).** Practical nonparametric statistics. - John Wiley & Sons, New York, 2e éd., 493pp.
- Dahmke, A. (1988).** Lösungskinetik von Feldspat-reichen Gesteinen und deren Bezug zu Verwitterung und Porenwasser-Chemie natürlicher Sander-Systeme. - Thèse de doctorat, Kiel (Allemagne), 168pp.
- Dalla Piazza, R. (1994).** Transfert des éléments traces en solution au cours de l'altération: Exemple du Cr dans un sol brun acide (Lutry, Suisse). - Société Suisse de Pédologie (SSP/BGS), document 6, Aktuelle Bodenforschung in der Schweiz, Symposium der BGS anlässlich der Jahresversammlung der schweiz. Akademie der Naturwiss., 7.10.1994, Aarau.
- Davis, J.C. (1986).** Statistics and data analysis in geology. - John Wiley & Sons, 2e éd., New York, 646 pp.

Bibliographie

- Della Valle, G. (1988).** Contribution à l'interprétation métallogénique des fahlbandes et des veines polymétalliques du Val d'Anniviers et du Val de Tourmagne (Valais). - Thèse, Sciences de la Terre, Université de Lausanne, 168pp.
- Dematteis, A. (1995).** Typologie géochimique des eaux des aquifères carbonatés des chaînes alpines en Europe centrale et méridionale. - Thèse EPFL, no 1419, Lausanne.
- Dietrich, V. (1969).** Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden), und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. - Europ. Hochschulschr. (17), 1.
- Dietrich, V. (1980).** The distribution of ophiolites in the Alps. - Ofioliti, Bollettino del Gruppo di Lavoro sulle Ofioliti Mediterranee, Pitagora Editrice, Bologna, 7-51.
- Donze, P. et Enay, R. (1972).** Notice explicative, carte géologique à 1:50'000, feuille Seyssel 677. - BRGM, Service Géologique National, Orléans.
- Dorthe, J.P. (1962).** Géologie de la région au Sud-Ouest de Fribourg. - Eclog. Geol. Helv. 55/2, Birkhäuser Verlag, Basel, p.327-406.
- Drever, J.I. (1982).** The geochemistry of natural waters. - Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 2e éd., 388p.
- Drever, J.I. (1988).** The geochemistry of natural waters. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 437p.
- Dubois, J.D. (1992).** Typologie des aquifères du cristallin: exemple des massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc (France, Italie et Suisse). - Thèse de doctorat, no 950, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne (Suisse), 324pp.
- Dütsch, H.U. (1994).** Das Wetter im Jahr 1993. - Dans: Neue Zürcher Zeitung, No 1, 3 janvier 1994, p.9.
- Dütsch, H.U. (1995).** Das Wetter im Jahr 1994. - Dans: Neue Zürcher Zeitung, No 3, 5 janvier 1994, p.17.
- Eaton, F.M., McLean, G.W., Bredell, G.S. et Doner, H.E. (1968).** Significance of silica in the loss of magnesium from irrigation waters. - Soil Sci. 105, 260.
- Egger, R. (1978).** Das Grundwasser in der Oberen Süswassermolasse im Raum München und Augsburg. - Thèse, Sciences, München, 112 p.
- Egger, R. (1985).** Bayerisches Hügelland. - Dans: Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, 20, München, p.27-30.
- Ellis, A.J. et Mahon, W.A.J. (1977).** Chemistry and geothermal systems. - Academic Press Inc., New York, 392 pp.
- Engelhardt, W.v. (1960).** Der Porenraum der Sedimente. - Springer-Verlag, Berlin-Göttingen, 207pp.
- Engelhardt, W.v. (1973).** Sediment-Petrologie Teil III: Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. - Schweizertbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Engesser, B., Ginsburg, L., Weidmann, M. et Bucher, H. (1993).** Les faunes de mammifères et l'âge de la Molasse grise de Lausanne (Aquitaniens). - Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 82/3, p. 209-259.
- Evans, H.T. jr (1978).** Molybdenum. - Dans: Wedepohl, K.H. (éd.). Handbook of geochemistry, vol. II-4, Springer-Verlag, Berlin.
- Fasel, J.-M. (1986).** Sédimentologie de la Molasse d'eau douce subalpine entre le Léman et la Gruyère. - Thèse Univ. Fribourg.
- Frondel, C. (1978).** Scandium. - Dans: Wedepohl, K.H. (éd.). Handbook of geochemistry, II-2. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Früh, J. (1888).** Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. - N. Denkschr., Allg. Schweiz. Ges. Naturw. 30, 203p.

- Füchtbauer, H. (1954).** Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandmolasse. - Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. 4, 26.
- Füchtbauer, H. (1955).** Die Sedimentation der westlichen Alpenvorlandmolasse. - Ztsch. deutsche geol. Ges. Jg. 1953, 105/3.
- Füchtbauer, H. (1964).** Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. - Eclogae geol. Helv. 57, 157-298.
- Garrels, R.M. et Mackenzie, F.T. (1971).** Evolution of sedimentary rocks, W.W. Norton, New York, 397 pp.
- Gascoyne, M. (1982).** Geochemistry of the actinides and their daughters. - Dans: Ivanovich et Harmon. Uranium Series Disequilibrium. - Clarendon, Oxford.
- Gasser, U. (1966).** Sedimentologische Untersuchungen in der äusseren Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern). - Eclogae geol. Helv. 59/2, 723-772.
- Gasser, U. (1968).** Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern), Geologie und Sedimentologie. - Eclogae geol. Helv. 61, 229-313.
- Gautschi, A. et Scholtis, A. (1989).** Technique d'échantillonnage et analyses des eaux souterraines des forages profonds. - Dans: Cédra informe, no 3+4, Baden (Suisse), 50-66.
- GeoChem Software Inc. (1994).** Mac WATEQ4F, Aqueous geochemistry for the Macintosh®. GeoChem Software Inc., P.O. Box 7252, Reston, VA 22091 (USA).
- Géolina (1991).** Commune de Sorens - Etude des possibilités d'amélioration des sources communales du Riondi et du Marais. Etude hydrogéologique no 90-108, Géolina S.A., Fribourg.
- Geologisches Landesamt Baden-Württemberg (1990).** Hydrogeologisches Abschlussgutachten zur Ausweisung eines Wasserschutzgebietes für die Quelfassungen Mösser, Soss und Taubental. - Rapport non publié, Aktenzeichen 1396.01/89-4763 Se/Jr, Freiburg i. Br.
- Geologisches Landesamt Baden-Württemberg (1992).** Hydrogeologisches Abschlussgutachten zur Abgrenzung von Wasserschutzgebieten für die Quelfassungen "Nonnenebene", "Hattental", "Himberg" und "Priel" der Gemeinde Sipplingen. - Rapport non publié, Aktenzeichen 3262.01/89-4763-Wl/hz/Du, Freiburg i. Br.
- George, A.I. (1977).** Evaluation of sulphate water quality in the north central Kentucky karst. Hydrologic problems in karst regions. - Western Kentucky University, p. 340-356.
- Gerber, M.E. et Wanner, J. (1984).** Erläuterungen. Geol. Atlas Schweiz, Bl. 1128 Langenthal. Schweiz. geol. Komm.
- Gidon, P. (1969).** Notice explicative de la carte géologique Chambéry XXXIII-32 (725) 1:50'000. - Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Direction du Service Géologique National, Orléans-la-Source (France).
- Gidon, P. (1970).** Notice explicative de la carte géologique Rumilly XXXIII-31 (701) 1:50'000. - Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Direction du Service Géologique National, Orléans-la-Source (France).
- Goldberg, E.D. et Arrhenius, G.O.S. (1958).** Chemistry of Pacific pelagic sediments. - Geochim. Cosmochim. Acta 13, 153.
- Goldbrunner, J.E. (1988).** Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. - Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, Graz, 5-93.
- Grimm, W.D. (1965).** Schwermineralgesellschaften in Sandschüttungen, erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse. - Abh. bayer. Akad. Wiss. [N.F.] 121.
- Grunau, H. (1945).** Das Ophiolithvorkommen von Hauen am Jaunpass, (Kt. Bern). - SMPM, 25, 311-326.

Bibliographie

- Gschwind, M. et Niggli, P. (1931).** Untersuchungen über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz. - Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, XVII. Lieferung, Geotechnische Kommission der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft (Hrsg.), Bern.
- Habicht, J.K.A. (1945).** Geologische Untersuchungen im südlichen st.gallisch-appenzellischen Molassegebiet. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 83, p. 118.
- Habicht, J.K.A. (1987).** Lexique stratigraphique international - volume I Europe, Fascicule 7 Schweiz, Schweizerisches Mittelland (Molasse) (Fascicule 7b). - Publié par la Commission Géologique Suisse et le Service Hydrologique et Géologique National, Birkhäuser AG, Reinach/Basel, 528pp.
- Hachette (1992).** Le Dictionnaire de notre temps. - Hachette, Paris.
- Haldemann, E. (1948).** Geologie des Schallenberg-Honegg-Gebietes (Oberes Emmental). - Diss. Univ. Bern.
- Harder, H. (1978).** Boron. - Dans: Wedepohl, K.H. (éd.). Handbook of geochemistry, II-1. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Hawkes, H.E. et Webb, J.S. (1962).** Geochemistry in mineral exploration. Harper and Row, 414pp.
- Hedberg, H.D. (éd.) (1976).** International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. - Wiley & Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore, 200pp.
- Hedberg, H.D. (1979).** Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédures. Sous-commission internationale de classification stratigraphique (Commission de stratigraphie de l'IUGS), Doin éditeurs, Paris, 233pp.
- Heier, K. et Adams, J.A.S. (1964).** The geochemistry of the alkali metals. - Phys. Chem. Earth. 5, 253-318.
- Heier, K.S. et Billings, G.K. (1978).** Lithium. - Dans: Wedepohl, K.H. (éd.). Handbook of geochemistry, vol. II-1, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Heim, Arn. (1917).** Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe. - Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 20.Lfg., p.31-32.
- Hem, J.D. (1970).** Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. - US Geol. Survey Water-Supply Paper 1473, 2e éd, Washington DC.
- Hem, J.D. (1977).** Reactions of metal ions at surfaces of hydrous iron oxide. - Geochimica et Cosmochimica Acta, 41, 527-538.
- Hem, J.D. (1978).** Aluminum. - Dans: Wedepohl, K.H. (éd.). Handbook of geochemistry, vol. II-1, Springer-Verlag, Berlin.
- Hem, J.D. (1985).** Study and Interpretation of the chemical characteristics of natural water. United States Geological Survey, Water-Supply Paper 2254, 3e éd., 263pp.
- Hermann, K. (1992).** Dégâts du béton dus à l'agression des ions de sulfate. - Bulletin du ciment, 60/4, Service de recherches et conseils techniques de l'industrie suisse du ciment, Wildegg (Suisse).
- Hirst, D.M. (1962).** The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria-II. The location and distribution of trace elements. - Geochim. Cosmochim. Acta 26, 1147.
- Hofmann, B. (1989).** Erzminerale in paläozoischen, mesozoischen und tertiären Sedimenten der Nordschweiz und Südwestdeutschlands. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 69, 345-357.
- Hofmann, F. (1957).** Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. - Eclogae geol. Helv. 50, 289-322.
- Hofmann, F. (1959).** Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken. - Ber. st. gall. natf.Ges. 76 (1956-58).

- Hofmann, F. (1960).** Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der oberen Süsswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz. - *Eclogae geol. Helv.* 53/1.
- Högl, O. (1980).** Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. - Haupt, Bern, Stuttgart, 322pp.
- Hölting, B. (1992).** Hydrogeologie - Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. - Enke, Stuttgart, 4e éd., p. 202.
- Homewood, P.W. et Allen, P.A. (1981).** Wave-, tide-, and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, western Switzerland. - *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.* 65/12, 2534.
- Homewood, P.W., Allen, P.A. et Matter, A. (1982).** Die Obere Meeresmolasse der Westschweiz (Region Freiburg). Exkursion V, 13. April 1982. - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N.F.]* 64, 13-16.
- Homewood, P.W., Keller, B., Schoepfer, P. et Yang, C.S. (1989a).** Faciès, processus de sédimentation et reconstitution des conditions paléomarines dans la Molasse marine supérieure suisse. - *Bull. Soc. géol. France* (8), 5, p. 1015-1027.
- Homewood P.W., Rigassi et Weidmann, M. (1989b).** Le bassin molassique Suisse. dans: Pursen, B. (éd.): *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires*. Ed. Technip, Paris, p. 299-314.
- Hottinger, L., Matter, A., Nabholz, W. et Schindler, C. (1970).** Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz 57 (1093 Hörnli).
- Hügi, Th. (1963).** Uranvorkommen in der Schweiz. - *Atomwirtschaft* 8, 524-529.
- Informationsbericht des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft** 8/83, München, 1983.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) (1972).** Report No. 7b. H.D. Hedberg, éd.: *Summary of an International Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Usage*. - *Lethaia* 5, 297.
- Isenschmid, C. et Schärer, M. (1990).** Eléments indicatifs d'un dépôt de déchets et leur identification dans les eaux souterraines. 22e congrès de l'AIH, mémoires, vol. XXII/1, p. 1408-1415, Lausanne (Suisse).
- Ishibashi, M., Fujinaga, T. et Kawamoto, T. (1962).** Fundamental investigation on the dissolution and deposition of molybdenum, tungsten and vanadium in the sea. - *Records Oceanog. Works Japan, Spec. No.* 6, 215.
- Jäckli, H. (1966).** Atlas géologique de la Suisse, feuille 1090 Wohlen avec notice explicative. - Commission géologique suisse, Kümmerly & Frey S.A., Berne.
- Jäckli, H. (1970).** Kriterien zur Klassifikation von Grundwasservorkommen. - *Eclogae geol. Helv.* 63/2, p. 389-434, Birkhäuser Verlag, Basel.
- Jaffé, F. (1955).** Les ophiolithes et les roches connexes de la région du Col des Gets. - *SMPM*, 35, 1-150.
- Jordi, H.A. (1955).** Geologie der Umgebung von Yverdon (Jurafuss und mittelländische Molasse). Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. - *Schweiz. Geol. Komm. (éd.)*, Kümmerly & Frey AG, Berne.
- Jordi, H.A. (1995).** Notice explicative de la feuille 1203 Yverdon-les-Bains. - *Atlas géol. de la Suisse au 1:25'000*. Service hydrologique et géologique national, Berne (Suisse).
- Keller, B. (1987).** Lithostratigraphische Gliederung der Oberen Meeresmolasse. - Article, Jahresversammlung der SGG, Luzern.
- Keller, B. (1989).** Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse zwischen Napf und Bodensee. - *Diss. Univ. Bern*.
- Keller, B. (1992).** Hydrogeologie des schweizerischen Molasse-Beckens: Aktueller Wissensstand und weiterführende Betrachtungen. - *Eclogae geol. Helv.* 85/3, p. 611-651, Birkhäuser Verlag, Basel.

Bibliographie

Keller, C. (1991). Etude du cycle biogéochimique du cuivre et du cadmium dans deux écosystèmes forestiers. - Thèse No 916, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, 170p.

Kleiber, K. (1937). Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Rone. - *Eclogae geol. Helv.* 30, p. 419, Birkhäuser Verlag, Basel.

Kirchheimer, F. (1973). Weitere Mitteilungen über das Vorkommen radioaktiver Substanzen in Süddeutschland. - *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.*, 15, 33-125.

Kissling, D. (1974). L'Oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Stratigraphie et aperçu sédimentologique. - Thèse Univ. Genève.

Kopp, J. (1962). Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, Blatt 1150 Luzern 1:25'000. - *Schweiz. Geol. Komm.*, Kümmerly & Frey AG, Berne.

Krainov, S.R. et Petrova, N.G. (1979). Fluorine-bearing ground waters as a result of the interaction in the system "Water-Rock". - Dans: *Hydrogeochemistry of mineralized waters, Conference of Cieplice Spa (Pologne) 1978*, *Geol. Inst. Warsaw, Proceedings*, 109-115.

Kübler, B., Jantschik, R. et Huon, S. (1990). Minéralogie et granulométrie des poussières éoliennes, dites "sahariennes", du 24 avril 1989 à Neuchâtel. Leur importance pour l'environnement, les sols et les sédiments. - *Bull. soc. neuch. sci. nat.*, tome 113, Neuchâtel, 75-98.

Langenegger, O. (1993). Untersuchungen der Quellen Rietlihof, Stein und Hofgut. - Expertise pour la Commune de Gais (AR), Gais, 29 janvier 1993.

Leelandandam, C. (1953). Electron microprobe analysis of chlorine in hornblendes and biotites from the charnockitic rocks of Kondapalli, India. - *Mineral. mag.* 37, 362.

Lemcke, K. (1972). Die Lagerung der jüngsten Molasse im nördlichen Alpenvorland. - *Bull. schweiz. Ver. Petroleum.-Geol. u. Ing.* 39/95, 29.

Lemcke, K., Engelhardt, W. et Füchtbauer, H. (1953). Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. - *Beih. Geol, Jb.* 11, Hannover.

Leutwein, F. (1978). Selenium. - Dans: Wedepohl, K.H. (éd.). *Handbook of geochemistry*, II-3. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Luxmoore, R.J., Jardine, P.M., Wilson, G.V., Jones, J.R. et Zelazny, L.W. (1990). Physical and chemical controls of preferred path flow through a forested hillslope. - *Geoderma*, vol. 46, 139-154.

Mandia, Y. (1991). Typologie des aquifères évaporitiques du Trias dans le bassin lémanique du Rhône (Alpes occidentales). - Thèse de doctorat, no 948, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne (Suisse), 345pp.

Manheim, F.T. et Landergren, S. (1978). Molybdenum. - Dans: Wedepohl, K.H. (éd.). *Handbook of geochemistry*, vol. II-4, Springer-Verlag, Berlin.

Manuel suisse des denrées alimentaires (1994). Méthodes d'analyses et d'appréciation des denrées alimentaires et des objets usuels. Second volume-Partie spéciale, 5e éd., Office fédéral des imprimés et du matériel, Berne.

Matter, A. (1964). Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet. - *Eclogae geol. Helv.* 57, 315-428.

Matter, A., Homewood, P., Caron, C., Rigassi, D., van Stuijvenberg, J., Weidmann, M. et Winkler, W. (1980). Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. Excursion No. 126 of the 26th International Geological Congress. Dans: *Geology of Switzerland - a guide book*, *Schweiz. Geol. Kommission* (éd.), Wepf & Co. Publishers, Basel, 261-293.

Matthess, G. (1994). Die Beschaffenheit des Grundwassers. *Lehrbuch der Hydrogeologie Bd. 2.* - 3. überarbeitete Auflage, Borntraeger, Berlin, Stuttgart.

- Mazor, E. (1991).** Applied chemical and isotopic groundwater hydrology. - Open University Press, Buckingham, 274pp.
- Matzat, E. et Shiraki K. (1978).** Chromium. - Dans: Wedepohl, K.H. (éd.). Handbook of geochemistry, vol. II-3, Springer-Verlag, Berlin.
- Maurer, H. (1983).** Sedimentpetrographische Analysen an Molasseabfolgen der Westschweiz. - Jb. Geol. B.-A. , 126/1, Wien, 23-69.
- Maurer, H. Funk, H.P. et Nabholz, W. (1978).** Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molasse-Abfolgen der Bohrung Linden 1 und ihrer Umgebung (Kt. Bern). - Eclogae geol. Helv. 71/3, 497-515.
- McBride, E.F. (1963).** A classification of common sandstones. - J. sediment. Petrol. 33, 664-669.
- McKenzie, R.M. (1975).** The mineralogy and chemistry of soil cobalt. - Dans: Nicholas, D.J.D. et Egan, A.R. (éd.). Trace elements in soil-plant-animal systems, Academic Press, New York.
- McLaughlin, R.J.M. (1955).** Geochemical changes due to weathering under varying climatic conditions. Geochim. Cosmochim. Acta 5, 109-130.
- Mevel, C. (1975).** Les "Pillow-Lavas" spilitiques des massifs ophiolithiques du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises). - Thèse 3ème Cycle, Paris, 223p.
- Miall, A.D. (1985).** Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. - Earth-Sci. Rev. 22, 261-308.
- Michel, G. (1963).** Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süßwasser-Salzwasser im nördlichen Rheinland und anschließenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur Hydrogeologie und Chemie des tiefen Grundwassers. Forschungsber. des Landes Nordrhein-Westfalen Nr. 1239, Westdeutscher Verlag, Köln und Opladen.
- Monnier, F. (1979).** Corrélation minéralogiques et diagenèse dans le bassin molassique suisse. - Thèse, Université de Neuchâtel, Suisse.
- Monnier, F. (1982).** Thermal diagenesis in the Swiss molasse basin: implications for oil generation. - Canadian J. Earth Sci. 19/2, 328-342.
- Moos von, A. (1935).** Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., vol. XV, cahier 2, p.169-265.
- Mornod, L. (1949).** Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère): Molasse et bord alpin. - Mat. Carte géol. Suisse [n.s.] 91, Kümmerly & Frey S.A., Berne, 119pp.
- Mosser, C. (1980).** Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. - Université Louis Pasteur de Strasbourg, Mémoire no 63, 229pp.
- NABEL (1993).** La pollution de l'air 1992. - Cahier de l'environnement No 207, Air, Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage (OFEFP), Berne.
- Niggli, P., de Quervain, F. et Winterhalter, R.U. (1930).** Chemismus schweizerischer Gesteine. - Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, XIV. Lieferung, Geotechnische Kommission der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft (Hrsg.), Bern.
- Norbert, J. et Schaeren, G. (1992).** Autoroute N1 - Tunnel de Pomy, Risques liés aux eaux séléniteuses. Rapport géologique, Bureau Technique Jean Norbert, Lausanne, 29 mai 1992.
- Nordstrom, D.K., Plummer, L.N., Langmuir, D., Busenberg, Eurybiades, May, H.M., Jones, B.F. and Parkhurst, D.L. (1990).** Revised chemical equilibrium data for major water-mineral reactions and their limitations. - Dans: Melchior, D.C. et Bassett, R.L. (éd.). Chemical modeling of aqueous systems II: American Chemical Society Symposium Series 416, p. 398-423.
- Nordstrom, D.K. et Munoz, J.L. (1994).** Geochemical thermodynamics. - Blackwell Scientific Publications, 2e éd., Oxford, London, Edinburgh, Melbourne, Paris, Berlin, Vienne, 493p.

Bibliographie

- Onishi, H. (1969).** Arsenic. - Dans: Wedepohl, K.H. (éd.). Handbook of geochemistry, vol. II-3, Springer-Verlag, Berlin.
- Parriaux, A. (1981).** Contribution à l'étude des ressources en eau du bassin de la Broye. - Thèse de doctorat, no 393, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, 386pp.
- Parriaux, A., Dubois, J.D., Mandia, Y. Basabe, P. et Bensimon, M. (1990).** The AQUITYP project: towards an aquifer typology in the alpine orogen. - 22e congrès de l'AIH, mémoires, vol. XXII/1, p. 254-262, Lausanne (Suisse).
- Parriaux, A. et Bensimon, M. (1990).** Some rules for the design and the management of observation networks for groundwater resources. - 22e congrès de l'AIH, mémoires, vol. XXII/1, p. 719-727, Lausanne (Suisse).
- Pavoni, N. (1957).** Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. - Vjschr. natf. Ges. Zürich 102, 117.
- Pearson, F.J. jr, Balderer, W., Loosli, H.H., Lehmann, B.E., Matter, A., Peters, Tj., Schmassmann, H. et Gautschi, A. (1991).** Applied isotope hydrogeology - a case study in northern Switzerland. - Studies in Environmental Science 43, Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo, 439 pp.
- Pédro, G. et Delmas, A.-B. (1970).** Les principes géochimiques de la distribution des éléments-traces dans les sols. - Ann. agron., vol.21 (5), p.483-518.
- Petch, M. (1970).** Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de l'Orbe. - Matér. Géol. Suisse, Géophysique, No 11.
- Pfeifer, H.-R. (1979).** Fluid-Gesteins-Interaktion in metamorphen Ultramafititen der Zentralalpen. - Thèse de doctorat, no 6379, ETH Zurich, 200p.
- Pfeifer, H.-R. (1987).** A model for fluids in metamorphosed ultramafic rocks: IV. Metasomatic veins in metaharzburgites of Cima di Gagnone, Valle Verzasca, Switzerland. - Dans: Helgeson, H.C. (éd.). Chemical transport in metasomatic processes. D. Reidel Publishing Company, 591-632.
- Pfeifer, H.-R., Colombi, A. et Ganguin, J. (1989).** Zermatt-Saas and Antrona Zone: A petrographic and geochemical comparison of polyphase metamorphic ophiolites of the West-Central Alps. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 69, 217-236.
- Pfeifer, H.-R., Hansen, J., Hunziker, J., Rey, D., Schafer, M. et Serneels, V. (1995).** Arsenic in Swiss soils and waters and their relation to rock composition and mining activities. - 3rd International Conference on the Biogeochemistry of Trace Elements, Paris, May 1995, en prép.
- Prasuhn, V. et Braun, M. (1994).** Abschätzung der Phosphor- und Stickstoffverluste aus diffusen Quellen in die Gewässer des Kantons Bern. - Les cahiers de la FAC, no 17, Station fédérale de recherches en chimie agricole et sur l'hygiène de l'environnement, Liebefeld-Berne, 113pp.
- Puchelt, H. (1978).** Barium. - Dans: Wedepohl, K.H. (éd.). Handbook of geochemistry, vol. II-4, Springer-Verlag, Berlin.
- Puls, R.W. et Barcelona, M.J. (1989).** Filtration of ground water samples for metals analysis. - Hazardous Waste & Hazardous Materials, Vol. 6(4), 385-393.
- Puls, R.W. et Eychaner, J.H. (1990).** Sampling of ground water for inorganics - pumping rate, filtration, and oxidation effects. - Fourth National outdoor Action Conference on Aquifer Restoration, Ground Water Monitoring and Geophysical Methods, Las Vegas Hilton number 2, May 14-17.
- Quervain de, F. et Jenny, V. (1956).** Chemismus schweizerischer Gesteine. - Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, 34. Lieferung, Schweizerische Geotechnische Kommission (HRSG.), Bern.
- Rampnoux, J.-P. (1991).** Rapport géologique sur la définition réglementaire des périmètres de protection du Captage de Chainaz, commune de Menthonnex sous Clermont (Haute-Savoie). Rapport interne, Université de Chambéry, 27 juin 1991.

- Rancitelli, L.A. et Perkins, R.W. (1970).** Trace element concentration in the troposphere and lower stratosphere. - *J. Geophys. Res.* 75, 3055.
- Renz, H.H. (1937).** Zur Geologie der östlichen st. gallisch-appenzellischen Molasse. - *Jb. st. gall. natw. Ges.* 69.
- Rock, N.M.S. (1988).** Numerical Geology, a source guide, glossary and selective bibliography to geological uses of computers and statistics. - Dans: Bhattacharji, S. et al. (ed.). *Lecture Notes in earth sciences.* Springer-Verlag, Berlin, 427pp.
- Rodier, J. (1978).** L'analyse de l'eau - eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer. - Bordas, Paris, p.544-548.
- Rögl, F. et Steininger, F.F. (1983).** Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkum-mediterranen Raumes. - *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 85 (A), 135-163, Wien.
- Rutsch, R.F. (1966).** Vorwort und Bericht über die Exkursionen I-III. - Dans: *Proc. 3rd. Sess. Comm. Mediterr. Neogene Stratigr.*, Berne 1964. Brill Leiden.
- Rutsch, R.F. (1967).** Erläuterungen: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Bl. 332-335 Neuenegg-Oberbalm-Schwarzenburg-Rüeggisberg (Nr. 26). - *Schweiz. geol. Komm.*
- Rybach, L., Eugster, W. et Griesser, J.-C. (1987).** Die geothermischen Verhältnisse in der Nordschweiz. - *Eclogae geol. Helv.*, vol 80/2, p. 521-534, Bâle.
- Salimi, F. (1965).** Etude pétrographique des roches ophiolithiques des Préalpes romandes. - *SMPM*, 45, 189-279.
- Saxer, F. (1965).** Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, Blatt 1075 Rorschach 1:25'000. - *Schweiz. Geol. Komm.*, Kümmerly & Frey AG, Berne.
- Schaad, E. (1926).** Quellenstudien. - *Monatsbull. S.V.G.W.* 6/1-4.
- Schadler, J. (1932).** Ein neues Phosphoritvorkommen (Plesching bei Linz, Oberösterreich). - *Verh. Geol. Bundesanst.* no 7 /8, Wien, 129-130.
- Schegg, R. (1993).** Thermal maturity and history of sediments in the north Alpine foreland basin (Switzerland, France). - *Publ. Dépt. Géol.-Pal. Univ. Genève*, 15, 1-194.
- Schlanke, S. (1974).** Geologie der Subalpinen Molasse zwischen Biberburg SZ, Hütten ZH und Aegerisee ZG, Schweiz. - *Eclogae geol. Helv.* 67/2, 243-332.
- Schlunegger, F., Matter, A. et Mange, M.A. (1993).** Alluvial fan sedimentation and structure of the southern Molasse Basin margin, Lake Thun area, Switzerland. - *Eclogae geol. Helv.* 86/3, p. 717-750.
- Schmassmann, H., Balderer, W. Kanz, W. et Pekdeger, A. (1984).** Beschaffenheit der Tiefengrundwässer in der zentralen Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. - *NAGRA, NTB 84-21*, Baden, 335pp.
- Schmassmann, H. (1990).** Hydrochemische Synthese Nordschweiz: Tertiär- und Malm-Aquifere. - *NAGRA, NTB 88-07*, Baden, 244pp.
- Schmid, G. (1970).** Geologie der Gegend von Guggisberg und der angrenzenden subalpinen Molasse. - *Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse, Comm. Géol. Suisse*, Kümmerly & Frey AG, Berne, 113pp.
- Schmitt, H.W. et Sticher, H. (1991).** Heavy metals compounds in the soil. - Dans: *Metals and their compounds in the environment.* Merian Verlag.
- Schnitzer, M. et Kerndorff, H. (1981).** Reactions of fulvic acid with metal ions. - *Water Air Soil Poll.*, vol. 15, 97 pp.
- Schoeller, H. (1962).** Les eaux souterraines. Hydrologie dynamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources. - Masson, Paris.

Bibliographie

- Schoepfer, P. (1989).** Sédimentologie et stratigraphie de la Molasse marine supérieure entre le Gibloux et l'Aare?. Thèse Univ. Fribourg.
- Schramm, U. (1986).** Geohydrologie des Hausruck (Oberösterreich). - Diss. Universität Salzburg (Autriche), non publ.
- Schutz, D.F. et Turekian, K.K. (1965).** Geographic and vertical distribution of several trace elements in sea water. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 29, 259-313.
- Schwerd, K. et Unger, H. (1981).** Molassebecken. - Dans: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:500'000, 3e éd., Bayerisches Geologisches Landesamt (éd.), München, p. 88-95.
- Senften, H. (1971).** Borsäure in Trink- und Mineralwässern. - Thèse de doctorat, Université de Berne.
- Shaw, D. (1961).** Element distribution laws in geochemistry. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 23, p.116-134.
- Shaw, D. (1964).** Interprétation géochimiques des éléments en traces dans les roches cristallines. - Masson, Paris, 237p.
- Shiraki, K. (1966).** Some aspects of the geochemistry of chromium. - *J. Earth Sci., Nagoya Univ.* 14, 10.
- Sigg, L., Stumm, W. et Behra, P. (1992).** Chimie des milieux aquatiques. Chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement. - Masson, Paris-Milan-Barcelone-Bonn, 391pp.
- Speck, J. (1953).** Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung. - Thèse de doctorat, Univ. de Zurich.
- SSIGE (1989).** Directives pour l'étude, l'établissement et l'exploitation de captages de sources. - Société Suisse de l'Industrie du Gaz et des Eaux (SSIGE), éd. 1989, Grütlistrasse 44, 8027 Zürich.
- Steininger, F., Rögl, F. et Martini, E. (1976).** Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe). - *Newsl. Stratigr.*, 4: 174-202, Berlin-Stuttgart 1976.
- Stumm, W. et Morgan, J.J. (1981).** Aquatic Chemistry. - John Wiley and Sons, 2e éd., New York, 796 pp.
- Stumm, W. (1992).** Chemistry of the Solid-Water Interface. - John Wiley and Sons, 2e éd., New York, 428 pp.
- Stürm, B. (1973).** Die Rigischüttung. Sedimentpetrographie, Sedimentologie, Paläogeographie, Tektonik. - Diss. Univ. Zürich, 96pp.
- Sugawara, K. (1967).** Migration of elements through phases of the hydrosphere and atmosphere. - Dans: **Vinogradov, A.P. (éd.).** Chemistry of the Earth's Crust, vol. 2, Jerusalem: Israel Program for Scientific Transl.
- Sugawara, K., Okabe, S. et Tanaka, M. (1961).** Geochemistry of molybdenum in natural waters (II). - *J. Earth Sci., Nagoya Univ.* 9, 114.
- Susedka, U. (1984).** Die Quellstollen in der mittelländischen Molasse. - Travail de diplôme, Inst. de géographie, Université Berne, non publié, 117p.
- Thierrin, J. (1990).** Contribution à l'étude des eaux souterraines de la région de Fribourg (Suisse occidentale). - Thèse de doctorat, CHYN, Université de Neuchâtel, 306pp.
- Trümpy, R. et Bersier, A. (1954).** Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin. Pétrographie, statistique, origine. - *Eclogae geol. Helv.* 47/1, p. 119, Birkhäuser Verlag, Basel.
- Trümpy, R. et al. (1980).** Geology of Switzerland - a guide book. Part A: An outline of the Geology of Switzerland. Schweiz. Geol. Komm., Wepf & Co. Publishers, Basel, New York, 104pp.
- Truesdell, A.H. (1976).** Summary of Section III. Geochemical Techniques in Exploration. - Proc. 2nd Symp. on Dev. of Geothermal Resources, San Francisco 1975.

- Tuchschnid, M.P. (1995).** Quantifizierung und Regionalisierung von Schwermetallen und Fluorgehalten bodenbildender Gesteine der Schweiz. - BUWAL-Schriftenreihe Umwelt-Materialien, Nr. 32, BUWAL, Bern, 130pp.
- Tucker, M.E. (1985).** Einführung in die Sedimentpetrologie. - Enke-Verlag, Stuttgart, 265 pp.
- Turekian, K.K. (1969).** The oceans, streams, and atmosphere. Dans: Wedepohl, K.H. (éd.). Handbook of geochemistry, vol. I, Springer-Verlag, Berlin, 442pp.
- Turekian, K.K. (1978).** Cobalt. - Dans: Wedepohl, K.H. (éd.). Handbook of geochemistry, vol. II-3, Springer-Verlag, Berlin, 27-B-1 à 27-O-1.
- Ueda, S. (1957).** Chemical studies on the ocean - LXIX. Chemical studies of the shallow-water deposits - 22. Vanadium and chromium contents of the shallow-water deposits (2). - J. Oceanog. Soc. Japan 13, 99.
- Ulrich, B. (1975).** Die Umweltbeeinflussung des Nährstoffhaushaltes eines bodensauren Buchenbestandes. Forstwissenschaftl. Zentralblatt, 76, 280-287.
- Unger, H.J. (1984).** Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:50'000, Blatt Nr. L7544 Griesbach im Rottal. Bayer. Geol. Landesamt, München, 245pp.
- Unger, H.J. (1989).** Die Lithozonen der Oberen Süßwassermolasse Südostbayerns und ihre vermutlichen zeitlichen Äquivalente gegen Westen und Osten. - Dans: Geologicae Bavarica, 94, p. 195-237, München.
- Uzdowski, H.E. (1970).** Solubilities of Magnesium Compounds which Control Concentrations in Natural Waters, Adsorption Processes. - Dans: Wedepohl, K.H. (éd.). Handbook of Geochemistry, II/I, 12-H-1. - Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Vance, C.K., Zellweger, G.W. et Blair, F.J. (1974).** Filter pore-size effects on the analysis of Al, Fe, Mn, and Ti in water. - Water Resources Research, vol. 10, No 4, p. 785-790.
- Vernet, J.D. (1964).** Pétrographie sédimentaire dans la molasse de la région de Bulle à Vevey. - Bull. Assoc.suisse Géol.Ing. Pétrole 31/80, p. 25.
- Von Steiger, B. et Baccini, P. (1990).** Regionale Stoffbilanzierung von landwirtschaftlichen Böden mit messbarem Ein- und Austrag. - Bericht 38 des Nationalen Forschungsprogramms 'Nutzung des Bodens in der Schweiz', Liebefeld-Bern, 53pp.
- Vuataz, F.D. (1982).** Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions limitrophes. - Matériaux pour la géologie de la Suisse, Hydrologie, no 29.
- Weidmann, M. (1988).** Notice explicative: Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, feuille 1243 Lausanne (no 85). - Service hydrologique et géologique national, Berne (Suisse).
- Weidmann, M. (1993).** Notice explicative: Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, feuille 1244 Châtel-St-Denis. - Service hydrologique et géologique national, Berne (Suisse).
- Wenger, R. et Högl, O. (1968).** Molybdän als Spurenelement in unserer Ernährung. - Mitt. Lebensmitteluntersuchung und Hygiene, 59/6, p. 525-545, Service fédéral de l'hygiène publique, Berne.
- White, D.E., Barnes, I., O'Neil, J.R. (1973).** Thermal and mineral waters of nonmeteoric origin, California Coast Ranges. - Geol. Soc. Am. Bull., vol. 84, p. 547-560.
- Wimmer, H. (1990).** Umweltgeohydrologie und Hydrogeochemie des Kobernausserwaldes und seiner Umrahmung. Diss. Universität Salzburg (Autriche), non publ.
- Wlotzka, F. (1978).** Nitrogen. - Dans: Wedepohl, K.H. (éd.). Handbook of Geochemistry, II/I, 7-K-1. - Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Wollast, R. et Chou, L. (1985).** Kinetic study of the dissolution of albite with a continuous flow-trough fluidized bed reactor. - Dans: Drever, J.I. (éd.). The chemistry of weathering. - D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Boston, Lancaster, p. 75-96.

Bibliographie

Woodtli, R., Bugnon, C., Della Valle, G., Escher, A., Gex, P., Grebert, Y., Imfeld, N., Jaffé, F., Lavanchy, J.C., Moritz, R., Pfeifer, H.-R., Von Raumer, J. Sartori, M. et Thierrin, J. (1985). Projet UROMINE, recherches minières exécutées au Valais par les universités de Lausanne, Fribourg et Genève. Projet national No 7, Fonds national suisse de la recherche scientifique, rapport final, Archives géol., Berne, 488p.

WTW (1989). pH-Fibel - Einführung in die pH- und Redox-Messtechnik. - Wissenschaftlich-Technische Werkstätten (WTW) GmbH, D-8120 Weilheim i.OB.

WTW (1993). Leitfähigkeits-Fibel. Einführung in die Konduktometrie. - Wissenschaftlich-Technische Werkstätten (WTW) GmbH, D-8120 Weilheim i.OB.

Zack, A.L. (1980). Geochemistry of fluoride in the Black Creek Aquifer system of Horry and Georgetown counties, South Carolina and its physiological implications. - U.S. Geol. Surv. Water-Supply paper 2067, 40 pp.

Ziegler, P.A. (1992). Swiss molasse basin: Geodynamics, resources, hazards: an introduction. - *Eclogae geol. Helv.* 85/3, p. 511-517, Birkhäuser Verlag, Basel.

Zobrist, J. et Stumm, W. (1979). Wie sauber ist das Schweizer Regenwasser? - *Neue Zürcher Zeitung*, no 146, Beilage Forschung und Technik, 27 juin 1979.

Zobrist, J. (1983). Die Belastung der schweizerischen Gewässer durch Niederschläge. - *VDI-Bericht* Nr. 500, 159-164.

Zobrist, J. Wersin, P., Jaques, C., Sigg, L. et Stumm, W. (1992). Dry deposition measurements using water as a receptor: a chemical approach. - *Water, Air, and Soil Pollution* 71: 111-130, Kluwer Academic Publishers, Pays.Bas.

ANNEXE 1:

Liste d'identification des sources

Annexe 1: Liste d'identification

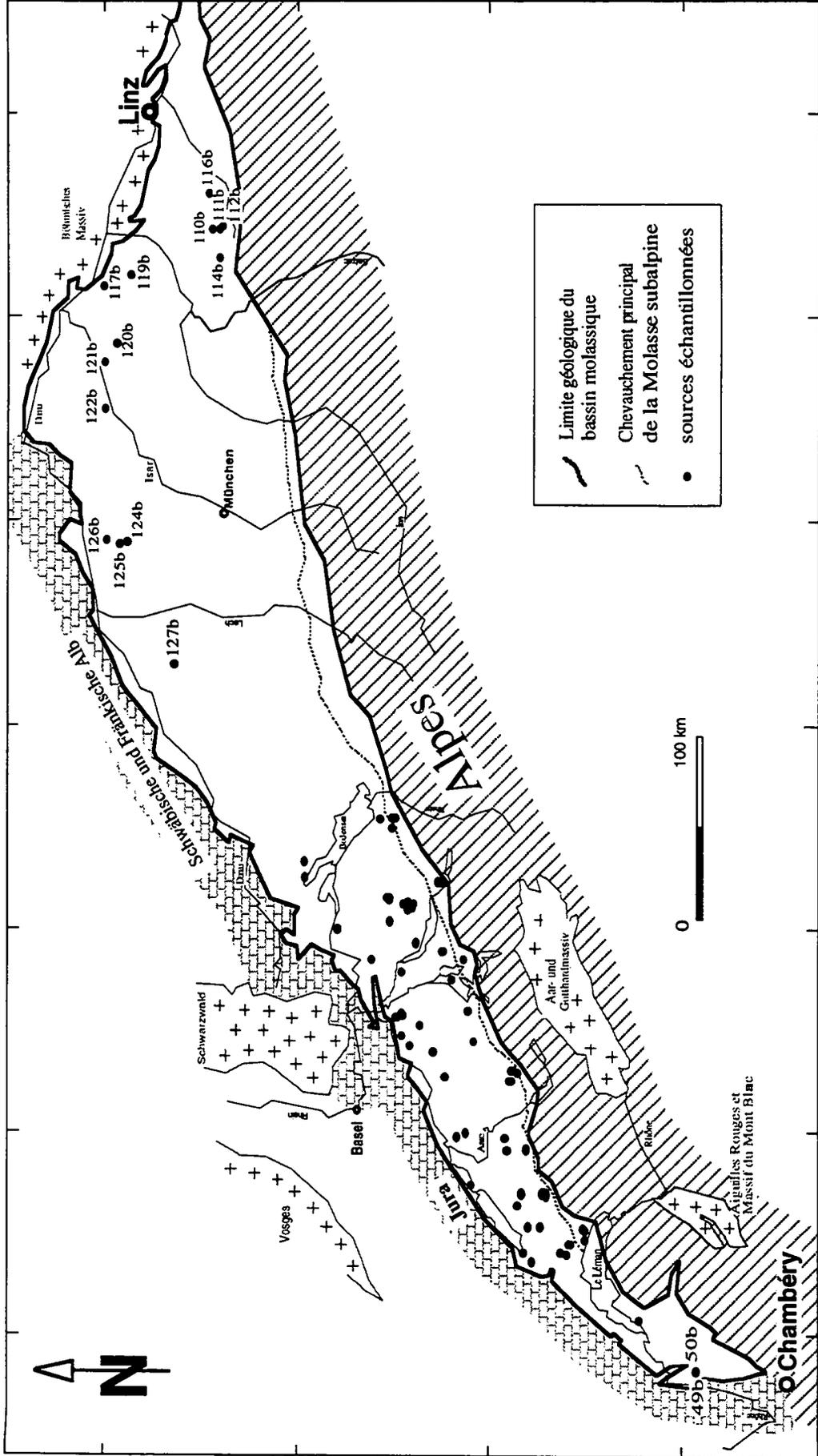
Eaux de subsurface

Code	Nom de la source (Lieu dit)	Commune territoriale	Type de captage	Feuille topogr.	Coordonnées Y	X	Altitude m.a.m.	Matériel de la tuyauterie du captage	Occupation de l'aire d'alimentation	Travaux antérieurs
COR	Comaille	Epresses	galerie	1243	547.420	149.240	597		pâturage, forêt, vigne	Parriaux et al. 1990 (AQUITYP)
LRV	Bois du Grand Jorat	Savigny	tranchée	1243	544.620	157.350	878	Eternit	forêt	Parriaux et al. 1990 (AQUITYP)
LUC10	Pré de la Grengie	Lucens	drain 10 sous cultures	1204	553.180	172.040	600	FE	cultures, forêt	Parriaux et al. 1990 (AQUITYP)
LUC7	Pré de la Grange	Lucens	drain 7 sous forêt	1204	553.180	172.040	600	FE	forêt	Parriaux et al. 1990 (AQUITYP)
POZ	Pierre Ozaire	Savigny	galerie	1243	544.860	156.690	855	métal	cultures	Parriaux et al. 1990 (AQUITYP)
4a	Pépin	Sorens	chambre 53, drain b	1225	568.730	169.680	1050	béton	pâturage, forêt	Géolina 1991
7a	Stöckhof	Lenzburg	Quellfassung Nr.8	1090	658.250	244.630	585	FE	forêt	
8a	Eichberg	Seengen	source supérieure	1090	658.340	243.340	600	FE	forêt	
9a	Eichberg	Seengen	source inférieure	1090	658.340	243.340	610	FE	forêt	
11a	Grossmoos	Villmergen	Elnauf Nr.33	1090	659.330	244.400	610	PE/terre cuite	forêt	Geol. Büro Dr. H. Jäckli AG (1986)
12a	Grossmoos	Villmergen	Elnauf Nr.39	1090	659.330	244.400	610	PE/terre cuite	forêt	Geol. Büro Dr. H. Jäckli AG (1986)
24a	Chnoz	Guggisberg - Chnoz	Gemeinschaftsquelle	1206	590.710	180.200	1070	fonte	pâturage, forêt	
25a	Balmberg	Oberbalm (BS)	Speysher-Quellstollen	1186	587.820	191.260	830	roche	pâturage, forêt	Susedka 1984
26a	Hämmenhubel	Blezwil (SO)	Kobi-Quellstollen	1146	598.330	217.920	600	roche	pâturage, forêt	Susedka 1984
27a	Holen	Blezwil (SO)	Holen-Quellstollen	1146	598.430	217.770	620	roche	pâturage, forêt	Susedka 1984
28a	Vorder-Näters	Röthenbach I.E.	Fassung Nr.3	1188	625.080	187.980	1180	métal	pâturage	
29a	Hinter-Näters	Röthenbach I.E.	Brunnstube 3, Quelle 5	1188	625.242	187.466	1155	PVC	pâturage	
30a	Scheibbach	Scharngau	Friedli-Holbrunn	1188	631.040	186.130	1000	fonte et PE	pâturage, forêt	
31a	Honegg	Erlz	Nr.1, Holbr.	1188	629.420	183.950	1415	PVC	pâturage, forêt	
32a	Honegg	Erlz	Nr.2, Reservoir	1188	629.390	183.700	1430	FE	pâturage, forêt	
33a	Honeggli Loch	Erlz	ebrevoir	1188	629.400	183.320	1320	PVC	pâturage, forêt	
34b	Creux de Nenvaux	Payeme	captage en galerie	1184	563.720	183.550	605	Eternit	cultures, forêt	Thierlin 1990
35b	Creux de Nenvaux	Payeme	Poite source	1184	563.720	183.550	605	fonte	cultures, forêt, constructions	Thierlin 1990
36b	Maison Rouge	Omnens	source captée	1205	589.500	181.810	855	roche	cultures, forêt	Thierlin 1990
37b	La Baumaz	Cherly	regard 2, drain 2	1204	553.670	178.640	827	Eternit	cultures, forêt	Thierlin 1990
38b	La Baumaz	Cherly	regard 1	1204	553.670	178.640	848	Eternit	cultures, forêt	Thierlin 1990
39b	Mt Pélerin	Puisoux	galerie de Longrive	1244	551.450	149.370	836	roche	pâturage, forêt	
40b	Mt Pélerin	Charbonne	tranchée	1244	552.510	150.420	935	PVC	pâturage, forêt	
41b	Abligen	Rüti	source captée	1186	591.160	189.050	735	FE	cultures, constructions	
42b	Hergart	Abligen	source captée	1186	591.340	189.690	770	FE	cultures, constructions	
43b	La Montagne	Villafed	chambre 1a, drain A	1225	569.200	171.150	965	?	pâturage, forêt	GEOTEST (M. Wicht)
44b	Flondi	Sorens	chambre 123C, drain 2	1225	569.370	169.750	1030	PVC	forêt	Géolina 1991
45b	Flondi	Sorens	ch. 123C, "nouveau drain"	1225	569.670	170.020	1130	PVC	forêt	Géolina 1991
46b	Geizmoos	Bangerlen	Fuler-Stollen	1146	600.350	210.920	600	roche	forêt	Susedka 1984
48b	Chez Davy	Menthonnex s. Cl. (F)	tranchée	33/30	F879.90	F112.98	600	béton	cultures, forêt, constructions	Rampoux 1991
50b	Chainaz	Menthonnex s. Cl. (F)	captage	33/30	F880.16	F113.09	550	béton	cultures, forêt, constructions	Rampoux 1991
51b	Les Planches	Boilers	regard 2, drain 10	1223	540.060	158.060	810	FE	cultures, forêt	Bureau P. Blanc
52b	Chalet aux Boeufs	Lausanne	regard 1, drain 3	1223	540.100	158.150	810	FE	cultures, forêt	GEOLEP 1993
53b	Chalet aux Boeufs	Lausanne	source captée	1089	647.480	244.620	520	roche	forêt	GEOLEP 1993
54b	Hohgasse	Oberentfelden	source captée	1089	647.480	244.620	520	roche	pâturage, forêt	Geol. Büro Dr. H. Jäckli AG
55b	Waldgraben	Uerkheim	Ob. Wildenstein-Stollen	1109	642.550	240.350	570	roche	forêt	
56b	Lütisbuech	Lenzburg (AG)	Quellstollen	1090	657.080	247.770	470	roche	forêt	
57b	Lütisbuech	Lenzburg-Lütisbuech	Lütisbuech-Stollen Nr.3	1090	656.870	246.930	450	roche	forêt	
58b	Rengloch	Malters (LU)	Tobel-Quelle	1150	660.780	210.030	800	roche	pâturage, forêt	Menglis + Lorenz AG, Luzern
59b	Rengloch	Kriens	Steinbruch-Quelle	1150	660.820	209.750	820	roche	pâturage, forêt	Menglis + Lorenz AG, Luzern
60b	Rengloch	Malters	Loch- und Täll-Quelle	1150	660.820	210.090	550	roche	pâturage, forêt	Menglis + Lorenz AG, Luzern
61b	Stöggelberg	Fischingen	Schulhaus-Quelle (Nr.13)	1093	714.370	251.070	735	fontaine cuite	pâturage, forêt	Baldener 1993
62b	Oitenholz/Höhlwald	Fischingen	Böhi-Quelle (Nr.9)	1093	714.820	249.800	825	béton	pâturage, forêt	Baldener 1993
63b	Klosterlick	Fischingen	source captée (Nr.7)	1089	714.580	251.770	752	béton	forêt	Baldener 1993
64b	Schlosswald	Allishofen (LU)	Brunnstube b. Reservoir	1129	639.070	227.660	590	fonte et PE	forêt	
65b	Allishofenwald	Allishofen (LU)	Schlosshof-Waikuelle	1129	639.980	227.980	600	fonte	forêt	
66b	Allishofenwald	Allishofen (LU)	Kiesgruben-Stollen	1129	639.240	227.450	595	roche	forêt	
68b	Bruust	Oberäger	Itan-Hausquelle	1131	689.660	222.520	975	roche	pâturage, forêt	
69b	Bruustbühl	Oberäger	Militärquelle	1131	689.740	223.070	1140	fonte	forêt	
70b	Unterer Gäbris	Gäbs	ob. Gigerquelle	1095	753.560	249.540	1150	fonte	pâturage, forêt	
71b	Unterer Gäbris	Gäbs	unt. Gigerquelle	1095	753.960	249.560	1110	fonte	pâturage, forêt	

Code	Nom de la source (Lieu dit)	Commune territoriale	Type de captage	Feuille topogr.	Coordonnées y	x	Altitude m.s.m.	Matériau de la tuyauterie du captage	Occupation de l'aire d'alimentation	Travaux antérieurs
72b	Sommersberg	Gais	Rieulhof-Quelle	1095	754.630	247.710	955	fonte	pâturage, forêt	Langenegger 1993
73b	Sommersberg	Gais	Quelle Hoigt 3a	1095	754.870	248.800	960	terre cuite	pâturage, forêt	Langenegger 1993
74b	Steinregwald	Taufen	galerie	1095	749.760	252.140	910	terre cuite	pâturage, forêt	
75b	Geissrill	Schöns	source	1133	722.780	223.710	550	FE	pâturage, forêt	
76b	Rull	Schöns	source	1133	722.950	224.970	550	FE	pâturage, forêt	
77b	Korporationswald	Rorschacherberg	Vogelherd-Quelle	1075	756.860	259.370	650	FE	pâturage, forêt	Geologiebüro Lienert & Haering, Degenshelm
78b	Korporationswald	Rorschacherberg	Hobdli-Quelle	1075	756.140	258.880	700	Eternit	pâturage, forêt	Geologiebüro Lienert & Haering, Degenshelm
79b	Hasenstrick	Rorschacherberg	Hasenus-Butz-Quelle	1075	755.280	258.500	715	Eternit	pâturage, forêt	Geologiebüro Lienert & Haering, Degenshelm
80b	Koblenwald	Rorschacherberg	Ulmann-Quelle	1075	754.980	256.040	765	Eternit	pâturage, forêt	Geologiebüro Lienert & Haering, Degenshelm
81b	Hunze (am Wald)	Kleindielwil (BE)	Käser-Quellstollen	1128	627.230	221.800	620	fonte et PE	forêt	Susadka 1984
82b	Jolimont	Gais	Quellstollen Nr.12	1145	571.570	208.980	535	fonte	forêt	Susadka 1984
83b	Jolimont	Gais	Quellstollen Nr.7	1145	571.860	209.220	540	terre cuite	forêt	Susadka 1984
84b	Jolimont	Gais	Quellstollen Nr.1	1145	572.080	209.440	500	béton	forêt	Susadka 1984
85b	Jolimont	Tschugg	Quelle Entscharz	1145	571.770	208.330	555	FE	pâturage, forêt	Susadka 1984
86b	Jolimont	Tschugg	Quellstollen Rappentried	1145	572.470	208.900	520	fonte	forêt	Susadka 1984
87b	Oberer Burenschopf	Schangnau	untere Eggl-Quelle	1188	630.870	187.080	1055	fonte et PE	pâturage, forêt	
88b	Oberer Burenschopf	Schangnau	obere Eggl-Quelle	1188	630.770	186.990	1060	PE, fonte	pâturage, forêt	
89b	Schwendelsberg	Guggisberg	Stamen-Quelle	1208	592.250	180.020	915	béton	pâturage, forêt	
90b	Bachtel	Wald (ZH)	Bachelweid-Quelle	1113	709.930	238.630	910	béton	pâturage, forêt	Geol. Büro Dr. Lorenz Wyssling, Pfaffhausen
91b	Beizi	Wald (ZH)	Beizi-Quelle	1113	712.720	240.680	820	terre cuite	pâturage, forêt	Geol. Büro Dr. Lorenz Wyssling, Pfaffhausen
92b	Sagenrain	Wald (ZH)	Quellstollen Laupen	1113	712.200	237.950	650	terre cuite	pâturage, forêt	Geol. Büro Dr. Lorenz Wyssling, Pfaffhausen
93b	Hinterberg	Herrliberg	Herrliberg-Quelle	1112	692.290	239.890	820	fonte	forêt	Geol. Büro Dr. Lorenz Wyssling, Pfaffhausen
94b	Hohwacht	Russikon	Quelle Nr.3	1092	703.870	250.170	750	fonte/terre cuite	pâturage, forêt	Geol. Büro Dr. Lorenz Wyssling, Pfaffhausen
95b	Girflet	Hinwil	Quelle Nr.20	1113	708.730	241.120	840	FE	pâturage, forêt	Geol. Büro Dr. Lorenz Wyssling, Pfaffhausen
96b	Hörnli/Alimen	Hinwil	source non captée	1113	709.820	240.660	1010	roche	pâturage, forêt	Geol. Büro Dr. Lorenz Wyssling, Pfaffhausen
97b	Wurz	Fischtenthal	Wurz-Quelle	1093	711.350	243.800	910	terre cuite	pâturage, forêt	
98b	Godenberg	Diesenhofen	Gemeinde-Quelle b.Res.	1032	701.020	281.190	440	fonte	forêt	Ingenieurbüro Urs Walchvogel, Winkel
99b	Godenberg	Diesenhofen	Schupfen-Quelle, W	1032	701.560	281.070	440	Eternit	cultures, forêt	
100b	Heubergrütli	Winkel	Fassung B (rechts)	1071	684.861	280.223	535	PVC	pâturage, forêt	
101b	Rooser Berg	Risch (ZG)	Steintobel-Q. Nr.1, links	1131	675.270	219.735	590	acier de Cr-Ni	pâturage, forêt	
102b	Weierhüsli	Romooos	source captée	1148	644.070	206.720	785	FE	pâturage, forêt	
103b	Ghesselen	Arth	arrivée inférieure	1151	685.440	211.920	555	béton	pâturage, forêt	
106b	Hohenbodmann	Owigen (O)	Quellfassung Soss	8121	R3515.500	H5297.860	615	fonte	cultures, forêt	Geologisches Landesamt Baden-Württemberg
107b	Hohenbodmann	Owigen (O)	Quellfassung Mösser	8121	R3515.190	H5297.810	618	fonte	cultures, forêt	Geologisches Landesamt Baden-Württemberg
108b	Sippinger Berg	Sippingen (D)	Hallenental Nr.1	8120	R3508.128	H5295.837	592	fonte/terre cuite	forêt	Geologisches Landesamt Baden-Württemberg
109b	Sippinger Berg	Sippingen (D)	Nonnenebene Nr.4	8120	R3507.860	H5295.998	598	fonte/terre cuite	forêt	Geologisches Landesamt Baden-Württemberg
110b	Fornacher Redl	Fornach (A)	source non captée (13-090)	Oak 25V	L756.050	B5327.200	660	FE	forêt	Wimmer 1990
111b	S Redthal	Fornach (A)	source captée (27-898)	Oak 25V	L757.150	B5322.550	680	FE	forêt	Wimmer 1990
112b	Hochbächen-Quelle	Fornach (A)	source captée (16-151)	Oak 25V	L741.050	B5322.600	493	béton	forêt	Wimmer 1990
114b	Koimling	Mallighofen (A)	Quelle I 11	Oak 25V	L775.519	B5329.274	555	fonte	cultures, forêt	Schramm 1986
116b	Unterkliebenberg	Wollsegg a. Hausruck (A)	Quelle I 11	L 7544	R4581.600	H5383.780	340	fonte et culvres	cultures, forêt	Bayrisches Landesamt für Wasserwirtschaft
117b	Edelsbrunn	Aldersbach (D)	source captée	L 7544	R4586.740	H5387.110	360	roche	cultures, forêt, constructions	Unger 1984
119b	Teufelsmühle	Griesbach I, Rottal (D)	source non captée	L 7542	R4554.400	H5380.980	420	PE et terre cuite	cultures, forêt, constructions	Bayrisches Landesamt für Wasserwirtschaft
120b	Simbacher Wiesen	Simbach (D)	Einlauf II	L 7340	R4541.500	H5389.400	380	roche	cultures, forêt, constructions	Bayrisches Landesamt für Wasserwirtschaft
121b	Scheimühle	Manning (D)	source non captée	L 7338	R4521.440	H5392.160	410	fonte	cultures, forêt	Bayrisches Landesamt für Wasserwirtschaft
122b	Moosthann	Postau-Moosthann (D)	source captée	L 7334	R4454.010	H5388.470	440	fonte	cultures, forêt	Bayrisches Landesamt für Wasserwirtschaft
123b	Hohenried	Bruppen (D)	source captée	L 7532	R4444.780	H5376.280	430	PVC	cultures, forêt	Bayrisches Landesamt für Wasserwirtschaft
125b	Raitenbach	Schrobenhausen (D)	source captée	L 7532	R4448.950	H5371.520	480	fonte	cultures, forêt	Bayrisches Landesamt für Wasserwirtschaft
126b	Sattlerberg	Gachenbach (D)	source captée	L 7532	R4448.950	H5371.520	480	fonte	cultures, forêt	Bayrisches Landesamt für Wasserwirtschaft
127b	Flainhausen/Kobel	Dinkelscherben (D)	Quellfassung I	7629	R4392.050	H5376.110	490	fonte	cultures, forêt	Bayrisches Landesamt für Wasserwirtschaft
129c	Bal Air	Yverdon	galerie	1203	540.660	180.700	484	roche	cultures, forêt	Högl 1980
130c	Côtes de la Rochette	Yverdon	captage de la ferme Perrin	1203	536.810	177.090	470	béton	cultures, forêt, constructions	
131c	Beauregard	Yverdon	captage de M. Wiler	1203	540.290	180.570	475	roche	cultures, forêt, constructions	Schmassmann 1990
140c	Müll	Stallikon	Waldbrunnen	1091	678.420	244.280	530	bois	cultures, forêt, constructions	
148c	La Goullie-Noire	Choulex	Fontaine publique	1301	506.600	120.210	435	fonte	vigne, constructions, forêt	Service cantonal de géologie, Genève
149c	Schwarzenberg	Gontenschwil (AG)	Mineralquelle	1109	652.680	234.390	610	FE	pâturage, forêt	Schmassmann 1990

ANNEXE 2:

**REPARTITION DES SOURCES
DANS LE BASSIN MOLASSIQUE**



Annexe 2a: Répartition géographique des sources échantillonnées dans le bassin molassique (les chiffres se réfèrent à la liste d'identification des sources de l'annexe 1; les chiffres des sources du bassin molassique suisse se trouvent à l'annexe 2b).

ANNEXE 3:

**CONTEXTE GÉOLOGIQUE
DES AQUIFÈRES DE SUBSURFACE**

Contexte géologique des sous-types d'aquifère de la Molasse

"Schüttung"	Facies de dépôt	Sous-type d'aquifère (lithozone, membre, couche)	Contexte structural (Molasse...)	Lithologie	Groupe	Etage chronostrat.	Code	Commune	
Ost-West-Schüttung	secteur proximal	Hausruck-Schotter	du Plateau	Volkschotter +/- Kalk	OSM	Pannontien/Poniten	112b	Fornach (A)	
		Obere Kobernausserwald-Schotter	du Plateau	Quarz-Kristallin-Kiese, sandig, Tone	OSM	Pannontien	111b	Fornach (A)	
	secteur proximal	Obere Kobernausserwald-Schotter	du Plateau	Quarz-Kristallin-Kiese, sandig, Tone	OSM	Pannontien	110b	Fornach (A)	
		Munderflinger Schotter	du Plateau	graviers (Volkschotter) et sables	OSM	Sarmatien	114b	Mattighofen (A)	
	secteur distal	Mittlere Serie	du Plateau	graviers remanié	OSM	Sarmatien	120b	Simbach	
		Mittlere Serie	du Plateau	graviers remanié	OSM	Sarmatien	121b	Manning	
		Mittlere Serie	du Plateau	graviers remanié	OSM	Sarmatien	122b	Postau-Moosihann	
		Mittlere Serie	du Plateau	sables, remaniés	OSM	Sarmatien	127b	Dinkelschreiben	
	Sommerberg-Zone	secteur proximal	Glimmersande	du Plateau	Glimmersande	OSM	"Tortonien"	106b	Owingen
			Glimmersande	du Plateau	Glimmersande	OSM	"Tortonien"	107b	Owingen
secteur proximal		Glimmersande	du Plateau	Glimmersande	OSM	"Tortonien"	108b	Sippingen	
		Glimmersande	du Plateau	Glimmersande	OSM	"Tortonien"	109b	Sippingen	
secteur proximal		Glimmersande	du Plateau	Glimmersande	OSM	"Tortonien"	99b	Diesenhofen	
		Glimmersande	du Plateau	Glimmersande	OSM	"Tortonien"	98b	Diesenhofen	
secteur proximal		Glimmersande	du Plateau	Glimmersande	OSM	"Tortonien"	100b	Winkel	
		Glimmersande	du Plateau	Glimmersande	OSM	"Tortonien"	140C	Siallikon	
secteur proximal		Nördliche Volkschotter	du Plateau	sable et limon riche en quartz	OSM	Badenien	124b	Brunnen	
		Nördliche Volkschotter	du Plateau	sable et graviers fins, riche en quartz	OSM	Badenien	126b	Gachenbach	
Sommerberg-Zone	secteur proximal	Nördliche Volkschotter	du Plateau	sable et graviers fins, riche en quartz	OSM	Badenien	125b	Schrobenhausen	
		Ostberburger Schotter	du Plateau	graviers riche en quartz	OSM	Oliganien sup.	117b	Aldersbach	
	secteur proximal	Sommerberg-Zone	subalpine	poudingues, marnes, grès calcaires	OSM	Tortonien	73b	Gös	
		Sommerberg-Zone	subalpine	poudingues, marnes, grès calcaires	OSM	Tortonien	72b	Gös	
	Hörnli-Schüttung	secteur proximal	Konglomerat-Fazies (Bürgisser 1980)	du Plateau	"kristallinführende Kalk-Dolomit-Nagelluh"	OSM	"Tortonien"	62b	Fischingen
			Konglomerat-Fazies (Bürgisser 1980)	du Plateau	"kristallinführende Kalk-Dolomit-Nagelluh"	OSM	"Tortonien"	63b	Fischingen
		secteur proximal	Konglomerat-Fazies (Bürgisser 1980)	du Plateau	"kristallinführende Kalk-Dolomit-Nagelluh"	OSM	"Tortonien"	61b	Fischingen
			Konglomerat-Fazies (Bürgisser 1980)	du Plateau	"kristallinführende Kalk-Dolomit-Nagelluh"	OSM	"Tortonien"	91b	Wald (ZH)
		secteur proximal	Konglomerat-Fazies (Bürgisser 1980)	du Plateau	"kristallinführende Kalk-Dolomit-Nagelluh"	OSM	"Tortonien"	92b	Wald (ZH)
			Konglomerat-Fazies (Bürgisser 1980)	du Plateau	"kristallinführende Kalk-Dolomit-Nagelluh"	OSM	"Tortonien"	97b	Fischenthal
secteur proximal		Konglomerat-Fazies (Bürgisser 1980)	du Plateau	"kristallinführende Kalk-Dolomit-Nagelluh"	OSM	"Tortonien"	90b	Wald (ZH)	
		Konglomerat-Fazies (Bürgisser 1980)	du Plateau	"kristallinführende Kalk-Dolomit-Nagelluh"	OSM	"Tortonien"	96b	Hinwil	
secteur distal	Konglomerat-Fazies (Bürgisser 1980)	du Plateau	"kristallinführende Kalk-Dolomit-Nagelluh"	OSM	"Tortonien"	95b	Hinwil		
	Konglomerat-Fazies (Bürgisser 1980)	du Plateau	"kristallinführende Kalk-Dolomit-Nagelluh"	OSM	"Tortonien"	94b	Rusikon		
Napf-Schüttung	secteur proximal	Obersaqualine Mergelzone	subalpine	"kristallinführende Kalk-Dolomit-Nagelluh"	OSM	"Tortonien"	93b	Hertliberg	
		Napf-Schichten	du Plateau	marnes et grès	USM	Aquitanien	74b	Taufen	
	secteur proximal	Gabelspitz Schichten	du Plateau	Bunte Nagelluh	OSM	"Tortonien"	102b	Romoco	
		Wachhubel Schichten	du Plateau	polygene Quarzitagelluh	OMM	Burdigalien sup.	29a	Röthenbach	
	secteur proximal	Wachhubel Schichten	du Plateau	polygene Quarzitagelluh	OMM	Burdigalien sup.	28a	Röthenbach	
		Wachhubel Schichten	du Plateau	polygene, quarzreiche Nagelluh	OMM	Burdigalien inf.	30a	Schangnau	
	secteur distal	Wachhubel Schichten	du Plateau	polygene, quarzreiche Nagelluh	OMM	Burdigalien inf.	88b	Schangnau	
		Wachhubel Schichten	du Plateau	polygene, quarzreiche Nagelluh	OMM	Burdigalien inf.	87b	Schangnau	
	Guggisberg-Delta	secteur proximal	"Tortonien"	du Plateau	marnes et grès	OSM	Tortonien	11a	Vilmergen
			"Tortonien"	du Plateau	marnes et grès	OSM	Tortonien	12a	Vilmergen
secteur proximal		"Tortonien"	du Plateau	marnes et grès	OSM	Tortonien	8a	Seengen	
		"Tortonien"	du Plateau	marnes et grès	OSM	Tortonien	9a	Seengen	
secteur proximal		"Tortonien"	du Plateau	marnes et grès	OSM	Tortonien	7a	Lenzburg	
		"Tortonien"	du Plateau	marnes et grès	OSM	Tortonien	149C	Gontenschwil	
secteur proximal		Beipberg Schichten	du Plateau	plattige Sandsteine/Mergel	OMM	Burdigalien sup.	25a	Oberalm	
		Beipberg Schichten	du Plateau	glimmerreiche, plattige Sandsteine/Nagelluh	OMM	Burdigalien sup.	66b	Allishofen	
secteur proximal		Beipberg Schichten	du Plateau	glimmerreiche, plattige Sandsteine/Nagelluh	OMM	Burdigalien sup.	64b	Allishofen	
		Beipberg Schichten	du Plateau	glimmerreiche, plattige Sandsteine/Nagelluh	OMM	Burdigalien sup.	65b	Allishofen	
secteur proximal	Beipberg Schichten	du Plateau	glimmerreiche, plattige Sandsteine	OMM	Burdigalien sup.	81b	Kleindietwil		
	"Aquitaniens"	du Plateau	grès granitiques et marnes	USM	Aquitanien	46b	Bangerten		
secteur proximal	Guggisberg-Formation	du Plateau	poudingue calcaire	OSM	Tortonien	89b	Guggisberg		
	Kalchstätten-Formation	du Plateau	grès, marnes et poudingues	OMM	Burdigalien sup.	24a	Guggisberg		

Contexte géologique des sous-types d'aquifère de la Molasse

"Schüttung"	Facès de dépôt	Sous-type d'aquifère	Contexte	Lithologie	Groupe	Etage	Code	Commune
OHM marin	facès saumâtre	Oinanger Schlier	du Plateau	leinsendige Tonmergel	OHM	Millères Oinang	116b	Wollsegg
		Glaukonitisande/Blättermergel	du Plateau	Glaukonitisande/Blättermergel	OHM	Millères Oinang	119b	Giesbach
	facès de côte linéaire classique	Plattensandsteine und Seeluffen	plissée	grès tabulaire calcaire/grès coquillier	OHM	Burdigalien inf.	77b	Rorschacherberg
		Plattensandsteine und Seeluffen	plissée	grès tabulaire calcaire/grès coquillier	OHM	Burdigalien inf.	78b	Rorschacherberg
		Plattensandsteine und Seeluffen	plissée	grès tabulaire calcaire/grès coquillier	OHM	Burdigalien inf.	79b	Rorschacherberg
		Luzerner Schichten	plissée	grès tabulaire calcaire/grès coquillier	OHM	Burdigalien inf.	80b	Rorschacherberg
		Luzerner Schichten	plissée	grès tabulaire calcaire à glauconie	OHM	Burdigalien inf.	101b	Fisch (ZG)
		Luzerner Schichten	plissée	grès tabulaire calcaire à glauconie	OHM	Burdigalien inf.	59b	Kifens
		Luzerner Schichten	plissée	grès tabulaire calcaire à glauconie	OHM	Burdigalien inf.	60b	Malters (LU)
		Luzerner Schichten	plissée	grès tabulaire calcaire à glauconie	OHM	Burdigalien inf.	58b	Malters (LU)
facès de mer ouverte	Oberer Muschelsandstein	du Plateau	grès coquillier à glauconie	OHM	Burdigalien inf.	27a	Biezwil (SO)	
	Oberer Muschelsandstein	du Plateau	grès coquillier à glauconie	OHM	Burdigalien inf.	26a	Biezwil (SO)	
	"Burdigalien"	du Plateau	grès coquillier/grès calcaire à glauconie	OHM	Burdigalien inf.	56b	Lenzburg (AG)	
	"Burdigalien"	du Plateau	grès coquillier/grès calcaire à glauconie	OHM	Burdigalien inf.	57b	Lenzburg (AG)	
	"Burdigalien"/"Heiväthen"	du Plateau	grès coquillier/grès calcaire à glauconie	OHM	Burdigalien inf.	54b	Oberentfelden	
	"Burdigalien"/"Heiväthen"	du Plateau	grès coquillier/grès calcaire à glauconie	OHM	Burdigalien inf.	55b	Uerkheim	
	"Burdigalien"	du Plateau	grès coquillier/grès et marnes	OHM	Burdigalien inf.	86b	Tschugg	
	"Burdigalien"	du Plateau	grès coquillier/grès et marnes	OHM	Burdigalien inf.	84b	Gäs	
	"Burdigalien"	du Plateau	grès coquillier/grès et marnes	OHM	Burdigalien inf.	83b	Gäs	
	"Burdigalien"	du Plateau	grès coquillier/grès et marnes	OHM	Burdigalien inf.	85b	Tschugg	
	"Burdigalien"	du Plateau	grès coquillier/grès et marnes	OHM	Burdigalien inf.	82b	Gäs	
	"Burdigalien"	du Plateau	grès à glauconie	OHM	Burdigalien inf.	42b	Albigen	
	"Burdigalien"	du Plateau	grès à glauconie	OHM	Burdigalien inf.	41b	Albigen	
	"Burdigalien"	du Plateau	grès	OHM	Burdigalien inf.	36b	Omens	
	"Burdigalien"	du Plateau	grès	OHM	Burdigalien inf.	34b	Payame	
	"Burdigalien"	du Plateau	grès	OHM	Burdigalien inf.	35b	Payame	
	"Burdigalien"	du Plateau	grès marneux	OHM	Burdigalien inf.	37b	Chéry	
	"Burdigalien"	du Plateau	grès marneux	OHM	Burdigalien inf.	38b	Chéry	
"Burdigalien"	du Plateau	grès	OHM	Burdigalien inf.	LUC10	Lucens		
"Burdigalien"	du Plateau	grès	OHM	Burdigalien inf.	LUC7	Lucens		
"Burdigalien"	du Plateau	grès	OHM	Burdigalien inf.	POZ	Savigny		
"Burdigalien"	du Plateau	grès	OHM	Burdigalien inf.	LRY	Savigny		
"Burdigalien"	du Plateau	grès	OHM	Burdigalien inf.	53b	Lausanne		
"Burdigalien"	du Plateau	grès	OHM	Burdigalien inf.	52b	Lausanne		
Burdigalien et Heiväthen indifférenciés	du Plateau	grès calcaire glauconieux	OHM	Burdigalien sup.	49b	Menthonnex		
Burdigalien et Heiväthen indifférenciés	du Plateau	grès calcaire glauconieux	OHM	Burdigalien sup.	50b	Menthonnex		
Gibroux-Delta	secteur proximal	Poudingue de la Sappalaz	du Plateau	poudingue quartzitique	OHM	Burdigalien sup.	45b	Sorens
		Poudingue de la Sappalaz	du Plateau	poudingue quartzitique	OHM	Burdigalien sup.	44b	Sorens
		Poudingue de la Sappalaz	du Plateau	poudingue quartzitique	OHM	Burdigalien sup.	43b	Villarod
USM - "Aquitainen"	plaine d'inondation	Molasse grise de Lausanne	du Plateau	poudingue quartzitique marnes et grès	OHM	Burdigalien sup.	4a	Sorens
			USM	Aquitainen	51b	Botens		

Contexte géologique des sous-types d'aquifère de la Molasse

"Schüttung"	Facès de dépôt	Sous-type d'aquifère	Contexte	Lithologie	Groupes	Etage	Code	Commune
Gäbris-Schuttflächer	secteur proximal	"Gäbris-Nagelluh" "Gäbris-Nagelluh"	subalpine subalpine	"bunte Nagelluh" "bunte Nagelluh"	USM USM	Aquitainien Aquitainien	71b Gäs 70b Gäs	Gäs Gäs
Höhronen-Schüttung	secteur proximal	"Granitische Molasse" "Granitische Molasse"	plissée plissée	grès granitique, poudingue, marnes grès granitique, poudingue, marnes	USM USM	Aquitainien Aquitainien	69b 68b	Oberägerl Oberägerl
Honegg-Schuttflächer	secteur proximal	Losnegg-Schichten Losnegg-Schichten Losnegg-Schichten	subalpine subalpine subalpine	polygene Nagelluh polygene Nagelluh polygene Nagelluh	USM USM USM	Chattien Chattien Chattien	31a 32a 32a	Erz Erz Erz
Rigl-Schüttung a.l. Speer-Schuttflächer	secteur proximal secteur proximal	Bunte Serie s.l. "Speer-Schichten" "Speer-Schichten"	subalpine subalpine subalpine	"kristallinührende Kalk-Dolomit-Nagelluh" "Kalknagelluh" "Kalknagelluh"	USM USM USM	Chattien Chattien Chattien	103b Arth 76b Schänis 75b Schänis	Arth Schänis Schänis
USM - "Chattien"	dépôts saumâtres	Molasse à gypse Molasse à gypse Molasse à gypse	du Plateau du Plateau du Plateau	grès et marnes à gypse grès et marnes à gypse grès et marnes à gypse	USM USM USM	Chattien Chattien Chattien	128C 131C 130C	Yverdon Yverdon Ependes
Mont Pélerin-Schüttung	secteur proximal	Conglomérats du Mont-Pélerin Conglomérats du Mont-Pélerin	subalpine subalpine	"Kalknagelluh" "Kalknagelluh"	USM USM	Chattien Chattien	40B 39B	Chardonne Pulfox
	secteur distal	Grès de la Cornaille	subalpine	grès calcaire et marnes	USM	Chattien sup.	COB	Epassés

ANNEXE 4:

PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

DES EAUX DE SUBSURFACE

Abréviations utilisées:

Q: débit

K20: conductivité électrique

T: température de l'eau

Eh: potentiel redox corrigé

rH = $2 \text{ Eh}/\text{E}_N + 2 \text{ pH}$ (voir chapitre 4.3)

TSD: minéralisation globale

Dt: dureté totale en °f

TID: total des ions dissous

n.d.: non détecté

n.m.: non mesuré

Code	Commune territoriale	Date de prélèvement	Q (l/min)	K20 (µS/cm)	T (°C)	pH	Eh (mV)	rH (calc. 25°C)	milieu (Höftling 1992)	O2 dissous (mg/l)
Limite de détection										
Hausruck-Schotter										
112b	Fornach (A)	12.11.1993	3	303	8.8	7.1	437	29.0	peu oxydant	11.9
Kobernauserwald-Schotter										
111b	Fornach (A)	12.11.1993	24	212	7.3	7.5	449	30.2	peu oxydant	12.8
110b	Fornach (A)	12.11.1993	31	22	6.5	6.5	462	28.6	peu oxydant	14.2
Münderfinger Schotter										
114b	Matighofen (A)	12.11.1993	48	143	7.7	7.8	427	30.0	peu oxydant	12.5
Mittlere Serie										
120b	Simbach	16.11.1993	66	553	9.8	7.2	432	29.0	peu oxydant	9.4
121b	Mammig	16.11.1993	1260	705	9.7	7.1	439	29.0	peu oxydant	10.0
122b	Postau-Moosthann	16.11.1993	45	661	8.5	7.4	432	29.4	peu oxydant	10.0
Erotzheimer Sande (L3)										
127b	Dinkelscherben	18.11.1993	5	536	9.1	7.2	484	30.8	peu oxydant	7.3
Glimmersande										
106b	Owingen	29.10.1993	27	679	9.4	7.5	403	28.6	peu oxydant	n.m.
107b	Owingen	29.10.1993	127	698	9.7	7.6	403	28.8	peu oxydant	n.m.
108b	Sippingen	29.10.1993	30	619	9.1	7.6	423	29.5	peu oxydant	n.m.
109b	Sippingen	29.10.1993	26	679	9.3	7.6	440	30.1	peu oxydant	n.m.
99b	Diesenhofen	30.9.1993	13	617	9.8	7.8	377	28.3	peu oxydant	n.m.
98b	Diesenhofen	30.9.1993	4	641	9.8	8.1	337	27.6	peu oxydant	n.m.
100b	Winkel	30.9.1993	19	643	10.5	8.1	352	28.1	peu oxydant	n.m.
140c	Stallikon	5.8.1994	2	561	11.9	7.8	398	29.0	peu oxydant	9.1
Nördliche Vollschotter										
124b	Brunnen	17.11.1993	17	806	8.6	7.2	397	27.8	peu oxydant	10.9
126b	Gachenbach	17.11.1993	360	354	9.2	7.1	402	27.8	peu oxydant	9.7
125b	Schrobenhausen	17.11.1993	13	607	8.7	7.0	288	23.7	indifférent	5.3
Ortenburger Schotter										
117b	Aldersbach	15.11.1993	66	310	9.0	6.6	422	27.5	peu oxydant	8.9
"Sommerberg-Zone"										
73b	Geis	8.9.1993	30	328	7.0	7.3	386	27.6	peu oxydant	n.m.
72b	Geis	8.9.1993	280	410	9.7	7.3	383	27.5	peu oxydant	n.m.
"Hörnli-Schüttung"										
62b	Fischingen	25.8.1993	>6	473	9.8	7.2	374	27.0	peu oxydant	n.m.
63b	Fischingen	25.8.1993	7	568	8.6	7.3	375	27.3	peu oxydant	n.m.
61b	Fischingen	25.8.1993	26	525	8.7	7.2	361	26.6	peu oxydant	n.m.
91b	Wald (ZH)	27.9.1993	160	330	7.4	7.3	349	26.4	peu oxydant	n.m.
92b	Wald (ZH)	27.9.1993	65	393	8.8	7.6	403	28.8	peu oxydant	n.m.
97b	Fischenhal	29.9.1993	5	389	12.2	7.6	385	28.2	peu oxydant	n.m.
90b	Wald (ZH)	27.9.1993	77	440	8.4	7.9	368	28.2	peu oxydant	n.m.
96b	Himwil	29.9.1993	2	430	8.0	8.1	395	29.6	peu oxydant	n.m.
95b	Himwil	29.9.1993	49	485	8.9	7.7	410	29.3	peu oxydant	n.m.
94b	Russikon	28.9.1993	7	526	9.4	7.6	407	29.0	peu oxydant	n.m.
93b	Herriberg	28.9.1993	27	583	7.7	7.7	423	29.7	peu oxydant	n.m.
Oberquaternäre Mergelzone										
74b	Teufen	8.9.1993	72	355	8.6	7.0	373	26.6	peu oxydant	n.m.
"Tortonien"										
11a	Vilmergen	14.5.1993	39	431	6.8	6.8	399	27.1	peu oxydant	11.9
12a	Vilmergen	14.5.1993	22	491	7.4	6.8	396	27.0	peu oxydant	11.9
8a	Seengen	14.5.1993	10	374	8.2	6.7	419	27.6	peu oxydant	11.9
9a	Seengen	14.5.1993	32	479	7.8	6.7	426	27.8	peu oxydant	13.2
7a	Lenzburg	13.5.1993	14	470	6.9	6.9	372	26.5	peu oxydant	8.3
149c	Gontenschwil (AG)	10.9.1994	2	479	8.8	7.7	411	29.3	peu oxydant	n.m.
Napf-Schichten										
102b	Romoos	4.10.1993	194	394	8.3	8.1	445	31.2	peu oxydant	n.m.
Beipberg Schichten										
25a	Oberbalm (BE)	21.7.1993	20	467	8.4	6.9	430	28.3	peu oxydant	11.2
66b	Altshofen (LU)	28.8.1993	18	356	9.2	7.1	379	27.0	peu oxydant	n.m.
64b	Altshofen (LU)	28.8.1993	10	412	8.4	7.2	369	26.9	peu oxydant	n.m.
65b	Altshofen (LU)	28.8.1993	10	307	8.5	7.0	377	26.7	peu oxydant	n.m.
81b	Kleindietwil (BE)	11.9.1993	3	486	12.9	7.3	377	27.3	peu oxydant	n.m.
"Aquitaniens"										
46b	Bangerten	16.8.1993	9	472	8.5	7.3	375	27.3	peu oxydant	n.m.
Gabelspitz Schichten										
29a	Röthenbach i.E.	29.7.1993	95	183	7.7	7.2	458	29.9	peu oxydant	n.m.
28a	Röthenbach i.E.	29.7.1993	15	260	8.8	7.7	440	30.2	peu oxydant	n.m.
30a	Schangnau	29.7.1993	21	370	11.1	7.3	461	30.2	peu oxydant	n.m.
88b	Schangnau	20.9.1993	71	323	8.3	7.3	379	27.4	peu oxydant	n.m.
87b	Schangnau	20.9.1993	40	320	8.2	7.3	373	27.2	peu oxydant	n.m.
Kalchstättes-Formation										
24a	Guggisberg - Chrüz	21.7.1993	24	407	10.7	6.9	430	28.3	peu oxydant	10.2
Guggisberg-Formation										
89b	Guggisberg	20.9.1993	130	300	6.6	7.6	387	28.3	peu oxydant	12.4
OMM facies saumâtre										
116b	Wolfsegg a. Hausruck (A)	14.11.1993	25	637	8.1	7.4	419	29.0	peu oxydant	11.3
119b	Griesbach i. Rottal (D)	15.11.1993	8	570	9.4	6.8	395	27.0	peu oxydant	5.7
OMM f. côte linéaire clastique										
77b	Rorschacherberg	10.9.1993	15	422	8.8	7.4	375	27.5	peu oxydant	n.m.
78b	Rorschacherberg	10.9.1993	116	301	8.2	7.2	367	26.8	peu oxydant	n.m.
79b	Rorschacherberg	10.9.1993	95	277	8.7	7.2	394	27.7	peu oxydant	n.m.
80b	Rorschacherberg	10.9.1993	16	447	8.1	7.4	391	28.0	peu oxydant	n.m.
101b	Risch (ZG)	1.10.1993	24	387	9.8	7.6	399	28.7	peu oxydant	n.m.
59b	Kriens	24.8.1993	20	418	12.0	7.2	377	27.1	peu oxydant	n.m.
60b	Malters	24.8.1993	200	381	9.4	7.2	372	27.0	peu oxydant	n.m.
58b	Malters (LU)	24.8.1993	n.m.	381	9.4	7.2	374	27.0	peu oxydant	n.m.
OMM facies de mer ouverte										
26a	Biezwil (SO)	26.7.1993	3	463	9.2	7.0	n.m.	n.m.	n.m.	14.8
27a	Biezwil (SO)	26.7.1993	2	515	9.0	7.4	n.m.	n.m.	n.m.	10.0
56b	Lenzburg-Wildenstein	23.8.1993	45	399	8.6	7.4	363	27.1	peu oxydant	8.3
57b	Lenzburg-Lütsbuech	23.8.1993	46	500	9.4	7.2	393	27.7	peu oxydant	n.m.
54b	Oberentfelden	23.8.1993	30	511	8.5	7.2	363	26.7	peu oxydant	n.m.
55b	Uerkheim	23.8.1993	26	397	8.1	7.3	354	26.6	peu oxydant	n.m.
86b	Tschugg	15.9.1993	50	599	8.6	7.3	394	27.9	peu oxydant	13.2
84b	Gals	15.9.1993	17	503	8.4	n.m.	396	n.m.	n.m.	n.m.
83b	Gals	15.9.1993	11	530	8.7	n.m.	396	n.m.	n.m.	n.m.
85b	Tschugg	15.9.1993	38	493	9.1	7.3	397	28.0	peu oxydant	12.0
82b	Gals	15.9.1993	15	503	8.3	7.2	378	27.2	peu oxydant	n.m.

Code	Commune territoriale	Date	O	K20	T	pH	Eh	rh	milieu	O2 dissous
de			(l/rmin)	(µS/cm)	(°C)		(mV)	(calc., 25°C)	(Håbing 1992)	(mg/l)
prélèvement										
Limite de détection										
Ombilic estuarien										
42 b	Albigen	12.8.1993	4	429	11.6	7.0	367	26.4	peu oxydant	n.m.
41 b	Albigen	12.8.1993	9	484	10.8	7.0	367	26.4	peu oxydant	n.m.
36B	Ornens	5.8.1993	95	542	9.1	7.0	396	27.4	peu oxydant	n.m.
34B	Payeme	5.8.1993	50	597	9.8	7.2	398	27.9	peu oxydant	n.m.
35B	Payeme	5.8.1993	1	607	10.0	7.3	399	28.1	peu oxydant	n.m.
37B	Cheriy	9.8.1993	60	547	9.3	7.3	390	27.8	peu oxydant	n.m.
38B	Cheriy	9.8.1993	60	551	9.3	7.3	373	27.2	peu oxydant	n.m.
LUC10	Lucens	13.9.1993	3	662	10.0	7.2	427	28.8	peu oxydant	10.8
LUC7	Lucens	13.9.1993	3	543	9.9	7.2	442	29.4	peu oxydant	9.4
POZ	Savigny	14.9.1993	66	300	9.8	7.3	448	29.8	peu oxydant	10.5
LRY	Savigny	14.9.1993	14	287	9.0	7.2	459	30.0	peu oxydant	11.8
53B	Lausanne	19.8.1993	9	385	8.6	7.0	352	25.9	peu oxydant	n.m.
52B	Lausanne	19.8.1993	2	347	9.1	7.0	364	26.3	peu oxydant	n.m.
49b	Menthonnex s. Cl. (F)	18.8.1993	20	516	10.3	7.2	379	27.2	peu oxydant	12.1
50b	Menthonnex s. Cl. (F)	18.8.1993	16	521	11.3	7.2	383	27.3	peu oxydant	9.6
"Gibloux-Delta"										
45 b	Sorens	12.8.1993	8	404	7.6	7.3	384	27.6	peu oxydant	n.m.
44 b	Sorens	12.8.1993	27	407	7.5	7.3	374	27.2	peu oxydant	n.m.
43 b	Villarod	12.8.1993	95	375	7.4	7.2	368	26.8	peu oxydant	n.m.
4a	Sorens	19.4.1993	30	466	8.1	7.5	352	26.8	peu oxydant	n.m.
Molasse grise de Lausanne										
51 b	Bottens	19.8.1993	15	318	8.4	7.0	373	26.6	peu oxydant	n.m.
"Göhrle-Schuttfächer"										
71 b	Geis	8.9.1993	18	314	8.5	7.6	388	28.3	peu oxydant	n.m.
70 b	Geis	8.9.1993	18	340	7.5	7.6	379	28.0	peu oxydant	n.m.
"Höhronen-Schüttung"										
69 b	Oberägeri	7.9.1993	3	114	7.9	6.8	372	26.2	peu oxydant	n.m.
68 b	Oberägeri	7.9.1993	6	188	9.8	6.8	371	26.1	peu oxydant	n.m.
"Honegg-Nagelfluh"										
31 a	Erz	29.7.1993	11	223	8.5	7.2	428	28.9	peu oxydant	n.m.
33 a	Erz	29.7.1993	2	157	9.1	7.0	419	28.2	peu oxydant	n.m.
32 a	Erz	29.7.1993	5	179	8.1	6.9	432	28.4	peu oxydant	n.m.
"Rigi-Schüttung s.l."										
103 b	Arth	4.10.1993	284	360	8.9	7.8	414	29.6	peu oxydant	n.m.
"Speer-Schuttfächer"										
78 b	Schöns	9.9.1993	10	361	9.0	7.4	382	27.7	peu oxydant	n.m.
75 b	Schöns	9.9.1993	150	285	8.2	7.2	385	27.4	peu oxydant	n.m.
Molasse à gypse										
129 c	Yverdon	20.7.1994	40-80	1141	10.7	7.5	333	26.3	peu oxydant	n.m.
131 c	Yverdon	22.7.1995	0	1141	12.1	7.5	434	29.7	peu oxydant	n.m.
130 c	Ependes	22.7.1994	6	1008	9.8	7.4	424	29.1	peu oxydant	n.m.
148 c	Choulex	2.9.1994	1	1326	16.3	7.8	409	29.4	peu oxydant	n.m.
Grès de la Cornalie										
OOB	Epassas	14.9.1993		562	11.3	7.8	439	30.4	peu oxydant	12.7
Conglomérats du Mont-Pélerin										
40 b	Chardonne	10.8.1993	1	435	7.5	7.0	381	26.9	peu oxydant	n.m.
39 b	Puidoux	10.8.1993	29	460	9.4	7.0	375	26.7	peu oxydant	n.m.
n			108	112	112	110	110	108		
min			0.4	22	6.5	6.5	288	24		
max			1260	1326	16.3	8.1	484	31		
médiane			2.0	444	8.8	7.3	394	28		
moyenne			53	463	9.1	7.3	395	28		
s			132	194	1.4	0.3	32	1		

Code	classification hydrochimique	TSD (mg/l)	DI (*)	facteur de dilution	Ca (mg/l) 2 à 4	Mg (mg/l) 0.2	Na (mg/l) 0.2	K (mg/l) 0.2	Sr (mg/l) 0.01	Si (mg/l) 0.5
Limite de détection										
Hausruck-Schotter										
112b	Ca-HCO3	302	16.5	1	70.3	1.2	0.9	0.5	0.07	5.0
Kobarnasserwald-Schotter										
111b	Ca-Mg-HCO3-(SO4)	224	19.8	1	37.6	8.5	1.0	0.5	0.43	8.6
110b	Ca-(Mg)-SO4-HCO3-(NO3)	57	1.2	1	6.5	0.7	1.7	0.5	0.07	6.7
Münderfinger-Schotter										
114b	Ca-Mg-HCO3	146	7.8	1	20.2	5.4	1.7	0.4	0.06	9.1
Mittlere Serie										
120b	Ca-Mg-HCO3	541	30.5	1	89.8	28.1	6.1	0.8	0.11	10.5
121b	Ca-Mg-HCO3	677	39.9	1	115.1	34.0	5.3	2.5	0.16	8.4
122b	Ca-Mg-HCO3-(Cl)	612	37.5	1	103.8	28.1	4.2	0.5	0.16	9.3
Eroszweimer Sande (L3)										
127b	Ca-Mg-HCO3	501	29.7	1	97.2	19.7	3.9	0.4	0.13	4.0
Glimmersande										
106b	Ca-Mg-HCO3	656	37.3	1	122.7	25.3	5.8	0.7	0.29	6.8
107b	Ca-Mg-HCO3-(SO4)	653	39.4	1	123.7	27.2	4.7	0.7	0.29	6.1
108b	Ca-Mg-HCO3-(SO4)	623	36.5	1	109.4	26.2	2.6	0.6	0.24	7.0
109b	Ca-Mg-HCO3-(SO4)	685	39.1	1	122.7	30.8	2.4	0.7	0.30	8.6
99b	Ca-Mg-HCO3-SO4	618	37.8	1	111.0	27.0	2.4	0.9	0.16	7.2
98b	Ca-Mg-HCO3-(SO4)	656	37.9	1	121.8	26.0	2.4	0.9	0.22	6.9
100b	Ca-Mg-HCO3-(SO4)	640	38.4	1	112.7	25.7	2.6	0.8	0.22	7.2
140c	Ca-Mg-HCO3	560	16.7	1	94.7	25.9	8.5	0.8	0.68	2.8
Nördliche Vollschotter										
124b	Ca-Mg-HCO3-NO3-(SO4)	726	43.3	1	117.4	36.1	10.5	1.3	0.10	8.8
126b	Ca-Mg-HCO3-(Cl)-(NO3)	347	18.8	1	54.9	16.7	4.1	0.8	0.07	12.0
125b	Ca-Mg-HCO3-(NO3)-(SO4)-(Cl)	561	31.5	1	90.5	29.1	6.2	2.4	0.13	8.2
Ortenburger Schotter										
117b	Ca-(Mg)-HCO3-(NO3)-(Cl)	297	15.1	1	49.0	6.5	5.1	0.7	0.07	15.4
"Sommerberg-Zone"										
73b	Ca-HCO3	333	19.8	1	79.3	1.2	0.3	0.5	0.32	2.8
72b	Ca-HCO3	411	25.0	1	92.7	3.1	2.4	4.2	0.46	3.7
"Hörnli-Schüttung"										
62b	Ca-Mg-HCO3	488	29.0	1	88.3	22.7	1.1	0.5	0.22	3.4
63b	Ca-Mg-HCO3	604	29.6	1	105.3	27.3	1.7	0.5	0.32	5.1
61b	Ca-Mg-HCO3	547	30.4	1	103.6	23.2	1.1	0.6	0.25	4.0
81b	Ca-Mg-HCO3	334	18.9	1	59.9	14.6	1.0	0.6	0.11	2.9
92b	Ca-Mg-HCO3	396	22.0	1	72.0	12.0	1.4	0.5	0.12	3.0
97b	Ca-(Mg)-HCO3	407	22.8	1	82.0	12.1	1.1	0.4	0.11	4.2
90b	Ca-Mg-HCO3	441	25.8	1	85.3	14.5	1.3	0.5	0.16	3.3
96b	Ca-Mg-HCO3	428	25.8	1	75.2	20.2	0.8	0.7	0.01	2.8
95b	Ca-Mg-HCO3	491	28.3	1	89.8	21.0	2.5	0.5	0.24	3.9
94b	Ca-Mg-HCO3	530	31.2	1	90.4	25.0	1.3	0.6	0.19	4.1
93b	Ca-Mg-HCO3	603	34.2	1	108.8	25.2	1.4	0.4	0.23	5.0
Oberaquitane Mergelzone										
74b	Ca-Mg-HCO3	350	21.0	1	56.6	13.8	7.0	0.9	0.35	3.7
"Tortonien"										
11a	Ca-(Mg)-HCO3	442	26.1	1	93.3	7.3	2.2	0.9	0.20	6.6
12a	Ca-Mg-HCO3	508	30.4	1	99.0	17.3	2.1	0.6	0.33	6.3
8a	Ca-Mg-HCO3	387	23.2	1	73.9	14.6	2.3	0.8	0.12	7.5
9a	Ca-Mg-HCO3	497	29.3	1	90.1	21.1	2.4	0.9	0.38	6.9
7a	Ca-(Mg)-HCO3	482	20.5	1	103.0	9.4	2.1	0.6	0.29	6.1
140c	Ca-Mg-HCO3	485	27.9	1	89.6	18.7	3.2	0.8	0.62	3.4
Napf-Schichten										
102b	Ca-HCO3	395	19.5	1	86.2	3.9	1.7	2.4	0.25	4.4
Beipberg Schichten										
25a	Ca-(Mg)-HCO3	496	27.8	1	95.8	13.4	3.2	1.2	0.27	7.8
66b	Ca-Mg-HCO3	365	20.3	1	67.0	12.2	1.9	0.9	0.17	7.8
64b	Ca-Mg-HCO3	408	23.8	1	72.5	13.2	2.2	0.8	0.19	7.2
65b	Ca-Mg-HCO3	324	17.4	1	55.2	13.3	1.2	0.6	0.14	7.9
81b	Ca-(Mg)-HCO3	498	27.6	1	88.6	13.5	2.9	1.8	0.23	8.5
"Aquitaniens"										
46b	Ca-HCO3	506	28.1	1	105.6	7.0	3.6	0.8	0.14	8.6
Gabalspitz Schichten										
29a	Ca-HCO3	193	10.0	1	38.2	1.3	0.5	0.8	0.04	5.4
28a	Ca-(Mg)-HCO3	279	14.6	1	59.1	5.4	1.3	0.9	0.11	6.4
30a	Ca-HCO3	368	20.4	1	80.4	1.3	2.6	2.1	0.13	4.9
88b	Ca-HCO3	330	18.4	1	72.0	2.3	1.7	1.0	0.12	4.2
87b	Ca-HCO3	324	18.6	1	71.0	1.6	1.8	1.3	0.15	4.3
Kelchstätten-Formation										
24a	Ca-HCO3	421	23.8	1	96.5	1.3	1.6	0.8	0.16	4.8
Guggershorn-Formation										
89b	Ca-Mg-HCO3	300	18.5	1	57.7	9.2	0.6	0.6	0.17	4.6
OMM facies saumâtre										
116b	Ca-Mg-HCO3	683	37.4	1	116.4	32.6	3.4	2.1	0.38	17.7
119b	Ca-Mg-HCO3	629	33.2	1	99.2	31.5	4.5	1.8	0.27	19.0
OMM f. côte linéaire clastique										
77b	Ca-Mg-HCO3	426	23.5	1	83.0	15.4	2.2	0.9	0.30	6.6
78b	Ca-Mg-HCO3	295	16.9	1	52.9	13.8	2.0	0.6	0.27	5.4
79b	Ca-(Mg)-HCO3	273	15.3	1	52.8	7.1	1.5	0.6	0.19	5.0
80b	Ca-(Mg)-HCO3	454	25.0	1	90.3	12.7	2.3	0.7	0.40	5.6
101b	Ca-Mg-HCO3	384	20.5	1	72.7	12.3	1.8	0.9	0.33	6.3
59b	Ca-Mg-HCO3	428	23.7	1	79.3	16.3	4.3	1.8	0.52	6.8
60b	Ca-Mg-HCO3-(SO4)	380	21.0	1	52.5	23.4	6.7	1.3	0.70	6.4
58b	Ca-Mg-HCO3	380	22.0	1	59.0	21.2	4.5	1.4	0.56	6.6
OMM facies de mer ouverte										
26a	Ca-HCO3	490	27.2	1	102.4	4.6	4.4	0.8	0.23	5.8
27a	Ca-HCO3	514	30.3	1	109.0	5.4	2.9	0.8	0.23	4.8
56b	Ca-Mg-HCO3	419	23.3	1	72.4	17.4	3.1	0.9	0.21	9.0
57b	Ca-Mg-HCO3	518	30.6	1	75.0	25.0	4.5	1.2	0.34	8.8
54b	Ca-Mg-HCO3-(SO4)	526	31.0	1	94.1	18.3	2.1	1.1	0.24	7.6
55b	Ca-(Mg)-HCO3	397	21.0	1	74.5	8.1	2.2	0.6	0.21	9.5
86b	Ca-Mg-HCO3	635	38.0	1	100.0	35.0	4.3	0.9	0.25	8.9
84b	Ca-Mg-HCO3	536	31.2	1	87.5	23.2	2.4	0.9	0.27	9.3
83b	Ca-Mg-HCO3	552	33.6	1	86.1	27.7	3.6	1.2	0.16	6.5
85b	Ca-Mg-HCO3	516	30.8	1	87.3	21.9	2.8	1.1	0.12	5.9
82b	Ca-Mg-HCO3	517	31.5	1	89.1	16.7	3.0	1.4	0.16	6.2

Code	classification hydrochimique	TSD	DI	facteur de dilution	Ca	Mg	Na	K	Sr	Si
		(mg/l)	(°f)		(mg/l) 2 à 4	(mg/l) 0.2	(mg/l) 0.2	(mg/l) 0.2	(mg/l) 0.01	(mg/l) 0.5
Limite de détection										
OAM estuarien										
42b	Ca-Mg-HCO3	444	27.6	1	78.1	18.8	5.0	2.0	0.23	9.7
41b	Ca-Mg-HCO3	487	34.2	1	87.0	14.8	4.6	2.9	0.20	8.9
36B	Ca-Mg-HCO3	552	32.2	1	86.8	28.0	5.0	1.5	0.33	6.4
34B	Ca-Mg-HCO3	593	37.4	1	102.0	22.9	5.4	1.7	0.29	6.2
35B	Ca-Mg-HCO3	639	34.6	1	113.0	18.3	3.8	1.3	0.29	6.3
37B	Ca-Mg-HCO3	518	30.8	1	80.4	22.3	3.7	1.5	0.23	6.6
38B	Ca-Mg-HCO3-(Cl)-(NO3)	513	30.5	1	80.7	23.7	4.8	1.6	0.23	6.6
LUC10	Ca-Mg-HCO3	642	40.0	1	110.0	20.7	5.1	1.1	0.31	6.9
LUC7	Ca-Mg-HCO3	542	32.8	1	82.4	23.7	3.4	1.3	0.23	6.3
PCZ	Ca-(Mg)-HCO3-(Cl)	285	15.7	1	59.6	6.8	4.5	1.7	0.18	4.7
LRY	Ca-(Mg)-HCO3	291	16.7	1	54.8	5.5	2.1	0.5	0.16	5.8
53B	Ca-(Mg)-HCO3-(NO3)	358	22.5	1	65.3	9.1	3.4	0.7	0.18	6.1
52B	Ca-(Mg)-HCO3	333	25.0	1	64.5	7.6	3.4	0.6	0.13	6.1
49b	Ca-(Mg)-HCO3	551	31.9	1	99.2	13.6	2.9	1.5	0.22	8.9
50b	Ca-(Mg)-HCO3	537	31.8	1	101.4	14.9	3.1	2.1	0.22	5.6
"Gibloux-Delta"										
45b	Ca-(Mg)-HCO3	415	25.0	1	87.4	9.7	1.6	0.7	0.27	5.2
44b	Ca-(Mg)-HCO3	416	23.9	1	90.0	7.0	1.9	0.3	0.21	5.3
43b	Ca-Mg-HCO3	386	22.9	1	65.4	15.8	3.1	1.3	0.41	5.6
4a	Ca-(Mg)-HCO3	464	28.5	1	100.0	8.7	2.6	0.4	0.25	5.4
Molasse grise de Lausanne										
51b	Ca-Mg-HCO3-(SO4)	328	25.1	1	52.8	15.3	4.5	0.8	0.65	7.8
"Oëbris-Schuttächer"										
71b	Ca-Mg-HCO3	318	21.0	1	58.4	13.2	1.5	0.8	0.15	2.8
70b	Ca-Mg-HCO3	352	21.0	1	69.1	12.7	1.3	0.5	0.20	2.8
"Höbronen-Schüttung"										
69b	Ca-Mg-HCO3-(SO4)	121	5.8	1	19.1	3.4	1.3	0.3	0.04	4.5
68b	Ca-Mg-HCO3	183	9.6	1	32.3	7.4	2.1	0.4	0.10	4.3
"Honegg-Nagelfluh"										
31a	Ca-Mg-HCO3	227	12.6	1	43.0	7.7	1.2	0.6	0.18	3.0
33a	Ca-Mg-HCO3	154	9.6	1	27.7	5.0	1.0	0.5	0.08	3.0
32a	Ca-Mg-HCO3	175	8.2	1	33.8	5.4	1.1	0.4	0.12	2.9
"Rigi-Schüttung a.l."										
103b	Ca-Mg-HCO3	366	19.9	1	61.5	18.7	2.8	1.8	0.86	2.3
"Speer-Schuttächer"										
78b	Ca-Mg-HCO3	364	21.9	1	71.1	12.0	0.5	0.2	0.23	2.3
75b	Ca-Mg-HCO3	287	18.4	1	55.0	10.9	0.5	0.2	0.24	2.1
Molasse à gypse										
129c	Ca-(Mg)-SO4-HCO3	1121	70.9	5	231.1	35.4	10.0	4.3	4.71	7.4
131c	Ca-Mg-SO4-HCO3	1187	75.7	5	237.4	39.9	7.6	2.0	4.03	3.9
130c	Ca-Mg-HCO3-SO4-(Cl)	989	55.2	5	188.5	43.2	29.5	3.5	4.68	3.7
148c	Ca-(Mg)-SO4-HCO3	1353	86.0	5	289.2	39.0	9.2	8.1	4.80	6.0
Grès de la Cornalle										
00R	Ca-Mg-Na-HCO3	547	22.2	1	66.6	22.0	30.1	1.3	0.69	3.3
Conglomérats du Mont-Pélerin										
40b	Ca-(Mg)-HCO3	429	25.6	1	87.5	10.6	1.3	0.5	0.24	2.0
39b	Ca-(Mg)-HCO3	449	26.8	1	82.8	12.0	3.1	1.1	0.33	2.3
n		112	112		112	112	112	112	112	112
min		57	1.2		6.5	0.7	0.3	0.2	0.01	2.0
max		1353	86.0		289.2	43.2	30.1	8.1	4.80	19.0
médiane		446	25.7		86.2	14.9	2.5	0.8	0.23	6.1
moyenne		467	27.1		85.6	16.5	3.5	1.1	0.40	6.2
s		193	12.1		37.9	9.9	4.1	1.0	0.82	2.8

Code	HCO3	SO4	NO3	Cl	F	P	PO4	Σ cations	Σ anions	TID	Ereur/bal.
	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(µg/l)	(mg/l)	(méq/l)	(méq/l)	(méq/l)	%
Limite de détection	2 & 4	2.0	2.0	1.0	0.20						
Hausruck-Schotter											
112b	190.3	14.0	7.1	0.5	0.01	n.m.	n.m.	3.66	3.54	7.20	1.7
Kobersauserwald-Schotter											
111b	129.7	14.3	2.4	1.6	0.01	n.m.	n.m.	2.64	2.49	5.13	2.9
110b	7.3	11.5	5.2	0.7	0.01	n.m.	n.m.	0.47	0.46	0.93	0.8
Munderfing Schotter											
114b	80.6	0.0	6.2	0.4	0.01	n.m.	n.m.	1.54	1.43	2.97	3.5
Mittlere Serie											
120b	315.4	18.6	25.9	20.2	0.02	n.m.	n.m.	7.08	6.54	13.63	3.9
121b	405.7	21.7	35.3	28.1	0.02	n.m.	n.m.	8.84	8.46	17.30	2.2
122b	349.9	25.2	40.6	27.5	0.02	n.m.	n.m.	7.69	7.69	15.38	0.0
Eroizheimer Sande (L3)											
127b	300.4	20.1	33.5	12.4	0.01	n.m.	n.m.	6.65	6.23	12.89	3.3
Glimmersande											
106b	386.5	34.7	32.3	24.3	0.07	n.m.	n.m.	8.48	8.27	16.75	1.3
107b	374.2	66.1	7.3	27.7	0.07	n.m.	n.m.	8.64	8.41	17.05	1.3
108b	402.0	45.2	2.7	9.6	0.10	n.m.	n.m.	7.75	7.85	15.60	-0.6
109b	430.1	61.8	0.0	6.9	0.08	n.m.	n.m.	8.79	8.53	17.32	1.5
99b	357.7	92.6	0.0	2.0	0.10	0.7	0.00	7.89	7.85	15.74	0.3
98b	409.9	69.2	0.0	2.0	0.09	n.m.	n.m.	8.35	8.22	16.57	0.8
100b	408.3	50.8	4.3	9.6	0.08	n.m.	n.m.	7.88	8.09	15.97	-1.4
140c	367.8	32.9	14.3	4.7	0.15	n.m.	n.m.	7.26	7.08	14.35	1.2
Hördliche Vollschotter											
124b	279.4	60.6	157.9	32.0	0.01	n.m.	n.m.	9.32	9.29	18.61	0.2
126b	177.5	9.6	27.5	15.2	0.01	n.m.	n.m.	4.31	3.98	8.30	4.0
125b	242.8	51.4	83.6	26.4	0.02	n.m.	n.m.	7.24	7.14	14.39	0.7
Ortenburger Schotter											
117b	118.3	15.1	34.3	15.2	0.02	n.m.	n.m.	3.22	3.24	6.46	-0.2
"Sommersberg-Zone"											
73b	228.8	6.5	5.7	1.1	0.06	n.m.	n.m.	4.09	4.01	8.10	1.0
72b	273.9	6.4	13.3	2.4	0.07	n.m.	n.m.	5.10	4.91	10.01	1.9
"Hörnli-Schüttung"											
62b	347.7	7.6	7.4	1.0	0.10	n.m.	n.m.	6.34	6.01	12.35	2.7
63b	426.8	17.8	5.2	1.3	0.10	n.m.	n.m.	7.59	7.49	15.09	0.7
61b	388.8	7.5	6.7	1.2	0.11	n.m.	n.m.	7.15	6.68	13.82	3.4
91b	233.3	8.1	6.6	1.2	0.05	n.m.	n.m.	4.25	4.09	8.35	1.9
92b	284.5	6.5	6.9	1.5	0.05	n.m.	n.m.	4.66	4.95	9.61	-3.1
97b	283.0	4.5	7.5	1.7	0.05	n.m.	n.m.	5.15	4.90	10.05	2.4
90b	309.0	7.5	9.0	2.8	0.05	n.m.	n.m.	5.52	5.45	10.97	0.7
96b	300.1	7.5	12.2	1.2	0.06	n.m.	n.m.	5.47	5.31	10.78	1.5
95b	337.3	8.3	13.8	3.8	0.06	1.1	0.00	6.34	6.03	12.37	2.4
94b	368.1	12.6	15.3	2.3	0.06	n.m.	n.m.	6.64	6.61	13.25	0.3
93b	417.9	15.8	14.4	1.9	0.06	n.m.	n.m.	7.58	7.47	15.05	0.7
Oberquaternäre Mergelzone											
74b	238.7	9.0	7.6	3.5	0.08	n.m.	n.m.	4.28	4.32	8.60	-0.5
"Tortonien"											
11a	292.7	13.0	7.2	3.1	0.10	n.m.	n.m.	5.38	5.28	10.66	1.0
12a	342.2	16.0	6.4	2.7	0.11	n.m.	n.m.	6.48	6.13	12.60	2.8
8a	236.7	14.8	14.6	2.9	0.16	n.m.	n.m.	5.01	4.51	9.53	5.2
9a	329.6	15.0	10.7	2.8	0.14	n.m.	n.m.	6.37	5.97	12.34	3.2
7a	324.5	12.4	6.2	2.9	0.11	2.7	0.00	6.03	5.76	11.79	2.2
149c	338.6	13.3	5.0	3.7	0.15	n.m.	n.m.	6.18	6.02	12.20	1.4
Napf-Schichten											
102b	264.3	5.8	11.8	3.4	0.05	n.m.	n.m.	4.76	4.74	9.50	0.2
Belberg Schichten											
25a	331.2	10.5	8.0	5.6	0.04	n.m.	n.m.	6.06	5.94	11.99	1.0
66b	233.0	11.7	10.1	1.5	0.08	n.m.	n.m.	4.46	4.27	8.73	2.1
64b	264.3	13.4	15.1	1.8	0.09	n.m.	n.m.	4.82	4.91	9.73	-0.9
65b	208.3	9.8	6.6	1.7	0.10	n.m.	n.m.	3.92	3.78	7.70	1.8
81b	334.9	17.2	6.6	2.9	0.13	n.m.	n.m.	5.71	6.04	11.75	-2.8
"Aquitainen"											
46b	329.3	21.9	6.8	1.3	0.05	n.m.	n.m.	6.02	6.00	12.02	0.2
Gabelspitz Schichten											
29a	123.9	2.6	6.2	1.2	0.09	n.m.	n.m.	2.06	2.22	4.28	-3.9
28a	172.9	4.2	11.2	2.2	0.03	n.m.	n.m.	3.48	3.17	6.64	4.7
30a	241.2	4.1	15.5	4.0	0.02	n.m.	n.m.	4.29	4.40	8.69	-1.3
88b	223.8	4.9	7.4	2.5	0.04	n.m.	n.m.	3.89	3.96	7.85	-1.0
87b	217.8	4.0	9.0	2.6	0.05	13.4	0.04	3.79	3.87	7.66	-1.1
Kalchellen-Formation											
24a	287.1	5.5	8.8	2.5	0.03	n.m.	n.m.	5.02	5.03	10.05	-0.2
Guggershorn-Formation											
89b	203.4	4.1	7.2	1.5	0.05	n.m.	n.m.	3.68	3.58	7.26	1.4
OMM facies saumâtre											
116b	418.4	24.4	19.7	6.9	0.02	122.1	0.37	8.70	7.85	16.55	5.2
119b	397.3	24.5	0.0	4.3	0.22	n.m.	n.m.	7.79	7.15	14.93	4.3
OMM f. côte linéaire cisalique											
77b	266.3	14.6	16.5	3.6	0.11	76.0	0.23	5.53	5.04	10.58	4.7
78b	184.8	15.0	4.4	3.2	0.10	n.m.	n.m.	3.88	3.51	7.39	5.1
79b	167.1	15.7	8.1	3.0	0.11	n.m.	n.m.	3.30	3.29	6.59	0.3
80b	305.0	11.1	7.9	3.9	0.13	n.m.	n.m.	5.68	5.47	11.15	1.8
101b	236.7	13.0	20.2	4.0	0.06	n.m.	n.m.	4.75	4.59	9.34	1.7
59b	276.7	9.9	10.3	5.7	0.11	n.m.	n.m.	5.54	5.07	10.62	4.4
60b	235.1	22.2	14.1	2.2	0.11	n.m.	n.m.	4.89	4.61	9.50	2.9
58b	234.6	20.6	13.4	2.3	0.11	7.6	0.02	4.93	4.56	9.49	3.9
OMM facies de mer ouverte											
26a	328.0	15.2	11.3	3.4	0.04	n.m.	n.m.	5.70	5.97	11.68	-2.3
27a	333.0	24.1	18.8	3.7	0.03	n.m.	n.m.	6.04	6.37	12.40	-2.7
66b	264.4	17.4	10.1	2.3	0.13	42.0	0.13	5.21	4.93	10.14	2.7
57b	349.3	16.0	8.2	8.0	0.13	n.m.	n.m.	6.03	6.42	12.46	-3.1
54b	338.3	35.5	7.2	3.0	0.17	n.m.	n.m.	6.32	6.49	12.83	-1.3
56b	236.4	20.1	17.6	4.8	0.09	n.m.	n.m.	4.50	4.72	9.22	-2.4
86b	425.5	26.8	6.6	4.9	0.16	n.m.	n.m.	8.09	7.78	15.87	1.9
84b	366.2	18.3	2.0	3.2	0.13	n.m.	n.m.	6.41	6.51	12.92	-0.8
83b	385.0	21.7	0.2	3.6	0.13	n.m.	n.m.	6.77	6.87	13.64	-0.8
85b	355.1	20.2	4.3	3.4	0.16	20.7	0.06	6.31	6.41	12.74	-0.7
82b	353.1	26.3	2.2	4.0	0.14	n.m.	n.m.	5.99	6.49	12.48	-4.0

Code	HCO3	SO4	NO3	Cl	F	P	PO4	Σ cations	Σ anions	TD	Erreur/bal.
	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(µg/l)	(mg/l)	(még/l)	(még/l)	(még/l)	%
Limite de détection	2 à 4	2.0	2.0	1.0	0.20						
OMM esturin											
42b	274.7	6.7	15.6	9.2	0.03	n.m.	n.m.	5.72	5.15	10.87	5.2
41b	297.2	8.6	33.3	7.6	0.03	n.m.	n.m.	5.84	5.80	11.64	0.3
36B	368.3	12.8	17.1	10.2	0.04	n.m.	n.m.	6.90	6.87	13.77	0.2
34B	361.6	21.5	31.9	24.7	0.04	n.m.	n.m.	7.26	7.59	14.84	-2.2
36B	432.9	9.3	24.2	14.7	0.03	n.m.	n.m.	7.35	8.09	15.44	-4.8
37B	319.9	14.4	32.1	20.7	0.04	n.m.	n.m.	6.05	6.65	12.70	-4.7
38B	292.4	15.0	46.7	25.2	0.04	n.m.	n.m.	6.23	6.57	12.80	-2.6
LUC10	414.5	10.4	41.7	14.2	0.03	n.m.	n.m.	7.45	8.08	15.53	-4.1
LUC7	369.7	23.5	11.2	4.5	0.03	n.m.	n.m.	6.25	6.86	13.11	-4.6
POZ	154.1	10.1	16.3	15.7	0.03	n.m.	n.m.	3.78	3.44	7.22	4.7
LRY	183.6	13.1	9.3	1.8	0.03	65.0	0.20	3.29	3.48	6.78	-2.8
53B	204.0	13.9	30.6	10.1	0.08	n.m.	n.m.	4.18	4.42	8.59	-2.7
52B	193.0	15.5	21.0	6.1	0.10	n.m.	n.m.	4.01	4.00	8.01	0.1
49b	376.6	18.3	3.5	4.1	0.14	n.m.	n.m.	6.24	6.73	12.97	-3.8
50b	377.3	10.4	3.9	4.0	0.16	n.m.	n.m.	6.48	6.58	13.06	-0.8
Giboux-Delta											
45b	271.4	9.9	14.7	1.4	0.03	n.m.	n.m.	5.25	4.93	10.19	3.1
44b	280.0	8.8	8.0	1.2	0.04	1.6	0.00	5.16	4.94	10.10	2.2
43b	263.0	9.0	7.7	1.1	0.03	n.m.	n.m.	4.74	4.65	9.40	0.9
4a	307.2	3.6	18.5	4.1	0.03	n.m.	n.m.	5.83	5.53	11.36	2.7
Molasse grise de Lausanne											
51b	198.8	21.2	2.4	4.7	0.11	6.0	0.02	4.12	3.88	8.00	3.1
*Gäbris-Schuttfächer											
71b	224.9	5.5	2.0	2.4	0.07	n.m.	n.m.	4.09	3.90	7.99	2.3
70b	247.4	6.4	3.1	1.2	0.07	n.m.	n.m.	4.57	4.28	8.84	3.3
Nöhronen-Schüttung											
69b	65.9	6.9	7.0	1.1	0.08	n.m.	n.m.	1.29	1.37	2.67	-2.9
68b	113.0	4.1	5.8	2.7	0.07	n.m.	n.m.	2.32	2.11	4.43	4.8
Honegg-Nagefluh											
31a	157.2	3.4	2.6	0.9	0.03	n.m.	n.m.	2.85	2.72	5.57	2.4
33a	102.4	3.5	2.7	0.6	0.02	n.m.	n.m.	1.85	1.81	3.66	1.0
32a	116.9	4.1	2.4	0.8	0.03	n.m.	n.m.	2.19	2.06	4.26	3.0
Rigi-Schüttung s.l.											
103b	257.5	8.8	4.8	1.1	0.06	n.m.	n.m.	4.79	4.51	9.31	3.0
Speer-Schuttfächer											
76b	258.4	7.6	5.6	0.9	0.07	n.m.	n.m.	4.56	4.51	9.08	0.6
75b	203.1	4.4	4.5	0.5	0.07	n.m.	n.m.	3.68	3.51	7.19	2.3
Molasse à gypse											
129c	375.8	364.0	35.0	35.0	0.20	0.9	0.00	15.10	15.30	30.40	-0.7
131c	417.9	409.0	28.0	28.0	0.20	n.m.	n.m.	15.61	16.62	32.22	-3.1
130c	389.8	255.0	32.0	50.0	0.21	n.m.	n.m.	13.45	13.63	27.08	-0.7
148c	463.5	445.0	40.0	34.0	0.21	n.m.	n.m.	18.36	18.48	36.84	-0.3
Grès de la Cornalle											
CCR	370.5	21.6	11.4	11.5	0.08	n.m.	n.m.	6.49	7.03	13.53	-4.0
Conglomérats du Mont-Pélerin											
40b	305.3	7.8	7.4	1.1	0.04	n.m.	n.m.	5.31	5.32	10.63	0.0
39b	319.9	8.4	8.2	4.8	0.03	5.8	0.02	5.29	5.69	10.98	-3.6
Statistiques											
n	112	112	112	112	112	14	14	112	112	112	112
min	7.3	0.0	0.0	0.4	0.01	0.67	0.00	0.47	0.46	0.93	-4.8
max	463.5	445.0	157.9	50.0	0.22	122.13	0.37	18.36	18.48	36.84	5.2
médiane	295.0	13.4	8.2	3.3	0.07	6.78	0.02	5.61	5.46	10.97	0.9
moyenne	288.0	29.3	14.5	7.1	0.08	26.11	0.08	5.82	5.77	11.58	0.7
s	93.0	68.6	18.5	9.3	0.05	37.09	0.11	2.61	2.68	5.28	2.6

Code	Al	As	B	Ba	Be	Bi	Br	Cd	Cu	Cr	Cu	Fe	Ga	Ge	I	Li	Mn
	(µg/l)	(ppb)	(µg/l)														
Limite de détection	0.2	1.0	1 à 10	0.2	0.2	0.2	1 à 10	0.2	0.2	0.2	0.2	2.0	0.2	0.2	1 à 10	1 à 10	0.2
Hausruck-Schotter																	
112b	3.2	<0.20	1.3	8.5	n.d.	n.d.	5	n.d.	<0.20	0.7	0.2	1.9	n.d.	n.d.	6	0	2.6
Kobernaußerwald-Schotter																	
111b	19.5	0.1	1.1	13.4	n.d.	n.d.	11	n.d.	0.0	1.1	0.4	32.0	n.d.	n.d.	6	1	9.1
110b	2.4	1.1	1.7	4.8	n.d.	n.d.	14	n.d.	<0.20	1.0	0.0	0.1	n.d.	n.d.	6	1	0.9
Münderlinger-Schotter																	
114b	1.5	0.3	1.0	5.1	n.d.	n.d.	14	n.d.	<0.20	1.0	0.9	0.2	n.d.	n.d.	6	1	0.3
Mittlere Serie																	
120b	1.2	0.8	3.6	21.2	n.d.	n.d.	26	n.d.	<0.20	0.8	0.5	0.6	n.d.	n.d.	19	5	0.3
121b	2.2	0.1	6.5	37.3	n.d.	n.d.	34	n.d.	<0.20	0.5	0.2	<0.20	n.d.	n.d.	14	3	0.7
122b	1.8	0.5	1.4	22.4	n.d.	n.d.	33	n.d.	<0.20	0.8	0.3	0.1	n.d.	n.d.	11	4	0.5
Erfzheimer Sande (L3)																	
127b	1.8	0.3	3.3	14.3	n.d.	n.d.	22	n.d.	<0.20	0.8	0.3	2.2	n.d.	n.d.	9	2	0.6
Glimmersande																	
106b	1.4	0.0	3.7	49.8	n.d.	n.d.	34	n.d.	<0.20	0.2	0.3	<0.20	n.d.	n.d.	8	5	0.2
107b	1.2	0.1	3.4	37.3	n.d.	n.d.	37	n.d.	<0.20	0.2	0.2	2.1	n.d.	n.d.	9	9	10.2
108b	1.2	<0.20	1.8	30.4	n.d.	n.d.	21	n.d.	<0.20	0.3	0.2	0.0	n.d.	n.d.	9	8	0.2
109b	1.1	<0.20	2.1	31.9	n.d.	n.d.	14	n.d.	<0.20	0.2	0.1	<0.20	n.d.	n.d.	8	9	0.2
99b	1.3	<0.20	1.9	10.1	n.d.	n.d.	23	n.d.	<0.20	0.2	<0.20	0.6	n.d.	n.d.	11	13	20.5
98b	1.4	0.7	2.1	11.4	n.d.	n.d.	11	n.d.	0.1	0.2	1.1	16.5	n.d.	n.d.	11	11	45.7
100b	1.5	2.5	3.3	24.5	n.d.	n.d.	26	n.d.	<0.20	0.2	1.2	0.1	n.d.	n.d.	9	7	0.8
140c	212.0	0.1	7.3	65.3	n.d.	n.d.	2	n.d.	0.2	1.1	2.8	161.8	n.d.	n.d.	4	5	21.6
Nördliche Vollschotter																	
124b	4.9	0.4	10.1	16.4	n.d.	n.d.	126	n.d.	<0.20	0.7	0.8	0.1	n.d.	n.d.	11	2	2.9
126b	4.1	1.2	3.0	9.1	n.d.	n.d.	24	n.d.	<0.20	0.9	0.9	0.3	n.d.	n.d.	10	3	2.0
125b	2.6	1.0	6.9	25.8	n.d.	n.d.	110	n.d.	0.0	0.8	0.4	155.0	n.d.	n.d.	30	2	374.1
Ortenburger Schotter																	
117b	1.1	<0.20	3.1	15.8	n.d.	n.d.	20	n.d.	<0.20	0.8	3.7	0.3	n.d.	n.d.	10	5	0.1
Sommerberg-Zone																	
73b	3.9	<0.10	3.5	28.2	n.d.	n.d.	3	n.d.	0.4	0.3	<0.10	0.4	n.d.	n.d.	5	0	1.7
72b	1.3	<0.10	8.0	63.3	n.d.	n.d.	6	n.d.	0.4	0.3	15.2	1.9	n.d.	n.d.	6	2	1.0
Hörnli-Schüttung																	
62b	0.4	0.1	2.7	74.6	n.d.	n.d.	1	n.d.	0.2	<0.20	<0.20	0.2	n.d.	n.d.	15	1	0.4
63b	0.8	0.1	5.5	73.5	n.d.	n.d.	8	n.d.	0.2	<0.20	0.1	1.1	n.d.	n.d.	13	2	0.7
61b	0.5	0.2	3.8	89.4	n.d.	n.d.	4	n.d.	0.2	<0.20	0.1	0.0	n.d.	n.d.	13	2	0.6
91b	1.8	0.1	2.0	38.4	n.d.	n.d.	1	n.d.	0.1	<0.20	0.0	<0.20	n.d.	n.d.	11	1	0.4
92b	2.6	0.1	1.9	42.1	n.d.	n.d.	3	n.d.	0.2	<0.20	0.1	<0.20	n.d.	n.d.	7	1	1.5
97b	2.0	0.2	2.9	15.0	n.d.	n.d.	0	n.d.	0.2	0.3	<0.20	<0.20	n.d.	n.d.	9	1	0.7
90b	1.6	0.1	3.6	29.6	n.d.	n.d.	9	n.d.	0.2	0.1	<0.20	<0.20	n.d.	n.d.	13	1	0.6
96b	7.9	0.2	3.5	28.3	n.d.	n.d.	8	n.d.	0.3	<0.20	0.5	6.7	n.d.	n.d.	10	1	14.9
95b	1.5	0.1	4.1	76.6	n.d.	n.d.	7	n.d.	0.2	<0.20	<0.20	0.0	n.d.	n.d.	11	2	0.3
94b	4.1	0.1	6.2	46.7	n.d.	n.d.	7	n.d.	0.2	<0.20	0.1	<0.20	n.d.	n.d.	9	1	1.6
93b	1.3	0.1	4.7	43.8	n.d.	n.d.	11	n.d.	0.2	0.1	<0.20	0.1	n.d.	n.d.	11	1	0.3
Oberaquitane Mergelzone																	
74b	1.9	<0.10	7.1	81.0	n.d.	n.d.	7	n.d.	0.2	0.1	0.1	1.2	n.d.	n.d.	15	2	0.6
Tortonien																	
11a	18.0	0.2	2.2	27.4	n.d.	n.d.	21	n.d.	0.2	0.7	1.2	0.6	n.d.	n.d.	17	1	8.3
12a	7.2	0.1	2.2	47.1	n.d.	n.d.	14	n.d.	0.2	0.8	<0.20	0.1	n.d.	n.d.	21	2	0.4
8a	10.6	0.3	1.6	33.5	n.d.	n.d.	18	n.d.	0.2	0.7	0.3	<0.20	n.d.	n.d.	17	2	7.9
9a	2.3	0.1	2.1	97.8	n.d.	n.d.	19	n.d.	0.2	0.3	3.4	<0.20	n.d.	n.d.	18	3	0.8
7a	8.9	0.1	2.6	43.5	n.d.	n.d.	16	n.d.	0.2	0.2	3.7	0.9	n.d.	n.d.	18	2	2.9
149c	12.1	0.1	2.6	68.6	n.d.	n.d.	2	n.d.	0.2	0.6	2.5	1.4	n.d.	n.d.	8	3	0.4
Napp-Schichten																	
102b	3.4	<0.10	4.6	52.9	n.d.	n.d.	1	n.d.	0.4	0.4	5.6	1.8	n.d.	n.d.	3	0	0.5
Balberg Schichten																	
25a	24.0	<0.10	3.2	18.1	n.d.	n.d.	3	n.d.	<0.10	4.1	0.1	71.7	n.d.	n.d.	9	2	7.5
66b	10.0	<0.10	1.8	3.6	n.d.	n.d.	13	n.d.	<0.10	0.7	<0.10	8.7	n.d.	n.d.	9	2	<0.10
64b	9.2	<0.10	1.6	2.4	n.d.	n.d.	9	n.d.	<0.10	1.1	<0.10	<0.10	n.d.	n.d.	10	2	<0.10
65b	9.1	<0.10	1.1	3.2	n.d.	n.d.	9	n.d.	<0.10	0.6	<0.10	<0.10	n.d.	n.d.	8	2	<0.10
81b	18.5	<0.10	2.0	14.0	n.d.	n.d.	16	n.d.	<0.10	0.4	0.3	2.8	n.d.	n.d.	9	3	6.1
Aquitaniens																	
46b	26.3	<0.10	2.5	24.0	n.d.	n.d.	7	n.d.	<0.10	<0.10	0.8	21.3	n.d.	n.d.	7	4	5.9
Gabelspitz Schichten																	
29a	5.4	<0.10	0.8	3.7	n.d.	n.d.	<0.10	n.d.	<0.10	<0.10	0.5	0.5	n.d.	n.d.	8	1	0.2
28a	6.3	<0.10	1.4	12.9	n.d.	n.d.	11	n.d.	<0.10	0.6	<0.10	2.7	n.d.	n.d.	2	1	<0.10
30a	9.2	<0.10	2.0	40.5	n.d.	n.d.	4	n.d.	<0.10	0.3	<0.10	0.1	n.d.	n.d.	6	0	<0.10
88b	11.3	<0.10	2.0	57.9	n.d.	n.d.	11	n.d.	<0.10	1.1	<0.10	1.0	n.d.	n.d.	8	1	<0.10
87b	21.0	<0.10	2.9	74.9	n.d.	n.d.	4	n.d.	<0.10	1.0	<0.10	0.3	n.d.	n.d.	8	1	2.4
Kaichtätten-Formation																	
24a	8.5	<0.10	2.5	89.4	n.d.	n.d.	6	n.d.	<0.10	0.1	<0.10	0.2	n.d.	n.d.	10	1	0.5
Guggerhorn-Formation																	
89b	11.3	<0.10	2.0	37.5	n.d.	n.d.	4	n.d.	0.4	1.1	<0.10	2.0	n.d.	n.d.	3	1	0.9
OMM faciès saumâtre																	
116b	7.6	0.2	6.6	14.7	n.d.	n.d.	5	n.d.	0.4	2.5	<0.10	1.8	n.d.	n.d.	4	8	0.9
119b	27.3	<0.10	3.2	16.7	n.d.	n.d.	5	n.d.	0.5	0.5	<0.10	31.5	n.d.	n.d.	3	29	17.3
OMM f. côte linéaire classique																	
77b	2.3	<0.10	5.3	12.2	n.d.	n.d.	7	n.d.	0.4	1.7	<0.10	2.0	n.d.	n.d.	6	1	1.8
78b	0.7	<0.10	3.9	10.4	n.d.	n.d.	4	n.d.	0.4	1.1	<0.10	3.3	n.d.	n.d.	7	0	1.5
79b	3.2	<0.10	2.5	6.9	n.d.	n.d.	5	n.d.	0.4	0.9	<0.10	1.7	n.d.	n.d.	5	0	1.9
80b	0.3	<0.10	4.3	17.6	n.d.	n.d.	4	n.d.	0.4	1.1	<0.10	1.7	n.d.	n.d.	6	1	0.6
101b	10.3	<0.10	3.6	15.9	n.d.	n.d.	7	n.d.	0.4	3.4	<0.10	1.7	n.d.	n.d.	3	1	2.1
59b	2.2	<0.10	11.4	26.2	n.d.	n.d.	3	n.d.	0.4	2.7	<0.10	1.0	n.d.	n.d.	5	3	1.0
60b	2.4	<0.10	9.1	29.1	n.d.	n.d.	8	n.d.	0.4	1.7	<0.10	0.7	n.d.	n.d.	7	6	0.9
58b	0.1	<0.10	7.0	25.8	n.d.	n.d.	10	n.d.	0.3	2.2	<0.10	0.8	n.d.	n.d.	4	3	0.7
OMM faciès de mer ouverte																	
26a	13.6	<0.10	20.4	22.2	n.d.	n.d.	9	n.d.	0.2	2.2	5.5	2.3	n.d.	n.d.	21	2	1.2
27a	23.0	<0.10	1.8	28.6	n.d.	n.d.	19	n.d.	0.2	2.4	0.1	2.6	n.d.	n.d.	18	2	3.3
56b	0.2	<0.10	1.6	5.8	n.d.	n.d.	22	n.d.	<0.10	0.6	<0.10	0.4	n.d.	n.d.	9	3	<0.10
57b	5.8	<0.10	2.5	14.1	n.d.	n.d.	18	n.d.	<0.10	0.9	<0.10	1.5	n.d.	n.d.	8	4	5.9
54b	0.2	<0.10	1.8	8.5	n.d.	n.d.	18	n.d.	<0.10	2.5	<0.10	0.6	n.d.	n.d.	10	4	<0.10
55b	3.3	<0.10	1.9	3.3	n.d.	n.d.	27	n.d.	<0.10</								

Code	Al	As	B	Ba	Be	Bi	Br	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	Ge	I	Li	Mn
	(µg/l)																
Limite de détection	0.2	1.0	1 à 10	0.2	0.2	0.2	1 à 10	0.2	0.2	0.2	0.2	2.0	0.2	0.2	1 à 10	1 à 10	0.2
OMM estuarien																	
42b	41.1	<0.10	2.8	20.8	n.d.	n.d.	16	n.d.	<0.10	2.3	0.3	3.6	n.d.	n.d.	16	1	7.9
41b	16.3	<0.10	6.8	14.3	n.d.	n.d.	15	n.d.	<0.10	4.6	0.1	4.0	n.d.	n.d.	11	2	1.0
36B	30.2	0.7	8.2	47.8	n.d.	n.d.	17	n.d.	<0.20	2.5	0.6	2.7	n.d.	n.d.	28	9	0.5
34B	45.9	0.1	3.7	17.7	n.d.	n.d.	29	n.d.	<0.20	1.9	1.5	3.1	n.d.	n.d.	43	8	2.3
35B	30.6	0.3	3.9	27.3	n.d.	n.d.	17	n.d.	<0.20	2.1	0.2	2.3	n.d.	n.d.	27	6	0.5
37B	31.5	0.2	3.3	11.9	n.d.	n.d.	20	n.d.	<0.20	3.5	1.5	2.0	n.d.	n.d.	45	11	1.5
38B	51.8	0.2	4.0	7.3	n.d.	n.d.	27	n.d.	<0.20	4.5	0.5	3.9	n.d.	n.d.	40	8	3.1
LUC10	32.0	0.2	6.9	38.7	n.d.	n.d.	15	n.d.	<0.20	4.1	0.8	1.8	n.d.	n.d.	9	6	0.4
LUC7	32.5	0.3	3.1	19.2	n.d.	n.d.	11	n.d.	<0.20	3.1	<0.20	3.9	n.d.	n.d.	12	8	0.5
POZ	33.4	0.7	6.5	14.9	n.d.	n.d.	6	n.d.	0.2	4.1	4.3	6.9	n.d.	n.d.	9	1	0.7
LRV	28.7	0.4	6.3	8.4	n.d.	n.d.	8	n.d.	0.1	4.8	0.9	5.3	n.d.	n.d.	9	1	0.8
53B	21.1	0.4	3.9	16.9	n.d.	n.d.	18	n.d.	0.2	6.9	0.7	1.6	n.d.	n.d.	59	1	0.5
52B	22.7	0.4	2.9	10.5	n.d.	n.d.	6	n.d.	0.1	6.2	0.4	1.1	n.d.	n.d.	41	2	1.0
49b	9.0	<0.10	5.4	9.3	n.d.	n.d.	8	n.d.	0.2	4.2	0.1	0.7	n.d.	n.d.	15	4	0.1
50b	12.0	<0.10	6.2	11.4	n.d.	n.d.	7	n.d.	0.2	5.5	<0.10	1.4	n.d.	n.d.	16	3	0.2
"Gibloux-Delta"																	
45b	20.4	<0.10	5.5	333.7	n.d.	n.d.	20	n.d.	0.2	0.2	0.1	2.0	n.d.	n.d.	24	1	2.6
44b	7.2	<0.10	1.7	225.1	n.d.	n.d.	11	n.d.	0.2	0.1	0.1	2.3	n.d.	n.d.	17	1	1.3
43b	27.8	<0.10	6.0	193.4	n.d.	n.d.	14	n.d.	0.2	0.8	0.3	0.8	n.d.	n.d.	23	3	2.2
4a	7.3	<0.10	4.0	50.5	n.d.	n.d.	10	n.d.	0.2	0.3	0.3	7.4	n.d.	n.d.	25	2	2.1
Molasse grise de Lausanne																	
51b	12.7	0.4	4.6	53.5	n.d.	n.d.	7	n.d.	<0.10	0.9	0.3	<0.10	n.d.	n.d.	6	7	0.4
"Gäbris-Schuttflächer"																	
71b	4.5	<0.10	4.5	30.6	n.d.	n.d.	5	n.d.	0.2	0.9	1.9	1.5	n.d.	n.d.	17	1	1.3
70b	1.6	<0.10	2.5	28.9	n.d.	n.d.	4	n.d.	0.2	0.2	1.5	3.0	n.d.	n.d.	14	1	0.8
"Höhronen-Schüttung"																	
69b	<1.0	1.0	0.4	14.5	n.d.	n.d.	4	n.d.	<0.10	<0.10	0.1	1.5	n.d.	n.d.	6	0	0.3
68b	51.3	0.3	2.8	29.3	n.d.	n.d.	3	n.d.	<0.10	0.5	1.3	63.7	n.d.	n.d.	5	4	6.6
"Nonagg-Nagefluh"																	
31a	21.9	<0.1	2.3	53.4	n.d.	n.d.	1	n.d.	<0.10	0.7	1.3	19.8	n.d.	n.d.	7	3	6.3
33a	13.1	0.1	1.6	28.2	n.d.	n.d.	2	n.d.	<0.10	0.1	0.4	1.5	n.d.	n.d.	7	0	0.3
32a	15.7	0.1	2.3	46.9	n.d.	n.d.	3	n.d.	<0.10	0.6	0.1	1.4	n.d.	n.d.	8	1	1.0
"Rigi-Schüttung a.l."																	
103b	5.1	<0.1	28.2	244.2	n.d.	n.d.	3	n.d.	<0.10	0.1	1.7	0.7	n.d.	n.d.	7	11	0.4
"Speer-Schuttflächer"																	
76b	0.3	<0.1	5.8	18.7	n.d.	n.d.	4	n.d.	<0.10	0.1	0.5	1.0	n.d.	n.d.	7	1	0.3
75b	0.9	<0.1	5.0	35.0	n.d.	n.d.	3	n.d.	<0.10	<0.1	5.5	2.6	n.d.	n.d.	6	2	0.7
Molasse à gypse																	
129c	6.3	0.2	20.2	20.7	n.d.	n.d.	28	n.d.	0.4	0.7	2.3	<10.00	n.d.	n.d.	2	17	0.6
131c	4.4	0.2	11.9	30.5	n.d.	n.d.	31	n.d.	0.5	0.8	2.8	1.4	n.d.	n.d.	3	19	0.6
130c	2.8	0.5	31.1	35.4	n.d.	n.d.	45	n.d.	0.4	0.6	3.1	<10.00	n.d.	n.d.	15	21	<1.00
148c	n.d.	0.2	52.4	43.0	n.d.	n.d.	43	n.d.	0.6	0.8	49.5	11.4	n.d.	n.d.	2	29	0.5
Grès de la Cornalle																	
00R	20.4	0.6	55.7	150.0	n.d.	n.d.	6	n.d.	0.1	0.5	2.8	2.2	n.d.	n.d.	87	22	0.4
Conglomerats du Mont-Pèlerin																	
40b	23.2	0.3	5.7	39.4	n.d.	n.d.	4	n.d.	0.1	0.4	0.2	2.5	n.d.	n.d.	41	1	0.8
39b	31.9	0.3	8.0	74.1	n.d.	n.d.	5	n.d.	0.2	0.4	1.2	2.2	n.d.	n.d.	33	3	1.1
n	110	58.0	112	112			110		61.0	100.0	110.0	97.0			112	112	107.0
min	0.1	0.0	0.4	2.4			0		0.0	0.1	0.0	0.0			2	0	0.1
max	212.0	2.5	55.7	333.7			45		0.8	6.9	7.2	63.7			87	29	21.6
médiane	7.2	0.2	3.3	27.4			9		0.2	0.8	0.2	1.5			9	2	0.7
moyenne	14.0	0.3	5.5	39.3			12		0.3	1.4	0.9	8.9			13	4	2.0
s	24.0	0.4	8.0	48.2			10		0.1	1.5	1.4	26.6			12	5	3.4

Code	Mo	Ni	Pb	Rb	Sr	Se	Sn	Tl	U	V	Zn
	(µg/l)										
Limite de détection	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	1.0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Hausruck-Schotter											
112b	0.1	0.9	3.6	0.4	<0.20	n.d.	n.d.	0.6	0.2	0.4	1.2
Kobersauerwald-Schotter											
111b	0.2	1.2	1.0	1.2	<0.20	n.d.	n.d.	1.1	0.1	0.6	4.3
110b	0.1	0.6	<0.20	0.3	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	0.4	0.7	1.1
Munderfinger-Schotter											
114b	0.1	0.2	<0.20	0.2	<0.20	n.d.	n.d.	0.0	0.2	0.7	1.4
Mittlere Serie											
120b	0.1	0.8	<0.20	0.4	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	0.9	0.6	2.9
121b	0.2	1.1	<0.20	0.3	<0.20	n.d.	n.d.	0.0	1.1	0.4	0.5
122b	0.1	0.9	<0.20	0.5	<0.20	n.d.	n.d.	0.1	1.0	0.5	1.9
Erolzheimer Sande (L3)											
127b	0.1	0.8	0.1	0.2	<0.20	n.d.	n.d.	0.1	0.7	0.4	5.2
Glimmersande											
106b	3.2	1.2	<0.20	0.8	<0.20	n.d.	n.d.	0.1	2.0	0.3	0.5
107b	9.2	1.2	0.1	1.4	<0.20	n.d.	n.d.	0.1	2.3	0.3	0.4
108b	2.6	0.9	<0.20	0.6	<0.20	n.d.	n.d.	0.1	2.8	0.3	0.3
109b	3.2	0.7	<0.20	0.8	<0.20	n.d.	n.d.	0.0	3.4	0.3	<0.20
99b	3.8	0.6	<0.20	1.1	<0.20	n.d.	n.d.	0.0	4.8	0.3	0.2
98b	5.0	1.4	<0.20	1.9	<0.20	n.d.	n.d.	0.1	9.0	0.2	3.0
100b	140.3	3.9	<0.20	0.9	<0.20	n.d.	<0.20	0.1	8.0	0.3	1.0
140c	7.7	0.3	0.5	0.6	0.1	n.d.	n.d.	0.6	2.2	1.0	4.9
Nördliche Vollsotter											
124b	0.1	0.6	<0.20	0.9	<0.20	n.d.	n.d.	0.1	0.9	0.5	1.5
126b	0.2	0.3	0.1	0.6	<0.20	n.d.	n.d.	0.0	0.7	0.5	1.7
125b	0.2	1.5	0.1	0.3	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	1.0	0.6	0.8
Ortenburger Schotter											
117b	0.2	0.5	<0.20	0.2	<0.20	n.d.	n.d.	0.0	0.2	0.4	1.8
"Sommerberg-Zone"											
73b	0.1	0.1	<0.20	0.7	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.1	0.3	<0.10
72b	0.2	0.5	<0.20	1.6	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.1	0.4	6.3
"Hörnli-Schüttung"											
62b	0.4	0.6	<0.20	0.5	<0.20	n.d.	n.d.	0.1	0.9	0.5	<0.20
63b	0.4	1.0	<0.20	0.6	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	1.1	0.5	1.4
61b	0.2	0.9	<0.20	0.6	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	0.9	0.5	<0.20
61b	0.3	0.5	<0.20	0.4	<0.20	n.d.	n.d.	0.1	0.5	0.3	0.5
92b	0.2	0.4	0.1	0.4	<0.20	n.d.	n.d.	0.1	0.4	0.4	<0.20
97b	0.2	0.3	0.1	0.4	<0.20	n.d.	n.d.	0.1	0.4	0.6	<0.20
90b	0.1	0.7	<0.20	0.3	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	0.5	0.4	<0.20
96b	0.1	1.5	0.6	0.7	<0.20	n.d.	n.d.	1.8	0.6	0.7	1.0
95b	0.4	0.8	<0.20	0.4	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	0.8	0.6	0.1
94b	0.1	0.9	0.6	0.7	<0.20	n.d.	n.d.	0.1	0.8	0.6	<0.20
93b	0.2	0.7	<0.20	0.4	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	0.9	0.8	<0.20
Oberaquitane Mergelzone											
74b	0.4	0.3	<0.20	0.8	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	0.8	0.5	0.8
"Tortonien"											
11a	0.2	1.1	0.1	1.3	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	0.9	0.3	2.0
12a	0.2	1.1	0.1	0.4	<0.20	n.d.	n.d.	0.1	1.1	0.5	0.5
8a	6.5	0.8	0.1	0.9	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	1.0	0.2	2.4
9a	1.0	0.7	0.1	0.9	<0.20	n.d.	n.d.	0.1	1.9	0.8	1.8
7a	0.3	3.2	<0.20	0.7	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	0.7	0.3	3.4
149C	0.8	0.3	0.0	0.5	0.1	n.d.	n.d.	0.0	3.3	0.3	4.4
Napf-Schichten											
102b	0.1	0.7	<0.20	1.3	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.1	0.7	16.3
Balpbarg Schichten											
25a	0.5	0.7	0.1	0.2	<0.20	n.d.	n.d.	2.1	0.3	0.6	<0.10
66b	0.5	<0.10	8.7	<0.1	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	0.3	0.7	<0.10
64b	0.4	0.1	<0.20	<0.1	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	0.6	0.5	<0.10
65b	0.4	<0.10	0.2	<0.1	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	0.5	0.6	<0.10
81b	0.4	0.2	0.3	0.5	<0.20	n.d.	n.d.	0.4	0.6	0.4	155.0
"Aquitaniens"											
46b	<0.10	<0.10	0.1	0.9	<0.20	n.d.	n.d.	0.4	0.5	0.8	6.5
Gabelspitz Schichten											
29a	0.4	<0.10	1.1	<0.1	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	0.1	0.4	<0.10
28a	0.4	<0.10	0.2	1.0	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	0.2	1.0	2.8
30a	0.3	0.6	<0.20	0.6	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	0.1	0.9	<0.10
88b	0.4	0.5	<0.20	0.2	<0.20	n.d.	n.d.	0.4	0.2	0.6	<0.10
87b	0.4	<0.10	0.1	0.5	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	0.2	0.7	<0.10
Reichstättchen-Formation											
24a	0.4	1.2	<0.20	<0.1	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	0.3	0.4	<0.10
Guggershorn-Formation											
89b	0.1	0.3	<0.20	1.0	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.1	0.4	0.5
OMM faciès saumâtre											
116b	0.1	1.7	<0.20	0.5	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	1.8	1.6	2.0
119b	1.0	1.2	0.2	3.0	<0.20	n.d.	n.d.	1.4	0.3	0.4	0.8
OMM f. côte linéaire classique											
77b	0.1	0.5	0.2	0.8	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.1	0.7	0.6
78b	0.2	0.3	<0.20	0.6	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.1	0.6	0.7
79b	0.1	0.1	0.1	0.8	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.1	0.7	0.3
80b	0.3	0.4	<0.20	0.8	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.3	0.3	0.6
101b	0.1	0.4	0.1	1.3	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.1	0.6	0.1
59b	0.5	0.5	0.8	1.0	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.3	0.5	0.7
60b	0.7	0.3	0.5	1.3	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.6	0.5	0.5
58b	0.7	0.3	<0.20	1.0	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.9	0.5	0.1
OMM faciès de mer ouverte											
26a	0.2	0.3	0.3	0.3	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	0.4	0.4	4.8
27a	0.2	0.3	<0.20	0.5	<0.20	n.d.	n.d.	0.4	0.2	0.4	1.8
56b	0.4	0.3	0.1	<0.1	<0.20	n.d.	n.d.	0.4	0.3	0.6	<0.10
67b	0.5	<0.10	0.4	<0.1	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	0.5	0.4	<0.10
54b	0.7	0.4	<0.20	<0.1	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	0.7	0.4	<0.10
55b	0.4	<0.10	0.1	<0.1	<0.20	n.d.	n.d.	0.5	0.3	0.5	<0.10
66b	0.2	0.5	<0.20	1.1	<0.20	n.d.	n.d.	0.4	1.3	0.5	0.1
84b	0.4	0.4	<0.20	0.3	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	3.1	0.8	10.7
83b	1.7	2.0	0.5	0.7	<0.20	n.d.	n.d.	4.5	2.2	0.8	4.0
85b	0.2	0.1	0.1	0.4	<0.20	n.d.	n.d.	0.4	1.0	0.4	1.2
82b	1.9	0.8	1.6	2.0	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	2.6	0.3	1.4

Code	Mo	Ni	Pb	Rb	Sc	Se	Sn	Tl	U	V	Zn
	(µg/l)										
Limite de détection	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	1.0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
OMM estuarin											
42b	0.4	1.0	0.2	1.3	<0.20	n.d.	n.d.	0.7	0.3	1.4	5.2
41b	0.5	0.6	<0.20	0.4	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	0.4	0.8	<0.10
36B	1.0	0.6	<0.20	0.8	0.2	n.d.	n.d.	0.2	1.8	0.8	2.8
34B	1.1	0.8	0.1	1.3	0.2	n.d.	n.d.	0.1	1.4	0.8	1.0
35B	0.9	0.9	<0.20	1.0	0.2	n.d.	n.d.	0.1	0.9	0.6	2.8
37B	0.9	0.2	<0.20	1.0	0.3	n.d.	n.d.	0.1	1.7	0.7	2.8
38B	0.9	0.5	0.3	1.1	0.2	n.d.	n.d.	0.2	1.1	0.7	0.3
LUC10	0.7	0.4	<0.20	0.6	0.3	n.d.	n.d.	0.3	0.5	0.8	0.2
LUC7	0.9	0.3	<0.20	1.1	0.3	n.d.	n.d.	0.1	1.2	0.6	<0.20
POZ	1.1	1.1	0.5	0.6	0.4	n.d.	n.d.	0.3	0.1	1.0	4.0
LRY	1.0	1.0	0.2	0.3	0.4	n.d.	n.d.	0.2	0.2	0.8	1.6
53B	0.9	0.5	0.2	0.4	0.4	n.d.	n.d.	0.0	0.4	1.0	0.5
52B	1.0	0.5	0.2	0.3	0.4	n.d.	n.d.	0.1	0.3	0.5	0.5
46b	0.3	0.9	<0.20	0.3	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	0.6	0.5	0.7
50b	0.2	0.7	0.3	0.2	<0.20	n.d.	n.d.	0.4	0.7	0.8	0.1
"Gibloux-Deits"											
45b	0.1	0.4	0.2	0.7	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	0.5	0.9	0.5
44b	0.1	0.3	0.8	0.1	<0.20	n.d.	n.d.	0.4	0.5	0.8	2.2
43b	0.4	0.4	<0.20	1.2	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	0.7	0.7	6.0
4a	0.2	0.5	<0.20	0.2	<0.20	n.d.	n.d.	1.0	0.5	0.4	0.3
Molasse grise de Lausanne											
51b	0.4	<0.10	<0.20	0.6	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.9	0.4	3.1
"Gäbrta-Schuttfächer"											
71b	0.3	0.5	0.1	0.6	<0.20	n.d.	n.d.	0.2	0.3	0.4	8.5
70b	0.5	0.1	0.1	0.4	<0.20	n.d.	n.d.	0.3	0.4	0.3	2.0
"Höhronen-Schüttung"											
69b	0.1	<0.10	<0.20	1.2	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.1	0.1	27.0
68b	0.1	<0.10	0.3	1.3	<0.20	n.d.	n.d.	0.7	0.5	0.4	3.2
"Honegg-Nagelfluh"											
31a	0.1	0.2	0.8	0.9	<0.2	n.d.	n.d.	0.5	0.1	0.3	5.5
33a	<0.10	<0.10	<0.20	0.7	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.1	1.1	2.1
32a	0.2	0.4	<0.20	0.8	<0.20	n.d.	n.d.	<0.1	0.2	<0.10	2.3
"Rigi-Schüttung a.l."											
103b	0.3	0.1	<0.20	1.4	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.8	0.6	1.4
"Speer-Schuttfächer"											
76b	0.1	<0.10	<0.20	0.4	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.2	<0.10	5.7
75b	<0.10	<0.10	<0.20	0.4	<0.20	n.d.	n.d.	<0.10	0.1	0.1	5.4
Molasse à gypse											
129c	2.6	1.7	0.4	1.8	0.8	n.d.	n.d.	<1.00	3.5	0.6	8.8
131c	2.7	0.6	0.4	1.0	0.6	n.d.	n.d.	<1.00	2.4	0.4	11.0
130c	16.0	1.0	0.6	1.2	0.7	n.d.	n.d.	<1.00	3.5	0.7	5.6
148c	1.3	1.6	2.1	0.9	1.3	n.d.	n.d.	<1.00	2.5	0.5	9.3
Grès de la Cornalle											
COR	1.7	0.5	0.2	0.9	0.4	n.d.	n.d.	0.0	0.5	0.3	2.6
Conglomerats du Mont-Pélerin											
40b	1.0	0.6	0.2	0.3	0.4	n.d.	n.d.	0.1	0.3	0.2	0.1
39b	1.0	0.4	0.2	0.6	0.4	n.d.	n.d.	0.4	0.3	0.2	1.1
Statistiques											
n	110.0	111.0	108.0	103.0	20.0			111.0	112.0	110.0	109.0
min	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1			0.0	0.1	0.1	0.1
max	9.2	3.9	1.1	3.0	1.3			2.1	9.0	1.6	11.0
médiane	0.4	0.6	0.1	0.7	0.4			0.2	0.5	0.5	1.0
moyenne	0.8	0.7	0.2	0.8	0.4			0.3	1.0	0.6	1.9
s	1.4	0.6	0.2	0.5	0.3			0.3	1.4	0.2	2.4

ANNEXE 5:

**INDICES DE SATURATION
DES EAUX DE SUBSURFACE**

Code	Commune territoriale	LogpCO ₂	Caicite	Aragonite	Magnésite	Dolomite (c)	Dolomite (d)	Anhydrite	Gypsum
Hauerruck-Schotter									
112b	Fornach (A)	-1.915	-0.441	-0.597	-2.628	-2.552	-3.171	-2.595	-2.338
Kobenausserwald-Schotter									
111b	Fornach (A)	-2.488	-0.483	-0.640	-1.569	-1.544	-2.170	-2.801	-2.545
110b	Fornach (A)	-2.718	-3.420	-3.578	-4.839	-7.755	-8.386	-3.493	-3.236
Munderfingger Schotter									
114b	Mattighofen (A)	-2.983	-0.610	-0.767	-1.618	-1.717	-2.342	0.000	0.000
Nördlicher Schotterest									
120b	Simbach	-1.806	-0.059	-0.214	-0.969	-0.505	-1.121	-2.483	-2.227
121b	Mamming	-1.602	0.031	-0.125	-0.906	-0.354	-0.969	-2.359	-2.103
122b	Postau-Moosthann	-1.97	0.214	0.058	-0.777	-0.047	-0.668	-2.308	-2.052
Erobheimer Sande (L3)									
127b	Dinkelscherben	-1.828	-0.051	-0.207	-1.160	-0.692	-1.311	-2.403	-2.147
Ortenburger Schotter (L1)									
117b	Aldersbach	-1.618	-1.288	-1.444	-2.582	-3.351	-3.970	-2.693	-2.437
Nördliche Vailschotter									
124b	Brunnen	-1.871	-0.051	-0.207	-0.983	-0.518	-1.139	-1.915	-1.659
126b	Gachenbach	-1.947	-0.580	-0.736	-1.511	-1.572	-2.190	-2.885	-2.628
125b	Schrobenhausen	-1.725	-0.396	-0.552	-1.308	-1.187	-1.807	-2.047	-1.790
Glimmersande									
106b	Owingen	-2.026	0.431	0.275	-0.666	0.286	-0.331	-2.122	-1.866
107b	Owingen	-2.14	0.514	0.359	-0.549	0.487	-0.128	-1.850	-1.594
108b	Sippingen	-2.108	0.496	0.340	-0.539	0.475	-0.143	-2.043	-1.787
109b	Sippingen	-2.082	0.562	0.406	-0.449	0.632	0.015	-1.887	-1.631
099b	Diesenhofen	-2.359	0.647	0.491	-0.370	0.799	0.184	-1.741	-1.485
98b	Diesenhofen	-2.608	1.035	0.880	-0.037	1.520	0.905	-1.837	-1.581
100b	Winkel	-2.605	1.019	0.864	-0.016	1.529	0.917	-1.993	-1.738
140C	Stallikon	-2.305	0.616	0.462	-0.324	0.825	0.220	-2.230	-1.976
"Sommerberg-Zone"									
73b	Gas	-2.046	-0.145	-0.302	-2.411	-2.049	-2.676	-2.888	-2.631
72b	Gas	-1.96	0.025	-0.130	-1.858	-1.311	-1.927	-2.870	-2.614
"Hörnli-Schüttung"									
62b	Fischingen	-1.761	-0.013	-0.169	-1.010	-0.501	-1.116	-2.860	-2.604
63b	Fischingen	-1.782	0.209	0.053	-0.800	-0.074	-0.695	-2.452	-2.196
61b	Fischingen	-1.72	0.076	-0.081	-0.996	-0.404	-1.024	-2.817	-2.561
91b	Wald (ZH)	-2.036	-0.255	-0.412	-1.307	-1.053	-1.679	-3.041	-2.784
92b	Wald (ZH)	-2.248	0.219	0.063	-0.979	-0.243	-0.863	-2.960	-2.704
97b	Fischenthal	-2.237	0.320	0.167	-0.885	-0.030	-0.635	-3.085	-2.832
90b	Wald (ZH)	-2.521	0.603	0.447	-0.591	0.527	-0.094	-2.853	-2.597
96b	Hirwil	-2.739	0.725	0.569	-0.274	0.984	0.340	-2.905	-2.648
95b	Hirwil	-2.281	0.463	0.307	-0.587	0.394	-0.226	-2.812	-2.556
94b	Russikon	-2.142	0.404	0.248	-0.566	0.359	-0.258	-2.643	-2.387
83b	Herriberg	-2.198	0.597	0.440	-0.473	0.635	0.010	-2.487	-2.230
Obersäulane Mergelzone									
74b	Teufen	-1.72	-0.550	-0.707	-1.593	-1.627	-2.248	-2.899	-2.642
Napf-Schichten									
102b	Romoo	-2.789	0.748	0.592	-1.021	0.241	-0.381	-2.933	-2.677
Gabespitz Schichten									
29a	Röthenbach i.E.	-2.198	-0.766	-0.923	-2.670	-2.925	-3.549	-3.503	-3.246
28a	Röthenbach i.E.	-2.518	0.009	-0.147	-1.450	-0.924	-1.544	-3.178	-2.921
30a	Schangnau	-2.005	-0.056	-0.210	-2.236	-1.763	-2.372	-3.099	-2.844
88b	Schangnau	-2.049	-0.172	-0.328	-2.094	-1.752	-2.374	-3.047	-2.790
87b	Schangnau	-2.06	-0.189	-0.345	-2.264	-1.939	-2.562	-3.136	-2.879
"Tortonien"									
11a	Villmergen	-1.434	-0.505	-0.663	-2.060	-2.060	-2.689	-2.564	-2.307
12a	Villmergen	-1.408	-0.380	-0.538	-1.578	-1.449	-2.075	-2.485	-2.228
8a	Seengen	-1.488	-0.717	-0.874	-1.850	-2.053	-2.676	-2.595	-2.339
9a	Seengen	-1.312	-0.539	-0.695	-1.603	-1.830	-2.255	-2.550	-2.293
7a	Lenzburg	-1.541	-0.276	-0.434	-1.763	-1.534	-2.162	-2.563	-2.306
149C	Gontenschwil (AG)	-2.259	0.442	0.286	-0.658	0.302	-0.318	-2.605	-2.348
Beipberg Schichten									
25a	Oberbalm (BE)	-1.486	-0.316	-0.472	-1.596	-1.397	-2.019	-2.671	-2.415
66b	Altshofen (LU)	-1.829	-0.383	-0.538	-1.537	-1.400	-2.018	-2.724	-2.468
64b	Altshofen (LU)	-1.88	-0.216	-0.373	-1.382	-1.083	-1.705	-2.646	-2.389
65b	Altshofen (LU)	-1.779	-0.615	-0.771	-1.657	-1.757	-2.378	-2.861	-2.605
81b	Kleindietwil (BE)	-1.861	0.122	-0.031	-1.060	-0.400	-1.001	-2.496	-2.244
"Aquitainen"									
46b	Bangerten	-1.889	0.120	-0.036	-1.482	-0.846	-1.467	-2.314	-2.058
Guggershorn-Formation									
89b	Guggisberg	-2.398	-0.033	-0.190	-1.281	-0.809	-1.439	-3.204	-2.947
Kalchthalen-Formation									
24a	Guggisberg - Chrüz	-1.534	-0.320	-0.475	-2.586	-2.379	-2.990	-2.921	-2.666
"Gibloux-Deila"									
45b	Sorens	-1.974	-0.041	-0.198	-1.432	-0.963	-1.588	-2.707	-2.450
44b	Sorens	-1.96	-0.015	-0.172	-1.563	-1.068	-1.693	-2.742	-2.486
43b	Vitarlod	-1.886	-0.275	-0.432	-1.332	-1.097	-1.723	-2.853	-2.596
4a	Sorens	-2.091	0.240	0.083	-1.251	-0.498	-1.121	-3.108	-2.851
OMM saumâtre									
116b	Wolfegg a. Hausruck (A)	-1.899	0.322	0.166	-0.660	0.176	-0.447	-2.294	-2.037
119b	Griesbach i. Rottal (D)	-1.308	-0.334	-0.489	-1.244	-1.057	-1.674	-2.342	-2.086
OMM de côte classique linéaire									
77b	Rorschacherberg	-2.079	0.042	-0.114	-1.110	-0.551	-1.170	-2.573	-2.316
78b	Rorschacherberg	-2.032	-0.490	-0.646	-1.501	-1.477	-2.099	-2.691	-2.434
79b	Rorschacherberg	-2.071	-0.516	-0.672	-1.809	-1.809	-2.429	-2.652	-2.396
80b	Rorschacherberg	-2.023	0.122	-0.034	-1.159	-0.524	-1.147	-2.660	-2.403
101b	Risch (ZG)	-2.323	0.160	0.004	-1.018	-0.336	-0.951	-2.658	-2.402
59b	Kriens	-1.846	-0.110	-0.263	-1.174	-0.750	-1.355	-2.766	-2.512
60b	Malters	-1.926	-0.392	-0.547	-1.154	-1.025	-1.642	-2.566	-2.310
58b	Malters (LU)	-1.928	-0.342	-0.498	-1.198	-1.020	-1.637	-2.550	-2.294
OMM de mer ouverte									
27a	Biezwil (SO)	-2.003	0.263	0.107	-1.459	-0.677	-1.296	-2.264	-2.008
26a	Biezwil (SO)	-1.556	-0.206	-0.362	-1.969	-1.656	-2.274	-2.477	-2.221
56b	Lenzburg-Wildenstein	-2.081	-0.020	-0.177	-1.062	-0.566	-1.187	-2.545	-2.289
57b	Lenzburg-Lütisbuech	-1.76	-0.089	-0.245	-0.978	-0.547	-1.164	-2.600	-2.344
54b	Oberentfelden	-1.779	-0.027	-0.184	-1.162	-0.674	-1.295	-2.168	-1.912
55b	Uerkheim	-2.029	-0.155	-0.311	-1.547	-1.189	-1.812	-2.448	-2.192
86b	Tschugg	-1.785	0.178	0.022	-0.700	-0.006	-0.626	-2.308	-2.052
84b	Gas	-1.544	-0.222	-0.378	-1.225	-0.932	-1.553	-2.484	-2.228

Code	Commune territoriale	LogpCO2	Calcite	Aragonite	Magnésite	Dolomite (c)	Dolomite (d)	Anhydrite	Gypsum
83b	Gais	-1.523	-0.209	-0.365	-1.123	-0.816	-1.436	-2.429	-2.173
85b	Tschugg	-1.855	0.074	-0.081	-0.942	-0.349	-0.967	-2.442	-2.186
82b	Gais	-1.76	-0.030	-0.186	-1.184	-0.700	-1.322	-2.310	-2.054
OMM estuarien									
42b	Albigen	-1.651	-0.326	-0.480	-1.327	-1.121	-1.728	-2.945	-2.691
41b	Albigen	-1.622	-0.263	-0.417	-1.425	-1.160	-1.771	-2.797	-2.542
36B	Orrens	-1.54	-0.216	-0.372	-1.124	-0.821	-1.440	-2.655	-2.399
34B	Payeme	-1.747	0.047	-0.108	-1.007	-0.437	-1.053	-2.377	-2.121
35B	Payeme	-1.769	0.270	0.115	-0.925	-0.131	-0.745	-2.703	-2.447
37B	Cheiry	-1.899	0.001	-0.154	-0.989	-0.448	-1.065	-2.617	-2.361
38B	Cheiry	-1.939	-0.037	-0.192	-0.982	-0.498	-1.116	-2.600	-2.344
LUC10	Lucens	-1.658	0.110	-0.045	-1.019	-0.386	-1.000	-2.667	-2.411
LUC7	Lucens	-1.754	-0.003	-0.158	-0.949	-0.430	-1.044	-2.406	-2.150
POZ	Savigny	-2.223	-0.366	-0.521	-1.715	-1.558	-2.173	-2.806	-2.550
LRY	Savigny	-2.069	-0.415	-0.571	-1.831	-1.728	-2.347	-2.716	-2.460
53B	Lausanne	-1.789	-0.557	-0.714	-1.836	-1.877	-2.498	-2.650	-2.394
52B	Lausanne	-1.809	-0.575	-0.730	-1.919	-1.975	-2.593	-2.601	-2.345
48b	Menthonnex s. Cl. (F)	-1.724	0.074	-0.081	-1.189	-0.590	-1.203	-2.434	-2.179
50b	Menthonnex s. Cl. (F)	-1.719	0.100	-0.054	-1.120	-0.489	-1.098	-2.675	-2.420
*Gäbris-Schuttfächer									
71b	Gais	-2.348	0.038	-0.119	-1.032	-0.479	-1.100	-3.094	-2.837
70b	Gais	-2.313	0.127	-0.030	-1.047	-0.411	-1.036	-2.971	-2.714
*Höhronen-Schüttung									
69b	Oberägeri	-2.065	-1.712	-1.869	-2.894	-4.094	-4.717	-3.327	-3.071
68b	Oberägeri	-1.829	-1.249	-1.404	-2.295	-3.022	-3.637	-3.391	-3.135
*Speer-Schuttfächer									
76b	Schänis	-2.087	-0.019	-0.175	-1.209	-0.711	-1.329	-2.892	-2.636
75b	Schänis	-1.99	-0.426	-0.582	-1.557	-1.469	-2.092	-3.198	-2.942
Rigi-Schüttung s.l.									
103b	Arth	-2.493	0.308	0.152	-0.627	0.198	-0.421	-2.896	-2.640
*Monegg-Nagelfluh									
31a	Erz	-2.096	-0.618	-0.775	-1.790	-1.893	-2.514	-3.377	-3.120
33a	Erz	-2.072	-1.157	-1.313	-2.317	-2.955	-3.573	-3.500	-3.243
32a	Erz	-1.921	-1.139	-1.296	-2.365	-2.991	-3.614	-3.362	-3.106
Conglomérats du Mont-Pélerin									
40B	Chardonne	-1.623	-0.293	-0.450	-1.648	-1.432	-2.057	-2.814	-2.557
39B	Puidoux	-1.594	-0.269	-0.424	-1.520	-1.268	-1.885	-2.812	-2.556
Grès de la Comaie									
00R	Epsos	-2.329	0.503	0.349	-0.363	0.670	0.062	-2.527	-2.273
Molasse grise de Lausanne									
51b	Bottens	-1.8	-0.663	-0.819	-1.626	-1.773	-2.395	-2.553	-2.296
Molasse à gypse									
129C	Yverdon	-2.048	0.594	0.439	-0.608	0.514	-0.097	-1.006	-0.751
131C	Yverdon	-1.997	0.659	0.506	-0.485	0.708	0.104	-0.965	-0.711
130C	Ependes	-1.931	0.390	0.235	-0.601	0.312	-0.303	-1.247	-0.991
148C	Choulex	-2.244	1.123	0.972	-0.068	1.608	1.021	-0.889	-0.642
n		112	112	112	112	112	112	112	112
Cv %		-16.337	-575.274	-225.158	-52.831	-139.045	-82.134	-20.618	-22.382
max		-1.308	1.123	0.972	-0.016	1.608	1.021	0.000	0.000
min		-2.983	-3.420	-3.578	-4.839	-7.755	-8.386	-3.503	-3.246
s		0.322	0.576	0.576	0.690	1.235	1.237	0.533	0.522
x		-1.969	-0.100	-0.256	-1.306	-0.888	-1.507	-2.584	-2.331
médiane		-1.943	-0.039	-0.195	-1.194	-0.780	-1.396	-2.648	-2.392

Code	Commune territoriale	Barite	Fluorite	Halite	Gibbsite (c)	Boehmite	SiO2 (a)	Chalcodony	Cristobalite
Hausruck-Schotter									
112b	Fornach (A)	-1.121	-4.716	-10.868	1.266	0.565	-0.901	-0.003	0.065
Kobernauserwald-Schotter									
111b	Fornach (A)	-0.830	-4.943	-10.304	1.783	1.060	-0.649	0.254	0.326
110b	Fornach (A)	-1.190	-5.598	-10.400	1.340	0.605	-0.751	0.155	0.228
Munderfingger Schotter									
114b	Matighofen (A)	0.000	-5.168	-10.663	0.364	-0.353	-0.627	0.275	0.346
Nördlicher Schotterast									
120b	Simbach	-0.741	-4.120	-8.455	0.696	0.010	-0.585	0.309	0.376
121b	Mamming	-0.477	-4.047	-8.382	1.042	0.355	-0.677	0.217	0.284
122b	Postau-Moosthann	-0.580	-4.051	-8.484	0.760	0.055	-0.623	0.276	0.345
Erotzhelmer Sande (L3)									
127b	Dinkelscherben	-0.854	-4.863	-8.857	0.910	0.214	-1.000	-0.104	-0.036
Ortenburger Schotter (L1)									
117b	Aldersbach	-0.802	-4.269	-8.629	0.960	0.262	-0.409	0.488	0.556
Nördliche Vollsotter									
124b	Brunnen	-0.396	-4.636	-8.029	1.364	0.661	-0.647	0.251	0.320
126b	Gachenbach	-1.281	-4.857	-8.732	1.351	0.656	-0.520	0.376	0.444
125b	Schrobenhausen	-0.219	-4.111	-8.331	1.240	0.538	-0.680	0.218	0.287
Glännersande									
106b	Owingen	-0.141	-2.917	-8.404	0.507	-0.185	-0.766	0.130	0.197
107b	Owingen	-0.019	-2.930	-8.440	0.327	-0.361	-0.818	0.076	0.143
108b	Sipplingen	-0.226	-2.848	-9.152	0.361	-0.335	-0.755	0.142	0.209
109b	Sipplingen	-0.109	-2.817	-9.335	0.310	-0.383	-0.664	0.232	0.299
99b	Diessenhofen	-0.443	-2.667	-9.871	0.162	-0.524	-0.750	0.144	0.210
98b	Diessenhofen	-0.513	-2.722	-9.872	-0.103	-0.789	-0.767	0.127	0.193
100b	Winkel	-0.309	-2.860	-9.156	-0.111	-0.786	-0.758	0.133	0.198
140C	Stallikon	-0.068	-2.391	-8.951	2.293	1.638	-1.177	-0.291	-0.229
Sommersberg-Zone									
73b	Gas	-0.905	-3.088	-11.002	1.277	0.550	-1.134	-0.230	-0.157
72b	Geis	-0.657	-2.953	-9.773	0.653	-0.034	-1.042	-0.147	-0.081
Hörnli-Schüttung									
62b	Fischingen	-0.557	-2.712	-10.501	0.219	-0.467	-1.071	-0.178	-0.111
63b	Fischingen	-0.212	-2.647	-10.202	0.493	-0.210	-0.887	0.011	0.080
61b	Fischingen	-0.483	-2.557	-10.423	0.370	-0.332	-0.990	-0.093	-0.024
91b	Wald (ZH)	-0.810	-3.391	-10.443	0.920	0.199	-1.113	-0.210	-0.139
92b	Wald (ZH)	-0.796	-3.346	-10.208	0.722	0.021	-1.116	-0.218	-0.150
97b	Fischantal	-1.493	-3.350	-10.269	0.424	-0.227	-1.005	-0.121	-0.059
90b	Wald (ZH)	-0.907	-3.286	-9.973	0.237	-0.469	-1.081	-0.182	-0.113
96b	Hinwil	-0.914	-3.182	-10.550	0.755	0.042	-1.143	-0.242	-0.172
95b	Hinwil	-0.486	-3.133	-9.562	0.376	-0.323	-1.011	-0.114	-0.046
94b	Russikon	-0.547	-3.151	-10.068	0.882	0.190	-0.994	-0.099	-0.031
93b	Herriberg	-0.466	-3.060	-10.119	0.376	-0.341	-0.885	0.016	0.087
Oberquaternäre Mergelzone									
74b	Teufen	-0.345	-3.028	-9.136	1.108	0.405	-1.022	-0.124	-0.055
Napf-Schichten									
102b	Romoo	-0.735	-3.254	-9.766	0.374	-0.334	-0.955	-0.055	0.014
Gabelspitz Schichten									
29a	Röthenbach i.E.	-2.097	-3.004	-10.726	1.474	0.757	-0.857	0.045	0.116
28a	Röthenbach i.E.	-1.442	-3.832	-10.063	1.053	0.353	-0.792	0.105	0.174
30a	Schängnau	-1.045	-4.106	-9.515	1.432	0.765	-0.928	-0.040	0.024
88b	Schängnau	-0.735	-3.500	-9.894	1.671	0.963	-0.971	-0.071	-0.002
87b	Schängnau	-0.703	-3.307	-9.851	1.946	1.236	-0.958	-0.058	0.012
Tortonien									
11a	Villmergen	-0.663	-2.648	-9.695	2.159	1.428	-0.759	0.146	0.219
12a	Villmergen	-0.388	-2.551	-9.783	1.745	1.024	-0.781	0.122	0.193
8a	Seengen	-0.537	-2.349	-9.705	1.770	1.060	-0.714	0.185	0.255
9a	Seengen	-0.103	-2.385	-9.709	1.115	0.400	-0.746	0.155	0.226
7a	Lenzburg	-0.506	-2.505	-9.748	1.856	1.128	-0.791	0.114	0.186
149C	Gontenschwil (AG)	-0.327	-2.334	-9.465	1.308	0.607	-1.065	-0.168	-0.099
Beipberg Schichten									
25a	Oberbalm (BE)	-0.993	-3.447	-9.284	2.274	1.567	-0.698	0.201	0.270
66b	Altishofen (LU)	-1.610	-2.968	-10.074	1.733	1.039	-0.705	0.191	0.259
64b	Altishofen (LU)	-1.726	-2.831	-9.932	1.657	0.951	-0.733	0.166	0.236
65b	Altishofen (LU)	-1.699	-2.838	-10.213	1.789	1.084	-0.694	0.204	0.274
81b	Klemdietwil (BE)	-0.989	-2.518	-9.623	1.636	0.995	-0.703	0.179	0.239
Aquitaniën									
46b	Bangerten	-0.563	-3.200	-9.867	2.020	1.315	-0.659	0.239	0.309
Guggershorn-Formation									
89b	Guggisberg	-0.949	-3.375	-10.561	1.485	0.752	-0.916	-0.010	0.064
Kalchstätten-Formation									
24a	Guggisberg - Chrüz	-0.596	-3.688	-9.935	1.726	1.054	-0.927	-0.037	0.027
Gibloux-Delta									
45b	Sorens	0.293	-3.692	-10.179	1.961	1.242	-0.866	0.037	0.108
44b	Sorens	0.077	-3.424	-10.171	1.514	0.794	-0.858	0.044	0.116
43b	Villariod	0.041	-3.811	-9.993	2.193	1.471	-0.830	0.072	0.144
4a	Sorens	-0.992	-3.651	-9.507	1.330	0.619	-0.856	0.044	0.114
OMM saumâtre									
116b	Wolfsegg a. Hausruck (A)	-0.790	-4.011	-9.179	1.406	0.695	-0.341	0.559	0.629
119b	Griesbach i. Rottal (D)	-0.740	0.000	-9.262	2.334	1.642	-0.320	0.575	0.642
OMM de côte classique linéaire									
77b	Rorschacherberg	-1.014	-2.617	-9.635	0.856	0.156	-0.775	0.123	0.191
78b	Rorschacherberg	-0.996	-2.847	-9.715	0.552	-0.157	-0.859	0.041	0.111
79b	Rorschacherberg	-1.146	-2.754	-9.865	1.188	0.486	-0.898	0.000	0.069
80b	Rorschacherberg	-0.962	-2.426	-9.581	0.008	-0.702	-0.839	0.062	0.132
101b	Risch (ZG)	-0.946	-3.199	-9.675	1.266	0.580	-0.803	0.091	0.157
59b	Kriens	-0.918	-2.687	-9.153	0.849	0.195	-0.793	0.093	0.155
60b	Malters	-0.448	-2.822	-9.363	1.022	0.330	-0.797	0.098	0.165
58b	Malters (LU)	-0.535	-2.769	-9.517	-0.359	-1.050	-0.783	0.112	0.179
OMM de mer ouverte									
27a	Biezwil (SO)	-0.462	-3.640	-9.509	1.825	1.127	-0.916	-0.019	0.049
26a	Biezwil (SO)	-0.758	-3.412	-9.363	1.955	1.260	-0.832	0.064	0.132
56b	Lenzburg-Wildenstein	-1.248	-2.525	-9.679	-0.193	-0.897	-0.639	0.260	0.329
57b	Lenzburg-Lütisbuech	-0.947	-2.552	-8.984	1.400	0.708	-0.659	0.237	0.304
54b	Oberentfelden	-0.825	-2.208	-9.741	-0.020	-0.725	-0.714	0.185	0.254
55b	Uerkheim	-1.401	-2.804	-9.503	1.144	0.433	-0.611	0.289	0.359
86b	Tschugg	-0.262	-2.277	-9.225	1.731	1.027	-0.642	0.256	0.325
84b	Geis	-0.304	-2.477	-9.654	1.860	1.153	-0.621	0.278	0.347

Code	Commune territoriale	Barite	Fluorite	Halle	Gibbsite (c)	Boehmite	SiO2 (s)	Chalcodony	Cristobalite
83b	Gas	-0.591	-2.528	-9.430	2.712	2.010	-0.780	0.118	0.187
85b	Tschugg	-0.759	-2.303	-9.562	1.840	1.143	-0.830	0.067	0.135
82b	Gas	-0.680	-2.396	-9.459	2.533	1.825	-0.796	0.104	0.173
OMM estuarien									
42b	Albigen	-1.180	-3.822	-8.879	2.303	1.643	-0.635	0.252	0.315
41b	Albigen	-1.227	-3.764	-8.998	1.939	1.268	-0.664	0.226	0.290
36B	Orrens	-0.527	-3.526	-8.836	2.285	1.589	-0.794	0.102	0.170
34B	Payeme	-0.769	-3.468	-8.423	2.277	1.592	-0.811	0.082	0.149
35B	Payeme	-0.948	-3.675	-8.803	2.002	1.320	-0.804	0.089	0.155
37B	Cheiry	-1.065	-3.541	-8.657	2.055	1.362	-0.782	0.114	0.181
38B	Cheiry	-1.262	-3.542	-8.459	2.271	1.578	-0.783	0.113	0.181
LUC10	Lucens	-0.750	-3.690	-8.690	2.135	1.452	-0.768	0.125	0.191
LUC7	Lucens	-0.872	-3.800	-9.359	2.107	1.423	-0.805	0.088	0.155
POZ	Savigny	-1.036	-3.853	-8.675	2.045	1.359	-0.936	-0.042	0.024
LRY	Savigny	-1.143	-3.871	-9.942	2.093	1.396	-0.833	0.064	0.132
53B	Lausanne	-0.843	-2.968	-8.990	2.154	1.450	-0.810	0.088	0.157
52B	Lausanne	-1.007	-2.782	-9.208	2.159	1.463	-0.811	0.085	0.153
49b	Menthonnex s. Cl. (F)	-1.101	-2.375	-9.469	1.543	0.865	-0.660	0.232	0.298
50b	Menthonnex s. Cl. (F)	-1.279	-2.267	-9.454	1.616	0.953	-0.869	0.019	0.083
*Gäbris-Schuttflächer									
71b	Gas	-0.971	-3.123	-9.967	0.979	0.274	-1.149	-0.250	-0.181
70b	Gas	-0.927	-3.044	-10.331	0.583	-0.137	-1.137	-0.234	-0.163
*Höhronen-Schüttung									
69b	Oberägeri	-1.036	-3.382	-10.339	0.000	0.000	-0.931	-0.030	0.041
68b	Oberägeri	-1.058	-3.390	-9.757	2.579	1.894	-0.968	-0.074	-0.008
*Speer-Schuttflächer									
76b	Schänis	-1.081	-3.058	-10.876	-0.036	-0.734	-1.244	-0.347	-0.279
75b	Schänis	-0.986	-3.130	-11.122	0.664	-0.046	-1.275	-0.375	-0.305
*Rigi-Schüttung s.l.									
103b	Arth	0.097	-3.264	-10.041	0.814	0.115	-1.237	-0.340	-0.272
*Nonegg-Nagelfluh									
31a	Eritz	-0.880	-3.951	-10.480	2.039	1.334	-1.112	-0.213	-0.144
33a	Eritz	-1.101	-4.468	-10.726	1.943	1.247	-1.120	-0.224	-0.156
32a	Eritz	-0.810	-4.031	-10.561	2.121	1.410	-1.127	-0.227	-0.157
Conglomerats du Mont-Pèlerin									
40B	Chardonne	-0.739	-3.450	-10.375	2.251	1.531	-1.276	-0.373	-0.302
39B	Puidoux	-0.477	-3.757	-9.363	2.299	1.608	-1.235	-0.340	-0.273
Grès de la Comaie									
00R	Epsaas	0.166	-3.060	-8.007	1.281	0.617	-1.105	-0.217	-0.154
Molasse grise de Lausanne									
51b	Bottens	-0.154	-2.783	-9.198	1.935	1.229	-0.699	0.200	0.270
Molasse à gypse									
129C	Yverdon	0.205	-1.887	-8.043	1.077	0.404	-0.742	0.148	0.212
131C	Yverdon	0.368	-1.915	-8.264	0.845	0.193	-1.036	-0.151	-0.089
130C	Ependes	0.371	-1.941	-7.408	0.870	0.184	-1.038	-0.145	-0.078
148C	Choulex	0.430	-1.876	-8.113	0.000	0.000	-0.887	-0.017	0.036
n		112	112	112	112	112	112	112	112
Cv %		-66.624	-24.750	-7.810	58.890	123.408	-22.542	404.189	166.004
max		0.430	0.000	-7.408	2.712	2.010	-0.320	0.575	0.642
min		-2.097	-5.598	-11.122	-0.359	-1.050	-1.276	-0.375	-0.305
s		0.470	0.789	0.746	0.757	0.741	0.191	0.191	0.192
x		-0.705	-3.187	-9.551	1.286	0.600	-0.849	0.047	0.115
médiane		-0.754	-3.127	-9.629	1.335	0.618	-0.811	0.084	0.151

Code	Commune territoriale	Silice gel	Greenalite	Magnetite	Hematite	Magnetite	Goethite	Celestite	Rhodochrosite
Hausruck-Schotter									
112b	Fomach (A)	-0.548	-15.511	9.910	14.213	5.118	6.752	-3.637	-3.121
Kobernauserwald-Schotter									
111b	Fomach (A)	-0.292	-12.366	13.605	17.099	8.132	8.259	-2.779	-2.340
110b	Fomach (A)	-0.392	-19.613	4.936	10.817	1.918	5.152	-3.494	-5.409
Münderfinger Schotter									
114b	Matthofen (A)	-0.271	-18.461	7.323	12.844	3.843	6.114	0.000	-3.727
Nördlicher Schotterest									
120b	Simbach	-0.235	-16.411	8.517	13.283	4.104	6.245	-3.437	-3.897
121b	Mamming	-0.327	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-3.257	-3.508
122b	Postau-Moosthann	-0.269	-18.942	6.309	11.955	2.885	5.636	-3.158	-3.411
Erotzwalmer Sande (L3)									
127b	Dinkelscherben	-0.649	-18.224	9.310	14.436	5.316	6.851	-3.317	-3.568
Ortenburger Schotter (L1)									
117b	Aldersbach	-0.057	-15.872	7.053	11.794	2.682	5.534	-3.579	-5.039
Nördliche Vollschotter									
124b	Brunnen	-0.294	-16.843	6.816	11.741	2.663	5.524	-3.023	-2.934
126b	Gachenbach	-0.169	-15.365	8.092	12.581	3.452	5.919	-3.820	-3.274
125b	Schrobenhausen	-0.327	-3.647	15.792	16.292	7.205	7.796	-2.929	-1.033
Glimmersande									
106b	Owingen	-0.415	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-2.788	-3.782
107b	Owingen	-0.468	-14.401	10.749	14.694	5.523	6.954	-2.520	-1.935
108b	Sippingen	-0.403	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-2.741	-3.691
109b	Sippingen	-0.313	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-2.537	-3.656
99b	Diessenhofen	-0.401	-14.984	9.517	13.696	4.517	6.451	-2.621	-1.489
98b	Diessenhofen	-0.418	-9.354	14.355	16.647	7.468	7.927	-2.617	-0.926
100b	Winkel	-0.411	-16.924	7.391	12.179	2.940	5.663	-2.741	-2.654
140C	Stalikon	-0.833	-9.960	16.336	18.458	9.103	8.744	-2.419	-1.450
"Sommerberg-Zone"									
73b	Gas	-0.776	-15.287	8.952	13.111	4.169	6.278	-3.317	-3.085
72b	Gas	-0.692	-13.352	10.932	14.378	5.207	6.797	-3.216	-3.241
"Hörnli-Schüttung"									
62b	Fischingen	-0.722	-15.769	8.067	12.294	3.114	5.750	-3.506	-3.672
63b	Fischingen	-0.534	-13.177	10.376	13.919	4.841	6.613	-3.008	-3.309
61b	Fischingen	-0.638	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-3.474	-3.483
91b	Wald (ZH)	-0.756	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-3.813	-3.705
92b	Wald (ZH)	-0.763	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-3.777	-2.804
97b	Fischenhölzli	-0.663	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-4.005	-3.107
90b	Wald (ZH)	-0.727	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-3.616	-2.969
96b	Hinwil	-0.786	-14.039	12.265	15.954	6.927	7.657	-4.815	-1.458
95b	Hinwil	-0.659	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-3.424	-3.395
94b	Russikon	-0.643	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-3.360	-2.722
93b	Hertiberg	-0.530	-19.450	6.507	12.186	3.185	5.785	-3.196	-3.367
Oberquaternäre Mergelzone									
74b	Teufen	-0.669	-12.956	10.194	13.574	4.496	6.441	-3.147	-3.787
Napf-Schichten									
102b	Romoo	-0.601	-18.117	9.640	14.799	5.746	7.066	-3.506	-2.949
Gabelspitz Schichten									
29a	Röthenbach i.E.	-0.501	-18.246	7.911	13.207	4.206	6.296	-4.520	-4.271
28a	Röthenbach i.E.	-0.440	-15.968	10.463	14.990	5.895	7.141	-3.948	0.000
30a	Schängnau	-0.583	-21.314	5.683	11.792	2.504	5.445	-3.936	0.000
88b	Schängnau	-0.617	-13.605	10.220	13.864	4.812	6.599	-3.864	0.000
87b	Schängnau	-0.604	-14.817	8.755	12.816	3.772	6.079	-3.850	-2.932
"Tortonien"									
11a	Villmergen	-0.400	-14.352	8.559	12.666	3.742	6.064	-3.267	-2.819
12a	Villmergen	-0.425	-16.671	6.332	11.168	2.192	5.289	-2.998	-4.054
8a	Seengen	-0.360	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-3.423	-2.937
9a	Seengen	-0.391	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-2.962	-3.864
7a	Lenzburg	-0.433	-12.668	9.648	13.168	4.235	6.310	-3.147	-3.105
149C	Gontenschwil (AG)	-0.713	-15.866	10.113	14.425	5.330	6.858	-2.803	-3.318
Beipberg Schichten									
25a	Oberbalm (BE)	-0.345	-9.772	14.547	17.090	8.029	8.207	-3.260	-2.706
66b	Altshofen (LU)	-0.354	-10.169	12.838	15.471	6.342	7.364	-3.361	0.000
64b	Altshofen (LU)	-0.379	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-3.266	0.000
65b	Altshofen (LU)	-0.341	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-3.496	0.000
81b	Kleindietwil (BE)	-0.363	-12.374	11.415	14.611	5.173	6.779	-3.131	-2.374
"Aquitaniens"									
46b	Bangerten	-0.306	-8.834	14.250	16.502	7.432	7.909	-3.230	-2.443
Guggershorn-Formation									
89b	Guggisberg	-0.557	-13.255	11.132	14.779	5.872	7.129	-3.768	-3.131
Kalchstätten-Formation									
24a	Guggisberg - Chrüz	-0.581	-18.199	6.850	11.940	2.685	5.536	-3.747	-3.887
"Gibloux-Delta"									
46b	Sorens	-0.510	-12.651	11.055	14.485	5.492	6.939	-3.253	-2.856
44b	Sorens	-0.502	-11.914	11.406	14.600	5.615	7.001	-3.410	-3.147
43b	Villarod	-0.474	-12.799	10.037	13.549	4.574	6.480	-3.092	-3.025
4a	Sorens	-0.501	-9.594	13.349	15.742	6.707	7.546	-3.747	-2.762
OMM saumâtre									
116b	Wolfsegg a. Hausruck (A)	0.013	-13.856	10.319	14.476	5.441	6.913	-2.817	-3.135
119b	Griesbach i. Rottal (D)	0.030	-8.474	13.759	16.074	6.928	7.657	-2.948	-2.390
OMM de côte classique linéaire									
77b	Rorschacherberg	-0.423	-12.344	11.209	14.540	5.445	6.915	-3.054	-2.922
78b	Rorschacherberg	-0.505	-11.067	11.892	14.770	5.726	7.056	-3.021	-3.286
79b	Rorschacherberg	-0.545	-13.479	10.587	14.219	5.132	6.759	-3.136	-3.204
80b	Rorschacherberg	-0.484	-13.418	10.748	14.427	5.392	6.889	-3.051	-3.369
101b	Risch (ZG)	-0.454	-14.441	10.549	14.512	5.333	6.859	-3.042	-2.700
59b	Kriens	-0.450	-13.600	10.058	13.644	4.281	6.333	-2.997	-3.309
60b	Malters	-0.447	-13.411	9.755	13.398	4.252	6.319	-2.482	-3.429
58b	Malters (LU)	-0.432	-13.312	9.898	13.517	4.371	6.378	-2.614	-3.540
OMM de mer ouverte									
27a	Biezwil (SO)	-0.564	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-2.980	-2.584
26a	Biezwil (SO)	-0.481	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-3.167	-3.427
56b	Lenzburg-Wildenstein	-0.266	-13.503	9.323	13.141	4.063	6.224	-3.121	0.000
57b	Lenzburg-Lütisbuech	-0.308	-13.239	10.399	14.077	4.931	6.658	-2.985	-2.506
54b	Oberentfelden	-0.361	-12.876	9.688	13.251	4.182	6.284	-2.800	0.000
55b	Uerkheim	-0.257	-8.945	13.240	15.580	6.545	7.465	-3.036	-3.825
86b	Tschugg	-0.289	-11.820	11.922	15.176	6.098	7.242	-2.948	-2.547
84b	Gas	-0.268	-13.977	9.170	13.167	4.106	6.246	-3.034	-4.161

Code	Commune territoriale	Silice gel	Greenalite	Magnetite	Hematite	Maghemite	Goethite	Celestite	Rhodochrosite
83b	Gab	-0.427	-7.727	15.774	17.568	8.481	8.433	-3.199	-2.122
85b	Tschugg	-0.478	-13.512	10.774	14.443	5.323	6.854	-3.344	-2.791
82b	Gab	-0.442	-10.191	13.048	15.671	6.618	7.502	-3.094	-2.455
OMM estuarien									
42b	Albigen	-0.291	-10.885	11.653	14.459	5.129	6.757	-3.523	-2.605
41b	Albigen	-0.318	-10.707	11.791	14.555	5.291	6.839	-3.480	-3.490
36B	Orrens	-0.443	-12.664	10.915	14.326	5.205	6.796	-3.116	-3.766
34B	Payeme	-0.462	-12.928	11.243	14.696	5.517	6.951	-2.965	-2.924
35B	Payeme	-0.455	-13.532	10.884	14.535	5.338	6.862	-3.336	-3.472
37B	Cheiry	-0.431	-13.077	10.888	14.435	5.297	6.842	-3.201	-3.031
38B	Cheiry	-0.432	-11.317	12.043	15.003	5.865	7.126	-3.186	-2.752
LUC10	Lucens	-0.419	-15.073	10.008	14.196	5.000	6.693	-3.259	-3.706
LUC7	Lucens	-0.456	-14.988	10.789	14.929	5.741	7.063	-3.002	-3.534
POZ	Savigny	-0.586	-14.956	11.485	15.532	6.352	7.369	-3.369	-3.533
LRZ	Savigny	-0.481	-15.433	10.942	15.254	6.142	7.264	-3.292	-3.517
53B	Lausanne	-0.457	-11.241	10.735	13.884	4.606	6.496	-3.250	-3.957
52B	Lausanne	-0.460	-12.292	10.179	13.454	4.333	6.360	-3.338	-3.617
49b	Menthonnex s. Cl. (F)	-0.312	-13.648	9.604	13.375	4.154	6.270	-3.131	-4.248
50b	Menthonnex s. Cl. (F)	-0.524	-13.524	10.412	13.955	4.650	6.518	-3.384	-3.935
*Gäbris-Schuttfächer									
71b	Gas	-0.796	-14.482	10.646	14.455	5.385	6.886	-3.723	-2.926
70b	Gas	-0.780	-12.899	11.756	15.093	6.109	7.248	-3.545	-3.126
*Höhronen-Schüttung									
69b	Oberägeri	-0.575	-12.346	10.097	13.368	4.350	6.368	-4.045	-4.701
68b	Oberägeri	-0.619	-7.739	14.983	16.603	7.423	7.904	-3.944	-3.152
*Speer-Schuttfächer									
76b	Schänis	-0.892	-14.586	10.181	13.937	4.825	6.605	-3.423	-3.695
75b	Schänis	-0.921	-13.134	11.302	14.591	5.547	6.967	-3.597	-3.580
*Rigi-Schüttung s.l.									
103b	Arth	-0.885	-17.571	9.114	13.874	4.770	6.578	-2.789	-3.248
*Honegg-Napflub									
31a	Erz	-0.759	-12.479	13.207	16.372	7.303	7.844	-3.795	-2.694
33a	Erz	-0.769	-15.218	9.835	13.879	4.758	6.572	-4.081	-4.333
32a	Erz	-0.773	-15.782	9.430	13.706	4.670	6.528	-3.851	-3.879
Conglomérats du Mont-Pélerin									
40B	Chardonne	-0.920	-12.758	11.048	14.245	5.261	6.823	-3.412	-3.622
39B	Puidoux	-0.885	-12.816	10.934	14.086	4.941	6.663	-3.253	-3.421
Grès de la Comaie									
00R	Epeses	-0.760	-17.563	10.031	14.762	5.457	6.922	-2.555	-3.125
Molasse grise de Lausanne									
51b	Bottens	-0.345	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-2.502	-4.027
Molasse à gypse									
129C	Yverdon	-0.396	-8.519	13.916	15.903	6.648	7.517	-0.737	-3.298
131C	Yverdon	-0.693	-17.212	9.559	14.183	4.811	6.599	-0.778	-3.299
130C	Ependes	-0.889	-13.564	12.387	15.901	6.722	7.554	-0.842	-3.148
148C	Choulex	-0.556	-14.260	12.422	15.967	6.253	7.319	-0.719	-3.045
n		112	112	112	112	112	112	112	112
Cv %		-38.466	-49.869	49.587	45.267	52.963	45.376	-22.072	-36.347
max		0.030	0.000	16.336	18.458	9.103	8.744	0.000	0.000
min		-0.921	-21.314	0.000	0.000	0.000	0.000	-4.815	-5.409
s		0.191	5.719	4.401	5.427	2.297	2.581	0.696	1.083
x		-0.498	-11.469	8.875	11.989	4.336	5.687	-3.155	-2.979
médiane		-0.461	-13.156	10.146	14.016	4.833	6.609	-3.223	-3.150

Code	Commune territoriale	Rhodochra(c)
Hausruck-Schotter		
112b	Fomach (A)	-2.441
Kobernusserwald-Schotter		
111b	Fomach (A)	-1.666
110b	Fomach (A)	-4.738
Münderfinger Schotter		
114b	Mattighofen (A)	-3.051
Nördlicher Schotterast		
120b	Simbach	-3.213
121b	Mamming	-2.825
122b	Postau-Moosthann	-2.732
Erolzholmer Sande (L3)		
127b	Dinkelscherben	-2.887
Oranburger Schotter (L1)		
117b	Aldersbach	-4.359
Nördliche Vollschotter		
124b	Brunnen	-2.255
126b	Gachenbach	-2.593
125b	Schrobenhausen	-0.353
Glümersande		
106b	Owingen	-3.100
107b	Owingen	-1.251
108b	Sipplingen	-3.010
109b	Sipplingen	-2.974
99b	Diessenhofen	-0.806
98b	Diessenhofen	-0.242
100b	Winkel	-1.968
140C	Stallikon	-0.758
"Sommerberg-Zone"		
73b	Geis	-2.413
72b	Geis	-2.558
"Mörsli-Schüttung"		
62b	Fischingen	-2.988
63b	Fischingen	-2.630
61b	Fischingen	-2.804
91b	Wald (ZH)	-3.030
92b	Wald (ZH)	-2.124
97b	Fiscenthal	-2.414
90b	Wald (ZH)	-2.291
96b	Hinwil	-0.781
95b	Hinwil	-2.715
94b	Russikon	-2.040
93b	Herrliberg	-2.691
Oberaquitane Mergelzone		
74b	Teufen	-3.108
Napp-Schichten		
102b	Romoos	-2.271
Gabelspitz Schichten		
29a	Röthenbach i.E.	-3.595
28a	Röthenbach i.E.	0.000
30a	Schangnau	0.000
88b	Schangnau	0.000
87b	Schangnau	-2.255
"Tertorien"		
11a	Villmergen	-2.148
12a	Villmergen	-3.379
8a	Seengen	-2.259
9a	Seengen	-3.188
7a	Lenzburg	-2.433
149C	Gontenschwil (AG)	-2.639
Belpberg Schichten		
25a	Oberbalm (BE)	-2.028
66b	Altshofen (LU)	0.000
64b	Altshofen (LU)	0.000
65b	Altshofen (LU)	0.000
81b	Kleindetwil (BE)	-1.679
"Aquitaniën"		
46b	Bangerten	-1.764
Guggershorn-Formation		
89b	Guggisberg	-2.460
Kalchstätten-Formation		
24a	Guggisberg - Chrüz	-3.200
"Gibloux-Delta"		
45b	Sorens	-2.181
44b	Sorens	-2.472
43b	Villarod	-2.351
4a	Sorens	-2.085
OMM ssumître		
116b	Wolfsegg a. Hausruck (A)	-2.458
119b	Griesbach i. Rottal (D)	-1.708
OMM de côte classique linéaire		
77b	Rorschacherberg	-2.242
78b	Rorschacherberg	-2.608
79b	Rorschacherberg	-2.524
80b	Rorschacherberg	-2.692
101b	Risch (ZG)	-2.017
59b	Kriens	-2.617
60b	Malters	-2.747
58b	Malters (LU)	-2.857
OMM de mer ouverte		
27a	Biezwil (SO)	-1.903
28a	Biezwil (SO)	-2.746
56b	Lenzburg-Wildenstein	0.000
57b	Lenzburg-Lütisbuech	-1.824
54b	Oberentfelden	0.000
55b	Uerkheim	-3.148
86b	Tschugg	-1.868
84b	Geis	-3.483

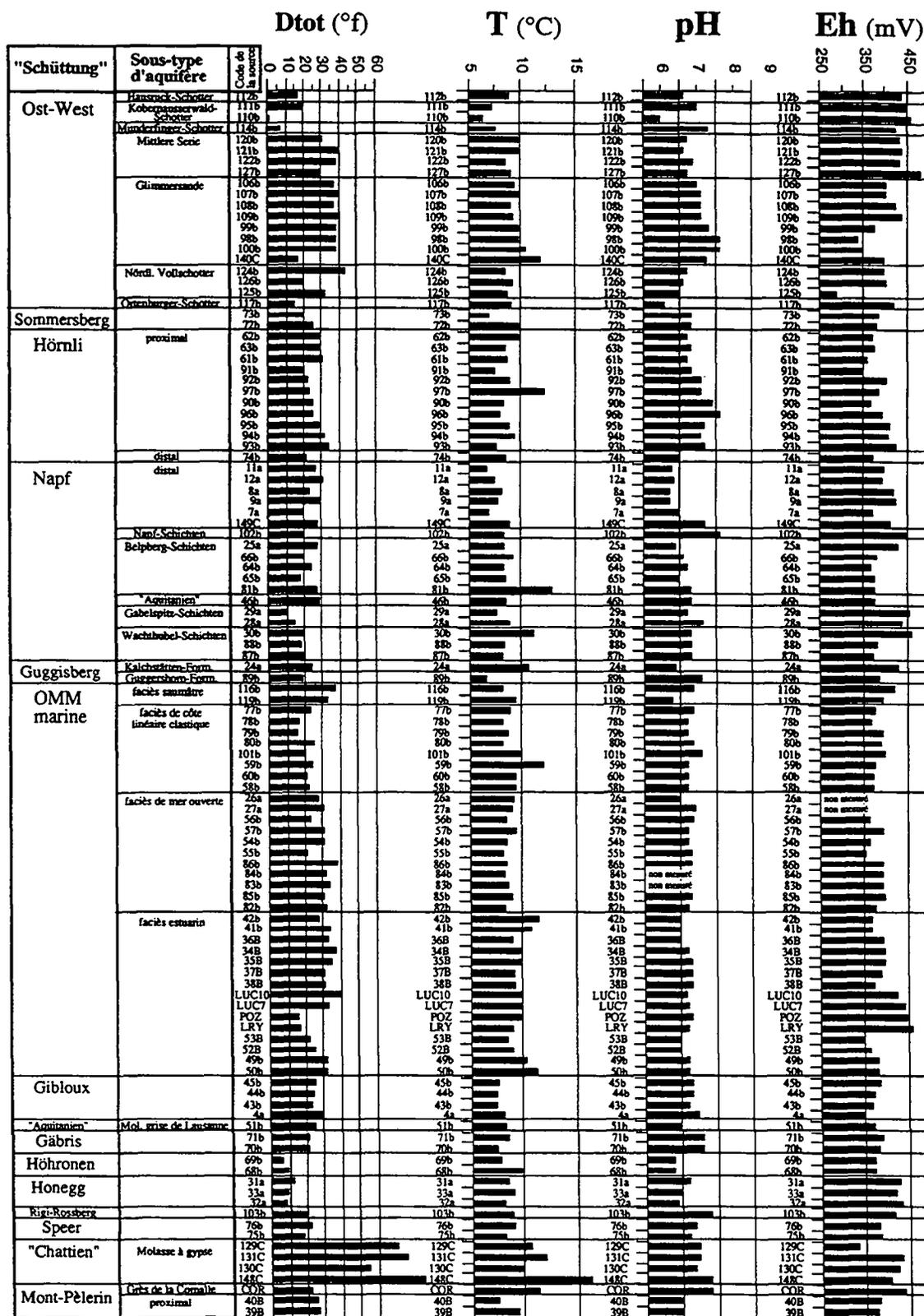
Code	Commune territoriale	Rhodochrs(c)
83b	Gals	-1.442
85b	Tschugg	-2.110
82b	Gals	-1.778
OMM-estuarien		
42b	Albligen	-1.914
41b	Albligen	-2.802
36B	Orrens	-3.085
34B	Payeme	-2.240
35B	Payeme	-2.787
37B	Cheiry	-2.349
38B	Cheiry	-2.071
LUC10	Lucens	-3.021
LUC7	Lucens	-2.849
POZ	Savigny	-2.850
LRY	Savigny	-2.837
53B	Lausanne	-3.278
52B	Lausanne	-2.936
49b	Menthonnex s. Cl. (F)	-3.562
50b	Menthonnex s. Cl. (F)	-3.246
"Gäbris-Schuttfächer"		
71b	Gais	-2.248
70b	Gais	-2.452
"Höhronen-Schüttung"		
69b	Oberäger	-4.025
68b	Oberäger	-2.488
"Speer-Schuttfächer"		
76b	Schänis	-3.015
75b	Schänis	-2.903
"Rigi-Schüttung a.l."		
103b	Arth	-2.567
"Hornegg-Nagelfluh"		
31a	Eriz	-2.015
33a	Eriz	-3.652
32a	Eriz	-3.202
Conglomérats du Mont-Pèlerin		
40B	Chardonne	-2.947
39B	Puidoux	-2.739
Grès de la Cornalle		
CCR	Epeisses	-2.435
Molasse grise de Lausanne		
51b	Bottens	-3.349
Molasse à gypse		
129C	Yverdon	-2.610
131C	Yverdon	-2.606
130C	Ependes	-2.464
148C	Choulex	-2.336

n	112
Cv %	-40.699
max	0.000
min	-4.738
s	0.955
x	-2.347
médiane	-2.470

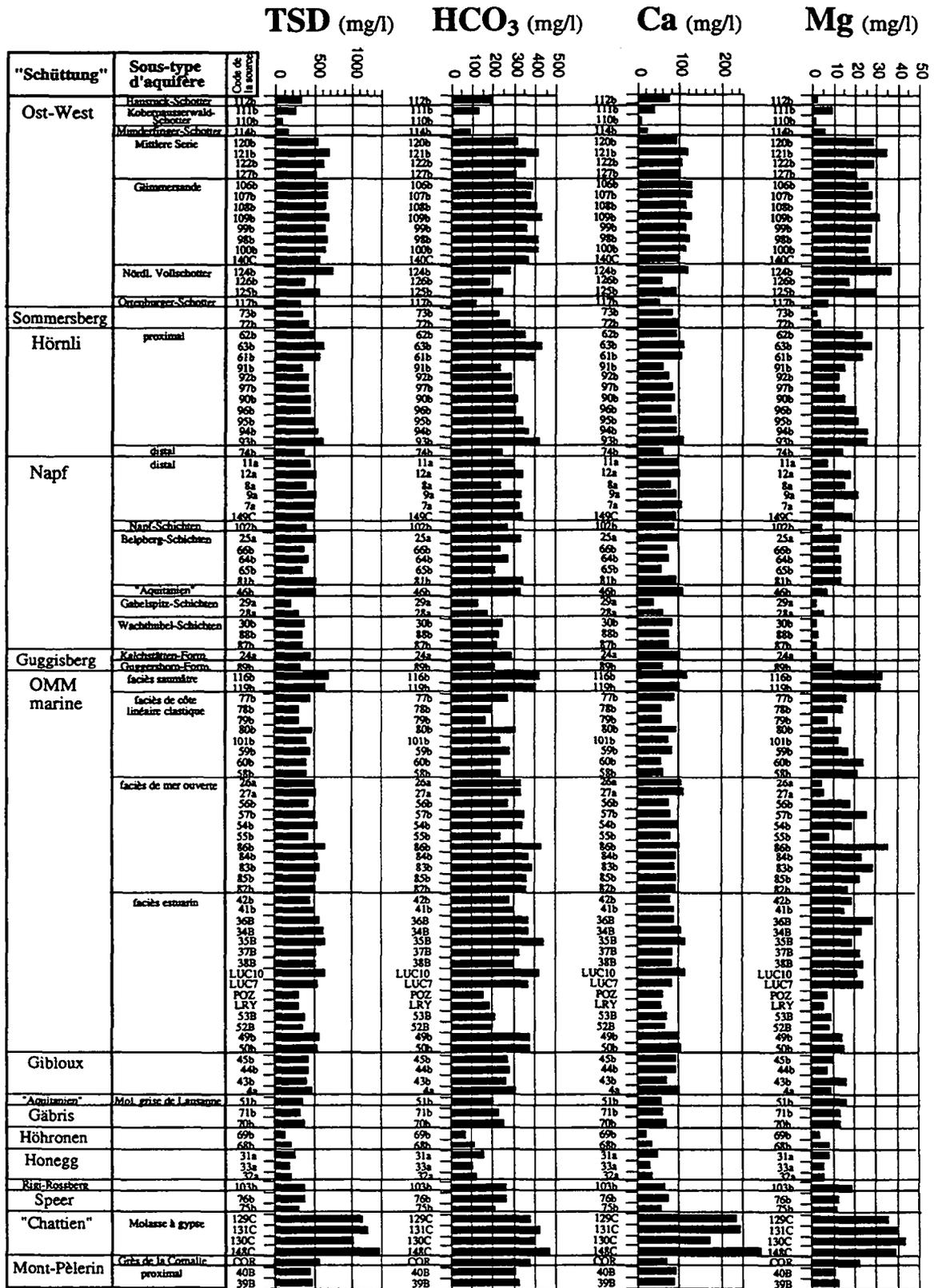
ANNEXE 6:

**PROFILS HYDROSTRATIGRAPHIQUES
DES AQUIFERES DE SUBSURFACE**

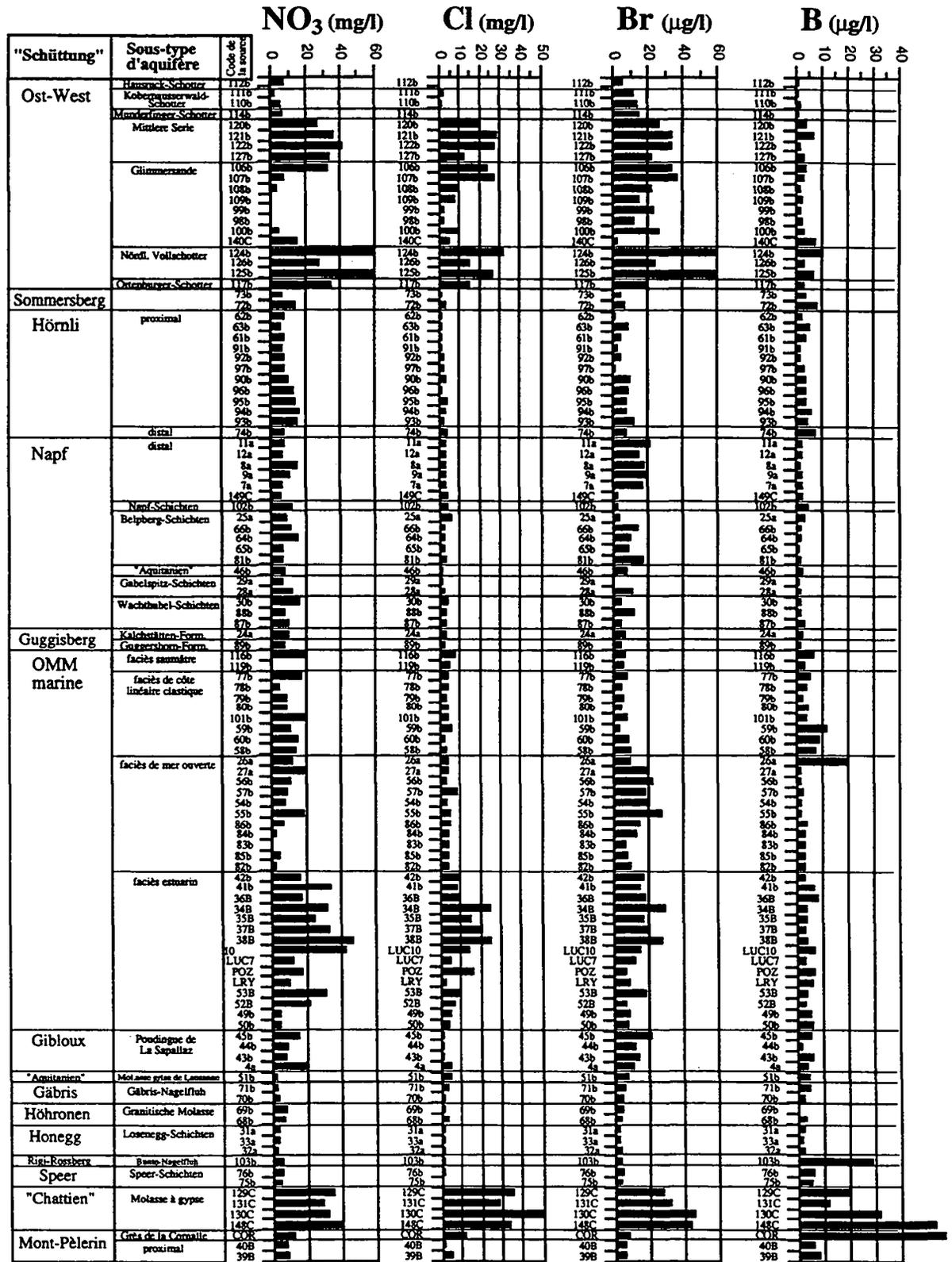
Annexe 6.1: Profils hydrostratigraphiques



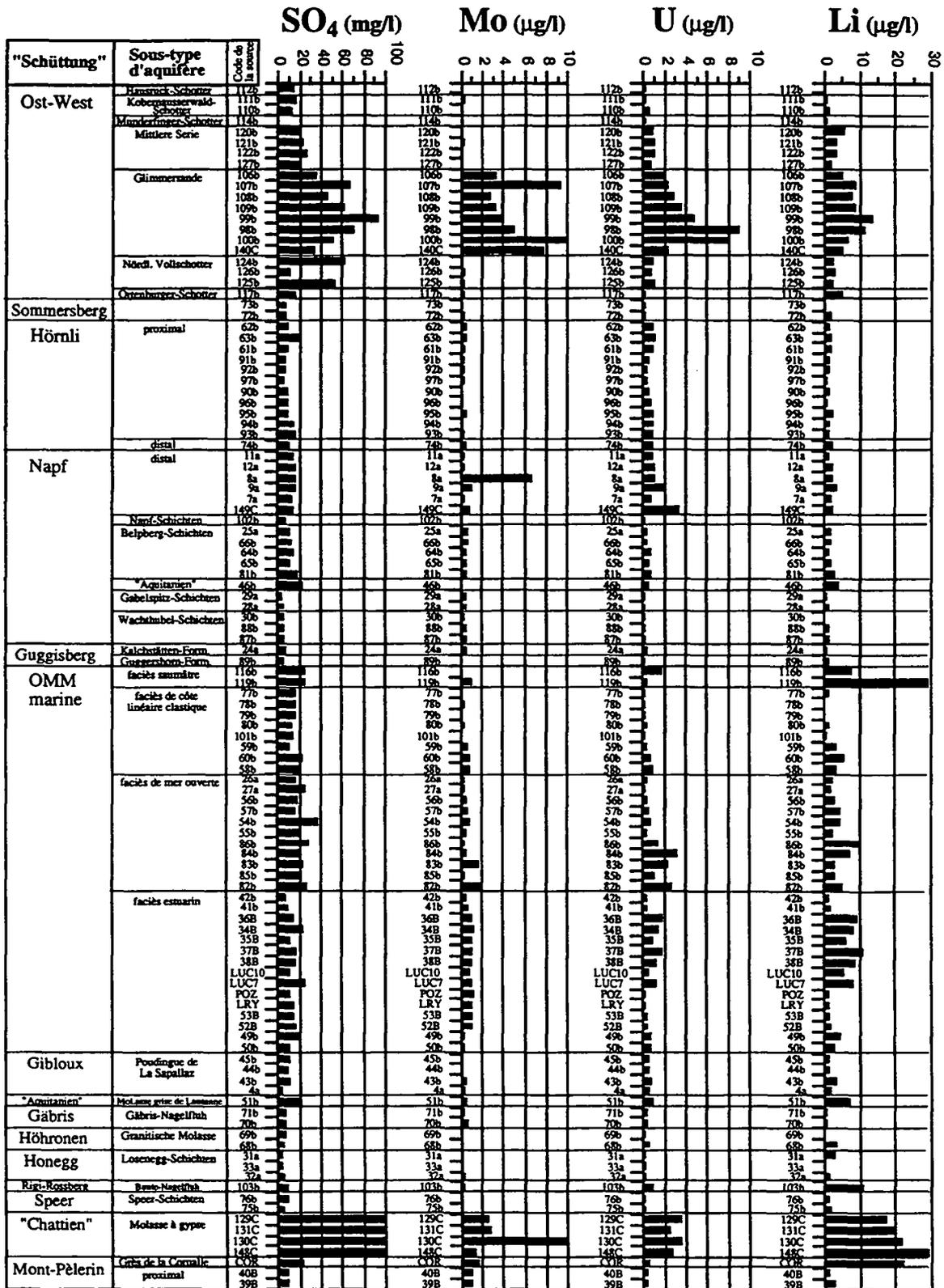
Annexe 6.2: Profils hydrostratigraphiques



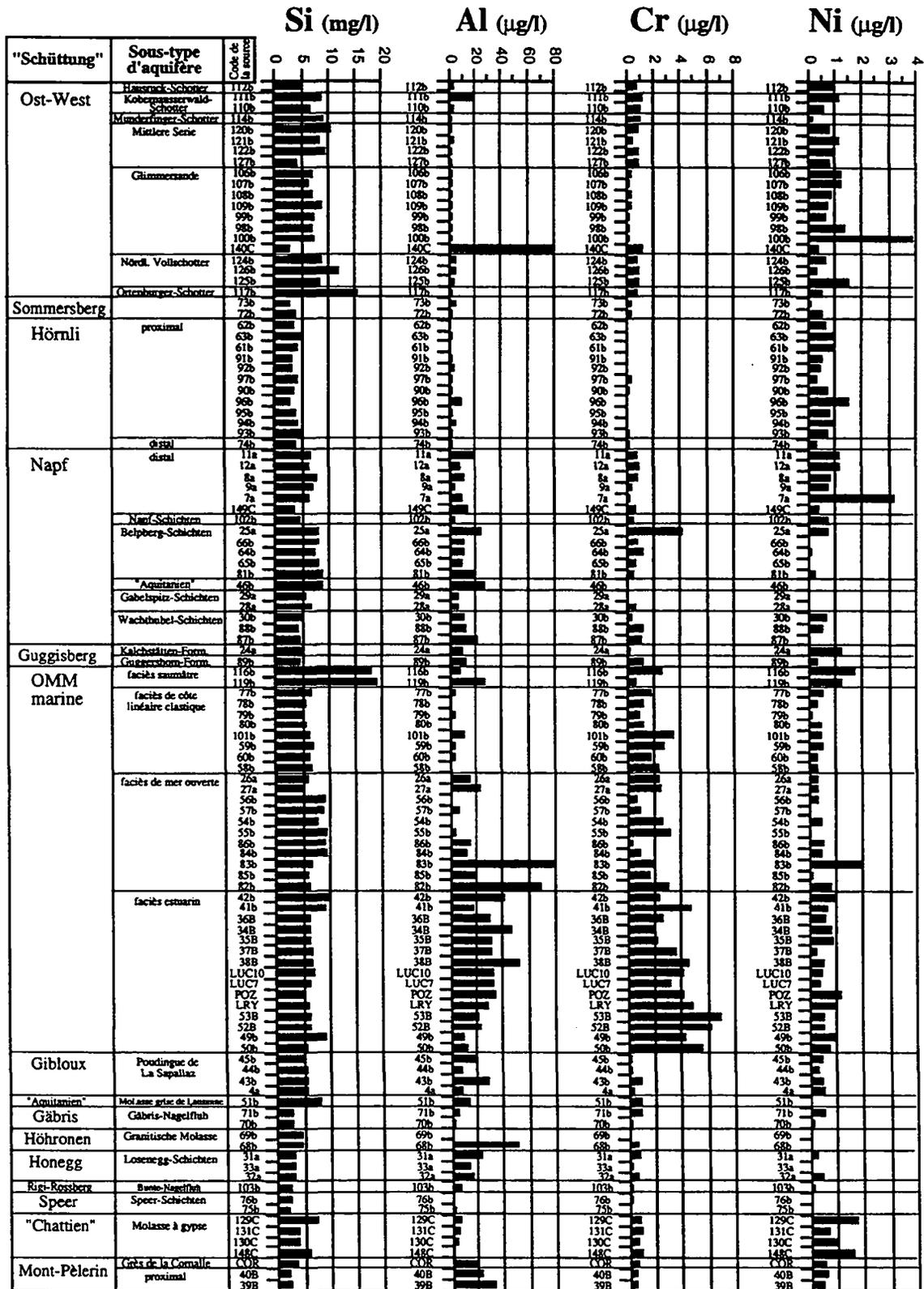
Annexe 6.3: Profils hydrostratigraphiques



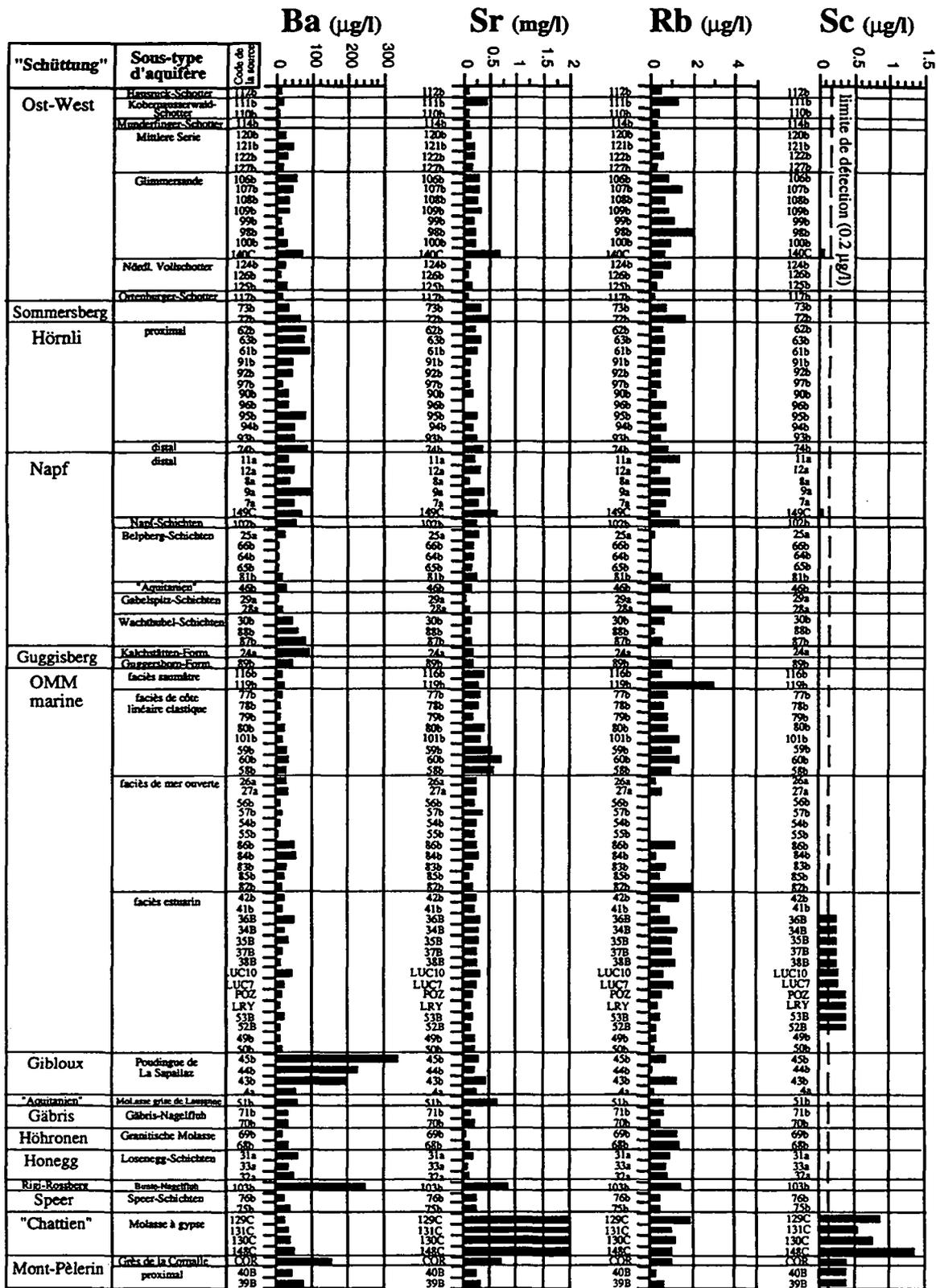
Annexe 6.4: Profils hydrostratigraphiques



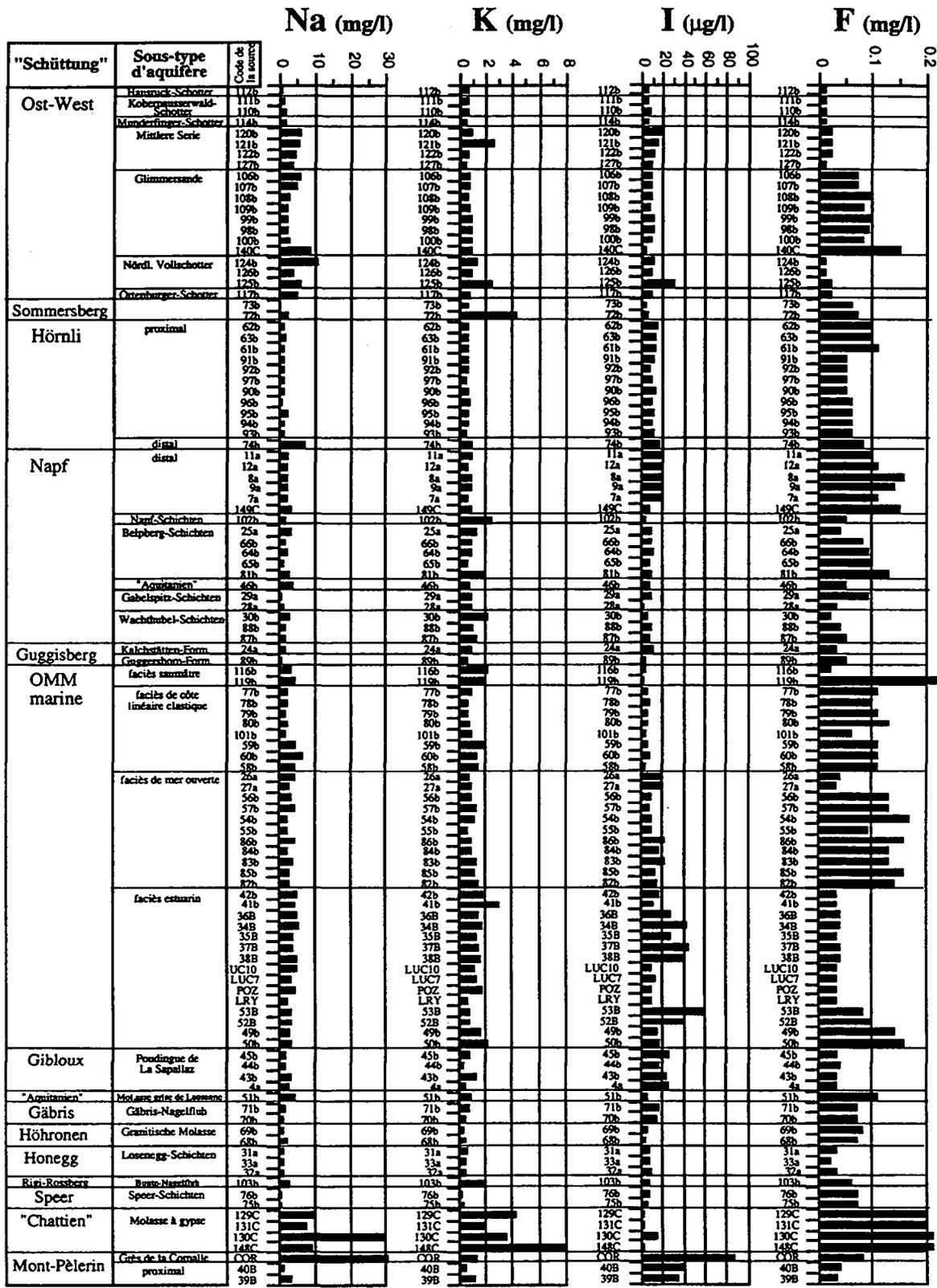
Annexe 6.5: Profils hydrostratigraphiques



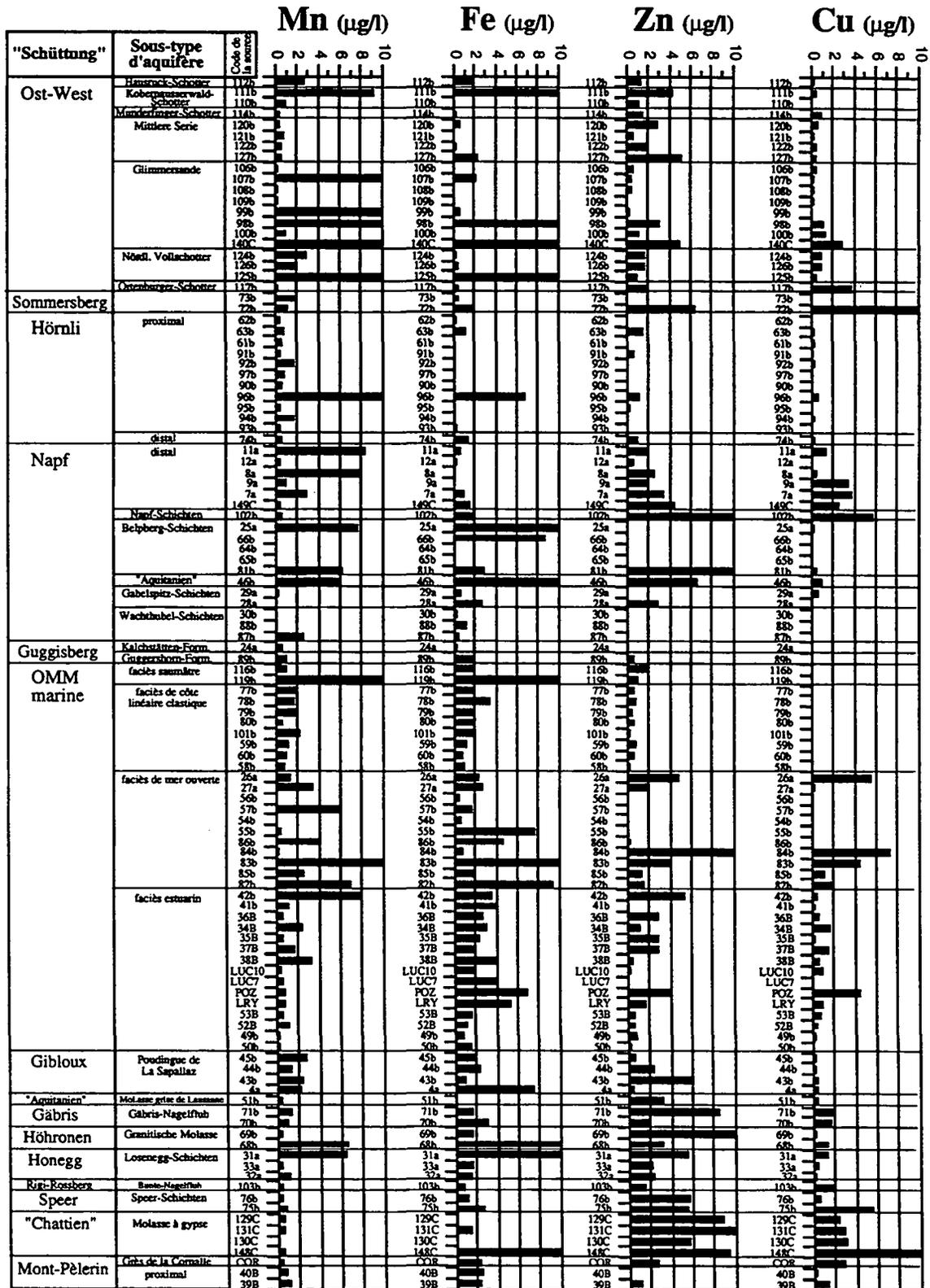
Annexe 6.6: Profils hydrostratigraphiques



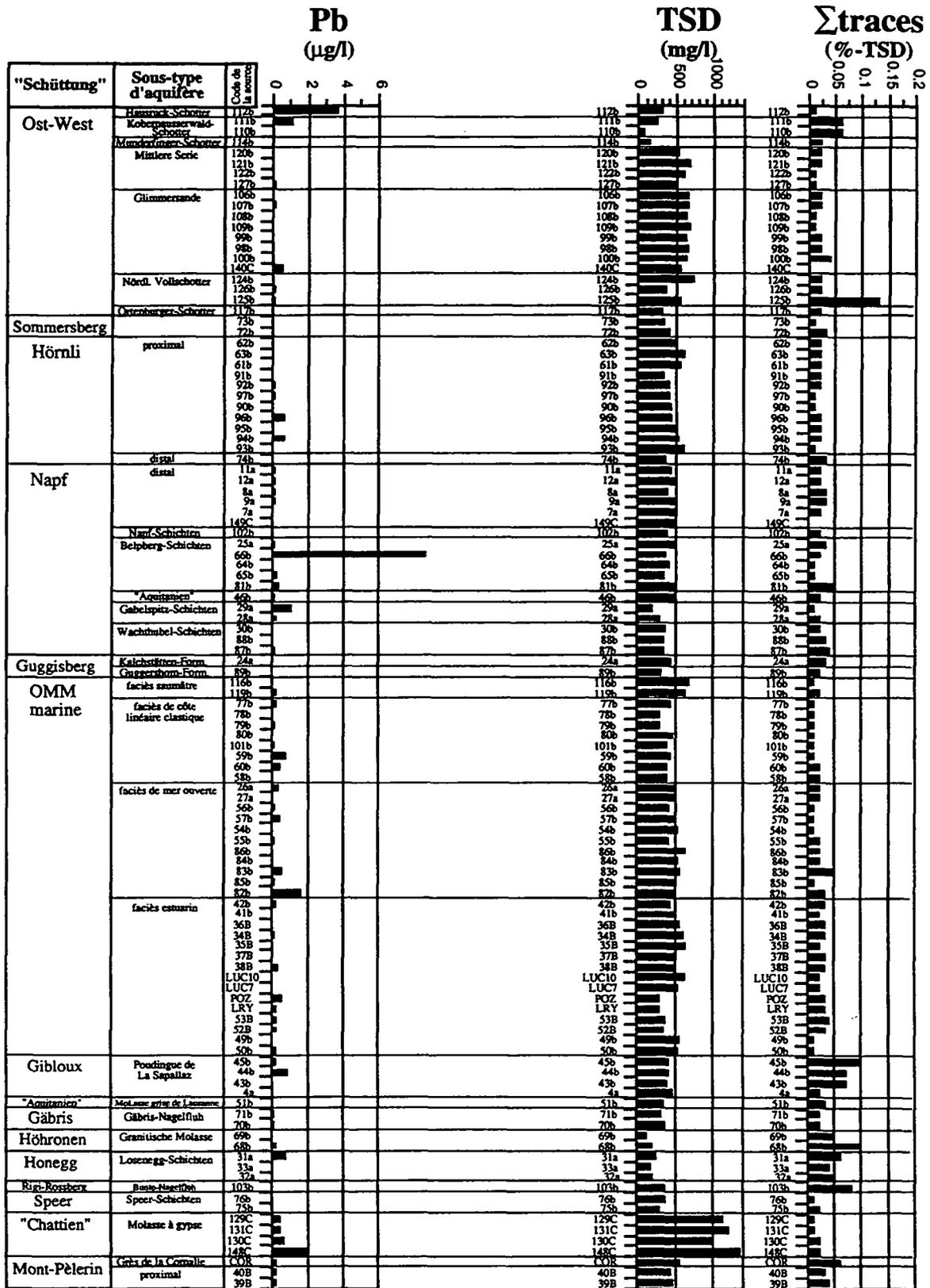
Annexe 6.8: Profils hydrostratigraphiques



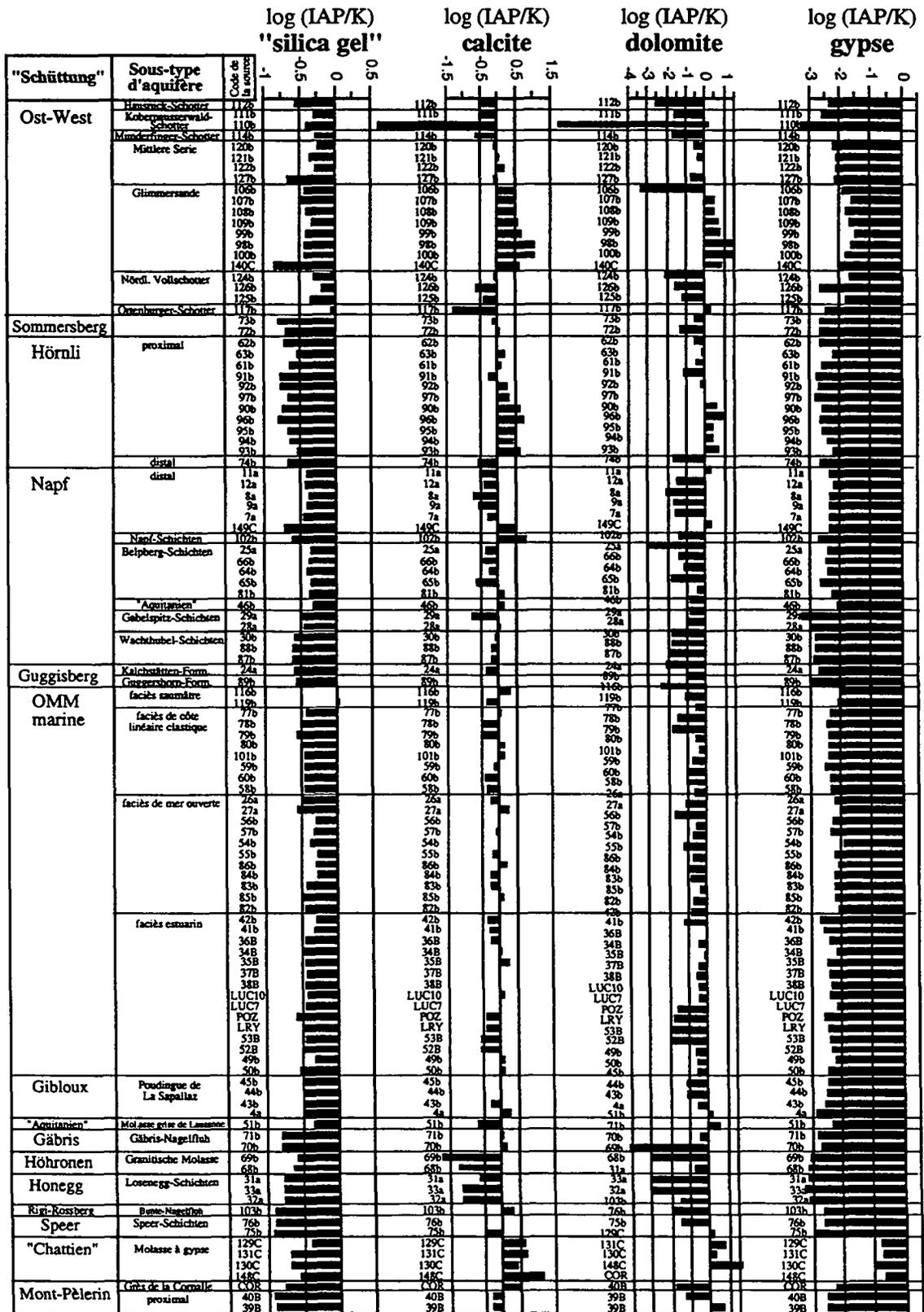
Annexe 6.9: Profils hydrostratigraphiques



Annexe 6.10: Profils hydrostratigraphiques



Annexe 6.11: Profils hydrostratigraphiques des indices de saturation



ANNEXE 7:

DONNEES DES SOURCES EXTERNES

Code	Commune territoriale	Lieu dit	Carbonate		Référence
			grès (%)	conglomérat (%)	
SOURCES					
112b	Fornach (A)	Hochlehen-Quelle	12	16 32	Wimmer 1989
111b	Fornach (A)	S Redthal	0	2 24	Wimmer 1989
110b	Fornach (A)	Fornacher Redl	0	2 24	Wimmer 1989
114b	Matighofen (A)	Kolming	3	12 11	Wimmer 1989
120b	Simbach	Simbacher Wiesen			
121b	Marming	Schellmühle			
122b	Postau-Moosthann	Moosthann			
127b	Dinkelscherben	Feinhausen/Kobel			
117b	Aldersbach	Edelsbrunn			
124b	Brunnen	Hohenried			
126b	Gachenbach	Sattelberg			
125b	Schrobenhausen	Reitenbach			
106b	Owingen	Hohenbodmann	12		Habicht 1987
107b	Owingen	Hohenbodmann	12		Habicht 1987
108b	Sippingen	Sippinger Berg	12		Habicht 1987
109b	Sippingen	Sippinger Berg	12		Habicht 1987
99b	Diessenhofen	Rodenberg	12		Habicht 1987
98b	Diessenhofen	Rodenberg	12		Habicht 1987
100b	Winkel	Heuberggrüli	12		Habicht 1987
140c	Stallikon	Müli	12		Habicht 1987
73b	Gas	Sommersberg			Langenegger 1993
72b	Gas	Sommersberg			Langenegger 1993
62b	Fischingen	Ottenholz/Höllwald	61		Hottinger et al. 1970
63b	Fischingen	Klosterblick	61		Hottinger et al. 1970
61b	Fischingen	Stadelberg	61		Hottinger et al. 1970
91b	Wald (ZH)	Beizi	61		Hottinger et al. 1970
92b	Wald (ZH)	Segemrain	61		Hottinger et al. 1970
97b	Fischenlhal	Wurz	61		Hottinger et al. 1970
90b	Wald (ZH)	Bachtel	61		Hottinger et al. 1970
96b	Hirwil	Hörnli/Allmen	61		Hottinger et al. 1970
95b	Hirwil	Girriet	61		Hottinger et al. 1970
94b	Russikon	Hohwacht	61		Hottinger et al. 1970
93b	Herrliberg	Hinterberg	61		Hottinger et al. 1970
74b	Teufen	Steinoggwald			
102b	Romoos	Weierhüsi	33		Matter 1964
29a	Röthenbach I.E.	Hinter-Naters	61		Matter 1964
28a	Röthenbach I.E.	Vorder-Naters	61		Matter 1964
30a	Schangnau	Scheidbach	61		Matter 1964
88b	Schangnau	Oberer Burenschöpl	61		Matter 1964
87b	Schangnau	Oberer Burenschöpl	61		Matter 1964
11a	Vilmergen	Grossmoos			
12a	Vilmergen	Grossmoos			
8a	Seengen	Eichberg			
9a	Seengen	Eichberg			
7a	Lenzburg	Stöckhof			
149c	Gontenschwil (AG)	Schwarzenberg			
25a	Oberbalm (BE)	Balmberg			
66b	Allishofen (LU)	Allishofenwald			
64b	Allishofen (LU)	Schlosswald			
65b	Allishofen (LU)	Allishofenwald			

Données des sources externes

Code	Commune territoriale	Lieu dit	Carbonate		Référence
			grès (%)	conglomérat (%)	
81b	Kleindietwil (BE)	Hunze (am Wald)			
48b	Bangertop	Getzmoos			
89b	Guggisberg	Schwandelberg		51	Schmid 1970
248	Guggisberg - Chruz	Chruz		46	Schmid 1970
46b	Sorens	Riondi		32	Mornod, Boegli 1972
44b	Sorens	Riondi		32	Mornod, Boegli 1972
43b	Villarford	La Montagne		32	Mornod, Boegli 1972
4a	Sorens	Pépin		32	Mornod, Boegli 1972
118b	Wollisegg a. Hausruck (A)	Unterkienberg	3-10%		Unger 1984
119b	Griesbach i. Rottal (D)	Teufelsmühle	3-10%		Unger 1984
77b	Rorschacherberg	Korporationswald	34		Matter 1964
78b	Rorschacherberg	Korporationswald	34		Matter 1964
79b	Rorschacherberg	Hasenstrick	34		Matter 1964
80b	Rorschacherberg	Koblenwald	34		Matter 1964
101b	Risch (ZG)	Rooser Berg	34		Matter 1964
89b	Kriens	Rengloch	34		Matter 1964
80b	Mallers	Rengloch	34		Matter 1964
88b	Mallers (LU)	Rengloch	34		Matter 1964
27a	Biezwil (SO)	Holen			
28a	Biezwil (SO)	Härmenhubel			
66b	Lenzburg (AG)	Lütisbuech	35		Büchi et al. 1967
57b	Lenzburg-Lütisbuech	Lütisbuech	35		Büchi et al. 1967
54b	Oberentfelden	Hohlgasse	35		Büchi et al. 1967
55b	Uerkheim	Waldgraben	35		Büchi et al. 1967
86b	Tschugg	Jolimont			
84b	Gals	Jolimont			
83b	Gals	Jolimont			
85b	Tschugg	Jolimont			
82b	Gals	Jolimont			
42b	Albilgen	Hergart			
41b	Albilgen	Rüti			
36B	Ornens	Maison Rouge			
34B	Payeme	Creux de Nervaux			
36B	Payeme	Creux de Nervaux			
37B	Cherly	La Baumaz			
38B	Cherly	La Baumaz			
LUC10	Lucens	Pré de la Grange			
LUC7	Lucens	Pré de la Grange			
POZ	Savigny	Pierre-Ozeire			
LRY	Savigny	Bois du Grand Jorat			
53B	Lausanne	Chalet aux Boeufs	25		Dalla Piazza 1994
52B	Lausanne	Chalet aux Boeufs			
49b	Monthonnex s. Cl. (F)	Chez Davy			
50b	Monthonnex s. Cl. (F)	Chénaz			
71b	Gas	Unterer Gábris	47		Fuchtbauer 1964
70b	Gas	Unterer Gábris	47		Fuchtbauer 1964
69b	Oberägeri	Bruusihöchi	16		Fuchtbauer 1964
68b	Oberägeri	Bruust	16		Fuchtbauer 1964
76b	Schänis	Rüti			
75b	Schänis	Geissrüti			
103b	Arth	Grüsselen			Stürm 1973

Code	Commune territoriale	Lieu dit	Carbonate grès (%)	Carbonate conglomérat (%)	n	Référence
31a	Eriz	Honegg		43		Schlunegger 1993
32a	Eriz	Honeggi Loch		43		Schlunegger 1993
32a	Eriz	Honegg		43		Schlunegger 1993
40B	Chardonne	Mt Pélerin	50.6			Maurer 1983
39B	Puidoux	Mt Pélerin	50.6			Maurer 1983
COR	Epesses	Comalle (COR)	48.5			Maurer 1983
51b	Bottens	Les Planches	19.2			Maurer 1983
128C	Yverdon	Bel Air	30			Jordi 1955
131C	Yverdon	Beauregard	30			Jordi 1955
130C	Epesses	Côtes de la Rochette	30			Jordi 1955
148C	Choulex	La Gouille-Noire	30			Jordi 1955

Code	Qmin (l/min)	Qmax (l/min)	Rapport de débit (q) Qmax/Qmin	Nombre des mesures	Période de mesure	Perméabilité de l'aquifère (m/s)	Référence
112b							
111b							
110b							
114b							
120b						2E-6 à 9E-4	Egger 1985
121b						2E-6 à 9E-4	Egger 1985
122b						2E-6 à 9E-4	Egger 1985
127b							
117b							
124b						E-4 à E-6	Egger 1985
126b						E-4 à E-6	Egger 1985
125b						E-4 à E-6	Egger 1985
106b	25	34	1.3	60	1989-1992		Stadtwerke Ueberlingen
107b	118	171	1.4	60	1989-1992		Stadtwerke Ueberlingen
108b							
108b							
98b							
98b							
100b							
140C							
73b	22	123	5.6		nov.91-nov. 92		Langenegger 1993
72b	105	357	3.4		nov.91-nov. 92		Langenegger 1993
82b						3.25E-5 (±0.92E-5)	Balderer 1983
83b						1.08E-4 (±0.42E-4)	Balderer 1983
81b						1.08E-4 (±0.42E-4)	Balderer 1983
91b							
92b							
97b							
90b							
96b							
85b							
94b							
93b							
74b							
102b							
29a							
28a							
30a							
89b							
87b							
11a	20	120	6	25	1985-1992		Jäckli AG 1986
12a	10	120	12	25	1985-1992		Jäckli AG 1986
8a							
9a							
7a	8	72	9	100	1985-1993		Städt. Werke Lenzburg
149C							
25a							
66b							
64b							
65b							

Données des sources externes

Code	Qmin (l/min)	Qmax (l/min)	Rapport de débit (q) Qmax/Qmin	Nombre des mesures	Période de mesure	Perméabilité de l'aquifère (m/s)	Référence
81b							
46b							
89b							
24a							
45b	7	36	5.1	15	1993-1994		propres mesures
44b	16	145	9.1	16	1993-1994		propres mesures
43b							
48							
116b						E-9	Schramm 1986
119b							
77b							
78b							
79b							
80b							
101b							
59b							
60b							
58b							
27a							
26a							
56b	42	108	2.6	100	1985-1993		Städt. Werke Lenzburg
57b	45	81	1.8	100	1985-1993		Städt. Werke Lenzburg
54b	12	47	3.9	38	1974-1993		Gde. Oberentfelden
55b							
66b							
84b							
83b							
85b							
82b							
42b							
41b							
36b							
34b							
35b							
37b							
38b							
LUC10							
LUC7							
POZ	5 (0.021m)	205 (0.088m)		41	limnigraph	1983-1992	GEOLP
LRY	2.3 (0.023m)	110 (0.194m)		48	limnigraph	1983-1993	GEOLP
53b							
52b							
49b							
50b							
71b							
70b							
69b							
68b							
76b							
75b							
103b							

Données des sources externes

Code	Qmin (l/min)	Qmax (l/min)	Rapport de débit (q) Qmax/Qmin	Nombre des mesures	Période de mesure	Perméabilité de l'aquifère (m/s)	Référence
31a							
33a							
32a							
40B	14	350		260	1968-1993		Commune de Puidoux
39B				216	1983-1993		GEOLEP
CCR	0.5 (0.022m)	108 (0.232m)					
51b							
129C							
131C							
130C							
149C							

Données des sources externes

Code	3H (UT)	2H (% SMOW)	18 O (% SMOW)	13C (% PDB)	14C (% moderne)	n	Age de l'eau	Date	Référence
F144	3		-9.50					5.2.1988	Thierin, 1990: forage SE3
F145									
115B									
118B									
F134	3H-frei						5000-6000 a	1986?	Kellerhals und Haeffeli, Bem
F135	3H-frei						5000-6000 a	1987?	Kellerhals und Haeffeli, Bem
F132	<1.6		-10.29					1.12.1985	Thierin, 1990
F133									
13A	<1							1990	Aquasondage, Bourg-de-Péage (F)
14A									
F146	<2.8		-10.85					5.2.1988	Thierin, 1990: forage P03
F147									
F153									
F152	<0.8	-95.20	-13.45	-3.80	<0.2			8.11.1993	Hydroisotop, Schweitenkirchen (D)
F151	<0.4	-90.90	-12.83	-2.92	<0.7			22.11.1993	Hydroisotop, Schweitenkirchen (D)
F150	3H-frei			-2.9 à -2.5	< 1.5%		x10'000 ans	1989	Büchi und Müller, Frauenfeld
F142								21.7.1981	
F143	<0.7	-88.00	-11.89	-3.0	<1.3			21.7.1981	Schmassmann, 1990
F141	<0.8	-72.60	-9.09	-3.1	<2.2			1981-1982	Schmassmann, 1990
F136	<1.0±0.2	72.5±0.4	8.35±0.08					1982-1985	Schmassmann, 1990
F138	<0.9±0.4	67.2±0.3	8.23±0.09					1981-1985	Schmassmann, 1990

Code	Profondeur du forage (m)	Profondeur du forage (m s.m.)	Crépine
F144	50	450.75	6-50 (30m)
F145	50	450.75	6-50 (45m)
F15B	136		artésien
F18B	75		
F134	270.5		
F135	260		
F132	120		
F133	90		
F13A	100		artésien
F14A	80		
F146	75.2	484.28	15-70 (60m)
F147	55.3	487.48	20-44 (40m)
F153	807		
F152			
F151			500-625
F160	655		453-655 (300m)
F142	320		
F143	500		295-500
F141	738		330-716
F136	562		7-264.5 (94m)
F138	211		55-211

ANNEXE 8:

Liste d'identification des forages

Annexe 8: Liste d'identification

Eaux profondes

Code	Lieu d'it	Commune territoriale	Type de forage	Feuille topogr.	Coordonnées Y	X	Altitude m.s.m.	Géologie	Crépine (prof. de prélèvement)	Matériel de la colonne montante	Travaux antérieurs
F13	La Gollomière	Gresin (F)	forage		462.900	52.000	285	OMM	100m		Ramproux 1991
F14	piscine	Avressieux (F)	forage		464.200	47.060		OMM	80m		Ramproux 1991
F115	Kobernausserwald	Gaugsham (A)	forage	Oek25V-46	L741.450	B5322.600	378	OMM	136m	métal	Wimmer 1990
F116	Unterhannet	Ortenburg (D)	forage	L 7544	R4587.800	H5381.780	390	OMM	75m	fonte	Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft
F132	L'Odxette	Matran	puits 1	1205	574.150	181.290	578	OMM	120m	Inox/l. galvanisé	Thierlin 1990
F133	L'Odxette	Matran	puits 2	1205	574.150	181.250	575	OMM	90m	Inox/l. galvanisé	Thierlin 1990
F134	Brauerel Gurten	Köniz/Wabern	Fassung 1	1166	600.500	197.420	560	OMM	270.5m	Inox	Büro Kellerhals und Haefeli, Bern
F135	Brauerel Gurten	Köniz/Wabern	Fassung 2	1166	600.370	197.420	560	OMM	260m	Inox	Büro Kellerhals und Haefeli, Bern
F136	Mineralquelle AG	Eglisau (ZH)	Bohrung 2	1051	680.820	269.850	382	USM	7-265m (94m)	Inox	Schmassmann 1990
F138	Mineralquelle AG	Eglisau (ZH)	Bohrung 3	1051	680.400	269.910	377	USM	55-211m	Inox	Schmassmann 1990
F141	Tiefenbrunnen	Zürich	Thermalwasserbohrung	1081	684.210	245.320	408	OMM	330-716m	acier	Schmassmann 1990
F142	A. Hürliemann AG	Zürich	AQUJ 2 (701)	1091	682.200	246.800	415	OMM		Inox	
F143	A. Hürliemann AG	Zürich	AQUJ 1 (700)	1091	682.130	246.630	420	OMM	295-500m	Inox	Högl 1980
F144	Sernuz-Longemalle	Gressy	sondage SE 5-30 m	1203	539.841	179.087	501	USM-Chatellen	6-50m (30m)	PVC	Bureau Technique J. Norbert, Lausanne
F145	Sernuz-Longemalle	Gressy	sondage SE 5-45 m	1203	539.841	179.087	501	USM-Chatellen	6-50m (45m)	PVC	Bureau Technique J. Norbert, Lausanne
F146	Champ de Pin	Pomy	sondage Po 4-60 m	1203	541.363	178.677	559	USM-Aquillanten	15-70m (60m)	PVC	Bureau Technique J. Norbert, Lausanne
F147	chantier N1	Pomy	sondage Po 6-40 m	1203	542.071	178.829	543	USM-Aquillanten	20-44m (40m)	PVC	Bureau Technique J. Norbert, Lausanne
F150	Kreuzlingen-2	Kreuzlingen	Geothermiebohrung	1034	730.645	278.833	420	OMM	453-855m (300m)		Büchi und Müller AG, Frauentfeld
F151	Jakobsbad, Konst. 1	Konstanz	Thermalbohrung	1034	733.000	280.960	400	OMM	500-625m		Schmassmann 1990
F152	Mainau	Konstanz	Bohrung Mainau-1	1034	731.630	285.610	400	OMM			Schmassmann 1990
F153	Genslehorn	Reichenau	Bohrung	1033	720.320	284.610	400	OMM			Schmassmann 1990

ANNEXE 9:

RÉPARTITION DES FORAGES

DANS LE BASSIN MOLASSIQUE

Abréviations utilisées:

Q: débit

K20: conductivité électrique

T: température de l'eau

Eh: potentiel redox corrigé

rH = $2 \text{ Eh}/E_N + 2 \text{ pH}$ (voir chapitre 4.3)

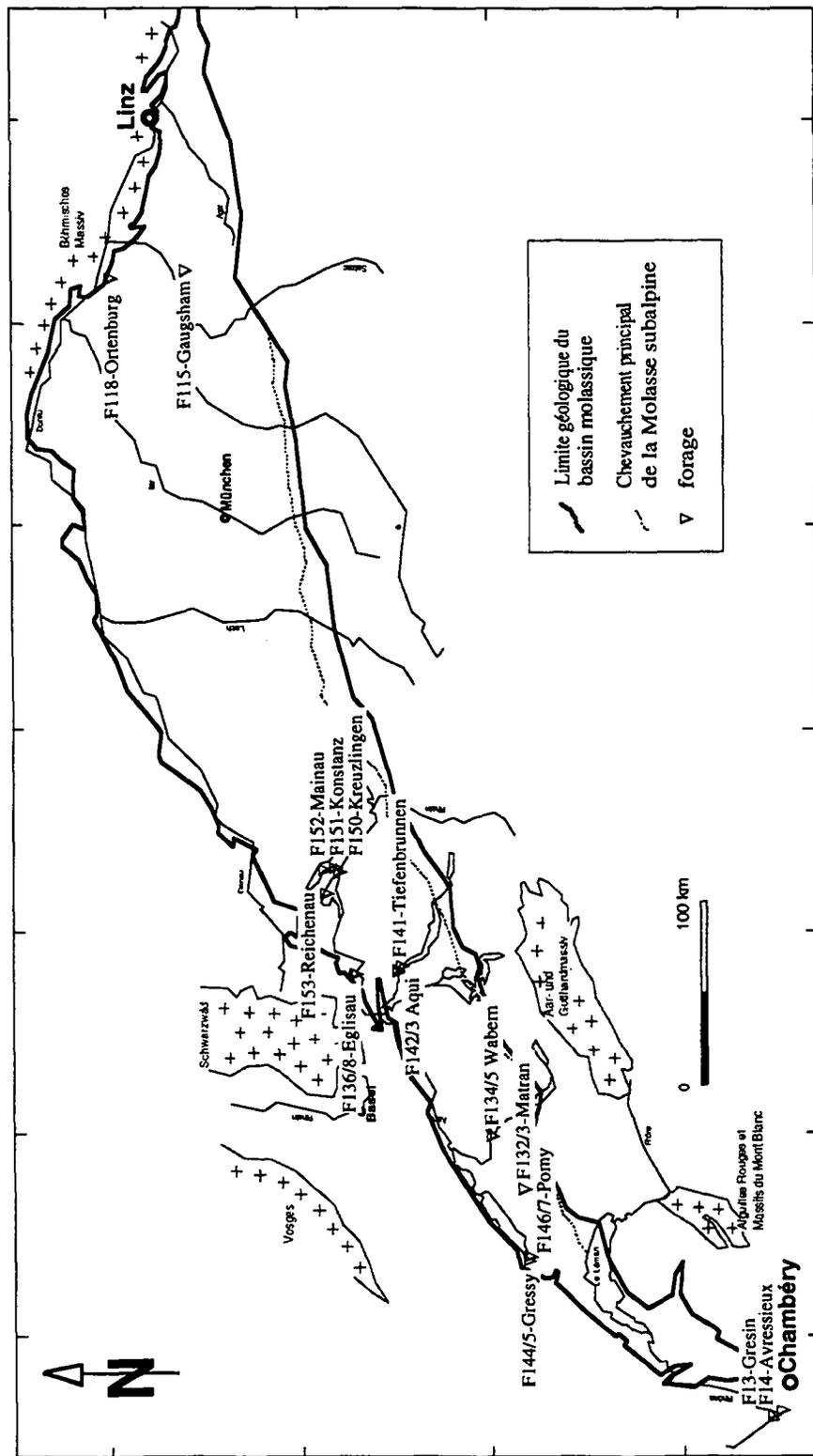
TSD: minéralisation globale

Dt: dureté totale en °f

TID: total des ions dissous

n.d.: non détecté

n.m.: non mesuré



30
440

Annexe 9: Répartition géographique des forages prélevés dans le bassin molassique.

ANNEXE 10:

**PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES
DES FORAGES**

Annexe10: paramètres physico-chimiques

Eaux profondes

Code	Commune territoriale	date	classification hydrochimique	K20 (µS/cm)	T (°C)	pH (mV)	Eh (mV)	rH (calc., 25°C)	milieu (Höbting 1992)	O2 dissous (mg/l)	TSD (mg/l)	Dt (°f)	facteur de dilution
Limite de détection:													
faciles Ca-Mg-HCO3													
F115	Gaugsham (A)	12.11.1993	Ca-Mg-(Na)-HCO3	209	12.6	7.7	237	23.4	indifférent	2.2	231	10.4	1
F118	Ortenburg (D)	15.11.1993	Ca-Mg-HCO3	452	10.0	7.2	396	27.8	peu oxydant	2.0	472	26.2	1
F134	Könitz/Wabern 1	29.7.1994	Mg-Ca-(Na)-HCO3	377	13.5	8.1	349	27.9	peu oxydant	1.8	402	20.2	1
F135	Könitz/Wabern 2	29.7.1994	Mg-Ca-HCO3	369	12.7	7.8	361	27.7	peu oxydant	2.1	384	20.4	1
F132	Matran 1	29.7.1994	Mg-Ca-HCO3	399	12.7	7.7	311	25.9	peu oxydant	4.8	434	25.0	1
F133	Matran 2	29.7.1994	Mg-Ca-HCO3	396	11.8	7.5	346	26.7	peu oxydant	4.8	433	23.5	1
F13	Greslin (F)	1.7.1993	Ca-Mg-HCO3	362	12.4	6.9	219	21.2	indifférent	12.62	382	7	1
F14	Avressieux (F)	1.7.1993	Ca-Mg-HCO3	553	12.9	7.1	187	20.5	indifférent	14.57	583	33.2	1
faciles Na-HCO3													
F146	Pomy	18.8.1994	Na-Ca-(Mg)-HCO3	511	14.2	7.9	214	23.1	indifférent	0.67	517	19.6	1
F147	Pomy	18.8.1994	Na-Mg-(Ca)-HCO3	405	13.0	7.9	282	25.3	peu oxydant	2.67	380	10.3	1
F153	Reichenau	10.10.1994	Na-(Mg)-Ca-HCO3-SO4	580	12.8	8.0	92	19.1	indifférent	0.1	513	7.0	10
F152	Konstanz/Mainau	10.10.1994	Na-(Ca)-HCO3-(SO4)	775	13.2	8.8	-69	15.3	peu réducteur	0.1	781	1.1	10
F151	Konstanz	10.10.1994	Na-HCO3-(SO4)	673	25.6	8.7	176	23.4	indifférent	0.1	707	1.2	10
F150	Kreuzlingen	10.10.1994	Na-HCO3-SO4	890	29.0	8.6	-36	15.9	peu réducteur	0.1	850	2.2	10
F142	Zürich 2	5.8.1994	Na-HCO3-Cl-(SO4)	1051	21.7	8.7	308	27.8	peu oxydant	3.6	901	0.6	10
F143	Zürich 1	5.8.1994	Na-HCO3-Cl-SO4	1345	23.3	8.8	307	27.9	peu oxydant		1089	1.0	10
faciles Na-Cl													
F141	Zürich/Tiefenbrunnen	5.8.1994	Na-Cl-SO4	5010	25.7	8.0	206	23.0	indifférent	2.4	3263	18.6	20
F136	Eglisau 2	4.8.1994	Na-Cl-(SO4)	4200	16.1	8.4	100	20.1	indifférent	4.4	2809	10.8	20
F138	Eglisau 3	4.8.1994	Na-Cl	6500	15.1	8.1	117	20.2	indifférent	2.0	3961	22.1	20
Eaux sulfatées													
F144	Gressy	18.8.1994	Ca-Mg-SO4-(HCO3)	1879	14.2	7.0	139	18.8	indifférent	2.57	2031	136.0	5
F145	Gressy	18.8.1994	Na-Ca-(Mg)-SO4-Cl	5680	12.1	7.3	169	20.2	indifférent	1.97	4301	115.5	20

n.d.: élément non détecté

*la limite de détection est à multiplier avec le facteur de dilution!

Annexe10: paramètres physico-chimiques

Eaux profondes

Code	Ca	Mg	Na	K	Sr	Si	HCO3	SO4	NO3	Cl	F	TiD	Σ cations	Σ anions	Erreur/bal. %	Al	As	B	Ba	Be	Br
	(mg/l) 2 à 4	(mg/l) 0.2	(mg/l) 0.2	(mg/l) 0.2	(mg/l) 0.01	(mg/l) 0.5	(mg/l) 2 à 4	(mg/l) 2.0	(mg/l) 2.0	(mg/l) 1.0	(mg/l) 0.20	(méq/l)	(méq/l)	(méq/l)		(μg/l) 0.2	(μg/l) 1 à 10	(μg/l) 1 à 10	(μg/l) 0.2	(μg/l) 0.2	(μg/l) 1 à 10
Limite de détection*																					
faciès Ca-Mg-HCO3																					
F115	26.7	12.9	6.2	0.8	0.23	9.6	142.9	8.2	0.0	0.0	0.11	5.21	2.69	2.52	3.3	12.7	0.05	3.4	4.3	n.d.	2.1
F118	79.3	19.5	3.3	1.0	0.18	10.5	294.0	25.7	6.6	6.7	0.24	11.39	5.73	5.66	0.6	15.0	0.07	2.2	4.7	n.d.	2.6
F134	41.6	26.7	13.5	1.1	1.88	9.1	279.4	6.2	0.0	0.5	0.22	9.66	4.93	4.73	2.0	3.6	0.35	14.0	52.0	n.d.	1.2
F135	39.5	31.1	10.2	1.1	1.17	8.4	273.8	6.4	0.0	1.4	0.14	9.70	5.03	4.67	3.7	2.9	0.41	9.2	44.5	n.d.	0.9
F132	47.5	32.1	8.5	1.0	2.19	9.6	303.2	5.2	0.0	1.5	0.11	10.58	5.48	5.13	3.1	7.9	0.28	10.2	71.5	n.d.	1.1
F133	44.9	31.1	9.1	1.1	2.10	9.2	304.4	6.7	0.0	1.8	0.10	10.46	5.27	5.18	0.8	4.8	0.29	8.9	81.8	n.d.	0.8
F13	64.1	17.4	3.6	0.9	0.28	7.2	259.4	10.3	0.0	1.0	0.11	9.32	4.82	4.50	3.4	33.3	0.32	3.5	1.9	n.d.	2.5
F14	102.7	27.5	3.7	1.3	0.28	7.1	410.7	9.9	0.0	2.5	0.12	14.60	7.59	7.01	3.9	34.0	0.07	3.5	14.6	n.d.	3.5
faciès Na-HCO3																					
F146	26.0	12.8	87.0	2.0	2.15	6.4	347.7	13.3	0.0	3.6	0.26	12.33	6.24	6.09	1.2	13.1	0.29	56.7	386.4	n.d.	2.1
F147	18.0	13.9	62.0	1.7	0.72	4.8	254.3	10.2	0.5	2.1	0.53	9.27	4.80	4.48	3.5	18.9	0.36	64.1	119.8	n.d.	2.2
F153	17.7	10.9	98.1	1.2	0.80	4.1	274.5	92.4	0.0	1.7	1.24	12.63	6.09	6.54	-3.5	4.2	1.78	99.0	46.9	n.d.	59.8
F152	26.2	0.9	194.5	1.2	0.19	4.3	434.9	89.6	0.0	11.7	7.54	19.60	9.88	9.72	0.8	2.7	1.82	342.9	14.2	n.d.	37.3
F151	4.1	1.0	198.0	1.7	0.22	5.8	413.0	55.6	0.0	11.4	1.83	17.29	8.95	8.34	3.5	2.8	0.70	157.2	6.7	n.d.	85.0
F150	7.0	1.2	221.7	2.1	0.30	6.2	436.8	118.9	0.0	36.2	4.31	21.04	10.16	10.88	-3.5	57.2	0.96	175.7	10.6	n.d.	219.3
F142	4.8	1.1	258.6	2.1	0.32	5.5	431.3	83.8	0.0	96.5	3.59	23.37	11.64	11.72	-0.3	17.9	1.88	378.1	22.2	n.d.	524.7
F143	5.5	1.2	310.0	1.9	0.50	5.0	420.3	152.0	0.0	177.3	3.63	29.17	13.92	15.24	-4.5	18.2	1.97	423.9	34.4	n.d.	785.3
faciès Na-Cl																					
F141	40.0	21.4	1100.0	10.5	6.45	4.8	288.5	765.0	0.0	1011.0	3.39	101.37	52.02	49.35	2.6	17.9	3.89	1598.8	22.1	n.d.	3742.3
F136	30.1	11.9	972.5	6.2	2.24	4.0	265.4	227.0	0.0	1278.0	1.98	90.22	44.99	45.23	-0.3	12.6	5.38	632.1	56.7	n.d.	1783.6
F138	36.0	23.6	1430.3	8.4	5.01	3.9	202.5	306.0	0.0	1934.0	1.71	130.61	66.28	64.33	1.5	9.2	6.03	871.1	42.2	n.d.	1882.4
Eaux sélénieuses																					
F144	420.8	79.8	31.6	5.0	5.29	5.2	288.5	1115.0	23.0	44.0	0.35	58.77	29.19	29.57	-0.7	3.6	0.60	58.3	13.5	n.d.	24.6
F145	296.5	118.0	819.0	11.7	4.61	4.5	351.5	2018.0	10.0	658.0	0.64	127.02	60.53	66.49	-4.7	7.9	3.45	316.0	25.8	n.d.	932.3

n.d.: élément non détecté

*la limite de détection est à multiplier avec le facteur de dilution!

Eaux profondes

Annexe10: paramètres physico-chimiques

Code	Cd (µg/l)	Co (µg/l)	Cr (µg/l)	Cu (µg/l)	Fe (µg/l)	Ga (µg/l)	Ge (µg/l)	I (µg/l)	LI (µg/l)	Mn (µg/l)	Mo (µg/l)	Ni (µg/l)	Pb (µg/l)	Pb (µg/l)	Sc (µg/l)	Se (µg/l)	Sn (µg/l)	Ti (µg/l)	U (µg/l)	V (µg/l)	Zn (µg/l)	
Limite de détection*	0.2	0.20	0.20	0.20	2.00	0.2	0.2	1.0	1.0	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.2	1.0	0.2	0.20	0.20	0.20	0.20	
faciès Ca-Mg-HCO3																						
F115	n.d.	n.d.	0.20	4.30	20.56	n.d.	n.d.	3.9	3.7	31.16	0.31	0.33	0.05	0.5	0.12	n.d.	n.d.	0.02	0.06	0.09	2.98	
F118	n.d.	0.01	1.30	8.90	20.30	n.d.	n.d.	6.7	8.0	69.80	0.50	0.70	0.50	2.1	0.06	n.d.	n.d.	0.20	0.70	0.10	5.80	
F134	n.d.	0.00	0.20	2.99	2.56	n.d.	n.d.	7.2	6.2	7.87	0.61	0.23	0.10	0.9	0.12	n.d.	n.d.	0.06	0.10	0.12	5.77	
F135	n.d.	0.01	0.11	1.40	0.69	n.d.	n.d.	7.1	5.5	1.12	0.59	0.35	0.07	1.0	0.12	n.d.	n.d.	0.04	0.14	0.24	3.07	
F132	n.d.	0.00	0.24	3.11	2.77	n.d.	n.d.	8.3	6.4	7.98	0.54	0.32	0.12	0.8	0.14	n.d.	n.d.	0.04	0.10	0.15	40.20	
F133	n.d.	0.00	0.23	2.85	2.74	n.d.	n.d.	7.3	7.4	4.68	0.46	0.43	0.06	0.8	0.13	n.d.	n.d.	n.d.	0.11	0.12	27.30	
F13	n.d.	0.03	0.30	1.50	44.38	n.d.	n.d.	4.1	4.2	82.20	0.42	0.61	0.12	0.5	0.13	n.d.	n.d.	0.15	1.78	0.52	3.06	
F14	n.d.	0.01	0.34	1.70	123.97	n.d.	n.d.	2.3	8.4	54.60	0.17	1.30	0.07	0.8	0.14	n.d.	n.d.	0.04	3.70	0.16	3.70	
faciès Na-HCO3																						
F146	n.d.	0.04	0.17	2.43	8.29	n.d.	n.d.	16.5	43.3	13.97	3.71	1.01	0.11	0.5	0.14	n.d.	n.d.	0.24	8.66	2.22	4.63	
F147	n.d.	0.12	0.74	3.83	20.80	n.d.	n.d.	13.4	16.6	13.54	0.94	6.24	0.80	1.1	0.13	n.d.	n.d.	0.41	3.65	0.54	9.80	
F153	n.d.	0.35	5.01	30.29	98.90	n.d.	n.d.	11.0	32.3	5.52	27.20	1.56	1.28	1.0	1.02	n.d.	n.d.	<2.00	1.20	1.35	54.39	
F152	n.d.	0.25	3.81	24.79	85.67	n.d.	n.d.	62.0	32.7	1.88	153.00	0.59	1.13	1.6	1.60	n.d.	n.d.	<2.00	1.70	0.78	90.22	
F151	n.d.	0.28	9.21	23.84	72.11	n.d.	n.d.	26.0	25.9	0.27	7.10	0.57	0.55	1.6	3.19	n.d.	n.d.	<2.00	0.73	1.72	39.62	
F150	n.d.	0.37	4.57	23.20	101.05	n.d.	n.d.	21.0	24.1	7.43	19.00	0.02	1.59	2.5	2.09	n.d.	n.d.	<2.00	0.61	1.74	27.48	
F142	n.d.	0.26	5.24	26.80	25.63	n.d.	n.d.	113.0	37.5	0.33	19.90	<2.00	1.81	1.9	1.69	n.d.	n.d.	<2.00	1.21	4.35	28.75	
F143	n.d.	0.19	2.77	34.95	5.43	n.d.	n.d.	127.0	46.0	0.46	18.00	<2.00	0.84	2.4	1.08	n.d.	n.d.	<2.00	0.98	2.48	48.61	
faciès Na-Cl																						
F141	n.d.	1.13	16.53	99.19	146.75	n.d.	n.d.	616.0	165.8	8.39	73.20	2.54	3.33	8.2	3.10	n.d.	n.d.	<4.00	1.06	86.60	73.39	
F136	n.d.	0.91	4.24	58.80	26.14	n.d.	n.d.	3000.0	350.9	14.56	29.00	<4.00	5.42	3.7	1.88	n.d.	n.d.	<4.00	1.25	13.75	68.45	
F138	n.d.	1.07	10.37	86.57	92.84	n.d.	n.d.	3400.0	523.7	25.05	41.20	<4.00	4.88	4.6	2.83	n.d.	n.d.	<4.00	2.46	64.19	65.35	
Eaux célestineuses																						
F144	n.d.	0.76	0.50	6.63	4.23	n.d.	n.d.	29.0	52.5	19.86	1.15	13.47	7.22	3.2	0.99	n.d.	n.d.	<1.00	5.58	0.60	28.68	
F145	n.d.	7.03	1.67	30.54	76.94	n.d.	n.d.	804.0	146.9	281.46	14.00	21.08	4.50	6.1	2.08	n.d.	n.d.	<4.00	3.97	2.70	82.40	

n.d.: élément non détecté

*la limite de détection est à multiplier avec le facteur de dilution!

ANNEXE 10 BIS:

**INDICES DE SATURATION
DES EAUX DES FORAGES**

Code	Nom	LogpCO2	Calcite	Aragonite	Magnésite	Dolomite (c)	Dolomite (d)	Anhydrite	Gypsum
'F144	'Gressy'	-1.694	0.181	0.029	-0.883	-0.158	-0.753	-0.479	-0.229
'F145	'Gressy'	-1.862	0.182	0.028	-0.578	0.138	-0.467	-0.526	-0.274
'115B	'Gaugsham'	-2.619	-0.302	-0.455	-0.988	-0.753	-1.355	-3.197	-2.944
'118B	'Ortenburg'	-1.831	-0.125	-0.280	-1.138	-0.739	-1.353	-2.362	-2.107
'F134	'Wabern1'	-2.71	0.505	0.353	-0.043	1.003	0.404	-3.227	-2.975
'F135	'Wabern2'	-2.418	0.168	0.015	-0.303	0.403	-0.199	-3.237	-2.984
'F132	'Matran1'	-2.296	0.205	0.052	-0.333	0.410	-0.193	-3.264	-3.011
'F133	'Matran2'	-2.086	-0.037	-0.191	-0.576	-0.080	-0.686	-3.171	-2.917
'13A'	'Gresim'	-1.559	-0.522	-0.675	-1.460	-1.446	-2.049	-2.817	-2.564
'14A'	'Avressieux'	-1.578	0.053	-0.100	-0.885	-0.294	-0.895	-2.723	-2.470

n	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Cv %	-20.594	946.684	-238.484	-59.951	-463.705	-93.368	-43.694	-48.574	
max	-1.559	0.505	0.353	-0.043	1.003	0.404	-0.479	-0.229	
min	-2.710	-0.522	-0.675	-1.460	-1.446	-2.049	-3.264	-3.011	
s	0.425	0.292	0.292	0.431	0.703	0.705	1.092	1.092	
x	-2.065	0.031	-0.122	-0.719	-0.152	-0.755	-2.500	-2.248	
méd.	-1.974	0.111	-0.043	-0.731	-0.119	-0.720	-2.994	-2.741	

'F146	'Pomy4'	-2.466	0.262	0.110	-0.393	0.413	-0.183	-3.087	-2.836
'F147	'Pomy6'	-2.573	-0.053	-0.206	-0.529	-0.044	-0.645	-3.317	-3.065
'F153	'Reichenau'	-2.856	0.024	-0.129	-0.552	0.010	-0.592	-2.430	-2.177
'F152	'Mainau'	-3.291	1.097	0.944	-0.729	0.907	0.307	-2.360	-2.108
'F151	'Konstanz'	-3.157	0.378	0.234	-0.440	0.520	-0.027	-3.325	-3.108
'F150	'Kreuzlingen'	-2.928	0.480	0.339	-0.461	0.609	0.075	-2.793	-2.591
'F142	'Zürich2'	-3.145	0.370	0.224	-0.502	0.440	-0.123	-3.133	-2.901
'F143	'Zürich1'	-3.23	0.457	0.312	-0.429	0.604	0.047	-2.874	-2.648

n	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Cv %	-11.063	92.907	153.558	-20.855	73.104	-230.293	-12.749	-14.063	
max	-2.466	1.097	0.944	-0.393	0.907	0.307	-2.360	-2.108	
min	-3.291	-0.053	-0.206	-0.729	-0.044	-0.645	-3.325	-3.108	
s	0.324	0.350	0.351	0.105	0.316	0.328	0.372	0.377	
x	-2.931	0.377	0.229	-0.504	0.432	-0.143	-2.915	-2.679	
méd.	-3.037	0.374	0.229	-0.482	0.480	-0.075	-2.981	-2.742	

'F141	'Tiefenbrunnen'	-2.628	0.285	0.142	-0.220	0.648	0.101	-1.615	-1.399
'F136	'Eggenau2'	-3.049	0.408	0.257	-0.314	0.646	0.059	-2.164	-1.918
'F138	'Eggenau3'	-2.968	0.099	-0.052	-0.413	0.234	-0.357	-2.054	-1.806

n	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Cv %	-7.752	58.927	135.021	-30.574	46.816	-385.545	-14.939	-15.994	
max	-2.628	0.408	0.257	-0.220	0.648	0.101	-1.615	-1.399	
min	-3.049	0.099	-0.052	-0.413	0.234	-0.357	-2.164	-1.918	
s	0.223	0.156	0.156	0.097	0.238	0.253	0.290	0.273	
x	-2.882	0.264	0.116	-0.316	0.509	-0.066	-1.944	-1.708	
méd.	-2.968	0.285	0.142	-0.314	0.646	0.059	-2.054	-1.806	

Code	Nom	Barts	Fluorite	Malite	Gibbsite (c)	Boehmite	SiO2 (s)	Chalcodony	Cristobalite	Silica gel
'F144	'Gressy'	0.146	-1.378	-7.489	1.036	0.414	-0.921	-0.043	0.014	-0.584
'F146	'Gressy'	0.538	-1.133	-4.943	1.276	0.624	-0.959	-0.074	-0.012	-0.616
'115B	'Gaugsham'	-1.672	-3.094	0.000	1.118	0.473	-0.648	0.235	0.296	-0.307
'118B	'Ortenburg'	-1.228	-1.994	-9.195	1.777	1.094	-0.587	0.306	0.372	-0.238
'F134	'Wabern1'	-0.824	-2.390	-9.712	0.149	-0.484	-0.685	0.195	0.253	-0.347
'F135	'Wabern2'	-0.865	-2.796	-9.385	0.394	-0.250	-0.707	0.176	0.236	-0.366
'F132	'Matran1'	-0.766	-2.936	-9.438	0.906	0.262	-0.650	0.233	0.294	-0.309
'F133	'Matran2'	-0.574	-3.025	-9.326	0.941	0.284	-0.661	0.225	0.287	-0.318
'13A'	'Gresin'	-2.029	-2.785	-9.982	2.233	1.585	-0.769	0.115	0.176	-0.428
'14A'	'Avressieux'	-1.257	-2.566	-9.590	2.070	1.429	-0.783	0.099	0.159	-0.443

n	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Cv%	-90.603	-28.704	-40.016	56.740	123.243	-16.535	84.384	60.224	-31.167	
max	0.538	-1.133	0.000	2.233	1.585	-0.587	0.306	0.372	-0.238	
min	-2.029	-3.094	-9.982	0.149	-0.484	-0.959	-0.074	-0.012	-0.616	
s	0.773	0.692	3.164	0.675	0.669	0.122	0.124	0.125	0.123	
x	-0.853	-2.410	-7.906	1.190	0.543	-0.737	0.147	0.208	-0.396	
méd.	-0.845	-2.676	-9.356	1.077	0.444	-0.696	0.186	0.245	-0.357	

'F146	'Pomy4'	0.373	-2.453	-8.050	0.810	0.188	-0.843	0.035	0.092	-0.506
'F147	'Pomy6'	-0.183	-1.847	-8.419	1.067	0.427	-0.956	-0.074	-0.014	-0.616
'F153	'Reichensau'	0.263	-1.267	-8.323	0.310	-0.332	-1.021	-0.139	-0.079	-0.681
'F152	'Mainau'	-0.327	0.395	-7.203	-0.707	-1.344	-1.028	-0.147	-0.088	-0.689
'F151	'Konstanz'	-1.036	-1.795	-7.231	-1.232	-1.698	-1.011	-0.173	-0.138	-0.706
'F150	'Kreuzlingen'	-0.638	-0.892	-6.698	0.093	-0.328	-1.006	-0.180	-0.152	-0.710
'F142	'Zürich2'	-0.333	-1.122	-6.190	-0.223	-0.741	-0.999	-0.148	-0.106	-0.684
'F143	'Zürich1'	0.008	-1.125	-5.863	-0.370	-0.866	-1.063	-0.218	-0.179	-0.752

n	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Cv%	-197.818	-66.849	-13.309	-2428.313	-123.402	-6.745	-60.160	-104.795	-11.327	
max	0.373	0.395	-5.863	1.067	0.427	-0.843	0.035	0.092	-0.506	
min	-1.036	-2.453	-8.419	-1.232	-1.698	-1.063	-0.218	-0.179	-0.752	
s	0.463	0.853	0.965	0.765	0.724	0.067	0.079	0.087	0.076	
x	-0.234	-1.276	-7.247	-0.032	-0.587	-0.991	-0.131	-0.083	-0.668	
méd.	-0.255	-1.196	-7.217	-0.065	-0.537	-1.009	-0.148	-0.097	-0.687	

'F141	'Tiefenbrunnen'	0.065	-0.577	-4.637	0.233	-0.231	-1.057	-0.220	-0.185	-0.753
'F136	'Egiseu2'	0.296	-0.935	-4.548	0.234	-0.361	-1.068	-0.198	-0.144	-0.737
'F138	'Egiseu3'	0.218	-1.041	-4.221	0.348	-0.260	-1.055	-0.180	-0.125	-0.721

n	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Cv%	60.887	-28.571	-4.902	24.334	-24.029	-0.660	-10.050	-20.263	-2.171	
max	0.296	-0.577	-4.221	0.348	-0.231	-1.055	-0.180	-0.125	-0.721	
min	0.065	-1.041	-4.637	0.233	-0.361	-1.068	-0.220	-0.185	-0.753	
s	0.118	0.243	0.219	0.066	0.068	0.007	0.020	0.031	0.016	
x	0.193	-0.851	-4.469	0.272	-0.284	-1.060	-0.199	-0.151	-0.737	
méd.	0.218	-0.935	-4.548	0.234	-0.260	-1.057	-0.198	-0.144	-0.737	

Code	Nom	Greenalite	Magnalite	Jernalite	Magnhemite	pothite	Celestite	Rhodochra(d)	Rhodochra(c)
'F144	'Gressy'	-8.924	6.571	8.411	-1.133	3.626	-0.426	-2.378	-1.677
'F145	'Gressy'	-4.199	12.574	12.911	3.540	5.962	-0.374	-1.072	-0.379
'115B	'Gaugsham'	-3.363	16.142	16.384	6.971	7.679	-3.310	-1.537	-0.842
'118B	'Ortenburg'	-9.949	13.727	16.327	7.131	7.758	-3.049	-1.475	-0.791
'F134	'Wabern1'	-12.861	11.521	14.863	5.376	6.881	-2.618	-1.721	-1.023
'F135	'Wabern2'	-14.293	9.855	13.697	4.276	6.331	-2.812	-2.774	-2.079
'F132	'Matran1'	-9.558	12.553	14.854	5.433	6.910	-2.648	-1.959	-1.265
'F133	'Matran2'	-10.854	11.980	14.748	5.401	6.893	-2.547	-2.364	-1.672
'13A'	'Gresin'	-5.771	11.692	12.666	3.270	5.828	-3.226	-1.691	-0.997
'14A'	'Avressieux'	-3.433	13.422	13.583	4.146	6.266	-3.336	-1.558	-0.882

n	10	10	10	10	10	10	10	10
Cv%	-47.267	21.001	16.569	52.958	18.339	-45.610	-27.751	-44.254
max	-3.363	16.142	16.384	7.131	7.758	-0.374	-1.072	-0.379
min	-14.293	6.571	8.411	-1.133	3.626	-3.336	-2.774	-2.079
s	3.933	2.521	2.294	2.352	1.176	1.110	0.514	0.513
x	-8.321	12.004	13.844	4.441	6.413	-2.435	-1.853	-1.159
méd.	-9.241	12.267	14.223	4.826	6.606	-2.730	-1.706	-1.010

'F146	'Pomy4'	-4.527	15.242	15.669	6.125	7.255	-2.218	-1.508	-0.807
'F147	'Pomy6'	-6.605	15.555	16.655	7.209	7.797	-2.763	-1.605	-0.909
'F153	'Reichenau'	1.153	16.941	15.420	5.991	7.188	-1.819	-1.933	-1.238
'F152	'Mainau'	4.674	16.472	13.754	4.291	6.339	-2.518	-2.056	-1.359
'F151	'Konstanz'	-5.007	16.962	16.932	6.492	7.439	-2.633	-2.892	-2.150
'F150	'Kreuzlingen'	3.549	18.529	15.507	4.814	6.600	-2.215	-1.482	-0.728
'F142	'Zürich2'	-12.039	13.778	16.268	6.127	7.256	-2.344	-2.816	-2.087
'F143	'Zürich1'	-14.859	11.456	14.774	4.510	6.448	-1.950	-2.665	-1.931

n	8	8	8	8	8	8	8	8
Cv%	-167.827	14.032	6.610	18.222	7.366	-14.110	-27.987	-41.692
max	4.674	18.529	16.932	7.209	7.797	-1.819	-1.482	-0.728
min	-14.859	11.456	13.754	4.291	6.339	-2.763	-2.892	-2.150
s	7.062	2.191	1.033	1.038	0.519	0.326	0.593	0.584
x	-4.208	15.617	15.622	5.695	7.040	-2.308	-2.120	-1.401
méd.	-4.767	16.014	15.588	6.058	7.222	-2.281	-1.995	-1.299

'F141	'Tiefenbrunnen'	-3.262	18.405	17.758	7.311	7.848	-0.472	-1.843	-1.100
'F136	'Egisau2'	0.101	17.455	16.102	6.403	7.394	-1.340	-1.429	-0.721
'F138	'Egisau3'	1.051	18.399	16.784	7.166	7.776	-0.959	-1.442	-0.738

n	3	3	3	3	3	3	3	3
Cv%	-322.210	3.023	4.930	7.009	3.180	-47.103	-14.978	-25.097
max	1.051	18.405	17.758	7.311	7.848	-0.472	-1.429	-0.721
min	-3.262	17.455	16.102	6.403	7.394	-1.340	-1.843	-1.100
s	2.266	0.547	0.832	0.488	0.244	0.435	0.235	0.214
x	-0.703	18.086	16.881	6.960	7.673	-0.924	-1.571	-0.853
méd.	0.101	18.399	16.784	7.166	7.776	-0.959	-1.442	-0.738

ANNEXE 11:

PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES DES LIXIVIATS DE ROCHE

Abréviations utilisées:

Q: débit

K20: conductivité électrique

T: température de l'eau

Eh: potentiel redox corrigé

rH = $2 \text{ Eh}/\text{E}_\text{N} + 2 \text{ pH}$ (voir chapitre 4.3)

TSD: minéralisation globale

Dt: dureté totale en °f

TID: total des ions dissous

n.d.: non détecté

n.m.: non mesuré

lixiviats de roche

Annexe 11: paramètres physico-chimiques

Code	"Schüttung"	Commune	Lieu dit	V	X	Z	Etage chronostrat.	Sous-type d'aquifère	Lithologie	Contexte tectonique	Quantité d'échantillon (lotie broyée)	K20 (µg/cm)	T (°C)	pH	Eh (mV)	h (m)	Classification jétekil	TSD (mg/l)
L.d.	blanc eau Millipore										0 g	10		4,9	312			
OSM																		
L108	Ost-West-Schüttung	Supplingen (D)	Hattental	3507.000	5298.000	630	Tortonien	Glimmersande	Glimmersande	Plateau	30 g	611	25,0	6,6	412	27	Ca-Mg-HCO3	595
L90	Höml	ZHSG		710.200	238.100	970	Tortonien	Konglomerat-Astoziation	"kristallinührende Kalk-Dolomit-Nagelfluh"	Plateau	30 g	758	25,0	6,8	401	27	Ca - HCO3	804
L102	Napl	Romoo		644.070	206.720	785	Tortonien	Napl-Schichten	Bunte Nagelfluh	Plateau	30 g	689	25,0	6,6	443	28	Ca - HCO3	691
OMM																		
L44	Mont Giboux	Sorens	Rond	569.730	171.910	1080	Burdigalien sup.	Poudingue de la Sappelaz	poudingue quartzitique	Plateau	30 g	695	25,0	7,0	438	29	Ca - HCO3	689
L116	Oltmang	Wolfsegg a.H.	Heusruck	L775.500	B5329.20	550	Oltmang	OMM oltmangienne	grès marnes	Plateau	30 g	638	25,0	6,7	410	27	Ca-Mg-HCO3	838
L80	Côte classique liné	Rorschacherberg	Steinergwald	758.400	259.830	550	Burdigalien inf.	Plattensandsteine	grès tabulaire calcaire/grès coquillier	Plateau	30 g	673	25,0	6,6	437	28	Ca - HCO3	611
L68	Côte classique liné	Malters	Rengloch	680.780	210.030	600	Burdigalien inf.	Plattensandsteine	grès tabulaire calcaire & glauconite	plissée	30 g	626	25,0	6,5	458	29	Ca - HCO3	576
L66	mer ouverte	Lenzburg	Lolibauch	656.870	246.830	450	Burdigalien inf.	grès marins orientaux	grès coquillier/grès calcaire	Plateau	30 g	753	25,0	6,9	481	29	Ca - HCO3	755
L83	facès estuarin	Gais No 1+7	Immerz	571.860	209.220	540	Burdigalien inf.	grès marins occidentaux	grès coquillier/grès et marnes	Plateau	30 g	630	25,0	6,7	448	28	Ca-Mg-HCO3	631
LLRV	facès estuarin	Savigny	"Lutty"	544.820	157.350	878	Burdigalien inf.	grès marins occidentaux	grès calcaire glauconieux	Plateau	30 g	694	25,0	6,7	425	28	Ca - HCO3	680
L49	facès estuarin	Menthonnex s. Cl.	Chat Davy	F879.8	F112.9	600	Burdigalien	grès marins occidentaux	grès calcaire glauconieux	Plateau	30 g	610	25,0	6,8	473	30	Ca - HCO3	589
LSM																		
L70	Gäbris	Gais	Giget, oben	753.560	249.540	1150	Aquitainen	"Gäbris-Nagelfluh"	"bunte Nagelfluh"	subalpine	30 g	669	25,0	6,5	429	28	Ca - HCO3	689
L66	Höhnonen	Oberägeri	Bruast	690.100	222.200	1100	Aquitainen	"Granitische Molasse"	grès granitique, poudingue, marnes	subalpine	30 g	665	25,0	6,5	468	28	Ca - HCO3	627
L74	Höml	Tellen	Steinergwald	749.760	252.140	910	Aquitainen	Oberaquitaine Mergelzone	marnes et grès	subalpine	30 g	680	25,0	6,9	468	30	Ca-Mg-HCO3	638
L48	Napl	Bangerlen	Schnarz, Anri	600.340	211.230	620	Aquitainen	"Aquitainen"	grès granitiques et marnes	Plateau	30 g	655	25,0	6,7	451	28	Ca - HCO3	541
L76	Speer	Schöns	Gaisrotli	722.760	223.770	580	Chattien	"Speer-Schichten"	"Kalknagelfluh"	Plateau	30 g	722	25,0	6,8	392	27	Ca - HCO3	754
L31	Honegg	Enz	Honeggli I	629.860	183.800	1380	Chattien	"Honegg-Nagelfluh"	polygène Nagelfluh	subalpine	30 g	706	25,0	6,9	418	28	Ca - HCO3	631
L39	Mont Pâlerin	Puiboux	Longive	552.470	150.470	950	Chattien	Conglomérats du Mont-Pâlerin	"Kalknagelfluh"	subalpine	30 g	737	25,0	6,8	482	29	Ca - HCO3	779
L146	dépôts saumâtres	Greasy/Semuz	carotte 14-45m	539.841	179.087	501	Chattien	Molasse à gypse	grès et marnes à gypse	Plateau	30 g	1250	25,0	7,2	424	29	Ca - HCO3	1573
MO	tronc de bois fossil	Le Monts-Lan.	Pis Fichtel				Burdigalien		grès calcaire	Plateau	10 g	923	25,0	3,3	605	27		
DR	dent de requin	Lenzburg	Gölfarberg				Burdigalien		grès coquilliers	Plateau	0,21 g	83	25,0	7,3	437	29		

Code	DT (°C)	Ca (mg/l) 2 & 4	Mg (mg/l) 0,2	Ni (mg/l) 0,2	K (mg/l) 0,2	Br (mg/l) 0,01	Si (mg/l) 0,5	H4SiO4 (mg/l) 2 & 4	SO4 (mg/l) 2 & 4	NO3 (mg/l) 2,0	Cl (mg/l) 1,0	F (mg/l) 0,20	TDB (mg/l)	Σ cations (mmol(eg/l))	Σ anions (mmol(eg/l)) soignée	Erreur %
L.d.																
blanc		n.d.	n.d.	n.d.	0,7	0,01	n.d.	6,8	n.d.	n.d.	1,3	n.d.	0,18	0,03	0,15	-04,3
OSM																
L109	38,4	123,2	23,0	0,7	1,0	0,15	2,2	4,73	8,2	0,7	4,2	0,01	18,15	8,10	8,09	0,3
L90	51,6	161,0	6,9	0,1	1,1	0,22	0,8	610,8	n.d.	n.d.	1,3	0,01	19,88	9,63	10,05	-2,1
L102	39,6	190,3	7,9	0,1	0,8	1,05	0,8	623,8	n.d.	n.d.	0,5	0,01	20,43	10,19	10,23	-0,2
OMM																
L44	40,7	184,1	1,9	0,1	1,3	0,23	1,2	0,3	570,1	n.d.	0,5	0,01	18,74	9,38	9,38	0,1
L116	54,9	162,5	13,0	0,6	7,1	0,58	4,3	632,7	7,2	n.d.	n.d.	0,01	19,92	9,40	10,32	-5,6
L90	37,2	154,1	10,4	1,5	3,1	1,10	1,2	496,7	8,0	n.d.	n.d.	0,01	17,02	8,71	8,31	2,4
L88	33,9	161,9	9,1	0,2	2,2	0,55	1,3	502,5	0,0	n.d.	n.d.	0,01	16,64	8,41	8,24	1,0
L66	44,7	190,0	6,1	0,2	1,6	0,30	0,8	616,4	0,0	n.d.	0,4	0,01	20,15	10,04	10,11	-0,4
L83	37,0	161,8	11,9	0,1	1,7	0,20	1,4	551,5	0,0	n.d.	n.d.	0,01	18,15	9,11	9,04	0,4
LLRY	40,0	168,9	4,8	0,3	1,4	0,38	2,1	556,1	1,2	n.d.	0,5	0,01	18,02	8,88	9,14	-1,4
L49	32,2	185,4	3,1	0,1	1,6	0,27	1,5	578,8	0,0	n.d.	0,5	0,01	19,07	9,56	9,52	0,2
USM																
L70	42,8	167,6	7,0	0,4	3,1	0,30	1,0	533,4	0,0	n.d.	n.d.	0,01	17,78	9,04	8,74	1,7
L88	38,3	158,2	8,0	0,2	1,4	0,21	1,3	509,9	1,5	n.d.	n.d.	0,01	17,04	8,65	8,39	1,8
L74	38,4	133,3	22,5	7,2	4,7	2,08	1,6	537,7	0,0	n.d.	n.d.	0,01	17,80	8,98	8,91	1,0
L48	27,5	163,5	1,6	0,1	2,4	0,16	0,9	540,9	0,0	n.d.	n.d.	0,01	17,22	8,36	8,66	-2,9
L75	44,3	181,3	11,8	0,1	2,9	0,84	1,0	624,1	0,0	n.d.	n.d.	0,01	20,35	10,12	10,23	-0,5
L31	38,3	192,8	3,3	0,1	1,8	0,39	0,8	566,5	0,0	n.d.	n.d.	0,01	19,24	9,95	9,28	3,5
L39	48,0	191,1	2,6	0,1	1,3	0,35	0,9	590,7	0,0	n.d.	n.d.	0,01	19,48	9,80	9,68	0,6
L148	145,7	395,2	11,5	1,8	3,6	2,37	0,9	645,3	510,0	n.d.	n.d.	n.d.	42,09	20,89	21,19	-0,7
MO	33,5	33,5	10,2	0,3	0,5	0,3	1,7	5,9	n.d.	400,000	2,7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
DR		3,9														

lixiviats de roche

Annexe 11: paramètres physico-chimiques

Code	Al (µg/l)	As (µg/l)	B (µg/l)	Ba (µg/l)	Bi (µg/l)	Co (µg/l)	Cr (µg/l)	Cu (µg/l)	Fe (µg/l)	I (µg/l)	Li (µg/l)	Mn (µg/l)	Mo (µg/l)	Ni (µg/l)	Pb (µg/l)	Sc (µg/l)	Ti (µg/l)	U (µg/l)	V (µg/l)	Zn (µg/l)
L.d.	0.2	1.0	1.0	0.2	1.0	0.2	0.2	0.2	2.0	1.0	1.0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
blanc	3.2	n.d.	7.4	1.6	n.d.	n.d.	n.d.	0.9	2.2	1	n.d.	8.9	0.5	0.4	n.d.	1.20	n.d.	n.d.	n.d.	8.2
OSM																				
L103	5.9	0.4	8.2	64.8	3.5	0.3	0.5	0.4	3.0	4	1	47.2	0.7	0.4	0.3	0.7	0.0	0.1	0.6	0.1
L90	61.5	0.1	3.6	51.3	0.6	0.1	0.3	1.0	3.3	4	0	520.8	0.5	3.5	0.7	1.6	0.1	0.4	0.4	1.3
L102	15.0	0.0	3.7	431.9	0.8	0.4	0.5	0.2	4.6	5	1	448.1	1.8	1.7	0.5	1.2	0.1	0.0	1.2	116.2
OMM																				
L44	4.9	0.2	8.8	92.3	1.0	1.8	0.1	0.6	8.3	4	0	475.8	0.2	2.5	0.1	1.9	0.2	0.0	0.1	0.8
L116	9.6	1.0	12.5	64.4	0.7	7.6	0.0	2.4	2.9	6	10	795.1	2.0	31.8	0.4	14.0	0.2	0.2	7.2	0.5
L80	14.5	0.4	11.6	97.5	0.6	5.1	0.1	0.4	8.5	5	2	551.9	0.9	18.6	0.2	3.2	0.4	0.0	1.1	1.0
L58	7.7	0.0	3.2	48.1	1.0	5.8	0.1	0.3	14.5	5	1	526.7	0.2	5.1	0.2	3.6	0.3	0.0	0.7	1.0
L66	75.7	0.1	2.3	22.7	0.4	4.9	0.1	0.9	5.9	5	1	184.8	0.9	6.4	1.1	1.3	0.1	0.0	0.3	0.1
L83	11.8	0.1	1.8	32.1	0.5	0.2	0.0	0.2	0.4	12	1	296.4	0.3	2.3	0.2	0.6	0.2	0.0	1.7	0.3
LLRY	6.2	0.0	6.4	31.1	0.6	0.5	0.2	0.8	3.0	6	1	627.0	0.3	4.2	0.3	1.7	0.2	0.0	0.8	0.4
L49	5.8	0.1	7.3	13.0	0.8	0.1	0.0	0.4	2.0	6	0	185.8	0.3	1.1	0.2	1.1	0.1	0.0	0.4	0.5
USM																				
L70	22.6	0.0	8.8	58.1	0.6	1.2	0.0	0.5	1.0	5	1	710.1	1.2	6.1	0.3	1.8	0.2	0.0	1.1	0.1
L68	5.1	1.1	2.3	84.9	0.8	1.3	0.0	0.8	3.9	6	1	659.0	0.2	2.1	0.2	2.8	0.4	0.2	1.3	0.2
L74	11.3	0.1	18.3	145.4	0.7	1.8	0.0	0.7	1.4	5	6	285.5	0.1	1.8	0.4	7.9	0.3	0.2	2.4	0.3
L48	11.0	0.0	3.1	25.4	0.3	0.3	0.0	0.5	1.2	4	1	229.8	0.2	1.0	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.7
L75	5.4	0.3	32.8	216.4	0.5	0.5	0.0	1.8	11.8	5	2	409.0	0.4	1.9	0.1	3.9	0.2	0.0	0.6	0.7
L31	10.1	0.1	4.6	81.5	0.7	2.9	0.0	0.6	11.9	5	1	788.5	0.5	2.4	0.2	1.7	0.3	0.0	0.6	0.2
L39	3.5	0.0	8.7	31.3	0.9	0.3	0.0	0.5	1.2	5	0	0.0	0.3	4.2	0.2	1.2	0.2	0.2	1.2	9.5
L145	2.3	0.6	20.1	46.3	1.4	1.3	0.8	3.0	4.9	2	4	428.5	0.4	3.0	0.5	2.7	0.2	0.2	10.3	4.0
MO	>100	1.1	25.0	11.2	0.7	7.5	2.3	12.7	12900.0	1	9	742.7	8.5	153.0	0.6	1.6	0.3	25.7	0.8	2.4
DR																				

ANNEXE 12:

ANALYSES CHIMIQUES

DES PRECIPITATIONS ATMOSPHERIQUES

Abréviations utilisées:

Q: débit

K20: conductivité électrique

T: température de l'eau

Eh: potentiel redox corrigé

rH = $2 \text{ Eh}/\text{E}_\text{N} + 2 \text{ pH}$ (voir chapitre 4.3)

TSD: minéralisation globale

Dt: dureté totale en °f

TID: total des ions dissous

n.d.: non détecté

n.m.: non mesuré

Code		P2	P6	P5	P4	P7	P8	P9
lieu dit		Savoie	Jorat (VD)	Gibloux	Jolimont	Napf	Hömi	Gäbris
Commune		Menthonnex	Chalet à Gobet	Villarod	Gals	Romoos	Wald (ZH)	Gals
Y			542.500	569.300	573.300	640.450	713.960	753.180
X			158.150	171.250	209.700	206.270	240.520	249.530
Alt.	m.s.m.		835	985	555	1225	1135	1220
ml	(l/min)							
K20	(µS/cm)	17	22	22	15	14	15	12
T	(°C)							
pH		4.5	4.5	4.6	4.8	5.5	5.7	5.9
Eh	corr. H2, 25°C	450	441	443	444	405	407	401
rH	(calc., 25°C)	24	24	24	25	25	25	25
O2	[mg/l]							
O2	[% sat]							
TSD	(mg/l)			7.114			3.848	
Dt (°f)	(°f)	0.1	n.d.	n.d.	0.1	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	(mg/l)		0.25	0.21			0.09	
Mg	(mg/l)		0.02	0.11			0.56	
Na	(mg/l)		0.27	1.70			0.36	
K	(mg/l)		0.25	0.40			0.04	
Sr	(mg/l)		0.00	0.00			0.00	
Si	(mg/l)			0.00			<0.0001	
HCO3	(mg/l)	<3.7		n.d.	3.00	3.20	1.80	3.00
SO4	(mg/l)			1.10			0.30	
NO3	(mg/l)			2.30			0.20	
Cl	(mg/l)			1.30			0.50	
F	(mg/l)							
P	(mg/l)							
PO4	(mg/l)							
Σ cations	(mmol(eq)/l)	n.d.	0.03	0.10	n.d.	n.d.	0.07	n.d.
Σ anions	(mmol(eq)/l)	n.d.	0.00	0.10	n.d.	n.d.	0.05	n.d.
TID	(meq)							
Erreur	%			3.3			11.8	
Al	(µg/l)		37.03	7.48			1.21	
As	(µg/l)							
B	(µg/l)		1.81	0.58			0.36	
Ba	(µg/l)		1.37	1.03			0.39	
Be	(µg/l)							
Bi	(µg/l)							
Br	(µg/l)			1.14			0.38	
Cd	(µg/l)		n.d.					
Co	(µg/l)			0.05			0.03	
Cr	(µg/l)		0.10	0.07			0.02	
Cu	(µg/l)		2.07	1.10			0.83	
Fe	(µg/l)			11.46			<1	
Ga	(µg/l)							
Ge	(µg/l)							
I	(µg/l)		6.72	4.17			0.43	
Li	(µg/l)			0.04			0.02	
Mn	(µg/l)		3.63	5.29			0.72	
Mo	(µg/l)			0.09			0.12	
Ni	(µg/l)		0.59	0.26			0.09	
Pb	(µg/l)		6.02	2.95			0.24	
Rb	(µg/l)		0.34	0.17			0.06	
Sc	(µg/l)			<0.020			<0.02	
Se	(µg/l)							
Sn	(µg/l)							
Ti	(µg/l)			1.13			0.46	
U	(µg/l)			0.03			0.03	
V	(µg/l)		0.52	0.59			0.10	
Zn	(µg/l)		14.74	11.46			2.31	
Zn	(µg/l)			0.24			0.05	
Sn	(µg/l)			0.03			0.02	
Sb	(µg/l)			0.19			0.05	
Sm	(µg/l)			<0.01			<0.01	

ANNEXE 13:

ANALYSES CHIMIQUES DES EAUX DE SOL DU GIBLOUX, FR

Abréviations utilisées:

Q: débit

K20: conductivité électrique

T: température de l'eau

Eh: potentiel redox corrigé

rH = $2 \text{ Eh}/E_N + 2 \text{ pH}$ (voir chapitre 4.3)

TSD: minéralisation globale

Dt: dureté totale en °f

TID: total des ions dissous

n.d.: non détecté

n.m.: non mesuré

Eaux de sol (Gibloux)

Code		S1	S2	S3	S4
lieu dit		Gibloux	Gibloux	Gibloux	Gibloux
Commune		Sorens	Sorens	Sorens	Sorens
Y		569.390	569.390	569.390	569.390
X		170.320	170.320	170.320	170.320
Alt.	m.s.m.	1195	1195	1195	1195
m1	(l/min)	435	56	128	600
K20	(μ S/cm)	75	199	56	60
T	(°C)				
pH		3.9	6.3	4.2	4.6
Eh	corr. H2, 25°C				
rH	(calc., 25°C)				
O2	(mg/l)				
O2	(% sat)				
TSD	(mg/l)				
Dt (°f)	(°f)	0.6			
Ca	(mg/l)				2.10
Mg	(mg/l)				0.42
Na	(mg/l)				
K	(mg/l)				0.27
Sr	(mg/l)				0.01
Si	(mg/l)				
HCO3	(mg/l)	n.d.		n.d.	1.90
SO4	(mg/l)				
NO3	(mg/l)				
Cl	(mg/l)				
F	(mg/l)				
P	(mg/l)				
PO4	(mg/l)				
Σ cations	(mmol(eq)/l)				
Σ anions	(mmol(eq)/l)				
TID	(meq)				
Erreur	%				
Al	(μ g/l)				
As	(μ g/l)				
B	(μ g/l)				3.72
Ba	(μ g/l)				80.94
Be	(μ g/l)				
Bi	(μ g/l)				
Br	(μ g/l)				
Cd	(μ g/l)				0.75
Co	(μ g/l)				
Cr	(μ g/l)				
Cu	(μ g/l)				0.81
Fe	(μ g/l)				
Ga	(μ g/l)				
Ge	(μ g/l)				
I	(μ g/l)				4.44
Li	(μ g/l)				
Mn	(μ g/l)				n.d.
Mo	(μ g/l)				
Ni	(μ g/l)				4.71
Pb	(μ g/l)				0.56
Rb	(μ g/l)				1.12
Sc	(μ g/l)				
Se	(μ g/l)				
Sn	(μ g/l)				
Ti	(μ g/l)				
U	(μ g/l)				
V	(μ g/l)				0.01
Zn	(μ g/l)				12.66
Ga	(μ g/l)				
Sn	(μ g/l)				
Sb	(μ g/l)				
Sm	(μ g/l)				

ANNEXE 14:

DONNEES DU PROJET AQUITYP

(d'après Mandia 1991, Dubois 1992, Basabe 1992 et Dematteis 1995)

Abréviations utilisées:

Q: débit

K20: conductivité électrique

T: température de l'eau

Eh: potentiel redox corrigé

rH = $2 \text{ Eh}/E_N + 2 \text{ pH}$ (voir chapitre 4.3)

TSD: minéralisation globale

Dt: dureté totale en °f

TID: total des ions dissous

n.d.: non détecté

n.m.: non mesuré

50%: valeur médiane

Les percentiles **10%** et **90%** qui indiquent respectivement le minimum et le maximum du 80% de toutes les concentrations des mesures, sont donnés de façon à avoir des valeurs statistiquement représentatives de l'étendue de la variation des ions considérés.

Annexe 14:

Tableau de compilation des données AQUITYP pour les eaux souterraines

	MOLASSE				CALCAIRES				FLYSCH			
	n	10%	50%	90%	n	10%	50%	90%	n	10%	50%	90%
O2 (mg/l)	35	8.3	10.9	13.2	80	8.2	11.8	14.7	0			
Temp. (°C)	112	7.5	8.8	10.7	119	5.4	8.8	12.4	63	3.7	6.3	7.9
K20 (µS/cm)	112	283	444	648	110	186.0	345.5	513.0	70	211	291	419
Eh (V)	112	0.4	0.4	0.4	95	0.4	0.4	0.4	0			
pH	110	6.9	7.3	7.8	117	7.0	7.2	7.7	63	6.1	6.7	7.2
Ca++ (mg/l)	112	52.7	86.2	113.6	112	36.9	70.5	114.5	70	41.2	59.2	85.7
Cl- (mg/l)	112	1.1	3.3	24.4	112	0.4	2.3	11.5	68	0.3	0.7	2.0
F- (mg/l)	112	0.0	0.1	0.1	119	0.0	0.1	0.2	0			
H4SiO4 (mg/l)	112	10.0	20.9	30.7	121	2.5	9.2	17.1	70	3.6	5.9	9.0
HCO3- (mg/l)	112	164.1	295.0	406.5	121	125.8	204.3	336.7	70	146.6	192.7	277.6
K+ (mg/l)	112	0.5	0.8	2.0	112	0.3	0.7	2.3	70	0.3	0.5	1.3
Mg++ (mg/l)	112	4.4	14.9	28.4	112	1.3	4.5	13.6	70	2.5	4.2	10.8
Na+ (mg/l)	112	1.1	2.6	5.9	112	0.3	1.6	5.3	68	0.4	1.1	3.8
NO3- (mg/l)	112	2.5	8.2	32.6	121	0.0	2.6	9.0	70	0.0	1.5	5.3
SO4-- (mg/l)	112	4.3	13.4	46.9	121	2.5	9.7	94.7	70	4.7	10.9	33.3
Sr (mg/l)	112	0.11	0.23	0.53	112	0.0	0.2	1.0	70	0.27	0.44	1.10
Al (µg/l)	112	0.9	6.8	31.6	112	0.5	2.8	33.2	69	0.2	0.8	2.9
As (µg/l)	112	0.1	0.1	0.5	112	0.0	0.2	0.6	0			
B (µg/l)	112	1.6	3.3	8.1	112	1.1	7.7	25.9	70	3.1	8.3	34.7
Ba (µg/l)	112	8.5	27.4	74.7	112	2.5	10.5	42.5	70	12.6	30.8	71.8
Br (µg/l)	112	2.7	9.2	27.5	112	0.3	2.7	9.6	70	1.5	3.4	6.1
Cd (µg/l)	18	0.0	0.0	0.0	19	0.0	0.1	0.2	0			
Co (µg/l)	112	0.1	0.1	0.4	112	0.0	0.0	0.1	70	0.1	0.3	0.4
Cr (µg/l)	112	0.1	0.7	3.4	112	0.0	0.3	0.8	69	0.1	0.2	0.7
Cu (µg/l)	112	0.1	0.3	3.2	112	0.0	0.3	3.1	50	0.1	0.5	1.6
Fe (µg/l)	112	0.1	1.5	9.9	112	0.0	1.2	16.2	39	6.1	15.0	33.0
Ge (µg/l)	18	0.0	0.0	0.0	3	0.0	0.3	0.0	0			
I (µg/l)	112	4.5	9.4	25.3	112	11.5	35.9	60.0	70	0.4	0.9	2.2
La (µg/l)	0				4	0.0	0.2	0.0	70	0.0	0.1	0.1
Li (µg/l)	112	0.7	2.2	9.4	112	0.2	0.9	3.0	70	1.4	3.6	13.5
Mn (µg/l)	112	0.2	0.8	7.9	112	0.1	0.8	7.9	70	0.1	0.5	2.8
Mo (µg/l)	112	0.1	0.4	2.6	112	0.1	0.3	1.0	0			
Ni (µg/l)	112	0.1	0.5	1.2	112	0.1	0.4	2.3	53	0.3	0.8	1.5
Pb (µg/l)	112	0.1	0.1	0.6	112	0.0	0.3	1.9	0			
Rb (µg/l)	112	0.2	0.6	1.3	112	0.1	0.6	1.2	70	0.4	0.7	2.2
Sc (µg/l)	112	0.1	0.1	0.3	112	0.0	0.1	0.3	0			
Se (µg/l)	108	0.1	0.1	0.1	0				0			
Ti (µg/l)	112	0.1	0.2	0.5	112	0.0	0.4	0.6	0			
U (µg/l)	112	0.1	0.5	2.4	112	0.1	0.3	0.7	70	0.1	0.3	0.4
V (µg/l)	112	0.3	0.5	0.8	112	0.1	0.4	0.7	69	0.1	0.3	0.5
W (µg/l)	18	0.0	0.0	0.0	7	0.0	0.0	0.0	0			
Y (µg/l)	0				0				0			
Zn (µg/l)	112	0.1	1.0	5.8	112	0.0	0.9	6.2	42	0.1	1.0	4.3

n = nombre des valeurs

K20 = conductivité électrique corrigée à 20°C

0 = non détecté

Annexe 14:

Tableau de compilation des données AQUITYP pour les eaux souterraines

	EVAPORITES				CRISTALLIN				AQUITYP			
	n	10%	50%	90%	n	10%	50%	90%	n	10%	50%	90%
O2 (mg/l)	0				0				115	8.2	11.5	14.2
Temp. (°C)	92	5.6	8.9	11.7	331	3.6	6.3	10.4	717	4.2	7.3	11.2
K20 (µS/cm)	92	1095	1710	2076	339	40	75	163	723	45	218	1282
Eh (V)	10	0.4	0.4	0.4	28	0.3	0.4	0.5	245	0.4	0.4	0.5
pH	10	7.0	7.0	7.2	100	6.2	7.3	7.8	400	6.4	7.2	7.7
Ca++ (mg/l)	91	256.2	442.0	542.0	345	8.0	12.9	29.5	730	9.3	39.6	277.5
Cl- (mg/l)	91	0.0	3.4	17.6	345	0.1	0.4	0.9	737	0.2	0.7	8.5
F- (mg/l)	85	0.0	0.1	0.3	345	0.0	0.2	2.1	661	0.0	0.1	0.9
H4SiO4 (mg/l)	90	6.4	10.2	15.6	275	6.8	10.1	14.0	668	5.2	10.2	20.8
HCO3- (mg/l)	91	150.1	234.9	330.6	341	22.0	32.9	63.0	735	24.4	128.1	319.9
K+ (mg/l)	91	0.7	1.7	5.1	345	0.2	1.2	2.8	730	0.3	0.9	2.8
Mg++ (mg/l)	91	30.3	57.1	123.0	345	0.2	0.6	1.4	730	0.3	2.3	39.2
Na+ (mg/l)	91	1.6	4.2	13.6	345	0.9	1.8	4.7	728	0.8	1.9	5.9
NO3- (mg/l)	91	0.0	0.0	3.2	345	0.0	0.3	1.6	739	0.0	0.9	8.7
SO4-- (mg/l)	91	551.0	1060.0	1440.0	345	5.1	9.0	36.7	739	4.7	11.7	681.0
Sr (mg/l)	91	3.86	8.24	11.54	345	0.00	0.04	0.19	730	0.01	0.14	5.15
Al (µg/l)	82	0.0	14.1	30.1	0				375	0.3	3.5	28.7
As (µg/l)	82	0.0	0.2	1.5	117	0.3	7.8	37.6	423	0.0	0.3	13.5
B (µg/l)	86	0.0	20.0	60.0	130	7.0	20.0	34.5	510	1.9	10.0	34.8
Ba (µg/l)	88	4.1	9.6	19.7	114	0.3	1.2	14.3	496	0.9	11.8	52.8
Br (µg/l)	82	0.0	7.6	29.0	0				376	0.7	4.7	21.0
Cd (µg/l)	83	0.0	0.2	0.6	0				120	0.0	0.1	0.5
Co (µg/l)	0				0				294	0.0	0.1	0.4
Cr (µg/l)	82	0.0	0.1	0.7	0				375	0.0	0.3	1.4
Cu (µg/l)	88	0.3	3.0	5.2	0				362	0.0	0.5	4.1
Fe (µg/l)	0				0				263	0.0	1.9	21.3
Ge (µg/l)	82	0.0	0.0	1.0	0				103	0.0	0.0	0.9
I (µg/l)	87	0.1	5.2	20.5	0				381	0.7	9.1	50.1
La(µg/l)	0				0				74	0.0	0.1	0.2
Li (µg/l)	91	16.0	20.0	40.0	345	0.0	2.9	11.0	730	0.1	2.8	20.0
Mn (µg/l)	83	1.4	12.7	22.2	0				377	0.1	1.0	15.6
Mo (µg/l)	0				117	0.8	5.4	99.4	337	0.1	0.7	31.6
Ni (µg/l)	87	1.0	3.0	5.3	0				364	0.1	0.7	3.9
Pb (µg/l)	0				0				224	0.0	0.1	1.0
Rb (µg/l)	87	7.8	17.4	28.9	117	0.2	0.7	4.5	498	0.2	0.8	16.6
Sc (µg/l)	87	1.7	2.7	4.3	0				311	0.0	0.1	3.0
Se (µg/l)	0				0				108	0.1	0.1	0.1
Ti (µg/l)	0				0				220	0.0	0.2	0.6
U (µg/l)	87	1.0	5.4	27.9	117	0.9	8.2	326.2	498	0.1	0.7	20.5
V (µg/l)	82	0.2	0.4	0.8	0				375	0.1	0.4	0.8
W (µg/l)	0				79	0.0	0.7	6.1	104	0.0	0.2	5.9
Y (µg/l)	82	0.2	0.6	0.9	0				82	0.2	0.6	0.9
Zn (µg/l)	88	0.0	2.0	6.1	0				354	0.0	1.1	5.5

n = nombre des valeurs

K20 = conductivité électrique corrigée à 20°C

0 = non détecté

ANNEXE 15:

ANALYSES GÉOCHIMIQUES DES ROCHES MOLASSIQUES

(Analyses exécutées par le Centre d'Analyse Minérale de l'Université de Lausanne sous la direction du Professeur H.-R. Pfeifer)

Annexe 15:

Analyses géochimiques des roches molassiques

groupe type de roche endroit	USM Grès de la Cornaille	USM Grès de la Cornaille	USM Grès de la Cornaille	USM Grès aquitanien rulfeseau	USM Grès aquitanien rulfeseau				
identification coordonnées	COR2 547.500/149.330/630 AQUITYP 7.1.1987	COR3 547.570/149.370/700 AQUITYP 7.1.1987	COR4 547.570/149.370/700 AQUITYP 7.1.1987	CHE1 536.975/159.330/640 AQUITYP 7.1.1987	CHE2 537.100/159.250/630 AQUITYP 7.1.1987	CHE3 537.100/159.250/630 AQUITYP 7.1.1987	CHE4 537.100/159.250/630 AQUITYP 7.1.1987	CHE5 537.100/159.250/630 AQUITYP 7.1.1987	
éléments majeurs (% de poids)									
SiO2	37.06	50.89	46.62	39.67	63.63	63.89	63.16	63.17	32.17
TiO2	0.34	0.43	0.43	0.41	0.72	0.15	0.22	0.34	0.34
Al2O3	5.81	8.00	7.41	7.64	16.40	5.53	7.87	6.07	6.07
Fe2O3	2.80	3.38	3.44	2.77	6.43	1.14	1.84	2.22	2.22
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.19	0.09	0.09	0.14	0.07	0.14	0.15	0.25	0.25
MgO	2.95	2.51	3.13	1.95	2.38	1.15	1.19	1.81	1.81
CaO	25.37	16.54	18.65	22.20	0.92	13.39	11.51	29.33	29.33
Na2O	0.65	0.85	0.71	1.83	1.04	1.51	1.54	1.18	1.18
K2O	1.06	1.40	1.28	1.48	3.15	1.29	1.96	1.17	1.17
P2O5	0.08	0.10	0.09	0.12	0.04	0.04	0.04	0.11	0.11
H2O	1.95	1.84	1.78	3.70	3.83	0.33	0.43	2.07	2.07
CO2	21.53	14.15	16.61	17.99	0.84	10.73	8.87	22.83	22.83
éléments en trace (ppm)									
Nb	9	11	10	7	15	4	4	8	8
Zr	108	119	111	154	164	58	64	96	96
Y	20	23	19	25	22	7	16	22	22
Sr	280	260	291	288	64	188	205	353	353
U	4	2	1	0	0	0	4	1	1
Rb	46	63	59	57	140	47	66	46	46
Th	4	6	4	6	10	2	3	2	2
Pb	7	8	2	2	20	2	2	5	5
Ga	5	8	6	7	16	2	5	6	6
Zn	57	63	62	51	76	17	29	50	50
Cu	17	24	17	12	17	5	6	7	7
Ni	44	64	53	40	68	11	25	32	32
Co (moulinet)	24	22	22	21	25	27	29	27	27
Cr	120	129	111	68	108	57	40	67	67
V	44	61	59	51	124	15	30	41	41
Ce	64	22	31	54	92	22	58	39	39
Nd	30	20	18	30	16	0	4	20	20
Ba	108	121	122	192	465	177	222	246	246
La	12	20	21	24	16	16	16	22	22
Sc	1	5	5	5	24	1	3	0	0
S	2	0	26	230	0	1	0	128	128
Cd (ppb)	n.m.	n.m.							
isotopes stables									
d13C (PDB)	n.m.	n.m.							
d18O (PDB)	n.m.	n.m.							

groupe type de roche endroit	USM grès aquitainien ruisseau CHE?	OMM grès galerie POZI	OMM Molasse du Jura E La Chaux-de-Fonds MOL.1792	limite de détection
identification coordonnées	544.860/156.890/855 AQUITYP 7.1.1987	544.860/156.890/855 AQUITYP 7.1.1987	557.100/218.040/1020 CADCALC, Ateia et al. 1995	
référence éléments majeurs (% de poids)	AQUITYP 7.1.1987	AQUITYP 7.1.1987	CADCALC, Ateia et al. 1995	
SiO2	32.28	59.07	12.95	
TiO2	0.34	0.23	0.10	
Al2O3	6.16	7.87	1.50	
Fe2O3	2.20	2.11	0.85	
FeO	0.00	0.00		
MnO	0.26	0.13	0.04	
MgO	1.83	1.05	0.37	
CaO	29.65	13.80	46.55	
Na2O	0.93	1.77	0.00	
K2O	1.16	1.89	0.37	
P2O5	0.10	0.08	0.28	
H2O	1.64	0.74	0.20	
CO2	23.22	10.42	36.47	
éléments en trace (ppm)				
Nb	9	5		4.0
Zr	97	82	25	4.0
Y	23	21	12	5.0
Sr	356	235	402	4.0
U	2	0		9.0
Rb	46	67	18	4.0
Th	4	3	4	6.0
Pb	6	6	2	7.0
Ga	6	7	<1	3.0
Zn	51	35	28	4.0
Cu	7	9	<4	5.0
Ni	33	27	6	7.0
Co (moulinet)	28	24	12	4.0
Cr	68	73	46	14.0
V	42	24	15	3.0
Ce	45	41	27	30.0
Nd	12	20	21	15.0
Ba	247	228	<3	13.0
La	23	24	13	6.0
Sc	0	6		1.0
S	128	36	324	6.0
Cd (ppb)	n.m.	n.m.	7	
isotopes stables				
d13C (PDB)	n.m.	n.m.	-4.2	
d18O (PDB)	n.m.	n.m.	-4.55	

Curriculum Vitae

Stefan HESSKE

né le 5.4.1965

originaire de Lenzburg (AG)

SCOLARITÉ

1985 Maturité fédérale du type B
1981-1985 Alte Kantonsschule Aarau (Suisse)

FORMATION UNIVERSITAIRE

1986-1991 Etudes en sciences de la Terre, Ecole polytechnique fédérale Zurich (ETHZ)

1991 Diplôme en sciences naturelles ("Dipl. Natw. ETH"), ETHZ
titre du travail de diplôme: "Sedimentologische, petrographische und geochemische Aspekte der früh-präkambrischen Middelvlei Gold-Uran-Seifenlagerstätte, Witwatersrand-Becken (Südafrika)"

1992-1995 Laboratoire de géologie (DGC-GEOLEP), Ecole polytechnique fédérale Lausanne (EPFL)
assistant-doctorant

FORMATION COMPLÉMENTAIRE

1990-1993 Formation didactique et géographique à l'ETHZ et à l'Université de Zurich

1993 Diplôme d'enseignement, ETHZ

EXPÉRIENCE PROFESSIONNELLE

mars - août 1986 (stagiaire) Baobab Farm Ltd., Mombasa (Kenya)
- Eudes écologiques chez le Dr R.D. Haller

juillet - décembre 1989 (stagiaire en géologie) Gold Fields of South Africa Ltd., Johannesburg (Afrique de Sud), Mine d'or "West Driefontein" et "Oberholzer Geological Centre", Carletonville
- Levée sédimentologique et structurale d'un horizon d'or en 58 visites souterraines

juin - août 1991 (mandat temporaire) Bureau de géologues conseils Dr.T.R. Schneider AG, Uerikon (ZH), collaborateur

1992-1995 Laboratoire de géologie, EPF Lausanne
assistant scientifique
- dimensionnements des zones de protection des sources avec des essais de traçage
- Etude hydrochimique: impact d'un camping sur l'écoulement d'eau souterraine dans un haut marais
- Réalisation d'une planche de l'Atlas hydrologique de la Suisse