

LES CIRCULATIONS D'EAU DANS LES MASSIFS CRISTALLINS ALPINS ET LEURS RELATIONS AVEC LES OUVRAGES SOUTERRAINS

THÈSE N° 1769 (1998)

PRÉSENTÉE AU DÉPARTEMENT DE GÉNIE CIVIL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE FÉDÉRALE DE LAUSANNE

POUR L'OBTENTION DU GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES TECHNIQUES

PAR

Jean-Christophe MARÉCHAL

Ingénieur civil géologue diplômé de l'Université de Liège, Belgique
de nationalité belge

acceptée sur proposition du jury:

Prof. A. Parriaux, directeur de thèse
Dr M. Dray, corapporteur
Dr P. Egger, corapporteur
Prof. G. de Marsily, corapporteur
Dr G. Mialonier, corapporteur
Dr G. Nicoud, corapporteur
Dr T.R. Schneider, corapporteur

Lausanne, EPFL
1998

Table des Matières

1. Introduction	1
1.1 Le programme Aqualp : objectifs	1
1.2 Méthodologie.....	1
1.3 Interaction eau - ouvrage.....	2
2. Cadre de l'étude et méthodologie	4
2.1 Cadre de l'étude.....	4
2.1.1 Contexte géologique général	4
2.1.1.1 Définition du cristallin.....	4
2.1.1.2 Répartition géographique du cristallin dans les Alpes Occidentales	4
2.1.1.3 Description succincte des massifs cristallins	7
2.1.2 Spécificité de l'hydrogéologie du cristallin alpin.....	14
2.1.3 Les ouvrages souterrains alpins en interaction avec les eaux souterraines dans les massifs cristallins : historique	15
2.2 Méthodologie.....	17
2.2.1 Approche générale.....	17
2.2.2 Méthodologie analytique.....	17
2.2.2.1 Mesures In situ.....	17
2.2.2.2 Analyse des ions majeurs.....	18
2.2.2.3 Analyse des traces	19
2.2.2.4 Analyses isotopiques.....	21
3. Réseau d'observation	23
3.1 Critères de choix.....	23
3.2 Les ouvrages souterrains et leurs caractéristiques	23
3.2.1 Ouvrage n°1 : Le projet hydroélectrique Romanche	24
3.2.2 Ouvrage n°2 : Le tunnel routier du Mont-Blanc	27
3.2.3 Ouvrage n°3 : Le tunnel routier du Gd-St-Bernard	28
3.2.4 Ouvrage n°4 : Le projet hydroélectrique " Cleuson-Dixence "	30
3.2.5 Ouvrage n°5 : Le tunnel routier du Gothard	32
3.2.6 Ouvrage n°6 : La galerie de reconnaissance AlpTransit Gothard.....	34
3.2.7 Ouvrage n°7 : Le tunnel routier du San Bernardino.....	36
3.2.8 Ouvrage n°8 : Le tunnel de la Vereina	38
3.3 Synthèse des ouvrages souterrains étudiés	40
4. Observations sur le réseau	43
4.1 Le tunnel routier du Mont-Blanc.....	44
4.1.1 Géologie et tectonique.....	44
4.1.2 Contextes des venues d'eau dans l'ouvrage.....	47
4.1.3 Caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau	48
4.1.4 Variabilité temporelle.....	53
4.1.4.1 Venues d'eau suivies en continu.....	53
4.1.4.2 Autres venues d'eau.....	55
4.1.5 Hydrochimie des venues d'eau	56
4.1.6 Chimie isotopique des venues d'eau	58
4.1.7 Essai de traçage	60
4.2 Les galeries de Livet et Gavet dans la vallée de la Romanche	62
4.2.1 Géologie	62
4.2.2 Contexte des venues d'eau dans les deux ouvrages	64
4.2.3 Caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau	66
4.2.3.1 Venues d'eau dans les deux galeries	66
4.2.3.2 Exhaure totale à la sortie des deux galeries	67

4.2.4	Hydrochimie des venues d'eau	70
4.2.5	Chimie isotopique des venues d'eau	71
4.3	Le tunnel routier du Gothard (N2).....	75
4.3.1	Géologie et tectonique.....	75
4.3.2	Contextes des venues d'eau dans l'ouvrage.....	75
4.3.3	Caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau	77
4.3.4	Hydrochimie des venues d'eau	81
4.3.5	Chimie isotopique des venues d'eau	84
4.4	La galerie de reconnaissance AlpTransit Gothard.....	87
4.4.1	Contexte géologique.....	87
4.4.2	Contexte des venues d'eau dans l'ouvrage	89
4.4.3	Caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau	89
4.4.4	Hydrochimie des venues d'eau	92
4.4.5	Chimie isotopique des venues d'eau	95
4.5	Le projet hydroélectrique Cleuson-Dixence	98
4.5.1	Géologie et tectonique.....	98
4.5.2	Contexte et caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau dans l'ouvrage	98
4.5.3	Caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau	100
4.5.4	Hydrochimie des venues d'eau	100
4.5.5	Chimie isotopique des venues d'eau	101
4.6	Le tunnel routier du San Bernardino	102
4.6.1	Géologie et tectonique.....	102
4.6.2	Contexte et caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau.....	102
4.6.3	Hydrochimie des venues d'eau	103
4.6.4	Chimie isotopique des venues d'eau	104
4.7	Le tunnel routier du Grand-Saint-Bernard.....	105
4.7.1	Géologie et tectonique.....	105
4.7.2	Contexte et caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau.....	106
4.7.3	Hydrochimie des venues d'eau	107
4.7.4	Chimie isotopique des venues d'eau	107
4.8	Le tunnel ferroviaire de la Vereina.....	108
4.8.1	Géologie et tectonique.....	108
4.8.2	Contexte et caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau	109
4.8.3	Hydrochimie des venues d'eau	110
4.8.4	Chimie isotopique des venues d'eau	110

5. Outils d'analyse de la réponse 112

5.1	Méthodes d'analyse de la réponse hydraulique	112
5.1.1	Evolution dans le temps du débit d'une venue d'eau dans un tunnel suite au percement	112
5.1.1.1	Comportement typique.....	112
5.1.1.2	Choix d'une solution analytique	115
5.1.1.3	Décroissance = décompression + vidange	118
5.1.1.4	Hypothèses et tests de sensibilité	123
5.1.1.5	Applications à des cas réels.....	126
5.1.2	Evolution dans le temps du débit d'une venue d'eau dans un tunnel en fonction du signal d'entrée.....	129
5.1.2.1	Débits classés	129
5.1.2.2	Ajustement de la récession par des fonctions mathématiques	130
5.1.2.3	Analyse corrélatoire et spectrale.....	131
5.2	Méthodes d'analyse de la réponse physico-chimique	133
5.2.1	Hydrochimie	133
5.2.1.1	Utilisation d'un référentiel : le programme AQUITYP.....	133
5.2.1.2	Les indices de saturation : le code de calcul WATEQ	139
5.2.2	Chimie isotopique	139
5.2.2.1	Calcul du temps de transit d'une eau : les modèles isotopiques.....	139

6. Facteurs influençant le comportement des venues d'eau.....	145
6.1 Introduction	145
6.2 Nature physique de la roche : la lithologie.....	146
6.2.1 Introduction	146
6.2.2 Les quantités d'eau rencontrées selon les lithologies : calcul de la conductivité hydraulique à l'échelle du massif	146
6.2.2.1 L'Austro-Alpin.....	147
6.2.2.2 Le Pennique moyen	147
6.2.2.3 Le Pennique inférieur	148
6.2.2.4 L'Helvétique : les massifs cristallins externes.....	150
6.2.3 Discussion sur les conductivités hydrauliques mesurées	156
6.2.3.1 Effet de la lithologie	156
6.2.3.2 Représentativité de la conductivité hydraulique : anisotropie et effet d'échelle	158
6.3 Nature chimique de la roche : la pétrographie	161
6.3.1 Introduction	161
6.3.2 Composition chimique des eaux du cristallin.....	161
6.3.2.1 Les paramètres physico-chimiques	161
6.3.2.2 Les ions majeurs : définition de types et groupes d'eaux	164
6.3.2.3 Les groupes d'eau et le tritium	171
6.3.2.4 Les groupes d'eau et la nature de la roche réservoir.....	172
6.3.2.5 Synthèse sur les groupes d'eau	173
6.3.2.6 Les composants majeurs et leur origine.....	174
6.3.2.7 Les éléments mineurs et traces	180
6.3.2.8 Analyse factorielle en composantes principales	192
6.3.2.9 Conclusion	194
6.3.3 Qualité des eaux : comparaison aux normes.....	194
6.3.3.1 Résultats	194
6.3.3.2 Interprétation	196
6.3.4 Les eaux et le béton.....	196
6.3.4.1 Les eaux agressives pour les bétons.....	196
6.3.4.2 L'effet du béton sur la composition chimique des eaux.....	198
6.4 La profondeur - contexte topographique.....	200
6.4.1 Effet de la profondeur sur les quantités d'eau drainée.....	200
6.4.1.1 La zone décomprimée	200
6.4.1.2 Contexte topographique : Phénomènes de poussée au vide et basculement	200
6.4.1.3 La zone décomprimée : quelques exemples de comportement.....	200
6.4.1.4 La zone décomprimée : modèle d'interaction avec les ouvrages souterrains	216
6.4.2 Effet de la profondeur sur la température	218
6.4.2.1 Généralités.....	218
6.4.2.2 Température de l'eau et épaisseur de la couverture rocheuse.....	219
6.4.2.3 Les géothermomètres.....	225
6.5 Structure du massif : la tectonique.....	228
6.5.1 Introduction	228
6.5.2 Contextes des venues d'eau en galerie	228
6.5.2.1 Fissuration.....	228
6.5.2.2 Grands accidents tectoniques.....	232
6.5.2.3 Roches métasédimentaires.....	236
6.5.2.4 Contacts inter-unités.....	237
6.5.2.5 Kakirites	238
6.5.2.6 Intrusions et altérations	241
6.5.3 Modèle conceptuel de l'hydrogéologie du cristallin alpin.....	241
6.6 Les conditions aux limites	244
6.6.1 L'alimentation	244
6.6.1.1 Aspect quantitatif	244
6.6.1.2 Aspect qualitatif.....	248

6.6.1.3 Détermination des zones d'alimentation des venues d'eau.....	250
6.6.2 Les sources.....	252
6.6.2.1 Comparaison venues d'eau en ouvrage - eaux de sources.....	252
6.6.2.2 Impact des ouvrages souterrains sur les sources.....	255
7. Modélisation mathématique de l'interaction entre un ouvrage du génie civil et les eaux souterraines : le cas du Mont-Blanc.....	257
7.1 Position du problème.....	257
7.2 Mode de résolution et hypothèses de travail.....	257
7.2.1 Géométrie.....	257
7.2.2 Conditions aux limites.....	259
7.2.3 Mode transitoire.....	259
7.3 Modélisations.....	261
7.3.1 Modèle 1 : période glaciaire.....	261
7.3.1.1 Tests de sensibilité.....	261
7.3.1.2 Résultats.....	263
7.3.2 Modèle 2 : période post-glaciaire.....	263
7.3.2.1 Résultats.....	263
7.3.2.2 Tests de sensibilité.....	266
7.3.3 Modèle 3 : période du tunnel.....	268
7.4 Conclusions.....	270
8. Recommandations dans le cadre d'ouvrages du génie civil....	271
8.1 Etude préliminaire et avant-projet.....	271
8.2 Etude détaillée du projet (y compris mise à l'enquête).....	272
8.3 Phase des travaux.....	272
8.4 Phase d'exploitation.....	275
8.5 Phase de démantèlement.....	276
9. Conclusions générales.....	277
9.1 Nature physique de la roche : la lithologie.....	277
9.2 Nature chimique de la roche : la pétrographie.....	277
9.3 Epaisseur de la couverture rocheuse - contexte topographique.....	277
9.4 La structure du massif.....	278
9.5 Les conditions aux limites : alimentation et sources.....	279
9.6 Perspectives.....	279
Bibliographie.....	281
ANNEXES.....	289
Annexe I: Jaugeage des venues d'eau par déversoir.....	289
Tunnel du Mont-Blanc : Venue froide au PM 3369 depuis l'entrée italienne.....	290
Tunnel du Mont-Blanc : Venue chaude au PM 5491 depuis l'entrée italienne.....	291
Annexe II: Jaugeage des venues d'eau dans le collecteur.....	292
Tunnel du Mont-Blanc : Limnigraphe aval au PM 3250 depuis l'entrée italienne.....	293
Tunnel du Mont-Blanc : Limnigraphe amont au PM 3700 depuis l'entrée italienne.....	294
Annexe III: Résultats des analyses chimiques.....	295

Version abrégée

Le présent travail a été réalisé dans le cadre du programme scientifique AQUALP, soutenu par la Fondation EVIAN. Son thème est l'étude de l'hydrogéologie du cristallin alpin. Le programme AQUALP comporte deux volets coordonnés : tandis que le volet "sources", mené à l'Université de Savoie, s'intéresse aux circulations naturelles vers les exutoires superficiels, le volet « ouvrages » qui constitue ce travail s'est focalisé sur l'interaction entre les ouvrages du génie civil et les eaux souterraines.

L'approche adoptée est celle d'une étude de terrain durant laquelle des venues d'eau rencontrées dans divers ouvrages souterrains alpins et replacées dans leur contexte géologique ont été suivies du point de vue des débits, de la physico-chimie et de la chimie isotopique. Un essai de traçage ainsi que des simulations numériques des écoulements souterrains ont également été réalisés.

Principaux résultats

- L'inventaire des données hydrogéologiques dans les nombreux ouvrages souterrains existants a permis de calculer, sur la base de solutions analytiques simples, la distribution de la conductivité hydraulique des massifs traversés. Ces résultats montrent la diminution de la conductivité hydraulique avec la profondeur. Ils nous amènent à préciser l'épaisseur de la zone décomprimée, soit 500 m environ. Cette zone influence fortement les écoulements souterrains dans ces massifs. La présence de micas inhibe la conductivité hydraulique en conférant aux roches un comportement plus plastique lors des phases tectoniques passées.
- La température des venues d'eau rencontrées est une fonction complexe de l'épaisseur de la couverture rocheuse sus-jacente et de la quantité d'eau circulant dans le massif. Elle constitue dès lors un indicateur précieux, lors du creusement d'un ouvrage souterrain, de la présence d'éventuels tronçons plus perméables dans les terrains à venir. Une simulation numérique d'un cas de ce genre a été effectuée et montre la possibilité d'utiliser cet outil pour améliorer la prévision des venues d'eau dans l'ouvrage. L'étude des températures ainsi que l'application du géothermomètre calcédoine à l'ensemble des venues étudiées a montré l'existence de systèmes d'écoulement ascendants, alimentés par les précipitations.
- Les eaux circulant dans les massifs alpins possèdent une composition chimique fortement influencée par la nature de la roche réservoir. Les analyses chimiques des éléments majeurs et en traces ont permis de distinguer les eaux issues des diverses pétrographies rencontrées. On soulignera avant tout la complémentarité des analyses des éléments majeurs et en traces. En effet, le pouvoir discriminant de ces deux types d'analyses ne s'applique pas aux mêmes roches.
- Les structures majeures hydrauliquement conductives dans les massifs cristallins alpins ont été définies. On citera principalement les fractures isolées, les zones fortement fracturées et tectonisées, les zones de kakirites, la zone décomprimée, la zone fauchée, les contacts entre unités hydrogéologiques distinctes et les grandes structures métasédimentaires. Les caractéristiques hydrauliques et physico-chimiques des eaux associées à chacun des types de structures définies ont été déterminées.

- Ces structures sont très redressées et induisent des circulations d'eau proches de la verticale, de la surface vers l'ouvrage. Les zones d'infiltration des eaux déterminées sur la base de l'orientation des structures majeures coïncident généralement avec les altitudes calculées sur la base des analyses isotopiques (O-18) des eaux. Quelques anomalies ont cependant été mises en évidence. Elles sont relatives principalement à des circulations dans la zone décomprimée ou dans des terrains de couverture quaternaire. Des relations entre les eaux de surface (lacs de retenue ou rivières) et les ouvrages souterrains ont également été mises en évidence sur base de l'interprétation des résultats isotopiques.
- De nombreuses venues d'eau sont pauvres en tritium et attestent de temps de transit jusqu'à l'ouvrage de l'ordre de plusieurs décennies, en relation avec les faibles perméabilités observées en profondeur. Ces eaux sont souvent riches en sodium, du fait de l'altération des silicates contenus dans la roche. Les eaux plus récentes ont été rencontrées à faible profondeur, dans la zone décomprimée ou en association avec un grand accident géologique.
- Les exemples d'interaction entre les ouvrages souterrains et les sources sont systématiquement liés à d'importantes venues d'eau dans les ouvrages au travers soit de la zone décomprimée du massif, soit d'une zone particulièrement transmissive connectée avec la surface. Ces exemples montrent que dans ce milieu fissuré, extrêmement compartimenté et anisotrope, le tarissement de sources n'est pas lié à un abaissement progressif d'une nappe le long de l'ouvrage mais à des venues très ponctuelles et localisées.
- Un modèle conceptuel de l'hydrogéologie du cristallin alpin est proposé dans ce travail. Il est accompagné d'un modèle d'interaction entre un ouvrage et le milieu naturel. Il doit aider le maître d'oeuvre à prévoir les venues d'eau dans les ouvrages souterrains et à adopter la solution optimale pour minimiser l'impact de l'ouvrage sur les ressources en eau.

Abstract

The present study has been achieved within the framework of the scientific program AQUALP, supported by the EVIAN Foundation. Its theme is the study of the hydrogeology of the Alpine crystalline. The AQUALP programme consists of two co-ordinated parts : while the "source" part, lead at the Savoy University, studies natural circulation towards springs, the "work" part, which concerns this study, has focused on the interaction between civil engineering works and underground waters.

The approach adopted is that of a field study during which water inflows encountered in various Alpine underground works and replaced in their geological contexts were followed up as from the discharge, the physico-chemical and the isotopic chemistry point of view. A tracer test and numerical simulations of underground flows were also undertaken.

Main results

- The summary of the hydrogeological data in the numerous existing underground works allowed to calculate, on the basis of simple analytical solutions, the distribution of the hydraulic conductivity of the massifs crossed. These results show that the deeper one goes the more the hydraulic conductivity decreases. They bring us to specify the thickness of the decompressed zone, i.e. about 500 m. This zone strongly influences the underground flow in these massifs. Presence of mica inhibits the hydraulic conductivity in conferring a more plastic comportment to the rocks during past tectonic phases.
- The temperature of the water inflows encountered is a complex function of the thickness of the overlying rock and the quantity of waters circulating in the massif. Therefore it constitutes a precious indicator, during the excavating of underground works, of the presence of possible more permeable sections in formations to come. A numerical simulation of such a case has been undertaken and shows the possibility of using this tool to improve the expectation of water inflow in the work. The temperature study as well as the application of the chalcedony geothermometer to the entire of the inflow studied has shown the existence of ascending flow systems, fed by precipitation.
- Waters circulating in the Alpine massifs have a chemical composition strongly influenced by the reservoir rock. Chemical analyses of major and trace elements have allowed to distinguish waters issued from the various petrographies encountered. One must first of all underline the complementarity of major and trace elements analyses. The discriminating power of these two types of analyses does not apply to the same type of rocks.
- The major structures hydraulically conductive in crystalline Alpine massifs have been defined. One can mainly quote isolated fractures, strongly fractured and tectonised zones, kakirite zones, the decompressed zone, the down-bending zone, contacts between distinctive hydrogeological units and large metasedimentary structures. Hydraulic and physico-chemical characteristics of waters associated to each type of defined structures have been determined.
- These structures are straightened and induce water circulation close to the vertical, from the surface towards the work. The infiltration zones of waters determined on the basis of the orientation of major structures generally coincides with the altitudes calculated on the basis of isotopic analyses of waters (O-18). Some anomalies have nevertheless been put into evidence. They are mainly relative to circulation in the decompressed zone or in overlying Quaternary beds. Relationship between surface waters (barrier lakes or rivers) and underground works have also been put in evidence on the basis of the interpretation of isotopic results.

- Numerous water inflows are poor in tritium and attest of the time of transit through to the work in the order of a number of decades, in relation with the weak permeability observed in depth. These waters are often rich in sodium, because of the alteration of silicates contained in rocks. More recent waters have been encountered in shallow depths, in the decompressed zone or in association with a great geological fault.
- The examples of the interaction between underground works and springs are systematically linked to important water inflows in the works either through a decompressed zone of the massif, or through a particularly transmissive zone connected with the surface. These examples show that in this fissured environment, extremely divided into compartments and anisotropic, the drying up of springs is not linked with the progressive lowering of a water table along side the work but at punctual and localised inflows.
- A conceptual model of the hydrogeology of the Alpine crystalline is proposed in this study. It is accompanied with an interaction model between a work and the natural middle. It must help the project manager to foresee the water inflows in underground works and to adopt the optimal solution to minimise the impact of the work on water resources.

Après l'étude des calcaires ardennais et du karst jurassien, le cristallin alpin constitue la troisième étape de mon périple hydrogéologique. Je remercie le Professeur A. Parriaux qui m'a confié cette recherche au sujet très ouvert. Il m'a permis de travailler avec une grande liberté tout en m'évitant, par ses conseils, de m'engager sur de mauvaises voies. Il a mis à ma disposition les outils nécessaires à la réalisation d'un travail de qualité.

La Fondation EVIAN a financé en partie cette recherche. Merci à M. Mialonier, Directeur Qualité & Développement Scientifique à EVIAN SA, pour la confiance engagée dans cette étude.

Cette thèse fait partie du programme de recherche AQUALP, soumis à la Fondation EVIAN par un ensemble d'instituts de recherche français, italiens et suisses. Merci à Gérard Nicoud de l'Université de Savoie, qui a été le coordinateur de ce projet. MM. Dr Olive et Dr Dray, ainsi que le Professeur de Marsily, de l'Université Paris VI ont eu, avec M. le Professeur Parriaux et M. le Professeur Zuppi (de l'Université de Turin), l'idée de cette recherche. Merci à tous pour les discussions hydrogéologiques, hydrochimiques, isotopiques et ... poétiques.

Cette thèse sera suivie d'une autre thèse dont le thème est l'étude des sources alpines. Je souhaite beaucoup de succès à David Lhomme qui a été mon compagnon dans la montagne, même si souvent nos chemins se séparaient, lui prenant de l'altitude vers ses bassins versants et moi m'enfonçant dans le gouffre des tunnels.

Je voudrais remercier les membres du jury de thèse qui ont lu et participé à l'amélioration de ce travail. Merci à M. Dr Dray pour son apport isotopique, à M. Dr Egger pour ses remarques, à M. Prof. de Marsily pour sa lecture attentive et ses remarques très pointues sur le manuscrit, à M. Dr Nicoud pour son soutien tout au long de ces trois ans, à M. Dr Schneider de m'avoir reçu chez lui à Zurich et m'avoir fait bénéficier de son expérience des ouvrages souterrains dans les Alpes.

A la fin de ce travail, je me dois de signaler l'accueil exceptionnel qu'a rencontré mon entreprise auprès des divers maîtres d'oeuvre et autres propriétaires des ouvrages souterrains dans lesquels j'ai travaillé. Un grand merci à MM. Mochet et Liveroulaz grâce à qui une quantité énorme d'informations ont pu être acquises dans la partie italienne du tunnel routier du Mont-Blanc, en favorisant notamment, l'installation de stations de mesures en continu. Merci à M. Mechali d'EDF qui a rendu possible l'accès aux deux galeries de reconnaissance de la Romanche (projet hydroélectrique « Nouvelle Romance ») et m'a communiqué de précieuses informations. Merci à Philippe Quemart, géologue de chantier sur ces deux galeries, pour le travail de terrain en commun et l'amitié qui a suivi. Merci à M. Simon, CNEH à EDF, qui m'a communiqué les données hydrauliques relatives aux deux galeries. Je remercie MM. Gagliardi, Chinotti et Grasso, de l'administration Cantonale du Tessin, pour l'accès à la galerie de sécurité du tunnel du Gothard. Merci à AlpTransit pour l'accès à la galerie de reconnaissance de Polmengo. Je remercie Rinaldo Volpers pour sa disponibilité sur ce site et M. Dr T. Schneider pour les informations fournies et sa collaboration. La direction du projet Cleuson-Dixence m'a permis d'accéder à la galerie hydroélectrique. Merci au Bureau

Norbert, et particulièrement à Guillaume Cervera, pour sa collaboration sur cet ouvrage. Je tiens également à remercier MM. Formaz et Dompe du tunnel du Gd-St-Bernard pour leur aimable collaboration. Il en va de même de M. Stoffel, directeur d'exploitation du tunnel du San Bernardino. Merci à M. Dr Kobel pour sa collaboration et son accueil sur le site du tunnel ferroviaire de la Vereina.

Merci aux laboratoires qui ont effectué les analyses. Merci à Turin (Université) pour les ions majeurs et les isotopes, merci à Thonon (CRG) pour les isotopes, merci au GEOLEP pour les ions majeurs et les traces.

Merci aux docteurs Perrochet et Tacher pour leurs conseils dans les moments difficiles où s'affrontent sciences naturelles et mathématiques.

Merci à tous les amis du GEOLEP qui m'ont aidé, soutenu, conseillé et témoigné leur amitié en parcourant 1200 km pour faire la fête en Belgique un jour de septembre 96. Merci en particulier à Véro et David. Merci à Patrice pour l'extrême patience lors de ces journées de terrain au Mont-Blanc où j'ai quelque peu sous-estimé le travail à accomplir.

Enfin, je voudrais dédier cette thèse à tous ceux qui, chacun à leur niveau de compétence, oeuvrent en faveur de l'accès pour tous à l'éducation et à la connaissance. C'est grâce à eux que les lignes qui suivent ont vu le jour.

A ceux qui me sont chères.

1. Introduction

1.1 Le programme Aqualp : objectifs

Le présent travail a été réalisé dans le cadre du programme scientifique AQUALP, soutenu par la Fondation EVIAN. Il a pour objectif une meilleure connaissance de l'hydrogéologie des massifs cristallins alpins.

Le savoir en matière d'hydrogéologie des zones montagneuses est actuellement réduit, du fait des difficultés d'accès et de métrologie, et de la complexité de la géologie. Ceci est tout particulièrement vrai pour les massifs cristallins : les études hydrogéologiques effectuées à ce jour sur ce milieu concernent principalement le socle, alors que les Alpes constituent un contexte très différent.

Le programme scientifique AQUALP vise à reconnaître la nature et l'importance des circulations d'eau dans les massifs cristallins alpins. Cette recherche est à la fois fondamentale et appliquée : les ressources en eaux souterraines de montagne sont rares et d'autant plus précieuses que le tourisme ne cesse de se développer dans ces régions. Par ailleurs, le fonctionnement hydrologique en montagne est très mal connu. Le présent programme doit permettre d'en améliorer la connaissance. Afin de mieux pouvoir exploiter, protéger ou gérer les eaux souterraines, il faut au préalable en comprendre le mode de circulation.

Divers aménagements dans les Alpes (tunnels, galeries hydroélectriques...) sont à l'étude ou à l'état de projet. Ils représentent tous des risques de perturbation des circulations d'eau souterraine dont il convient de tenir compte. D'autres existent maintenant depuis près d'un siècle et interagissent déjà avec les eaux souterraines. Une amélioration du savoir concernant l'interaction entre les ouvrages du génie civil existants et les eaux souterraines permettra de minimiser les impacts des futurs ouvrages sur les eaux.

1.2 Méthodologie

Le programme AQUALP comporte deux volets coordonnés : (i) le volet « sources », mené à l'Université de Savoie, s'intéresse aux circulations naturelles vers les exutoires superficiels; (ii) le volet « ouvrages souterrains » se focalise sur l'interaction entre les ouvrages du génie civil et les eaux souterraines. Ce second volet fait l'objet du présent travail de thèse.

Dans le cadre des reconnaissances pour un projet d'ouvrage souterrain dans les Alpes, le rapport qualité - coût des informations acquises dans les forages de reconnaissance verticaux est très faible. En effet, un forage vertical recoupe en général peu de formations différentes étant donné le fort redressement des structures alpines : les informations acquises par un seul forage sont donc partielles. Par ailleurs, le coût de tels forages profonds en montagne est très élevé. Ils sont dès lors rares et on préfère généralement utiliser les informations acquises lors du percement d'autres ouvrages horizontaux qui traversent les structures dans des conditions de réalisation proches de celle de l'ouvrage projeté. Ce travail de thèse est mené sous la forme d'un suivi des caractéristiques des venues d'eau rencontrées dans les ouvrages souterrains existants ou en percement. Il vise à exploiter au mieux du point de vue hydrogéologique les informations acquises dans ces ouvrages.

L'approche adoptée est celle d'une étude de terrain durant laquelle des venues d'eau rencontrées dans divers ouvrages souterrains alpins et replacées dans leur contexte géologique ont été suivies du point de vue des débits, de la physico-chimie et de la chimie isotopique. Un essai de traçage ainsi que des simulations numériques des écoulements souterrains ont également été réalisés.

La méthodologie utilisée est basée sur le couplage entre les mesures hydrologiques, le traçage naturel des eaux par les traceurs environnementaux et l'étude des interactions eaux - roches. On insistera particulièrement sur les méthodes hydrochimiques et isotopiques permettant de déterminer l'origine d'une eau. Les caractéristiques des eaux et leurs modifications seront confrontées au contexte local (géologique et géographique) afin de définir les facteurs qui influencent le comportement des eaux étudiées.

1.3 Interaction eau - ouvrage

Les différentes voies de communication nord - sud au travers des Alpes ont nécessité le creusement de plusieurs ouvrages souterrains au sein des massifs cristallins : tunnels routiers de Tende, du Mont-Blanc, du Grand-Saint-Bernard ou du Gothard, tunnels ferroviaires du Loetschberg, du Gothard ou du Simplon. Diverses galeries hydroélectriques de grands barrages se situent également dans de tels massifs : aménagements hydroélectriques EDF en France, galeries de Grande Dixence dans le Valais suisse ou galeries hydroélectriques dans le massif de l'Aar. A l'avenir, divers projets d'ouvrages souterrains intéressent encore les terrains cristallins. Que ce soit pour des voies de communication (projets de ferroutage AlpTransit en Suisse, projets autoroutiers du Mercantour et de Tende dans le sud de la France et le nord de l'Italie ou encore ferroviaires dans le nord de l'Italie avec les projets Mont-Cenis, Grand-Saint-Bernard, Simplon et Brenner et l'Est de l'Autriche) ou pour des aménagements hydrauliques (projets Cleuson-Dixence en Suisse et Nouvelle Romanche en France) de nombreux ouvrages souterrains vont être creusés dans les roches cristallines alpines. Ces ouvrages constituent chacun une source d'interaction avec les eaux souterraines.

Lors du percement des ouvrages souterrains, s'il ne sont pas spécialement traités, ceux-ci agissent comme un drain au travers du massif. Des venues d'eau font alors irruption dans l'ouvrage durant l'excavation et se maintiennent souvent durant l'exploitation. En cours de percement, les responsables de l'ouvrage s'interrogent souvent quant à la localisation, la nature, l'origine et le comportement des venues d'eau rencontrées. Par ailleurs, selon les cas, l'ouvrage peut modifier le régime des sources situées sur le massif, parfois même provoquer leur tarissement.

Selon leur appartenance à différents systèmes d'écoulement (local, régional ou hydrothermal), les venues d'eau seront caractérisées par un chimisme et un comportement hydrodynamique différents. Il est primordial de prévoir l'incidence de l'ouvrage sur le système hydrologique global. On étudiera les relations entre l'ouvrage souterrain et les eaux de surface d'une part, et les relations entre l'ouvrage et les émergences locales d'autre part.

Le présent travail vise à étudier l'interaction entre les eaux souterraines et les ouvrages du génie civil dans le cristallin alpin. Le terme "interaction" a été choisi sciemment puisqu'il s'agit d'étudier non seulement l'impact de l'ouvrage sur les ressources en eau, mais aussi de considérer l'effet de l'eau sur les travaux et les ouvrages (notamment l'existence de forts débits, l'effet de la température des eaux sur le chantier et l'altération des revêtements suite à l'agressivité des eaux).

Cette thèse se situe à l'interface entre deux approches très différentes, mais non exclusives et dont nous essaierons de montrer tout au long du texte qu'elles sont complémentaires. Ces deux approches sont celles de l'ingénieur et celle de l'hydrogéologue. Le premier, lors de la réalisation d'un ouvrage souterrain, considère l'eau comme une source de complications qui se traduisent par des retards ou des surcoûts. Il cherche donc à éviter les eaux souterraines ou, tout au moins, à minimiser leur impact sur l'ouvrage. Quant à l'hydrogéologue, son travail de prospection, de gestion et de protection d'aquifères l'amène à étudier plus spécifiquement les circulations d'eau et même à rechercher dans certains cas les contextes favorables aux venues.

Nous voyons qu'a priori ces deux approches sont, sinon opposées, radicalement différentes. En fait, elles sont complémentaires puisque la compréhension et la connaissance des circulations d'eau souterraine dans les massifs rocheux (rôle de l'hydrogéologue) peut et doit aider l'ingénieur à adapter les travaux aux conditions hydrogéologiques rencontrées. Par exemple prévoir des venues d'eau sur un chantier nécessite la compréhension des écoulements dans le massif. A l'inverse, les observations effectuées par l'ingénieur (ou le géologue de chantier) durant les travaux aident l'hydrogéologue à compléter ses connaissances des circulations d'eau dans le massif impliqué. On voit donc que le travail de l'hydrogéologue doit être mené conjointement avec celui de l'ingénieur.

Les observations effectuées dans cette étude intéressent, nous le pensons, aussi bien l'ingénieur que l'hydrogéologue. Ce travail ne prend pas le parti d'observer le milieu naturel au travers du regard de l'un ou de l'autre, mais tend plutôt à adopter un point de vue intermédiaire de manière à ce que les lecteurs aussi bien ingénieurs qu'hydrogéologues se sentent concernés et trouvent des éléments de réponses aux questions qu'ils se posent.

Les différents ouvrages souterrains étudiés dans ce travail constituent non seulement des exemples d'interaction avec le milieu aquifère qu'il convient de décrypter afin d'en tirer les enseignements adéquats du point de vue de la géologie de l'ingénieur, mais ils constituent également un moyen d'observation privilégié de l'aquifère en profondeur, de ses caractéristiques et de son comportement du point de vue de l'hydrogéologie.

Si les observations effectuées dans le cadre de ce travail doivent aider l'ingénieur à mieux gérer les problèmes hydrogéologiques sur les chantiers, elles doivent également aider l'hydrogéologue confronté à ce type d'aquifères. Un accent particulier a été mis sur la notion de ressource puisque les roches cristallines ont longtemps été considérées comme étant totalement sèches. Nous nous attacherons à démontrer qu'il n'en est pas tout à fait ainsi.

Cette étude constitue le volet II du programme scientifique AQUALP, soutenu par la Fondation EVIAN. Elle a été menée en étroite collaboration avec le volet I relatif aux circulations d'eaux souterraines observées au travers des sources naturelles. Ces deux études, menées en parallèle sur deux aspects distincts, doivent contribuer à améliorer la connaissance de l'hydrogéologie du cristallin alpin.

2. Cadre de l'étude et méthodologie

2.1 Cadre de l'étude

On présentera dans ce chapitre le cadre géographique et géologique de cette étude (§ 2.1.1). L'hydrogéologie du milieu cristallin est très spécifique et diffère fortement du milieu poreux ou des terrains sédimentaires généralement étudiés en hydrogéologie générale. Dans le paragraphe 2.1.2, nous présentons brièvement les caractères qui distinguent ce milieu hydrogéologique des autres. L'interaction entre les eaux souterraines et les ouvrages du génie civil fait l'objet de cette étude. Nous avons répertorié (§ 2.1.3) l'ensemble des problèmes hydrogéologiques majeurs rencontrés durant les 150 dernières années lors du percement d'ouvrages souterrains dans les massifs cristallins alpins.

2.1.1 Contexte géologique général

Après avoir défini la nature pétrographique des roches cristallines prises en compte dans cette étude (§ 2.1.1.1), nous décrirons très brièvement l'ensemble des massifs alpins contenant ces roches (§ 2.1.1.2 et § 2.1.1.3).

2.1.1.1 Définition du cristallin

En général, l'adjectif *cristallin(e)* se dit des roches formées de cristaux. Dans la pratique, une roche cristalline désigne généralement une roche formée de cristaux visibles à l'oeil, c'est le plus souvent une roche magmatique plutonique acide (granite) ou basique (syénite). Il peut s'agir également de roches métamorphiques représentées principalement par les schistes, micaschistes et gneiss.

Dans les Alpes, un métamorphisme général d'âge et de degré très variable, est présent. Selon les séquences considérées, on trouve les roches suivantes :

- séquence *arénacée* : quartzites, gneiss et leptynites dérivant, à degré de métamorphisme croissant, de grès et d'arkoses (ex. leptynites du massif de Belledonne);
- séquence *argileuse* ou *pélitique* : schistes, micaschistes, gneiss, leptynites dérivant d'argiles et de pélites (ex. schistes cristallins du massif du Mont-Blanc);
- séquence *carbonatée* : calcschistes, marbres, cipolins dérivant de calcaires et dolomies (ex. marbres de la Zone de Veglia dans le Pennique inférieur);
- séquence *granitique* : protogine, gneiss, leptynites dérivant de granitoïdes ou de laves équivalentes (ex. orthogneiss du massif du Gothard);
- séquence *basique* : schistes, prasinites, amphibolites, pyroxénites dérivant de diorites, gabbros, basaltes (ex. roches vertes de la nappe de Siviez-Mischabel).

Parmi les gneiss, on distingue ceux issus de la transformation d'une roche sédimentaire (paragneiss) de ceux issus d'une roche magmatique (orthogneiss).

On trouve également dans les Alpes des roches magmatiques plutoniques : le granite et son cortège de roches associées (microgranite, granodiorite...). On citera l'exemple du granite du Mont-Blanc.

Certaines roches métasédimentaires seront prises en compte étant donné leur rôle hydrogéologique important dans certains massifs cristallins. Ainsi par exemple, on traitera des dolomies fortement tectonisées et broyées (zone de la Piora Mulde au contact entre le massif du Gothard et le Pennique).

En résumé, les roches concernées par cette étude sont : les granites et leurs roches associées, les micaschistes, les marbres, les roches métasédimentaires, les ortho- et paragneiss, les amphibolites, les prasinites, les leptynites et les pyroxénites (rares).

Nous avons défini ci-dessus la nature pétrographique des roches qui seront prises en compte dans ce travail. Il convient d'en faire l'inventaire à l'échelle des Alpes et de les situer dans les différents contextes structuraux alpins.

2.1.1.2 Répartition géographique du cristallin dans les Alpes Occidentales

De manière simplifiée, les Alpes Occidentales peuvent être divisées en trois domaines paléogéographiques distincts auxquels appartiennent les unités tectoniques qui constituent la chaîne alpine. Il s'agit de l'Helvétique, du Pennique et de l'Austro- et Sud-Alpin.

L'appartenance des massifs à certains domaines paléogéographiques, considérée dans cette étude est celle définie par Escher et al. [1988]. Ainsi, les auteurs ont distingué le Pennique inférieur (nappes simploniques) du Pennique moyen et supérieur. Ce dernier ne figure pas sur la carte car il est composé d'ophiolites. Les massifs internes de Dora Maira et du Grand-Paradis sont rattachés au Pennique inférieur.

Le tableau 2.1 reprend les différentes unités tectoniques des Alpes dans lesquelles le cristallin tel que défini ci-dessus est présent. Les cases du tableau sont disposées de la manière suivante :

- verticalement, la disposition de haut en bas des unités indique l'ordonnance des domaines paléogéographiques du SE vers le NW. Ce schéma paléogéographique correspond en gros à l'ordre de superposition verticale actuelle des nappes, sous réserve de certaines exceptions [Escher et al. 1988].
- horizontalement, pour chaque ensemble d'unités de même origine, l'emplacement de gauche à droite correspond à la position d'W en E le long de l'arc alpin [Spicher 1980].

L'ex-nappe du Gd-St-Bernard est subdivisée en plusieurs nouvelles nappes distinctes [Escher 1988]. Il s'agit de haut en bas : de la nappe du Mont-Fort, de la nappe de Siviez-Mischabel, de la nappe des Pontis et de la zone houillère (figure 2.8).

Domaines	Sous-domaines	Unités tectoniques (nappes ou massifs)			
Sud-alpin		- Cristallin insubrien - Zone Ivrea			
Austro-alpin	Supérieur	- Nappe de Oetzal - Nappe de Silvretta			
	Inférieur	- Nappe de la Dent Blanche (et associées)	- Zone de Sesia		- Nappes Err - Bernina
Pennique	Moyen	Massifs internes : - Alpes Liguriennes - Dora Maira - Gd Paradis	Valais - Simplon NW : - N. Mont-Rose - Nappe du Mont Fort - N. Siviez-Mischabel - N. Pontis	Grisons : - Nappe Suretta - N. Tambo - N. Adula	
	Inférieur	Simplon E - Lepontin : - Nappes Monte Leone - N. Lebedum - N. Antigorio (N. Simano, G. Lucomagno au Tessin) - Gneiss Verampio (G. Leventine au Tessin)			Grisons : - N. Soja - Gneiss Lucomagno
Helvétique	Massifs externes	Massif de l'Argentera- Mercantour	Massifs de Belledonne et Pelvoux	Massifs du Mont-Blanc et Aiguilles Rouges	Massifs de l'Aar et du Gothard
Roches intrusives	Alpines et postalpines	Massifs du Bregaglia et de l'Adamello			

Tableau 2.1 : Récapitulatif des unités tectoniques constituées essentiellement de roches cristallines et leur appartenance aux divers domaines paléogéographiques alpins [modifié d'après Escher et al. 1988; Spicher 1980].

La carte structurale simplifiée des Alpes Occidentales (figure 2.1) montre que les massifs composés essentiellement de roches cristallines occupent une surface proche de la moitié des Alpes.

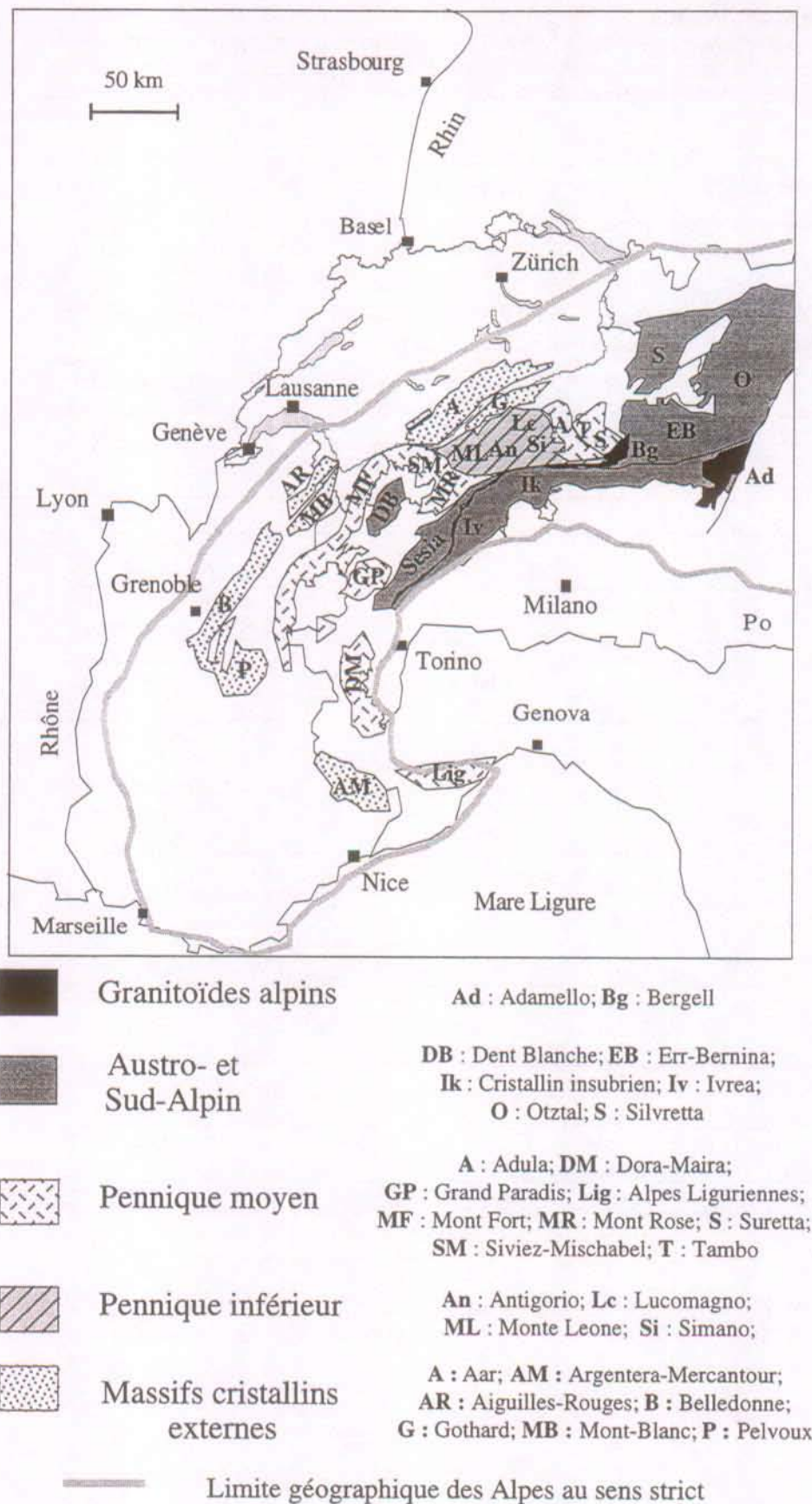


Figure 2.1 : Carte structurale simplifiée des Alpes Occidentales (modifiée d'après Escher et al. 1988). Seuls sont figurés les massifs composés essentiellement de roches cristallines au sens défini dans cette étude. Par manque de place et souci de clarté, toutes les unités tectoniques n'ont pu être identifiées (voir le tableau 2.1).

La coupe récente orientée NW-SE passant par le centre de notre zone d'étude (Diablerets, vallée du Rhône et Cervin) est donnée sur la figure 2.2. Elle intègre les dernières données sismiques acquises sur la région et illustre à quel point les terrains ont été plissés et déplacés.

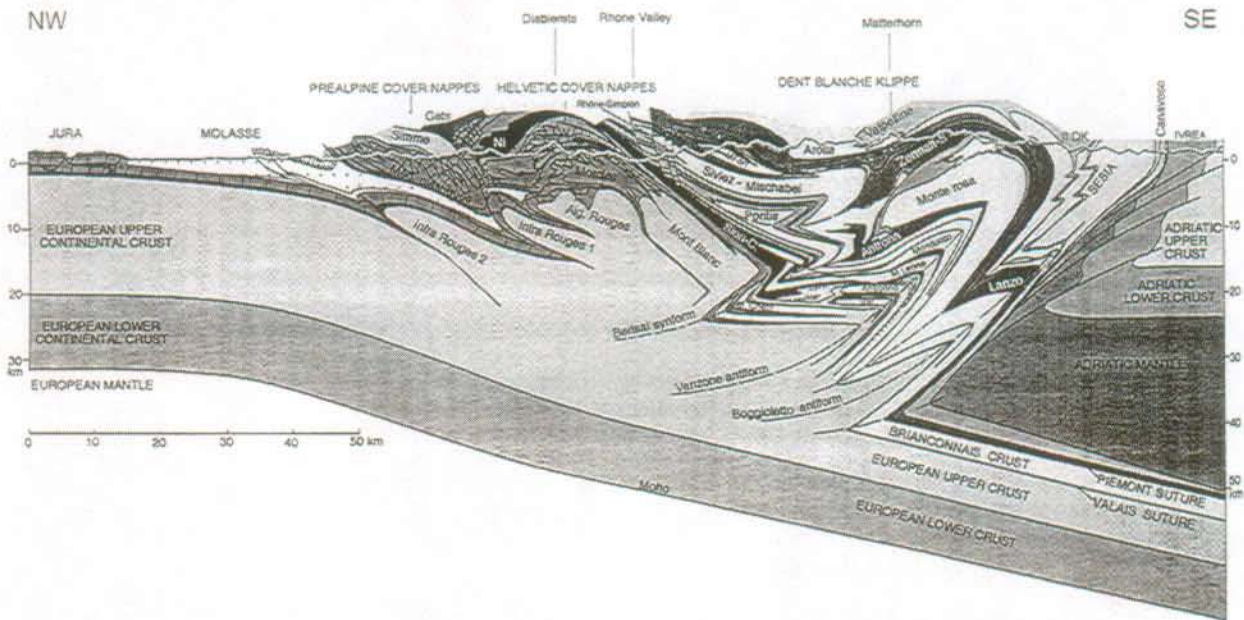


Figure 2.2 : Coupe géologique schématisée au travers de l'ouest des Alpes suisses et italiennes [tiré de Escher et Beaumont 1997].

2.1.1.3 Description succincte des massifs cristallins

Dans ce paragraphe, nous donnons un aperçu succinct des massifs cristallins alpins, et plus spécifiquement des lithologies qui les composent. Nous ne pouvons présenter ici une description détaillée de tous les massifs cristallins alpins. Pour une analyse plus complète de la pétrographie et de la structure de ces massifs, nous renvoyons le lecteur aux auteurs cités dans le texte.

Roches intrusives alpines et post-alpines

Le granite de *Bergell* désigne des roches intrusives d'âge tertiaire. Dans sa partie septentrionale, il est véritablement constitué d'un granite massif. Il traverse les structures des nappes de Tambo, de la Suretta et de la Margna (figure 2.3). Vers le sud et en profondeur, le granite passe à des tonalites plus foncées et devient en même temps lité et gneissique. Cette recristallisation sous une certaine pression est à mettre en relation avec les mouvements le long de la ligne insubrienne. On citera les travaux de Trommsdorff et Nievergelt [1983] pour leur intérêt descriptif et Wenk [1982] qui reconstitue l'histoire géologique du massif. Plus récemment, le plissement de la base du pluton a été étudié par Davidson et al. [1996] tandis que le Bergell a fait l'objet d'études plus régionales [Schmid et al. 1997].

Le massif de *l'Adamello* est également constitué de granite et tonalite intrudés le long de la ligne du Tonale (figure 2.4, coupe 1). Sa tectonique a été étudiée dans la partie nord par Berutti [1984] et dans la partie sud du massif par Brack [1984].

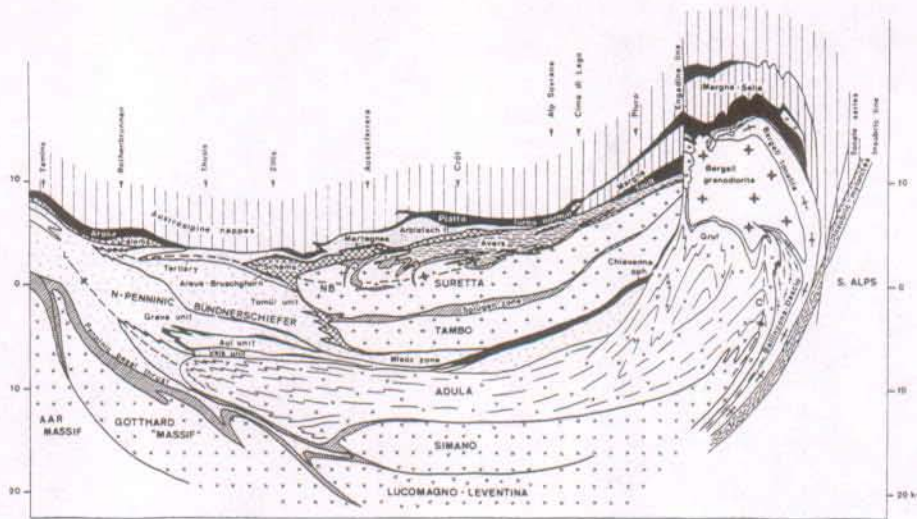


Figure 2.3 : Coupe dans les nappes simploniques. Intrusion granitique du Bergell [tiré de Schmid et al. 1997].

Le Sud-Alpin : les alpes méridionales

Les alpes méridionales se situent au sud de la ligne insubrienne (figure 2.4, coupe 1). Elles sont constituées par un socle cristallin qui est traversé par des roches volcaniques permienne et recouvert par des sédiments mésozoïques et permo-carbonifères. Le *cristallin insubrien* est constitué de roches typiques de la croûte supérieure et moyenne : gneiss, amphibolites, schistes micacés avec des intercalations de marbres, de quartzites et de roches calc-silicatées. Dans la *zone d'Ivrée*, on trouve des roches qui ont subi un métamorphisme plus élevé (faciès des granulites) dans la croûte inférieure. Sa déformation, d'origine alpine a été étudiée par Schmid [1988] tandis que son évolution depuis son origine est résumée par Schmid et al. [1988]. Plus récemment encore, on citera Schmid et al. [1997b]. La Zone d'Ivrée est située sur la figure 2.4, coupe 3.

L'Austro-Alpin supérieur

La *nappe de la Silvretta* est constituée d'une grande palette de roches cristallines métamorphiques : schistes micacés à staurotide, disthène, sillimanite et grenat, orthogneiss, serpentinites, écloïtes, amphibolites et paragneiss [Hoernes 1971]. Du point de vue structural, on citera les travaux de van Gool et al. [1987]. A l'est, la *nappe de l'Oetztal* est assez semblable [Labhart et Decrouez 1997]. La position relative de l'Austro-Alpin par rapport au Sud-Alpin est donnée sur la coupe 1 de la figure 2.4.

L'Austro-Alpin inférieur

Le complexe de *nappes Err-Bernina*, coincé entre les nappes penniques au sud-ouest et l'Austro-Alpin supérieur au nord-est, constitue les montagnes des deux côtés de la Haute Engadine. Le puissant noyau de cristallin s'ennoie vers le sud dans une zone de racines redressée. Le socle cristallin montre une grande diversité de roches : à côté des gneiss, des schistes micacés et quartzites micacées, on trouve des roches profondes comme des granites, des syénites, des diorites et des gabbros, des filons d'aplite et de pegmatite et des roches volcaniques [Trommsdorff et al. 1975]. Il s'agit là de roches magmatiques mises en place au cours de l'orogénèse hercynienne.

La *nappe de la Dent-Blanche* (coupe 2 de la figure 2.4) forme une grande klippe de croûte austro-alpine qui repose sur le complexe pennique Mont-Rose - Grand-Saint-Bernard [Hagen 1944; Ballevre et al. 1986]. Les roches (des gneiss et des gabbros) contrastent dans le paysage avec les sédiments et les roches vertes de la nappe des schistes lustrés à ophiolites sous-jacents.

La *Zone de Sesia* est constituée essentiellement de gneiss assez semblables à ceux du Grand-Paradis. Sa position est donnée sur la coupe 2 de la figure 2.4.

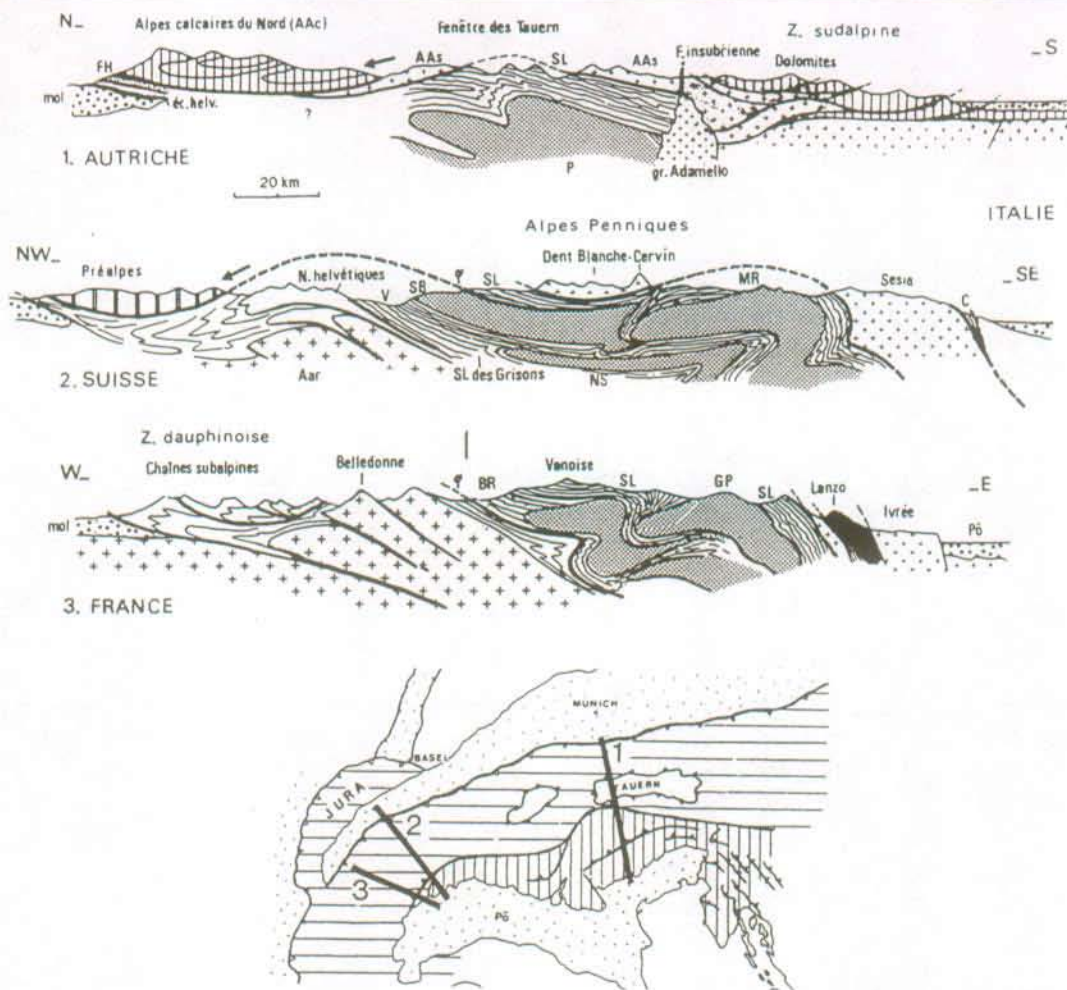


Figure 2.4 : Structure comparée des Alpes franco-italiennes, italo-suissees et italo-autrichiennes [tiré de Debelmas et Mascle 1994]. La coupe 1 montre les relations entre la faille insubrienne, le granite d'Adamello et la position de l'Austro-Alpin et du Sud-Alpin. La coupe 2 montre la position de la Dent-Blanche et de la Zone Sesia (Austro-Alpin inférieur). La coupe 3 indique la position de la Zone Ivrea et du Lanzo.

Le Pennique moyen

a) Massifs internes

Le massif des Alpes liguriennes est situé tout au sud-ouest de l'arc alpin. Il fait partie du socle pennique. Il est constitué seulement partiellement de cristallin, à l'ouest du massif où affleurent gneiss et amphibolites principalement (unité de Calizzano-Savona)[Vanossi et al. 1984].

Le massif de Dora Maira est constitué de pincées de Trias et schistes lustrés conservés entre des lames de schistes cristallins. Le massif est composé de plusieurs unités superposées résultant d'un écaillage de socle à vergence W (figure 2.5). La superposition des écailles est affectée de plis déversés d'E en W.

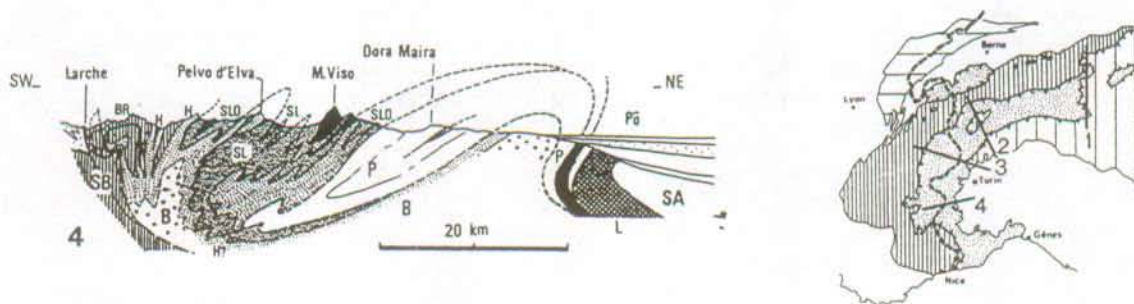


Figure 2.5 : Les nappes penniques. Le massif de Dora Maira [tiré de Debelmas et Mascle 1994].

Le massif du Grand-Paradis est constitué essentiellement de gneiss ocellés. On y trouve également des schistes cristallins [Michel 1953] et des eclogites [Kiensat et Ballevre 1986]. Il correspondrait à un grand pli couché vers l'ouest.

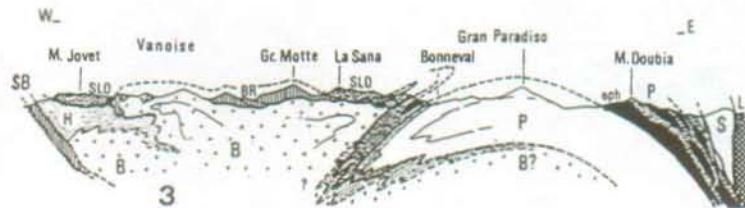


Figure 2.6 : Les nappes penniques. Le massif du Grand-Paradis [tiré de Debelmas et Mascle 1994].

b) La zone Valais - Simplon NW

L'ex-nappe du Gd-St-Bernard (figure 2.7) est subdivisée en plusieurs nouvelles nappes distinctes [Escher 1988], dont la supérieure (nappe du Mont-Fort) est reliée au domaine du Mont-Rose. Il s'agit de haut en bas : de la nappe du Mont-Fort, de la nappe de Siviez-Mischabel, de la nappe des Pontis et de la zone houillère (figure 2.8).



Figure 2.7 : Nappes simploniques. Les nappes du Grand-St-Bernard et du Mont-Rose [tiré de Debelmas et Mascle 1994].

La *nappe du Mont-Fort* est constituée de gneiss permo-carbonifères en son coeur et d'une couverture de métasédiments permo-triasiques, de brèches calcaires et de marbres gréseux mésozoïques. Elle est considérée comme une partie de la nappe du Mont-Rose charriée plus en avant. La *nappe de Siviez-Mischabel* est constituée de roches très diverses. Son coeur constitué de gneiss pré-westphaliens supérieur à Trias inférieur. Une importante masse d'orthogneiss, dérivée de granitoïdes permien (gneiss de Randa), occupe le flanc inverse de la nappe. La nappe des Pontis est constituée d'importantes masses de marbres et dolomies du Trias moyen, de quartzites permo-triasiques et des socles permo-carbonifères et pré-westphaliens de Niouc, Ruitor et Stalden supérieur. Vers l'est, elle se prolonge par la zone de Berisal. La *zone houillère* est formée exclusivement de sédiments [Escher 1988].

Les granites et les gneiss de la *nappe du Mont-Rose* forment un énorme pli en retour en forme de coupole, couché vers le nord (figure 2.7), avec une puissante racine plongeant abruptement vers le sud [Bearth 1952]. Les roches de la nappe du Mont-Rose montrent les signes d'un métamorphisme de haut degré, faciès des eclogites [Dal Piaz et Lombardo 1986].

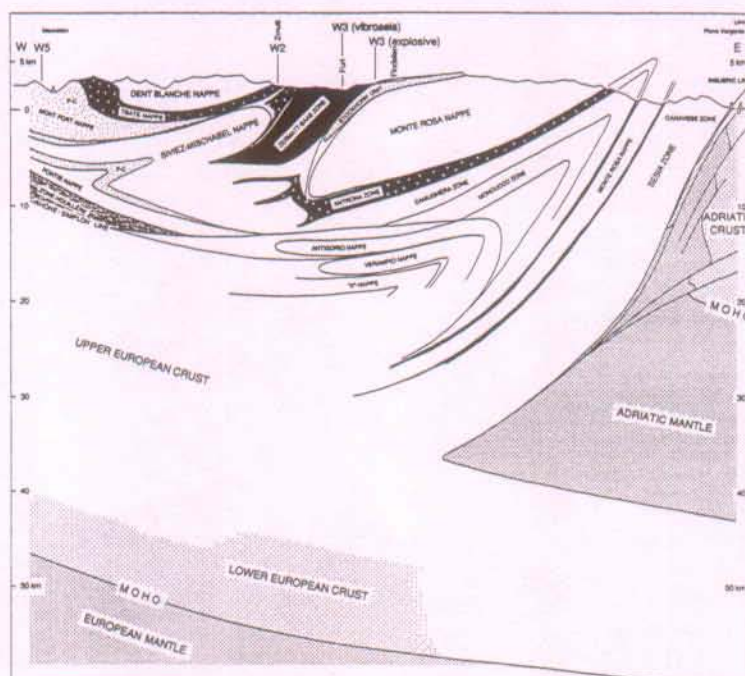


Figure 2.8 : Coupe le long de la ligne sismique W4. Position relative des nappes du Mont-Fort, de Siviez-Mischabel, des Pontis et de la zone houillère [tiré de Steck et al. 1997].

c) La zone des Grisons

Le groupe des Grisons est constitué par 5 nappes : à la base, la nappe de la Léventine (Lucomagno), masse parautochtone. Par dessus viennent les nappes grisonnes, soit dans l'ordre ascendant : la nappe de Simano, la nappe de Soja, la nappe Adula, la nappe Tambo et la nappe Suretta (figure 2.3).

Les nappes de Simano, Adula, Tambo et Suretta sont quatre nappes de gneiss, d'une épaisseur totale de 18 km, qui constituent un exemple d'édifice de nappes cristallines dans les Alpes. Les quatre sont affectées dans leur partie méridionale par un fort métamorphisme alpin et sont traversées (sauf Simano) par le granite du Bergell. Les noyaux de cristallin de ces nappes sont séparés les uns des autres par des zones ou synclinaux sédimentaires fortement tectonisés et d'orientation méridienne [Jäckli 1980]. Elles forment de véritables axes de vallées ou cols (exemple du San Bernardino entre la nappe de l'Adula et celle du Tambo).

Les travaux concernant ces nappes sont : Adula [Partzsch et al. 1993], Tambo [Baudin et al. 1993] et Suretta [Milnes et Schmutz 1978].

Le Pennique inférieur

a) La zone Simplon E - Lépointin

A l'est du Valais, le complexe des nappes penniques remonte au droit des massifs centraux (Aar-Gothard), faisant apparaître au jour les nappes simplon-tessinoises. Elles occupent un segment montagneux, large de 40 km et long de 100 km, que drainent de l'W à l'E, le Toce, la Maggia et le Tessin. La région est séparée par le synclinal méridien de la Maggia en un groupe occidental simplonique et un groupe oriental lépointin.

Le groupe simplonique est constitué par quatre nappes superposées au granite de Verampio, de bas en haut : la nappe d'Antigorio, la nappe du Lebendum, la nappe du Monte Leone et la nappe du Berisal (figure 2.9).

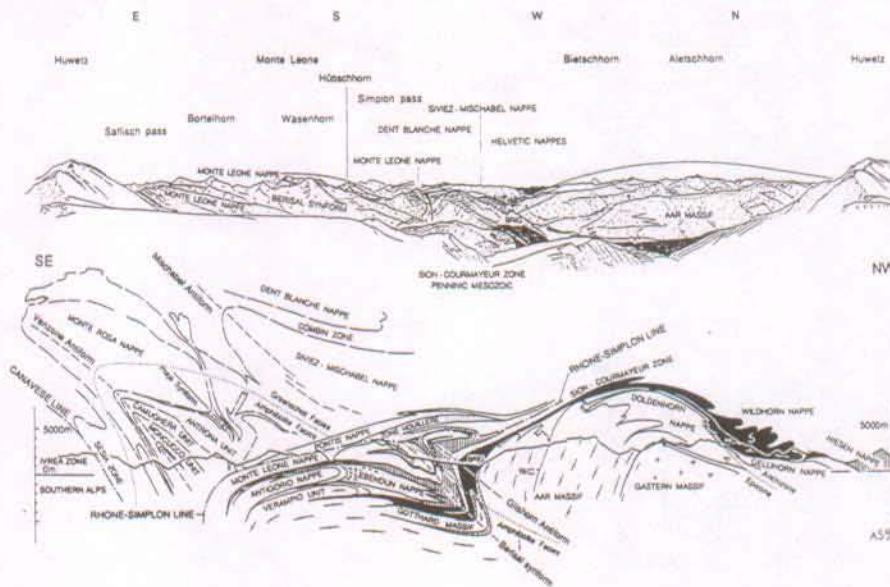


Figure 2.9 : Les nappes simplio-tessinoises de l'Antigorio, du Lebendum, du Monte Leone et du Berisal sur le Verampio [tiré de Steck et al. 1997].

Le granite de Verampio n'est pas sans analogie avec certains granites du massif de l'Aar. Il affleure localement dans la vallée du Toce au nord de Crodo. C'est un granite à deux micas, microcline et oligoclase acide. Il prend vers le nord un aspect gneissique. Une zone de schistes phylliteux (attribuée aux schistes lustrés), sépare le granite de la nappe d'Antigorio.

La nappe d'Antigorio chevauche vers le N le gneiss granitique de Verampio sur une distance de 10 à 15 km. Son noyau cristallin, épais de 2 km, est constitué par un gneiss, d'aspect granitique en gros bancs. Il est moins acide que le granite de Verampio. Sur la nappe d'Antigorio, on trouve, avec un plongement axial accusé vers l'ouest, la nappe de faible épaisseur de Lebendum (avec des conglomérats métamorphiques d'âge permien), la nappe du Monte Leone, qui comporte des gneiss et des schistes avec un complexe de serpentines (Geisspfad-Serpentin), enfin la plus haute unité, la nappe de Berisal, faite de paragneiss et d'amphibolites.

La nappe de la Maggia occupe le synclinal séparant les groupes du Simplon et du Lépointin. Elle est constituée par des gneiss à micas noirs, enveloppant un noyau de granodiorite. Le métamorphisme des gneiss date du paroxysme alpin, les masses granitiques sont contemporaines et localement plus jeunes.

On citera comme référence : Steck [1987].

Le Lépointin est constitué essentiellement des nappes de Simano et de Leventine. La masse de la Leventine est formée de gneiss granitisés à deux micas ou ocellés [Casasopra 1948; Hiss 1975]. Plus au N, elle passe au gneiss de Lucomagno [Chadwick 1968]. Comme le gneiss de Verampio dans la région du Simplon, les gneiss de Leventina constituent le soubassement du Lépointin. La nappe de Simano est formée dans le S par des masses granitiques enveloppées aux fronts par des gneiss très micacés ou clairs. C'est l'équivalent à l'est, de la nappe de l'Antigorio.

b) La zone des Grisons

La nappe de Soja ne contient que des paragneiss analogues à ceux du Lebendum. La nappe de Soja disparaît vers l'E, sous la nappe de l'Adula. Elle se superpose au massif gneissique du Lucomagno qui constitue l'équivalent, dans les Grisons, du granite de Verampio (Simplon) ou du Gneiss de Leventine (Tessin).

L'Helvétique - Massifs externes

Les massifs externes appartiennent au domaine helvétique. Ils représentent une importante part du cristallin alpin. On distingue en partant de la pointe sud de l'arc alpin pour aller vers l'est, quatre groupes de massifs :

a) *Massif de l'Argentera-Mercantour* [d'après Faure-Muret 1955, Romain 1981]

Le *massif de l'Argentera-Mercantour* orienté NW-SE est séparé en deux domaines par une zone d'écrasement parallèle à l'allongement du massif :

- le domaine occidental est composé de gneiss, migmatites et gneiss ocellés;
- le domaine oriental est composé de gneiss, schistes, anatexites, migmatites et granite (granite de l'Argentera).

b) *Massifs de Belledonne et du Pelvoux* [d'après Ménot 1987; Vernet 1974; Vivier et al. 1987]. Voir position sur la coupe 3 de la figure 2.4.

Le *massif de Belledonne*, d'allongement SW-NE, est séparé en deux rameaux par le Synclinal Médian, parallèle à l'allongement du massif :

- le rameau externe (à l'ouest) est constitué de micaschistes.
- le rameau interne (à l'est) est constitué de roches diverses (schistes verts, gneiss et migmatites, orthogneiss et granitoïdes, amphibolites).

Le *massif du Pelvoux (Haut-Dauphiné)* se situe au sud-est du massif de Belledonne. Il est composé essentiellement de gneiss et micaschistes avec des intrusions granitiques [Bordet 1961].

c) *Massifs des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc* [d'après von Raumer 1987]

Le *massif du Mont-Blanc* est constitué d'un corps granitique intrudé dans une série de schistes cristallins antéhercyniens. Les structures majeures sont NE-SW, parallèles à l'allongement du massif. Le *massif des Aiguilles-Rouges*, situé au NW et parallèle au massif du Mont-Blanc, est constitué de schistes cristallins, d'amphibolites, de gneiss ocellés, d'anatexites et de granodiorites ainsi que d'intrusions granitiques (granite de Vallorcine).

d) *Massifs Aar-Gothard* [d'après Labhart 1977; Labhart et Decrouez 1997]. Voir leur position sur la figure 2.10.

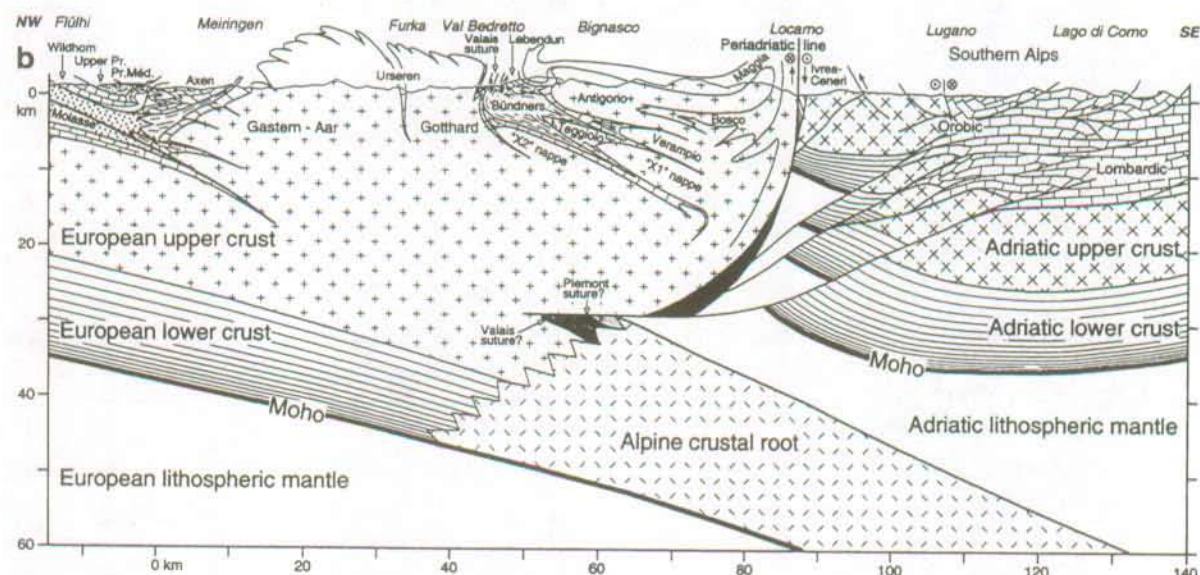


Figure 2.10 : Coupe le long de la traverse centrale NRP-20 [tiré de Marchant et Stampfli 1997]

Le massif de l'Aar se subdivise du nord au sud en quatre zones allongées :

- le cristallin de Lauterbrunnen et d'Innertkirchen est formé de granites contenant des inclusions de gneiss formées par la fusion partielle de roches antécaldoniennes (migmatites). Au sud-ouest, elles sont traversées par le granite carbonifère de Gastern.
- le vieux cristallin (Altkristallin) au nord du granite de l'Aar (gneiss septentrionaux, en partie le gneiss d'Erstfeld). C'est un gneiss monotone avec quelques intercalations de marbre et de roches calc-silicatées. Les amphibolites sont largement répandues, accompagnées de lentilles de serpentinites.
- le granite central de l'Aar forme l'ossature allongée du massif. Couvrant une surface de plus de 500 km², il est le plus gros corps granitique de la Suisse. Il est d'âge Carbonifère.
- la zone gneissique Méridionale est constituée de gneiss oeillés avec des intercalations diverses.

Le massif du Gothard a subi plus de perturbations que son voisin de l'Aar lors de l'édification des Alpes. Ses structures sont verticales, on parle souvent de "nappe du Gothard".

Il peut être divisé en trois zones grossièrement parallèles :

- zone Septentrionale à paragneiss surtout constituée de schistes micacés.
- zone Centrale avec des orthogneiss, granite métamorphique d'âge calédonien (granites de Gamsboden et Fibbia, granite de Rotondo). Le métamorphisme est plus récent que pour la zone septentrionale.
- zone Méridionale des paragneiss, avec notamment les schistes de la série de la Tremola.

Le massif intermédiaire du Tavetsch, intercalé entre le massif de l'Aar et le massif du Gothard, est constitué de paragneiss.

2.1.2 Spécificité de l'hydrogéologie du cristallin alpin

Le terme d'aquifère cristallin alpin désigne tout terrain perméable appartenant au cristallin alpin et contenant une "nappe" d'eau souterraine. Dans la suite, l'emploi du terme "nappe aquifère" n'implique pas une nappe d'eau continue de grande extension comme c'est le cas dans des terrains à perméabilité de pores (cas des nappes alluviales par exemple). En montagne, dans le milieu fissuré, il s'agit de zones aquifères dont les discontinuités (structures transmissives) sont connectées (plus ou moins fortement) à l'échelle du massif.

Du point de vue hydrogéologique, le cristallin alpin est particulier à plus d'un titre. Le relief montagneux est à l'origine de gradients hydrauliques élevés par rapport à ceux rencontrés généralement en plaine, a fortiori pour des eaux circulant de la surface vers un ouvrage souterrain situé au cœur du massif. Les gradients hydrauliques observés sont généralement de l'ordre de grandeur de l'unité.

Etant donné le relief élevé, une grande fourchette de variations dans la position du niveau piézométrique et dans la forme de la nappe est possible. Dans les terrains à bas relief, la forme et le niveau de la surface de la nappe peuvent être déterminés précisément à partir des niveaux d'eau et des potentiels hydrauliques mesurés dans quelques forages. Dans les terrains montagneux, les données de potentiels hydrauliques et de niveau de la nappe sont rares et généralement concentrées sur les bas flancs des vallées. Cette distribution réduite des données conduit à une incertitude considérable dans la définition du niveau piézométrique de la nappe sous les sommets montagneux.

Les altitudes élevées des massifs alpins leur confèrent un climat particulier. Celui-ci a une incidence directe sur la qualité et la quantité des précipitations. Il en résulte, pour l'aquifère, un signal d'entrée (infiltration des eaux en surface) différent de la plaine (fonte des neiges au printemps par exemple), avec une modification du régime hydrologique des circulations et des sources.

La conductivité hydraulique primaire des terrains cristallins est extrêmement faible, sinon négligeable : les valeurs citées sont 10^{-10} à 10^{-14} m.s⁻¹ [Freeze et Cherry 1979]. L'essentiel de l'eau circule dans les discontinuités qui affectent les roches du massif. Les hydrogéologues parlent de milieu fissuré dont les caractéristiques principales sont qu'il est hétérogène, anisotrope et discontinu. Par rapport aux terrains fissurés sédimentaires, la différence réside dans l'absence ou la faible densité de joints de stratification. Ceux-ci jouent en effet un rôle important dans l'organisation des écoulements au sein des roches sédimentaires. En milieu cristallin, l'interconnexion des fractures héritées d'épisodes tectoniques différents induit des écoulements dont les cheminements sont complexes : ils sont régis par des familles de fractures dont les directions peuvent être très diverses.

Même fissurés, les terrains cristallins alpins possèdent des perméabilités faibles en comparaison avec les terrains meubles ou le karst; ceci est à l'origine de phénomènes dont les durées sont plus élevées que celles observées généralement en hydrogéologie dans d'autres types d'aquifères.

Ayant admis l'importance des fractures dans le déroulement des écoulements, il en découle la dépendance de ceux-ci vis à vis de la tectonique. Elle est extrêmement complexe et se manifeste de façon diverse dans les Alpes, comme dans tout orogène : nombreux plis, nappes de charriages, accidents tectoniques importants... Chacun de ces phénomènes influence les conditions d'écoulement dans le massif. Il en découle une grande complexité dans l'organisation des écoulements souterrains.

L'orogène alpin a non seulement affecté la géologie du point de vue structural mais aussi la nature pétrographique de certaines roches : le métamorphisme a contribué à façonner les roches des Alpes et à en modifier la texture. Elles possèdent alors des caractéristiques hydrogéologiques différentes. On citera notamment les zones de cataclasites et kakirites. Le comportement hydrogéologique de ces roches fait l'objet d'un travail de recherche mené au GEOLEP parallèlement à cette étude [Bürgi 1998a, Bürgi 1998b].

Les caractères constituant la spécificité hydrogéologique du cristallin alpin qui viennent d'être abordés seront développés plus en détail dans la suite de ce travail. L'objet de ce paragraphe étant de situer la problématique de ce sujet par rapport à l'hydrogéologie générale.

2.1.3 Les ouvrages souterrains alpins en interaction avec les eaux souterraines dans les massifs cristallins : historique

Alors que peu d'eau avait été rencontrée durant le percement du premier grand tunnel alpin (tunnel du Mont-Cenis percé dans des terrains schisteux), d'importantes venues d'eau ont été rencontrées au sud du tunnel du Gothard réalisé entre 1872 et 1880, dans la région de Airolo. Ainsi, les schistes de la Tremola étaient le siège de « nombreuses failles, d'où sortaient du limon et des graviers, qui affluaient subitement dans la galerie, et surtout d'infiltrations d'eau dont le volume et la violence étaient tout à fait extraordinaires » [Figuier 18.?]. Les débits rencontrés étonnèrent les ingénieurs qui jusque là avaient été confrontés à des infiltrations bien moins importantes : moins de 1 l.s^{-1} au total dans le tunnel du Mont-Cenis et 18 l.s^{-1} dans le tunnel du Mont Hoosac, ce qui avait considérablement ralenti les travaux. Au Gothard, le « petit torrent » (15 à 30 l.s^{-1}) devint quelques mois plus tard « une rivière jaugeant deux cents à deux cents trente litres par seconde. Des courants d'eau étaient lancés avec l'abondance et la violence d'un jet de pompe à incendie. Pendant une année, et même davantage, on travailla dans un lac. Ce fut une délivrance quand on aborda enfin la roche compacte. » [Figuier 18.?].

A la fin du siècle dernier, débutèrent les travaux de percement du tunnel ferroviaire du Simplon. Long de près de 20 km, ce tunnel traverse les nappes du Pennique inférieur (constitué principalement de gneiss) et des unités mésozoïques métasédimentaires intercalées. De nombreuses venues d'eau ont été observées, principalement dans les unités métasédimentaires où le débit de certaines venues d'eau atteignait jusqu'à $12\ 000 \text{ l.min}^{-1}$ [Schardt 1905]. Le débit total drainé a atteint $85\ 000 \text{ l.min}^{-1}$ [Bianchetti et al. 1993]. Par ailleurs, les températures des venues d'eau rencontrées étaient très élevées (jusqu'à 55°C au milieu du tunnel). De ce fait, les conditions de travail ont été très difficiles pour les ouvriers sur le chantier. La température et les débits importants d'eau furent d'ailleurs la cause de l'arrêt de l'avancement depuis le côté nord [Zuber 1990].

Bien qu'il ne s'agisse pas strictement d'un problème de cristallin, nous citerons la catastrophe du Loetschberg qui fut si coûteuse en vies humaines. En 1908, le creusement du futur tunnel ferroviaire du Loetschberg dans des terrains rocheux (calcaires de la nappe du Doldenhorn et granite de Gasteren dans le massif de l'Aar) devait passer 180 m en dessous de la plaine du Gasterental. Certains géologues pensèrent que le tunnel resterait dans le bed-rock et l'on ne fit aucun sondage préliminaire. Malheureusement, durant l'avancement sous la plaine du Gasterental, les coups de mine firent sauter sur une grande largeur la mince paroi rocheuse qui séparait le fond du tunnel des alluvions remplissant la vallée. Ces dernières, très aquifères, se précipitèrent en torrent dans le souterrain, qu'elles remplirent en dix à quinze minutes sur une longueur de 1800 m, noyant vingt-quatre ouvriers.

Les roches granitiques et autres schistes cristallins ont malgré tout été longtemps considérés comme favorables aux travaux souterrains. Ainsi, en 1955, dans leur important ouvrage sur la géologie des barrages, Gignoux et Barbier soulignent l'imperméabilité d'ensemble et la rareté des venues d'eau dans ce type de massif en comparaison avec les quantités d'eau rencontrées dans d'autres terrains. Ainsi, par exemple, le creusement de la galerie Isère-Arc dans des schistes cristallins et granites, à travers le massif de Belledonne, a été réalisé avec beaucoup de facilité et très peu de venues d'eau. Ce qui, selon les auteurs, constituait un « précédent encourageant pour d'autres traversées des massifs cristallins

externes des Alpes ». Toutefois, à l'époque, les auteurs soulignent déjà la très grande variété de roches se succédant dans les massifs cristallins [Gignoux et Barbier 1955].

Le percement du tunnel routier du Mont-Blanc dans le granite du même nom, entre 1959 et 1962, a conduit à de constantes difficultés avec l'eau. Ainsi, le 10 décembre 1961, après environ trois ans de travaux difficiles dans des terrains aquifères et instables, parvenus au point 3660 m environ depuis l'entrée italienne, les mineurs furent soudain submergés par une trombe d'eau en provenance du front de taille, qui déversa dans le tunnel plus de 1000 l.s^{-1} [Anonyme 1962]. Il fallut surélever la rigole d'écoulement, qui n'était plus en mesure d'évacuer une telle masse d'eau et augmenter l'épaisseur de la chaussée de roulement, pour permettre une circulation plus aisée aux véhicules automobiles, à l'intérieur de la galerie [Guichonet et Bernieri 1967]. Durant les trois semaines qui suivirent, l'avancement se limita alors à 2 à 3 mètres par semaine, ce qui accentua le retard enregistré sur le chantier.

A la même époque, le tunnel routier du Grand-Saint-Bernard au travers du Pennique moyen a été construit dans des conditions bien plus favorables du point de vue hydrogéologique. Le massif, constitué de micaschistes et de gneiss essentiellement, est en effet extrêmement peu perméable.

Plus récemment, le tunnel routier du Gothard, construit entre 1968 et 1980, a rencontré également nettement moins de problèmes d'eaux souterraines. Au travers des massifs de l'Aar et du Gothard, les débits les plus élevés furent enregistrés dans les gneiss granitiques de Gamsboden. Ces débits étaient certes conséquents, mais restaient toutefois acceptables : au maximum 150 l.s^{-1} [Keller & al. 1987].

La construction de la galerie Arc-Isère dans le massif granitique et gneissique de Belledonne, de 1976 à 1978, a donné lieu à d'importantes venues d'eau. Les débits d'exhaure totaux fluctuèrent en effet entre 250 et 500 l.s^{-1} [Cruchet 1983]. Cet ouvrage n'a pas été sans conséquence sur l'hydrogéologie locale puisqu'il a provoqué le tarissement de nombreuses sources.

Au début des années 1980, la construction du tunnel de la Furka a été le théâtre de venues d'eau importantes (200 l.s^{-1}) dans des zones de kakirites au sein des orthogneiss du massif du Gothard. Ces venues ont été accompagnées d'éboulements et d'écoulements de matériaux non cohérents qui ont nécessité un soutènement spécial [Keller et Schneider 1982]. Certaines zones à problèmes ont dû être injectées provoquant un gros retard dans l'avancement des travaux.

A l'époque de la rédaction de ce travail, se déroulent des reconnaissances géologiques dans le cadre du projet AlpTransit Gothard afin de déterminer la géométrie et les caractéristiques hydrogéologiques et géotechniques d'un synclinal de dolomies saccharoïdes, la Piora Mulde, intercalé entre le massif du Gothard et le Pennique. On attend en effet d'importantes venues d'eau dans cette zone très tectonisée, qui est en partie à l'origine d'une remise en cause du projet global. Les derniers sondages réalisés semblent indiquer à l'automne 1997, que le synclinal est moins tectonisé qu'attendu à la profondeur du futur tunnel de base du Gothard [Schneider 1997].

On le voit donc à travers la série d'exemples cités ci-dessus : l'histoire des ouvrages souterrains entrepris dans le cristallin est constituée d'expériences très variées dans lesquelles l'eau a souvent joué un rôle important, parfois très néfaste sur le déroulement des travaux. Tandis que pour certains ouvrages, aucune conséquence en surface n'a été mentionnée, d'autres influaient directement sur le régime des sources alentour.

2.2 Méthodologie

2.2.1 Approche générale

L'approche adoptée dans ce travail est celle d'une étude de terrain. Un réseau d'ouvrages souterrains a été défini de manière à prendre en compte la diversité des contextes alpins. A l'intérieur de chacun de ces ouvrages, les venues d'eau rencontrées ont été observées. Le travail consiste à déterminer les caractéristiques physico-chimiques, hydrochimiques et isotopiques des venues dans les tunnels du cristallin alpin et à les mettre en relation avec le contexte géologique et géographique. L'objectif est d'identifier les facteurs qui influencent le comportement des venues d'eau dans les ouvrages.

Le marquage des eaux par l'interaction eau-roche ainsi que l'influence de l'alimentation sur les teneurs isotopiques ont été analysés afin de déterminer l'origine des eaux et leur mode de circulation dans ce type de milieu.

La modélisation mathématique a été utilisée pour valider certains processus et concepts suggérés par les analyses de terrain.

Les caractéristiques physico-chimiques (débit, température, conductivité électrique, pH et Eh) ont été mesurées in-situ. Les analyses chimiques (ions majeurs et éléments présents en traces) et isotopiques ont été réalisées au laboratoire.

Nous présentons dans la suite les techniques de mesures in-situ ainsi que les méthodes analytiques utilisées dans le cadre de ce travail.

2.2.2 Méthodologie analytique

2.2.2.1 Mesures In situ

Les échantillonnages ont généralement été accompagnés de mesures physico-chimiques in situ : conductivité électrique, température, oxygène dissous, pH et Eh.

Les mesures de température et de conductivité électrique ont été effectuées à l'aide d'un appareil digital de type LF 91 de l'entreprise WTW (Weilheim, D) muni d'une électrode TetraCon 96 A. La mesure de la conductivité électrique (CE) est corrigée à 20°C. Elle est exprimée en $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (microSiemens par centimètre). La température est exprimée en °C (degré Celsius).

Le pH et l'Eh (potentiel redox) ont été mesurés à l'aide d'un appareil digital de type pH 95 de l'entreprise WTW. Le pH est mesuré à l'aide d'une sonde spécifique de type E50. L'appareil est étalonné avant chaque série de mesures. La mesure de l'Eh a été effectuée à l'aide du même appareil, muni de 2 électrodes (une électrode en platine brillant et une électrode de référence à argent et chlorure d'argent). L'Eh est un indicateur du degré d'oxydation (valence) des éléments dissous, et par là de l'état d'équilibre entre les diverses espèces oxydantes et réductrices d'une solution [Sigg et al. 1992]. La valeur est indiquée en Volts (V) ou milli Volts (mV). Les mesures ont été effectuées directement dans l'eau de la venue. La mesure du pH sur le terrain représente toujours une opération délicate. Il en est de même de la mesure de l'Eh qui est même souvent considérée comme uniquement indicative [Thorstenson 1984]. Ces mesures sont toutefois le seul moyen simple d'approcher le potentiel redox du milieu.

Les valeurs mesurées in situ doivent être rapportées à une électrode normale à hydrogène (E_h) :

$$E_h = E_{\text{mesuré}} + E_{\text{référence}} \quad [\text{WTW 1989}]$$

Pour notre électrode, $E_{\text{référence}} = 0.207 \text{ V}$ à 25°C.

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]. En se basant sur le potentiel redox et en prenant le pH en considération, nous pouvons calculer la valeur du rH :

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

$E_N = 0,05916 \text{ V}$ (potentiel de Nernst à 25°C).

D'après Hölting [1992] les valeurs de rH caractérisent les solutions de la manière suivante (tableau 2.2).

<i>rH</i>	<i>Milieu</i>
0 - 9	milieu fortement réducteur
9 - 17	milieu peu réducteur
17 - 25	milieu indifférent
25 - 34	milieu peu oxydant
34 - 42	milieu fortement oxydant.

Tableau 2.2 : Valeurs de *rH* des eaux et caractère oxydo-réducteur du milieu correspondant.

Donc un *rH* faible indique un milieu réducteur, un *rH* élevé un milieu oxydant.

Dans la plupart des cas, les débits des venues d'eau ont été mesurés par empottement lorsque cela était possible. Dans la suite, lorsque le débit est donné, cela veut dire qu'il a pu être jaugé précisément, sinon on donne seulement un ordre de grandeur ou un chiffre suivi d'une incertitude.

Six points d'eau ont fait l'objet d'un suivi en continu des débits.

Dans le tunnel routier du Mont-Blanc, deux points de mesure du débit sont situés dans le collecteur principal des eaux du tunnel. Ces points ont été équipés de limnigraphes relevés chaque mois et étalonnés à chacun de nos passages. La courbe de tarage de ces deux points a été réalisée au moyen de jaugeages chimiques effectués avec du sel. La précision de ces jaugeages est de l'ordre de 10 %.

Deux autres points d'eau ont été jaugés dans le tunnel du Mont-Blanc. Il s'agit de deux venues équipées avec des déversoirs posés entre les tuyaux drainant les eaux derrière le revêtement et le collecteur principal. Une sonde de pression a permis de mesurer chaque jour la hauteur d'eau dans le déversoir. Une sonde conductivité électrique de marque Madd-T73-E (répétitivité : 0,1 % fond d'échelle) et température (précision : 0,1 °C) a permis de mesurer ces deux paramètres également chaque jour. Une formule mathématique permet de relier la hauteur d'eau mesurée en amont du déversoir avec le débit qui s'écoule. La formule a été validée par des mesures par empottement. L'acquisiteur de données est un appareil de type Madd 2 fourni par la société Etrelec (Renens-CH).

Les débits d'exhaure des galeries de Livet et Gavet ont été mesurés par le Centre National d'Équipement (CNEH) d'Électricité de France au moyen de venturi étalonnés en laboratoire. Un acquiiseur de données a permis d'effectuer une mesure de débit chaque jour.

2.2.2.2 Analyse des ions majeurs

Une majorité des analyses des ions majeurs a été effectuée au Laboratoire d'Hydrogéologie et de Géochimie appliquée du département des Sciences de la Terre de l'Université de Turin tandis que le reste des analyses étaient réalisés au GEOLEP.

Les anions et cations principaux sont analysés à l'aide de méthodes standards, telles que la chromatographie ionique (chlorures, sulfates, nitrates), la colorimétrie (silice), les électrodes spécifiques (fluor) et la titration (calcium et bicarbonates). Les limites de détection et la précision des mesures figurent dans le tableau 2.3.

<i>Mesure</i>	<i>Unité</i>	<i>Méthode</i>	<i>ld</i>	<i>Pa [%]</i>
D _{tot} °F	[°F]	titration	0,1	10
SO ₄ ²⁻	[mg.l ⁻¹]	HPLC	1-2	5
NO ₃ ⁻	[mg.l ⁻¹]	HPLC	1-2	5
Cl ⁻	[mg.l ⁻¹]	HPLC	1	5
F ⁻	[mg.l ⁻¹]	potentiométrie	0,5	5-10
HCO ₃ ⁻	[mg.l ⁻¹]	titration	0,5	5
Ca ²⁺	[mg.l ⁻¹]	titration	1	5-10
Na ⁺	[mg.l ⁻¹]	HPLC	0,2	5-10
Mg ²⁺	[mg.l ⁻¹]	HPLC	0,2	5-10
K ⁺	[mg.l ⁻¹]	HPLC	0,2	5-10
Si	[mg.l ⁻¹]	colorimétrie	0,5	5-10

Tableau 2.3 : Ions majeurs. Méthodes d'analyses, limites de détection (*ld*) et précision analytique (*Pa*) en % (lorsque la valeur mesurée $\approx 5 \times ld$).

Pour les ions majeurs, la méthode de la balance ionique a été utilisée pour contrôler la qualité des analyses. Cette méthode classique se base sur le principe d'électro-neutralité d'une analyse complète :

la somme des charges des anions doit être égale à la somme des charges des cations. Seuls les éléments majeurs sont considérés. Pour chaque analyse chimique, nous avons calculé la balance ionique, qui traduit la somme des cations (Σc) sur la somme des anions (Σa) en meq.l^{-1} , ainsi que l'erreur sur la balance.

$$E = \frac{\Sigma c - \Sigma a}{\Sigma c + \Sigma a} \cdot 100 \quad \text{erreur sur la balance [\%]}$$

Une erreur de 5 % sur la balance est généralement admise [Mazor 1991] pour des eaux souterraines naturelles.

2.2.2.3 Analyse des traces

Toutes les analyses de traces ont été effectuées au laboratoire de chimie du GEOLEP, sous la direction du Dr M. Bensimon. Les traces ont été analysées par spectrométrie de masse à haute résolution, couplé à un plasma (HR-ICP-MS : High Résolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer).

Principe de la méthode et analyses

L'instrument HR-ICP-MS de VG/Fisons Instrument (Winsford, Cheshire, GB) est constitué d'une torche à plasma d'argon à pression atmosphérique, où règne une température de l'ordre de 7'000 K (figure 2.11). Sous ces conditions les formes chimiques les plus prédominantes dans le plasma sont des ions élémentaires monochargés de l'échantillon à analyser.

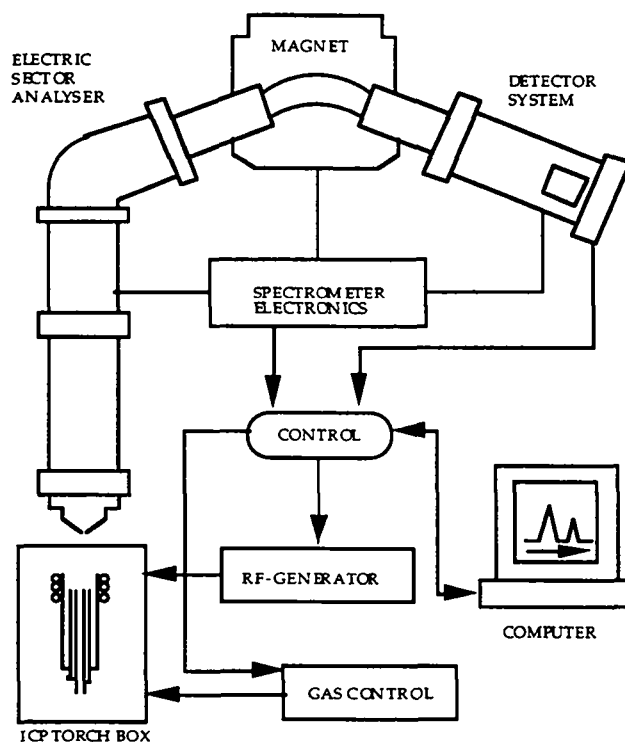


Figure 2.11 : Schéma de principe de l'instrument HR-ICP-MS.

Le faisceau d'ions ainsi formé dans le plasma est introduit dans le spectromètre de masse à travers l'interface d'échantillonnage où il est accéléré pour arriver dans l'analyseur. Les ions sont ensuite analysés en fonction de leur rapport masse sur charge (m/z) et détectés par un multiplicateur d'électrons.

Les analyses ont été effectuées en mode Haute Résolution (HR). L'utilisation du mode HR s'est avérée nécessaire pour l'analyse des éléments en traces dont le poids atomique est compris entre 25 et 80 u.m.a. (unité de masse atomique) car ils interfèrent avec des ions formés dans l'interface du spectromètre. Grâce à la haute résolution, les signaux interférants sont séparés des ions à quantifier. Sous ces conditions analytiques, nous avons identifié et quantifié les éléments en trace à des seuils inférieurs à $0.2 \mu\text{g.l}^{-1}$ même en présence de signaux interférants générés dans le plasma par l'argon ou

la matrice de l'échantillon. Ainsi la sélectivité analytique et la sensibilité instrumentale se trouvent améliorées par rapport à un instrument conventionnel quadripolaire dans lequel la détermination d'éléments en trace présentant des interférences n'est pas possible.

Prétraitement des échantillons

Le choix du traitement des eaux, filtration ou non-filtration de l'échantillon, est lié à la présence, dans certains environnements, de particules appelées colloïdes et ayant un diamètre de 0,003 à 10 μm selon Puls et Barcelona [1989] et 0,001 à 0,1 μm selon Matthess [1994]. Elles peuvent se former dans le milieu souterrain et être transportées par l'eau. Une grande partie d'entre eux appartiennent à la roche de l'aquifère et caractérisent donc également l'eau de cet aquifère. Dans ce contexte, la meilleure solution consisterait évidemment à travailler sur des échantillons ayant subi la double procédure, filtration et non-filtration. Cette démarche a du être écartée en raison du nombre d'analyses que cela aurait nécessité.

Dans le cadre de cette étude, pour l'analyse des traces, les échantillons ont été acidifiés sans filtration. Le choix de travailler sur le total des éléments est motivé en fonction de plusieurs critères, certains scientifiques, d'autres pratiques. Le premier argument évoqué est basé sur l'expérience du GEOLEP dans les analyses d'eaux souterraines. Pour la caractérisation des eaux naturelles, il est en effet important de tenir compte de toute la charge véhiculée par les eaux, y compris par les colloïdes puisque la plupart de ceux-ci proviennent de la roche elle-même. Cet argument est renforcé par la démarche adoptée dans le Manuel Suisse des denrées alimentaires (MDA) pour l'analyse des eaux de boisson, qui stipule, pour l'analyse du Fe total, du Mn total, de Cu, Zn, Pb, Ag, Cd, Hg, As, Se et Al : "les échantillons seront acidifiés à l'endroit du prélèvement au moyen de 2 ml d'acide nitrique 5N (...)" [MDA, 1991, directive 27A/3.1.2].

Des arguments pratiques viennent ensuite renforcer notre démarche. Nous désirons nous rapprocher le plus possible de la réalité de terrain. Et là, il faut se rendre à l'évidence que la filtration sur le terrain, comme le préconise certains auteurs [par exemple Rump et Herkoltz 1990] est souvent rendue impossible en raison des temps de filtration beaucoup trop longs, même avec des appareils sophistiqués, sans parler des risques de contamination que cela représente. En pratique, une filtration au laboratoire est donc la solution la plus rationnelle, mais elle doit avoir lieu dans les heures qui suivent le prélèvement. L'acidification de l'échantillon permet d'éviter cette contrainte et assure la conservation de l'échantillon, ceci pour autant que l'on ne s'intéresse pas qu'exclusivement à la partie dissoute ou réciproquement à la partie colloïdale de l'échantillon.

Les eaux sont acidifiées avec environ 2 ml.l⁻¹ d'acide nitrique (Merck, supra pur 65%), de façon à ce que le pH soit voisin de 2. Un pH bas inhibe l'adsorption des ions métalliques sur la surface du récipient et prévient la formation de précipités de métaux en traces, ou la coprécipitation des métaux en traces avec d'autres constituants majeurs. Après acidification, les échantillons sont stockés au frigo à 4°C.

Une seule exception à ce prétraitement a eu lieu. Il s'agit des eaux de la galerie Altransit Gothard (analyses 119, 120, 121 et 123) qui, du fait de leur état très trouble lié au mode de prélèvement (en forage) ont été filtrées ($\varnothing = 0,45 \mu\text{m}$) avant acidification

Fiabilité des analyses et limite de détection

La préparation des échantillons, les limites de détection instrumentale, la précision de la mesure et la reproductibilité des résultats ont été établies au laboratoire de chimie du GEOLEP lors de tests sur les eaux du réseau AQUITYP [Bensimon et al. 1990, 1993].

La limite de détection (ld) pour un élément et une technique analytique donnés, dépend de la présence d'autres éléments interférents et du rapport signal sur bruit de l'instrument utilisé. Autrement dit, il est difficile de généraliser et de définir une valeur absolue de la ld. Les limites de détection indiquées (tableau 2.4), sont estimées pour la technique HR-ICP-MS d'une eau souterraine moyennement chargée.

Elément	Unité	Méthode	ld	Pa [%]	Elément	Unité	Méthode	ld	Pa [%]
Al	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	10	Li	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	1-10	10
As	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,5-1	10	Mn	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	5-10
B	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	1-10	10	Mo	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	5-10
Ba	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	10	Ni	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	5-10
Br	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	1-10	10	Pb	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	5-10
Cd	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	5-10	Rb	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	5-10
Co	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	5-10	Sr	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	1	5-10
Cr	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	5-10	Th	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	5-10
Cs	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	5-10	U	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	5-10
Cu	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	5-10	V	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	5-10
Fe	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	1-2	10	W	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	5-10
I	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	1-10	10	Zn	[$\mu\text{g.l}^{-1}$]	HR-ICP-MS	0,2	10

Tableau 2.4 : Traces. Moyenne des concentrations mesurées pour les différents groupes d'échantillons, limite de détection (ld) et précision analytique Pa en %. En gras les valeurs proches de la ld.

Au-dessus de la ld, la précision de la mesure est de l'ordre de 10% lorsque la valeur mesurée est supérieure à 5 fois la limite de détection. Lorsque la valeur mesurée est au voisinage de la ld, la précision diminue, et au-dessous de la limite de détection, la valeur devient indicative.

La mention "non détecté" (n.d.) correspond à un signal nul pour l'élément considéré. Enfin, les éléments non analysés sont indiqués par l'abréviation "n.a."

Choix des éléments en traces analysés

Quatre échantillons d'eau provenant de diverses pétrographies de massifs alpins différents (paragneiss des Aiguilles-Rouges, granite de St-Colomban - Belledonne, gneiss amphibolitique - Belledonne, granite du Mont-Blanc) ont fait l'objet d'un balayage sur une grande série d'éléments du tableau périodique : 64 éléments ont été dosés sur ces quatre échantillons d'eaux.

Parmi ces éléments, les suivants n'ont pas été détectés :

Ti, Sc, Ga, Ge, Se, Y, Zr, Nb, Ru, Pd, Ag, Sn, Sb, Te, La, Hf, Ta, Re, Os, Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Bi, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu et Bk.

Ils n'ont pas été analysés dans la suite. L'absence dans les eaux d'éléments tels que par exemple Ti et Zr qui sont présents dans les roches cristallines s'explique par leur faible solubilité dans les eaux.

Par ailleurs, le choix des éléments analysés est basé en partie sur l'expérience du GEOLEP dans l'étude des eaux souterraines. Ainsi, un certain nombre d'éléments (Ag, Au, Be, Bi, Ce, Ge, Hf, Hg, Ir, Nd, Os, Pd, Pt, Re, Ru, Sb, Sn, Ta, Tb, Te, Th, Tl et Zr) n'ont jamais été détectés dans les eaux souterraines. A l'inverse, d'autres éléments tels As, Mo, Ba, U, Rb entre autres constituent d'excellents traceurs des eaux souterraines et notamment des aquifères cristallins [Dubois 1993].

Les éléments détectés et analysés dans la suite sont :

Al, As, B, Ba, Br, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Fe, I, Li, Mn, Mo, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, U, V, W, Zn.

Ce sont des éléments assez classiquement analysés dans le cadre des études réalisées au GEOLEP sur la chimie de eaux souterraines.

2.2.2.4 Analyses isotopiques

Les analyses des isotopes stables ^{18}O et ^2H ont été effectuées par spectrométrie de masse. La précision des mesures est donnée au tableau 2.5.

Le dosage du tritium ^3H a été effectué par comptage du rayonnement β^- par scintillation en phase liquide après enrichissement électrolytique. La précision des mesures est fonction de la teneur en ^3H de l'échantillon (tableau 2.5).

<i>Isotope</i>	^{18}O	^2H	^3H
Précision	$\pm 0,15 \text{ ‰}$	$\pm 1,50 \text{ ‰}$	variable

Tableau 2.5 : Précisions des analyses isotopiques.

Le laboratoire du Centre de Recherches Géodynamiques de l'Université Pierre et Marie Curie à Thonon-les-Bains a effectué la totalité des analyses de tritium présentées dans cette thèse ainsi qu'une partie des analyses de ^{18}O .

Le laboratoire d'Hydrogéologie et de Géochimie Appliquée du Département des Sciences de la Terre à l'Université de Turin a effectué les analyses d'une partie des échantillons de ^{18}O .

3. Réseau d'observation

3.1 Critères de choix

Un certain nombre d'ouvrages souterrains ont été considérés dans ce travail. Ils ont été choisis dans les différents contextes alpins afin de déterminer l'effet de ces contextes sur l'hydrogéologie locale. Etant donné l'extension importante des Alpes qui constituent dans leur ensemble un terrain d'étude excessivement grand, nous avons décidé de focaliser notre recherche sur les Alpes Occidentales.

Les critères de choix sont : la *lithologie*, le cadre *structural*, la *pétrographie*, la *géographie* et l'*accessibilité*.

Lithologie : les différentes lithologies du cristallin alpin tel que défini au § 2.1.1 doivent être représentées dans le réseau des ouvrages étudiés.

Structurale : des ouvrages appartenant aux diverses unités tectoniques existantes ont été considérés, qu'il s'agisse des massifs cristallins externes, du Pennique, ou de l'Austro-alpin.

Pétrographie : l'influence de la nature pétrographique des roches sur la composition chimique des eaux doit pouvoir être étudiée au travers des ouvrages considérés.

Géographie : le cadre géographique de l'ouvrage définit les conditions aux limites du massif étudié. Certains ouvrages sont situés à des altitudes moyennes tandis que d'autres sont localisés en haute montagne. Les premiers se situent dans des bassins versants enneigés seulement quelques mois par année tandis que les seconds drainent des vallées glaciaires. Des ouvrages situés très profondément dans le massif rocheux ou des ouvrages plus superficiels font partie des sites d'observation. On verra dans la suite que l'implantation de l'ouvrage dans le massif a une grande importance quant à l'interaction avec les eaux souterraines.

Un critère plus pratique mais tout aussi important a été l'*accessibilité* des sites. Nous n'avons pas pu étudier certains sites pour différentes raisons : à cause de travaux dans la galerie, de présence d'eau (exemples de galeries hydroélectriques en charge comme à Grande-Dixence) ou d'un réseau de collecte des eaux inaccessible (cas de la galerie de Mappo-Morettina dans le canton du Tessin, CH). Il convient également de remarquer que des sites usuellement accessibles peuvent nécessiter des travaux d'entretien qui en empêchent temporairement l'accès pour des observations (cas du Gothard-N2) ou qui endommagent les stations de mesures installées par nos soins (cas du Mont-Blanc) et provoquent ainsi des lacunes dans les séries d'observation. On voit donc que, bien que les maîtres d'ouvrage se soient montrés très coopérants, il n'est pas aisé de réaliser un réseau d'observation dans des ouvrages souterrains où les exigences de l'observateur ne sont pas toujours en accord avec les contraintes de construction ou d'exploitation.

3.2 Les ouvrages souterrains et leurs caractéristiques

Le réseau d'observation mis en place dans cette étude est constitué de venues d'eau rencontrées dans divers ouvrages souterrains réalisés dans le cristallin.

Les ouvrages sont localisés (figure 3.1) sur l'arc alpin entre le sud-est de la France (massif de Belledonne) et l'est de la Suisse (massif de la Vereina). Dans ce paragraphe, nous présenterons chacun des ouvrages étudiés, ses caractéristiques générales, son contexte géographique, tectonique et très brièvement géologique. Les ouvrages sont classés et numérotés du sud-ouest vers le nord-est.



Figure 3.1 : Carte tectonique des Alpes Occidentales - inventaire des " ensembles cristallins " et sites observés

3.2.1 Ouvrage n°1 : Le projet hydroélectrique Romanche

Le Centre National d'Équipement Hydraulique (CNEH) d'Électricité de France (EDF) envisage la réalisation d'un vaste aménagement baptisé "Nouvelle Romanche" (abréviation : ROM¹) au sein du massif de Belledonne. Outre la réalisation de deux usines hydroélectriques souterraines situées à Livet et Gavet (figure 3.2a), deux galeries souterraines d'amenée d'eau totalisant 16,5 km de long seront percées dans le massif en rive droite de la Romanche. Des travaux de reconnaissance ont conduit à la

¹ Dans la suite de ce travail, l'abréviation ROM désignera le site Romanche.

réalisation de deux galeries, l'une sur la commune de Gavet (GAV¹) et l'autre à Livet (LIV). Celles-ci serviront plus tard d'accès aux deux usines du projet.

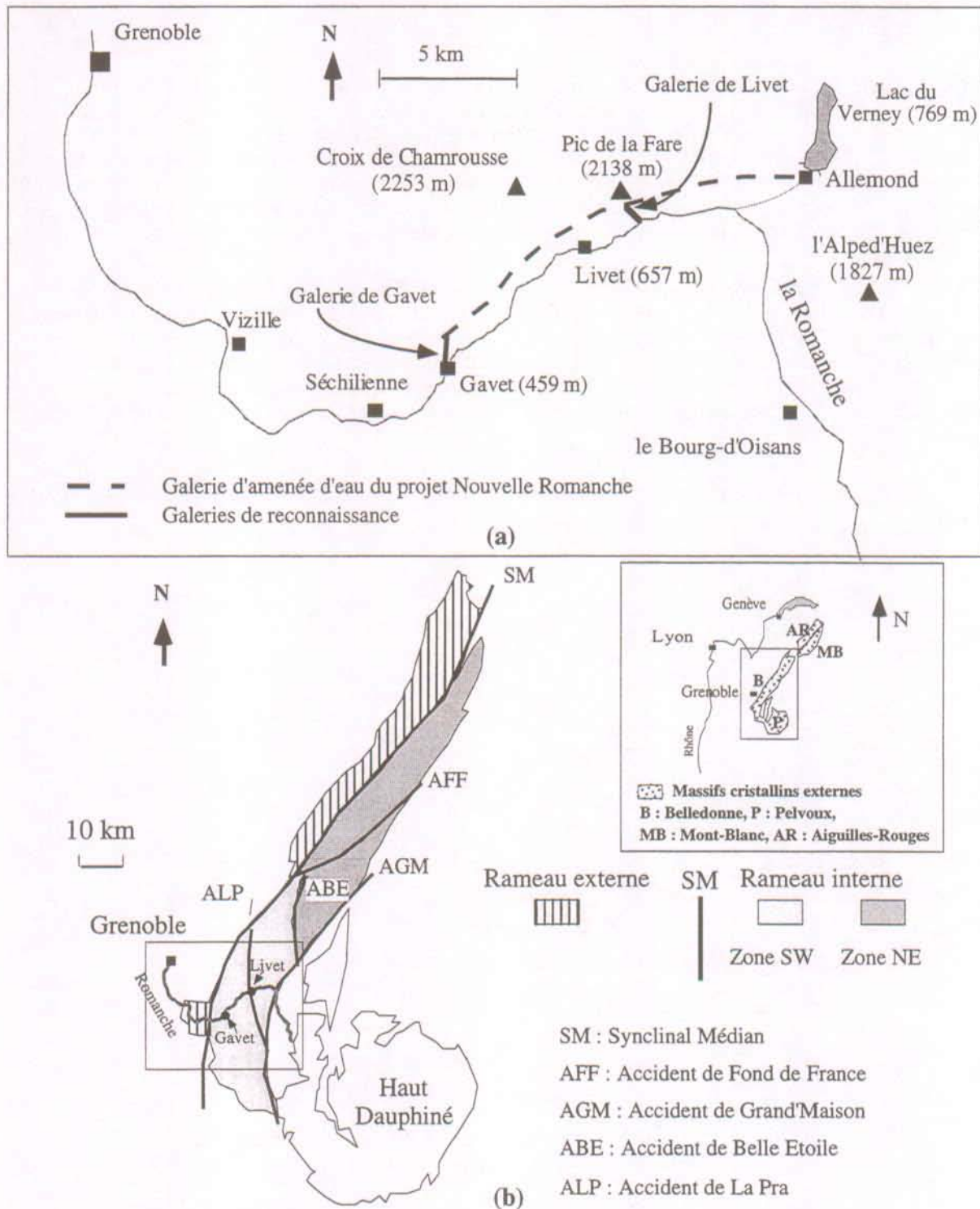


Figure 3.2 : Plan de situation (a) et contexte tectonique (b) des galeries de reconnaissance de Livet et Gavet.

¹ Les abréviations GAV et LIV désignent respectivement les galeries de Gavet et Livet. Les venues d'eau pourront être désignées par l'abréviation de l'ouvrage et la spécification du PM (Point Métrique) depuis l'entrée de la galerie. Exemple : GAV 200 désigne la venue située au PM 200 dans la galerie de Gavet.

3.2.2 Ouvrage n°2 : Le tunnel routier du Mont-Blanc

Le tunnel routier du Mont-Blanc (abréviation : MB¹) assure la communication entre la vallée française de Chamonix (vallée de l'Arve) et le Val d'Aoste aux environs de Courmayeur (Val Veni et Val Ferret), en Italie (figure 3.4).

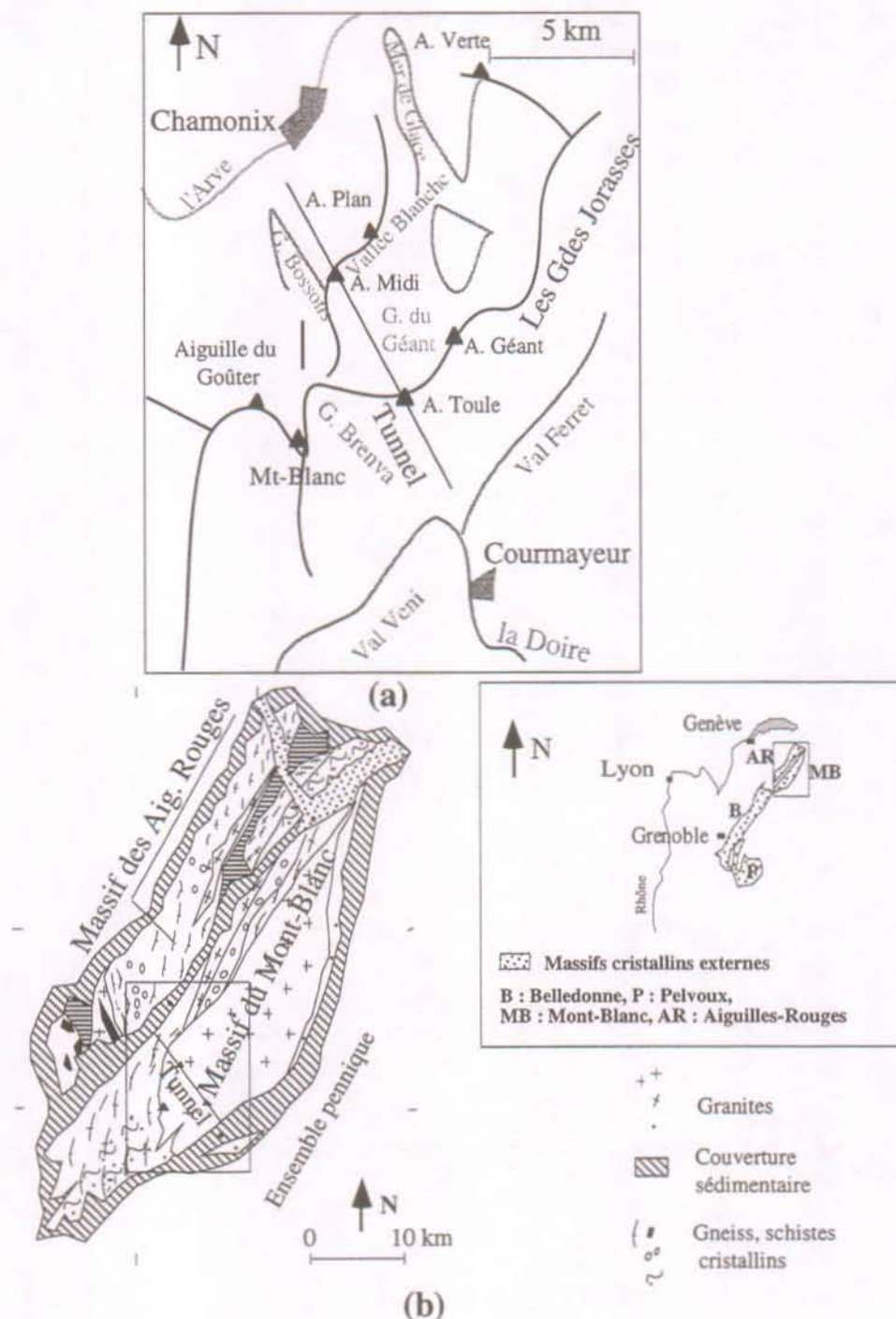


Figure 3.4 : Plan de situation (a) et contexte tectonique (b) du tunnel routier du Mont-Blanc [d'après Von Raumer 1976].

¹ Les venues sont désignées par le PM depuis l'entrée italienne (I) ou française (F), soit MB 3669-I désigne la venue située au PM 3669 depuis l'entrée italienne.

L'ouvrage recoupe transversalement la chaîne du Mont-Blanc, selon une orientation NW-SE. Il est situé à une altitude moyenne de 1300 m. Long de 11,6 km, le tunnel est divisé en deux parties de longueur égale : la partie italienne et la partie française drainent chacune séparément les venues d'eau dans le tunnel.

Le tracé du tunnel recoupe, sous une couverture rocheuse de près de 2600 m (figure 3.5), le bassin d'alimentation de la Vallée Blanche dont la surface topographique est recouverte de glaciers (glaciers du Géant, de Toule, des Bossons et Vallée Blanche). Il passe au droit de l'Aiguille du Midi (3842 m) et de l'Aiguille de Toule (3534 m).

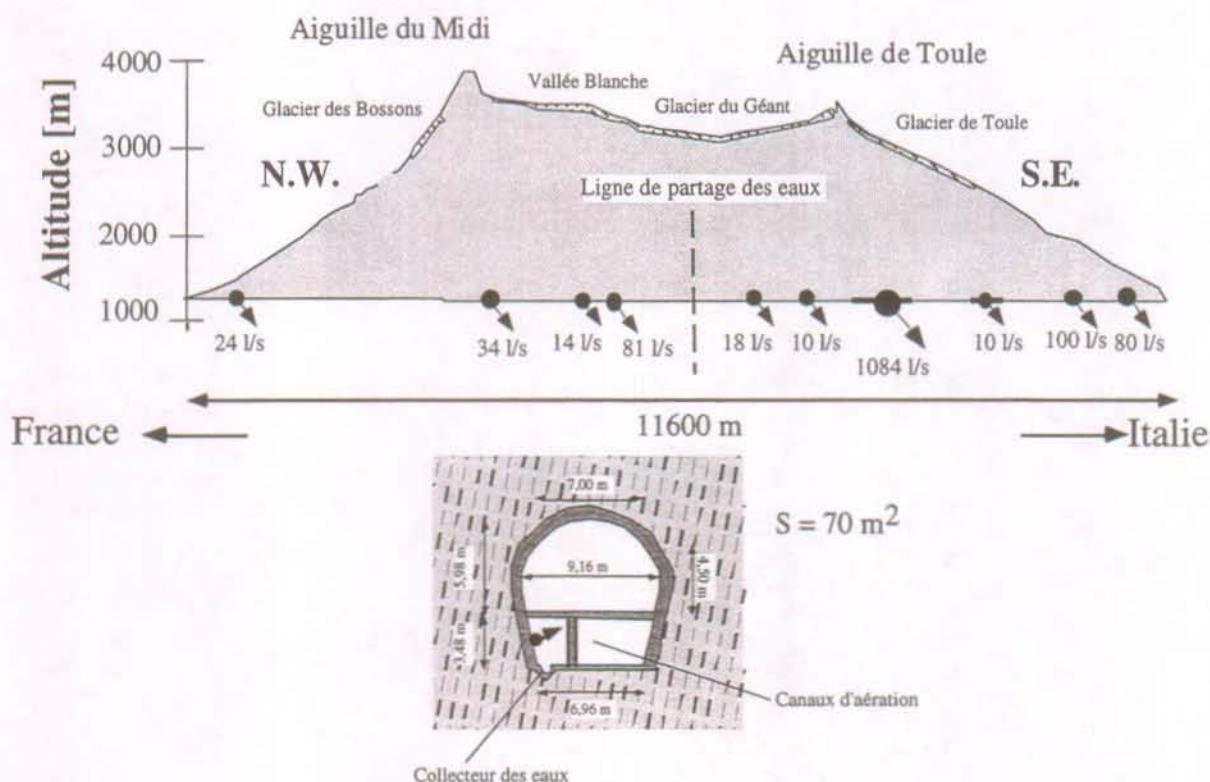


Figure 3.5 : Coupe du tunnel routier du Mont-Blanc.
Les venues d'eau indiquées ont été mesurées à l'avancement [Gudéfin 1967].

L'ouvrage traverse le massif cristallin externe du Mont-Blanc constitué de schistes cristallins (principalement des gneiss) et de granite. Au sud-est, il recoupe la couverture mésozoïque constituée essentiellement de calcaires, sur 1300 m environ. Durant le creusement à l'explosif ($S = 70 \text{ m}^2$), de 1959 à 1962, une série impressionnante de venues d'eau ont été rencontrées avec un maximum de 1084 l.s^{-1} sous l'Aiguille de Toule (figure 3.5). Celles-ci ont été captées au moyen de tuyaux drainant le rocher et traversant le revêtement de béton pour amener les eaux dans le collecteur principal qui se trouve sous la chaussée.

Cet ouvrage est en service depuis 1965.

3.2.3 Ouvrage n°3 : Le tunnel routier du Gd-St-Bernard

Le tunnel routier du Gd-St-Bernard (abréviation : GSB¹) relie la Suisse à l'Italie en évitant de passer par le col du même nom culminant à 2486 m (lac du Gd-St-Bernard à 2469 m). Situé à une altitude moyenne de 1900 m (entrée suisse à 1918 m et entrée italienne à 1875 m), il permet de relier par route en toute saison Martigny à Aoste. Orienté sensiblement nord-sud, le tunnel est long de 5855 m

¹ Les venues sont désignées depuis l'entrée italienne (I) ou suisse (CH), soit GSB 500-I désigne la venue située au PM 500 depuis l'entrée italienne.

(figure 3.6a). Du côté suisse, jusqu'au PK¹ 2,1, la couverture de roches est mince; moins de 200 m en moyenne au droit de la vallée de la Dranse d'Entremont. Ensuite elle augmente régulièrement jusqu'au PK 4,4 où la couverture atteint un maximum de 780 m à proximité du Mont Mort (2867 m). L'aération est assurée par deux conduites verticales creusées jusqu'en surface, situées respectivement à 2893 m et 4393 m de l'entrée italienne.

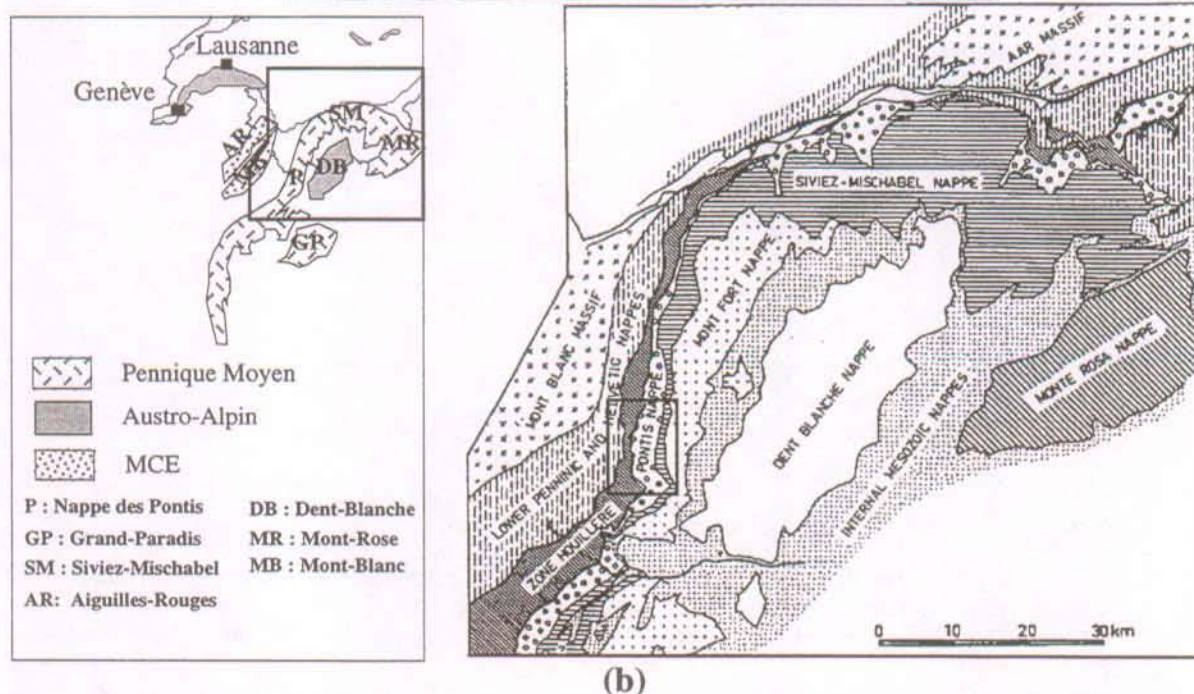
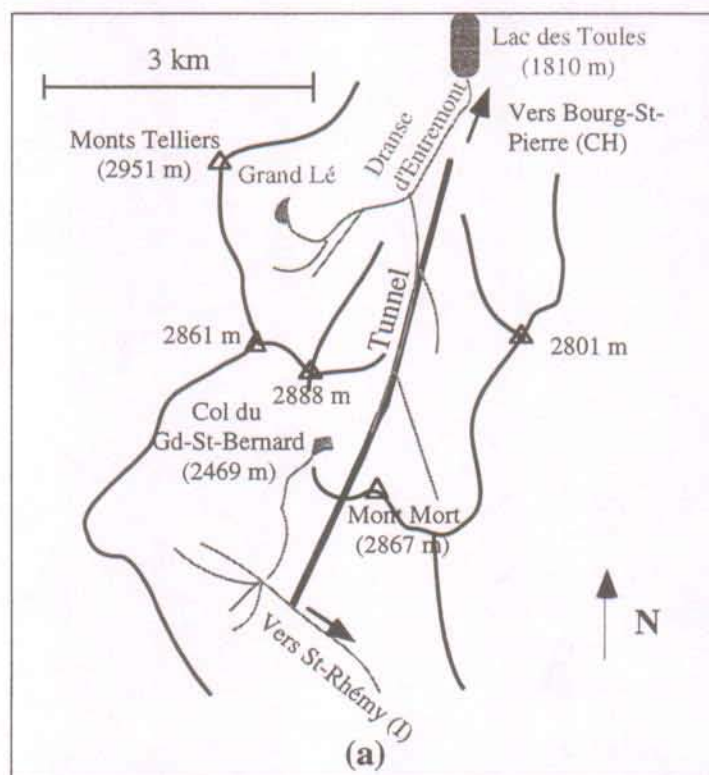


Figure 3.6 : Plan de situation (a) et contexte tectonique (b) du tunnel routier du Gd-St-Bernard [d'après Thélin et al. 1993].

¹ PK : Point Kilonétrique mesuré depuis l'entrée

Les travaux de percement (à l'explosif) du tunnel ont débuté en 1959 dans la nappe du Pontis appartenant au Pennique moyen. Ils se sont achevés en 1963 par le revêtement de la galerie. Les roches sont principalement des micaschistes et des gneiss traversés parallèlement à l'orientation des structures (en bancs).

Il n'existe pas de glacier dans le bassin versant drainé par le tunnel : les altitudes culminent à moins de 3000 m.

Un revêtement en béton tapisse le tunnel sur toute sa longueur. Les venues sont drainées derrière le revêtement et amenées dans un collecteur principal situé sous la route (figure 3.7). Une partie d'entre elles sont toutefois accessibles dans la partie supérieure du tunnel (au-dessus de la route). Les quantités d'eau mesurées les 17 et 24 avril 1996 sont extrêmement faibles puisqu'elles ne dépassent pas 15 l/min du côté italien. Du côté suisse, les venues d'eau sont encore inférieures (5 l/min environ).

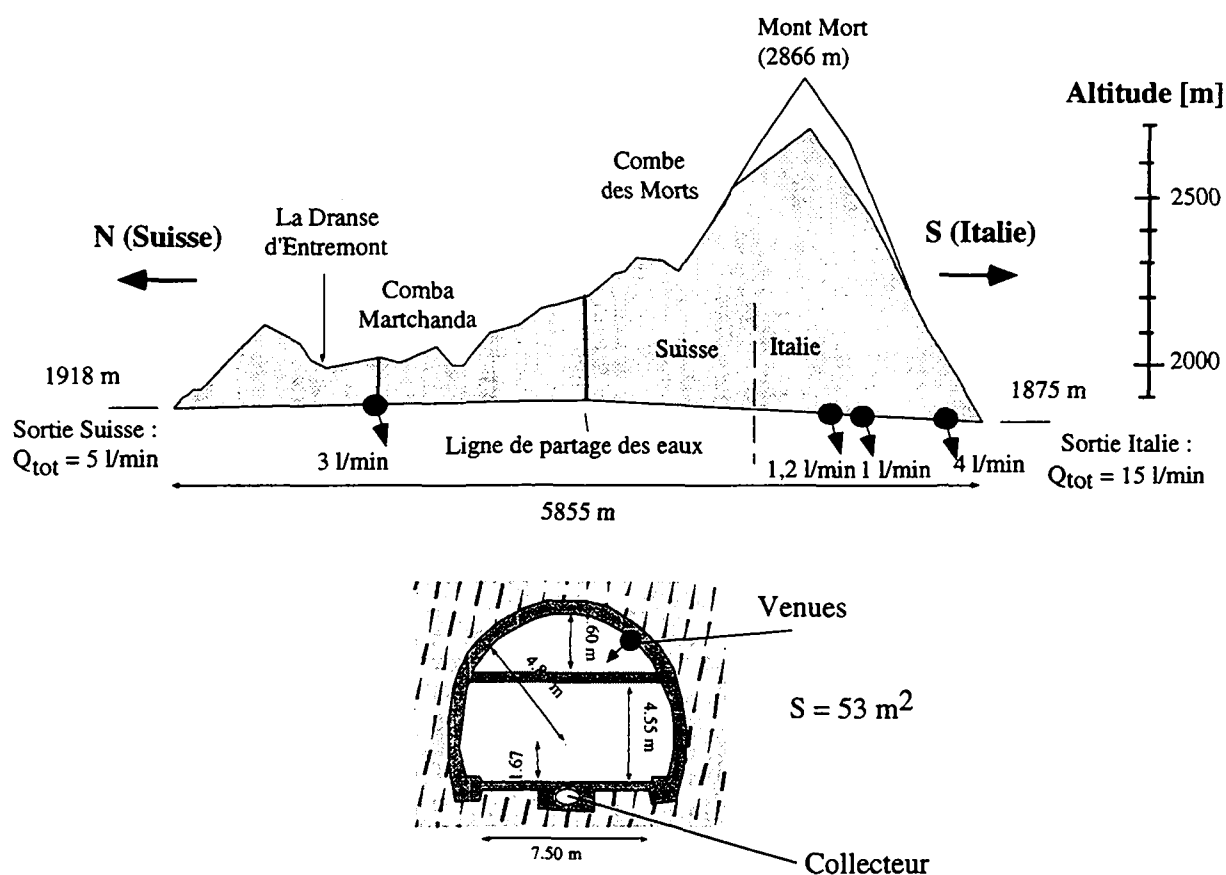


Figure 3.7 : Coupe du tunnel routier du Gd-St-Bernard. Les venues d'eau ont été mesurées dans le cadre de cette étude les 17 et 24 avril 1996.

3.2.4 Ouvrage n°4 : Le projet hydroélectrique " Cleuson-Dixence "

L'objectif du projet Cleuson-Dixence (abréviation : DIX¹) est d'augmenter la puissance de l'aménagement hydroélectrique existant de Grande-Dixence au moyen d'une nouvelle chute de 1833 mètres. A partir d'une nouvelle prise d'eau dans le barrage, il s'agit de creuser une galerie d'amenée souterraine d'un diamètre de 5,6/5,8 mètres sur une distance de 15,85 km à une altitude voisine de 2160 m entre le barrage de Grande-Dixence et la Dent-de-Nendaz (figure 3.8). A cet endroit, sera

¹ Cet ouvrage est divisé en lots (A, B, C, D et E). Dans le cadre de ce travail, nous avons étudié les lots B et C qui traversent du cristallin. DIX B 2020 désigne la venue du PM 2020 dans le lot B mesuré depuis son départ au pied du barrage de Cleuson-Dixence. DIX C 1500 désigne la venue du PM 1500 dans le lot C mesuré depuis son départ sous la Dent de Nendaz.

implantée la chambre d'équilibre qui assure la transition entre la galerie d'aménée et les ouvrages de chute constitués par un puits blindé incliné.

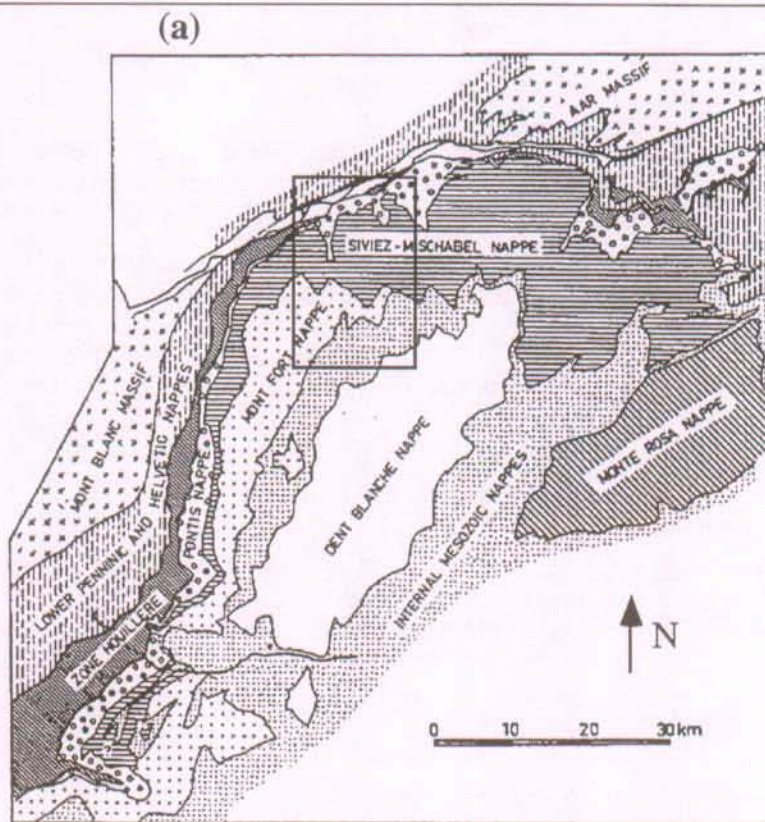
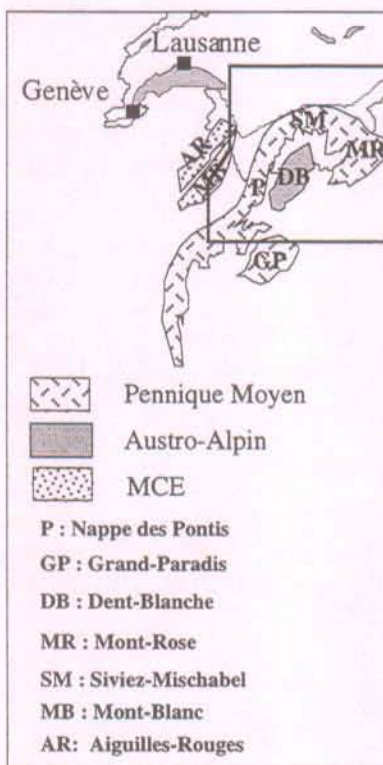
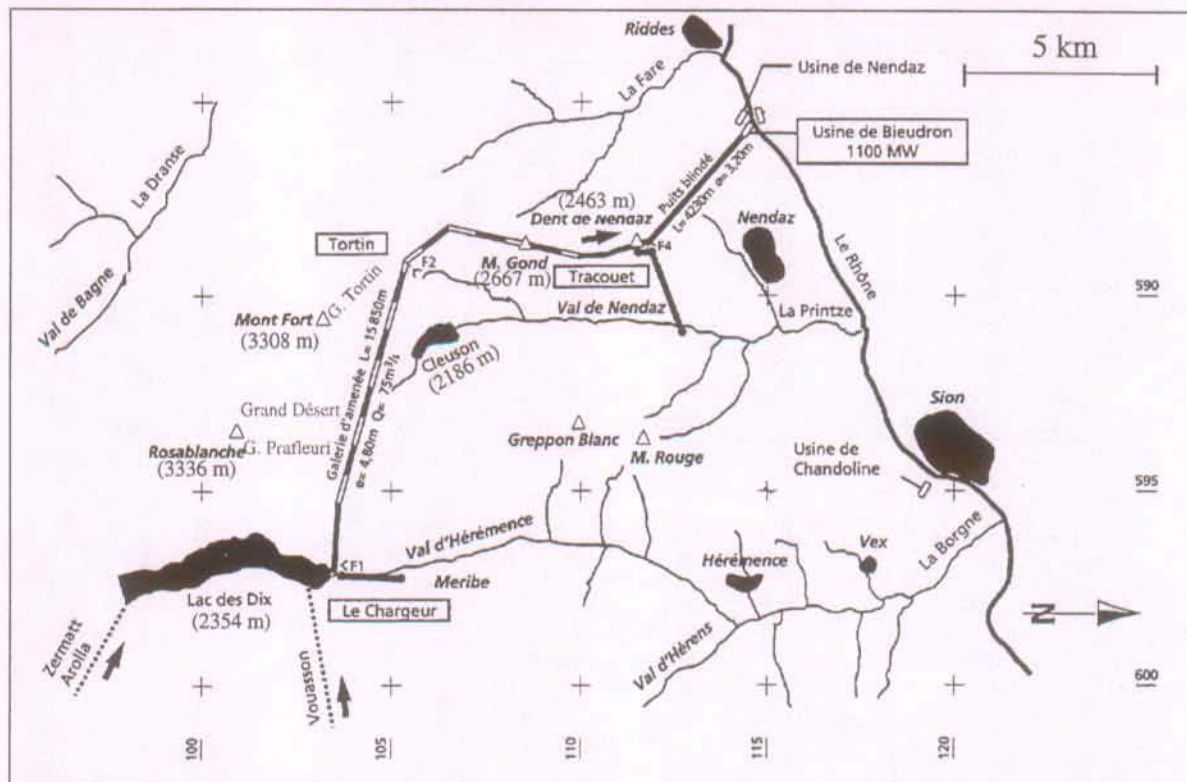


Figure 3.8 Plan de situation (a) et contexte tectonique (b) du projet Cleuson-Dixence [d'après Thélin et al. 1993].

L'essentiel des ouvrages se situe dans la nappe pennique du Grand St-Bernard. La galerie d'amenée est creusée au travers des deux nappes du Mont-Fort et de Siviez-Mischabel constituées essentiellement de gneiss, micaschistes et roches vertes. C'est un ouvrage réalisé à travers bancs.

L'épaisseur maximale de la couverture rocheuse est de 860 m sous la Pointe d'Allèves (figure 3.9).

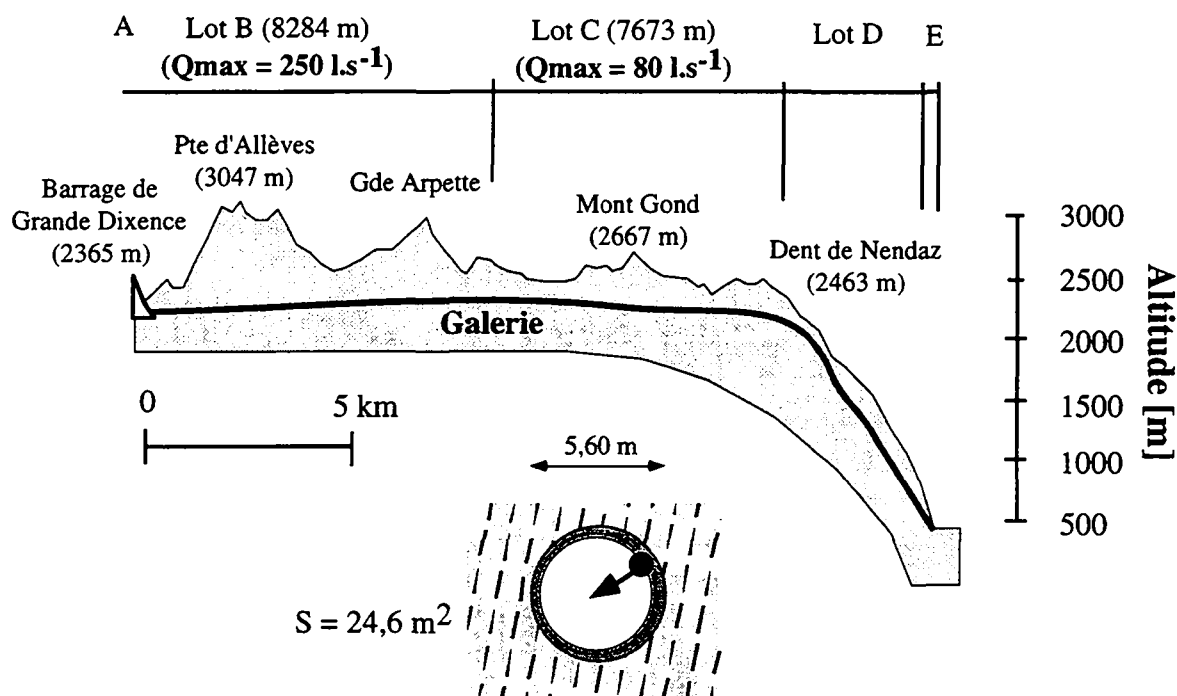


Figure 3.9 : Coupe du projet Cleuson-Dixence.
Les venues d'eau ont été mesurées durant l'été 1996 [Bureau Norbert 1997].

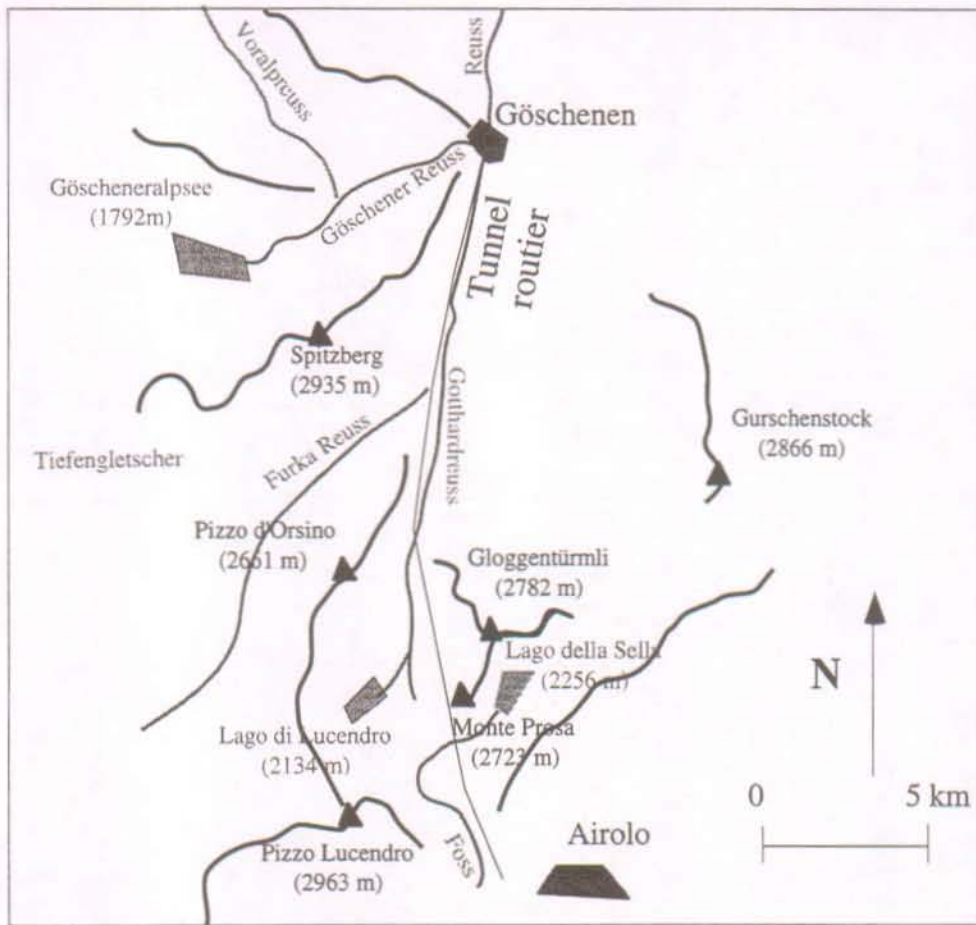
Il existe de nombreux glaciers dans cette zone de haute montagne. On citera le glacier de Prafleuri et du Grand Désert au pied nord de Rosablanche, les glaciers du Mont-Fort et du Petit Mont-Fort aux pieds nord de ces deux sommets et le glacier du Tortin quelque peu à l'ouest.

Cet ouvrage a été creusé au tunnelier durant la recherche. Les eaux sont collectées derrière le revêtement en béton projeté (lot B) ou les voussoirs (lot C) et amenées dans une cunette de réunion qui les exporte gravitairement vers la sortie. Un débit total de 250 l.s^{-1} était intercepté par l'ouvrage dans le lot B (longueur : 8284 m) à la fin des travaux le 18/09/96. Dans le lot C (longueur : 7673 m), le débit total drainé à la fin des travaux au mois de mai 1996 était de 80 l.s^{-1} [Bureau Norbert 1997].

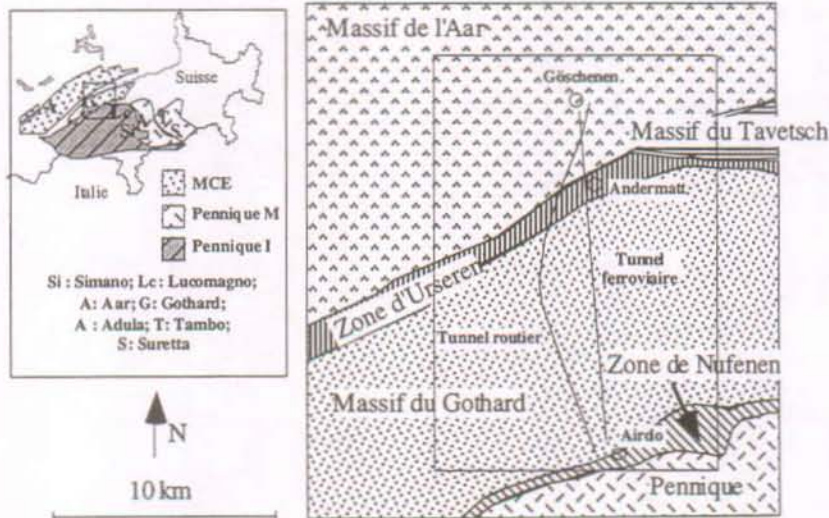
3.2.5 Ouvrage n°5 : Le tunnel routier du Gothard

Inauguré en 1980, le tunnel routier du Gothard (abréviation : GOT N2¹) est situé sur la route nationale N2 en Suisse dans les cantons d'Uri et du Tessin. C'est l'un des plus longs au Monde. Il permet en effet de traverser sur 16,322 km les massifs de l'Aar et du Gothard (figure 3.10).

¹ Le PM est généralement mesuré depuis l'entrée sud de Airolo. GOT N2 16070-S désigne une venue située au PM 16070 depuis l'entrée sud de Airolo.



(a)



(b)

Figure 3.10 : Plan de situation (a) et contexte tectonique (b) du tunnel routier du Gothard [d'après Labhart 1977].

L'altitude du portail sud à Airolo est de 1145 m tandis que celle du portail nord à Göschenen est 1081 m; le point de rencontre des deux tronçons est situé à 1175 m. La couverture maximale est de 1500 m au droit du Monte Prosa (figure 3.11). Elle est nettement moins épaisse sur le tronçon nord puisqu'elle n'y dépasse pas 750 m sous la vallée de la Gotthardreuss (altitude moyenne : 1500 m). L'aération est

assurée par quatre cheminées de ventilation. Une galerie de sécurité longe la galerie principale (figure 3.11) : c'est dans la galerie de sécurité que les venues d'eau ont pu être étudiées.

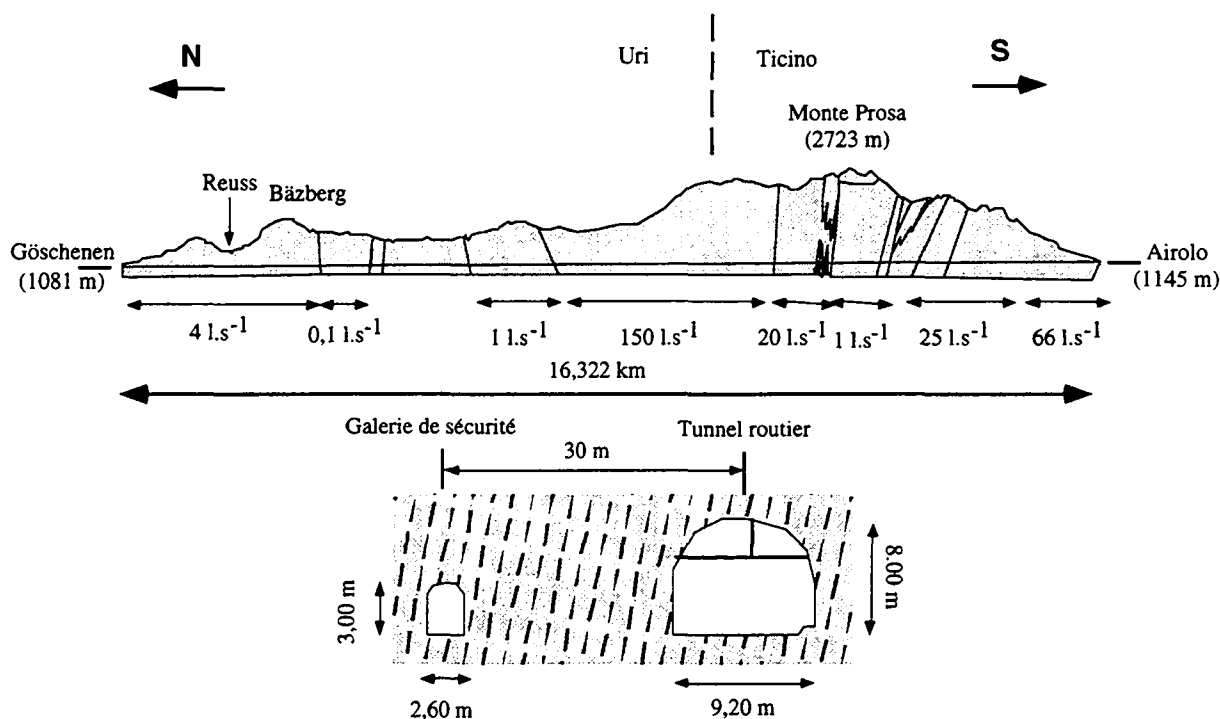


Figure 3.11 : Coupe du tunnel routier du Gothard. Les venues d'eau ont été mesurées durant le percement [d'après Keller et al. 1997].

L'orientation du tracé est globalement nord-sud avec une incurvation vers l'ouest afin de contourner la très profonde cuvette d'Andermatt et d'éviter des ouvrages d'aération trop profonds. Il traverse les formations des massifs du Gothard et de l'Aar, à travers bancs. Les terrains rencontrés sont essentiellement gneissiques dans le massif du Gothard et granitiques dans le massif de l'Aar.

Seuls quelques glaciers sont présents à l'ouest du bassin. La majeure partie du bassin est située sous une altitude de 2108 m (Col du Gothard).

La somme des débits drainés à l'avancement durant les travaux (entre 1970 et 1978) fut de l'ordre de 270 l.s^{-1} [Keller et al. 1987] répartis le long du tunnel (figure 3.11).

3.2.6 Ouvrage n°6 : La galerie de reconnaissance AlpTransit Gothard

La galerie de Polmengo (abréviation : ATG¹) est une galerie de reconnaissance percée en vue de la réalisation du tunnel de base du Gothard. Elle se situe dans la vallée de la Leventine dans le canton du Tessin en Suisse (figure 3.12). Elle doit permettre de localiser et sonder une zone difficile : le synclinal dolomitique de la Piora Mulde. Elle est située 300 m au-dessus du futur tunnel de base, soit à une altitude de 760 m. La couverture rocheuse maximale est de 1600 m environ.

¹ Les PM sont mesurés depuis l'entrée de la galerie dans la vallée.

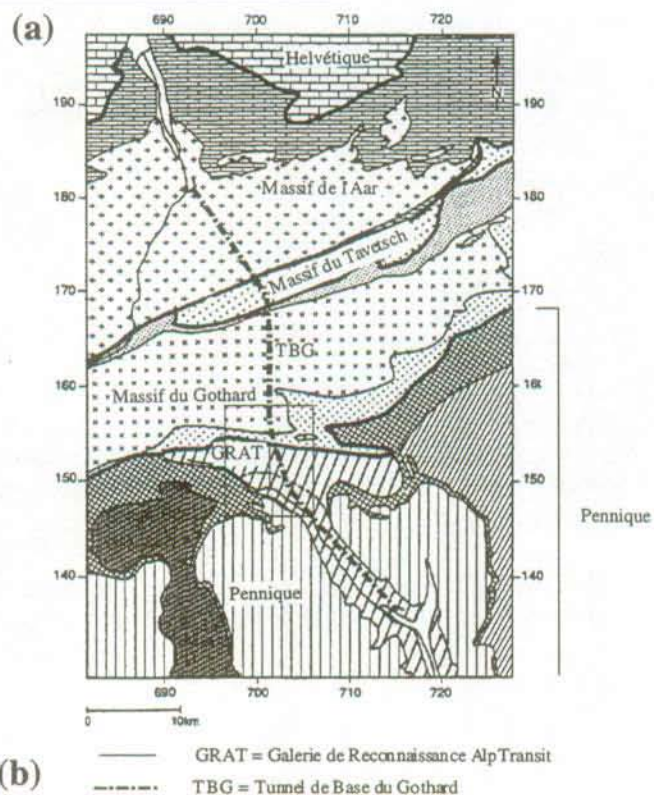
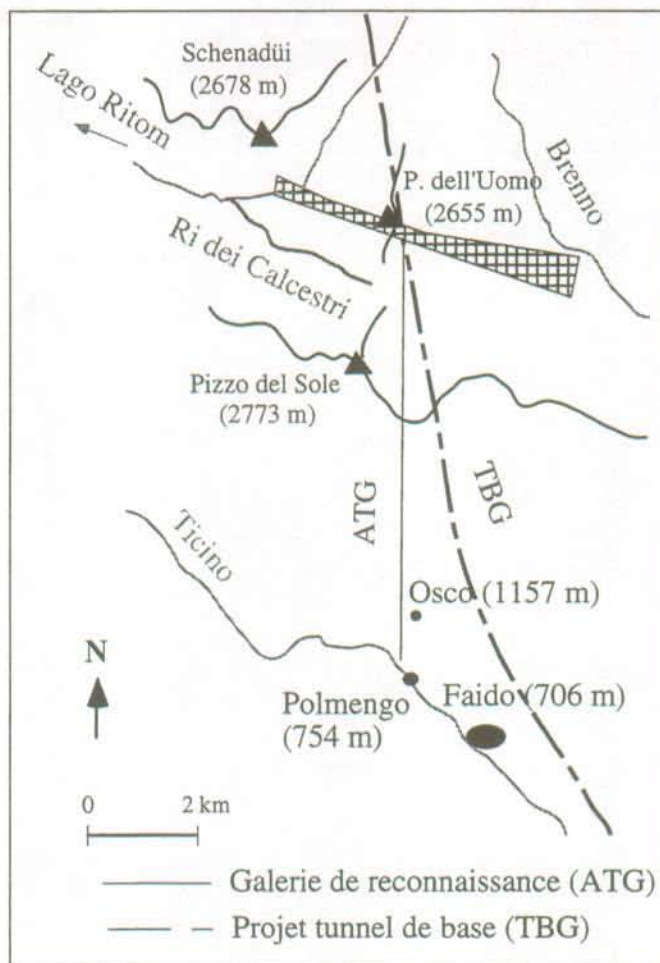


Figure 3.12 : Plan de situation (a) et contexte tectonique (b) de la galerie de reconnaissance AlpTransit Gothard (ATG) de Polmengo [d'après Schneider 1993].

Forée à l'aide d'un tunnelier de 5 mètres de diamètre (section de $19,6 \text{ m}^2$), elle atteint une longueur totale de 5,5 km. Elle a été forée durant cette recherche entre 1994 et 1996.

Orientée nord-sud, elle traverse la zone gneissique pennnique de Leventina et du Lucomagno à travers bancs. Il n'y a pas de glacier dans cette zone; le sommet local est le Pizzo dell' Uomo à 2655 m.

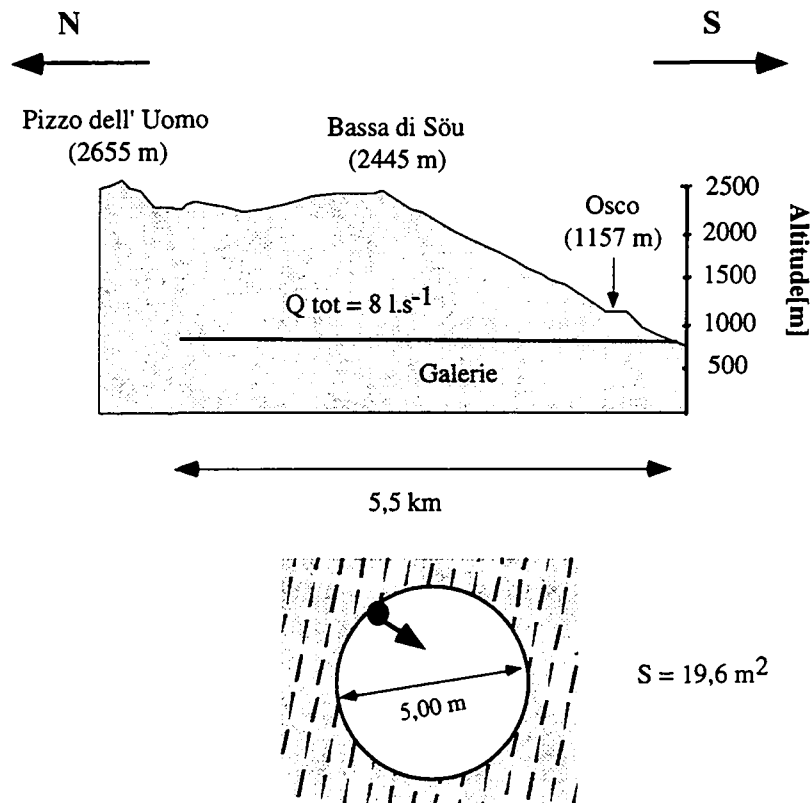


Figure 3.13 : Coupe de la galerie de Polmengo (ATG).
Les venues d'eau ont été mesurées à la fin du percement [Schneider 1997]

Les quantités d'eau rencontrées dans les deux formations traversées sont assez faibles puisque un débit de 8 l.s^{-1} seulement pour le total de la galerie était drainé en fin de travaux (figure 3.13).

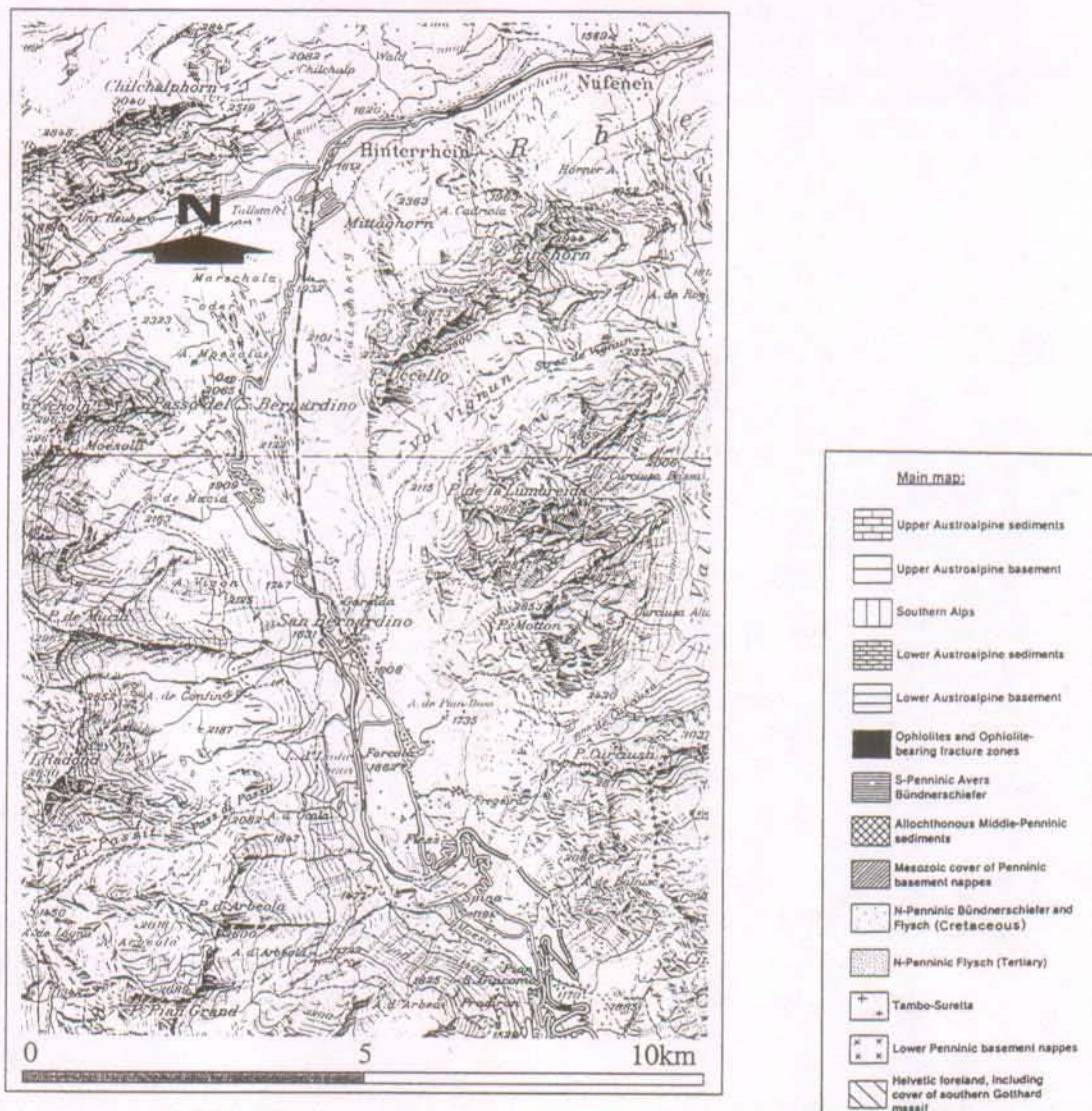
3.2.7 Ouvrage n°7 : Le tunnel routier du San Bernardino

Le tunnel routier du San Bernardino (abréviation : SB¹) est situé en Suisse dans le canton des Grisons (figure 3.14). Appartenant à la N13, il permet de relier Bellinzona à Thusis en évitant le col du San Bernardino à 2065 m. Creusé à une altitude de 1630 m, sa couverture rocheuse n'excède pas 500 m avec un sommet situé à 2102 m d'altitude. Cet ouvrage, long de 6,596 km, a été percé entre 1961 et 1965 et inauguré en avril 1965.

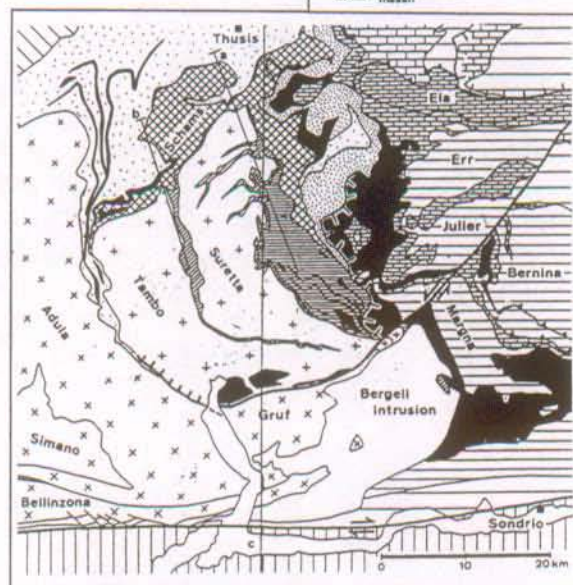
La ventilation est assurée par deux puits situés à l'intérieur du massif. Le profil du tunnel est quasi-circulaire, de rayon égal à 4,95 m, soit une surface de 77 m^2 (figure 3.15).

Il n'y a pas de glacier à proximité de l'ouvrage.

¹ Les PM sont mesurés depuis le sud ou le nord de la galerie. SB 200-S désigne le PM 200 depuis l'entrée sud.



(a) Plan de situation



(b) Contexte tectonique [d'après Schmid et al. 1997a]

Figure 3.14 : Plan de situation (a) et contexte tectonique (b) du tunnel routier du San Bernardino (SB).

D'orientation nord-sud, le tracé du tunnel est parallèle aux structure géologiques qui appartiennent au Pennique de la nappe de l'Adula. Les roches traversées en bancs sont principalement des ortho- et paragneiss. Les quantités d'eau rencontrées ne sont pas très élevées. A l'heure actuelle, les débits oscillent entre 250 l.min^{-1} en hiver et 400 l.min^{-1} au printemps.

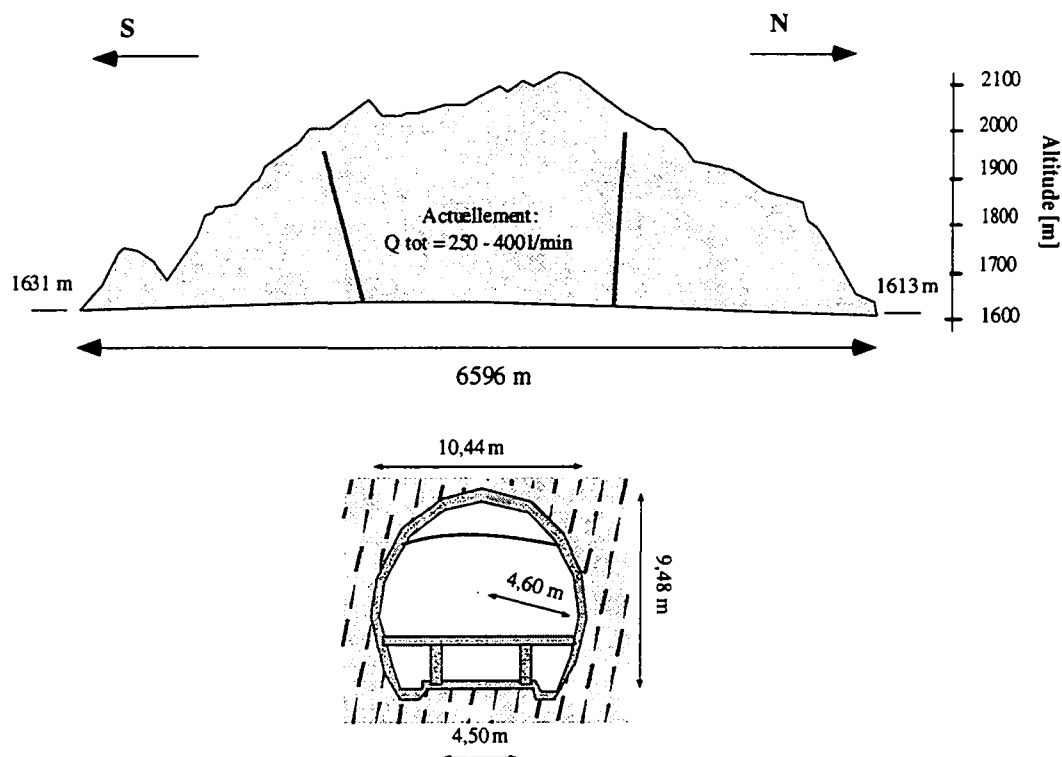


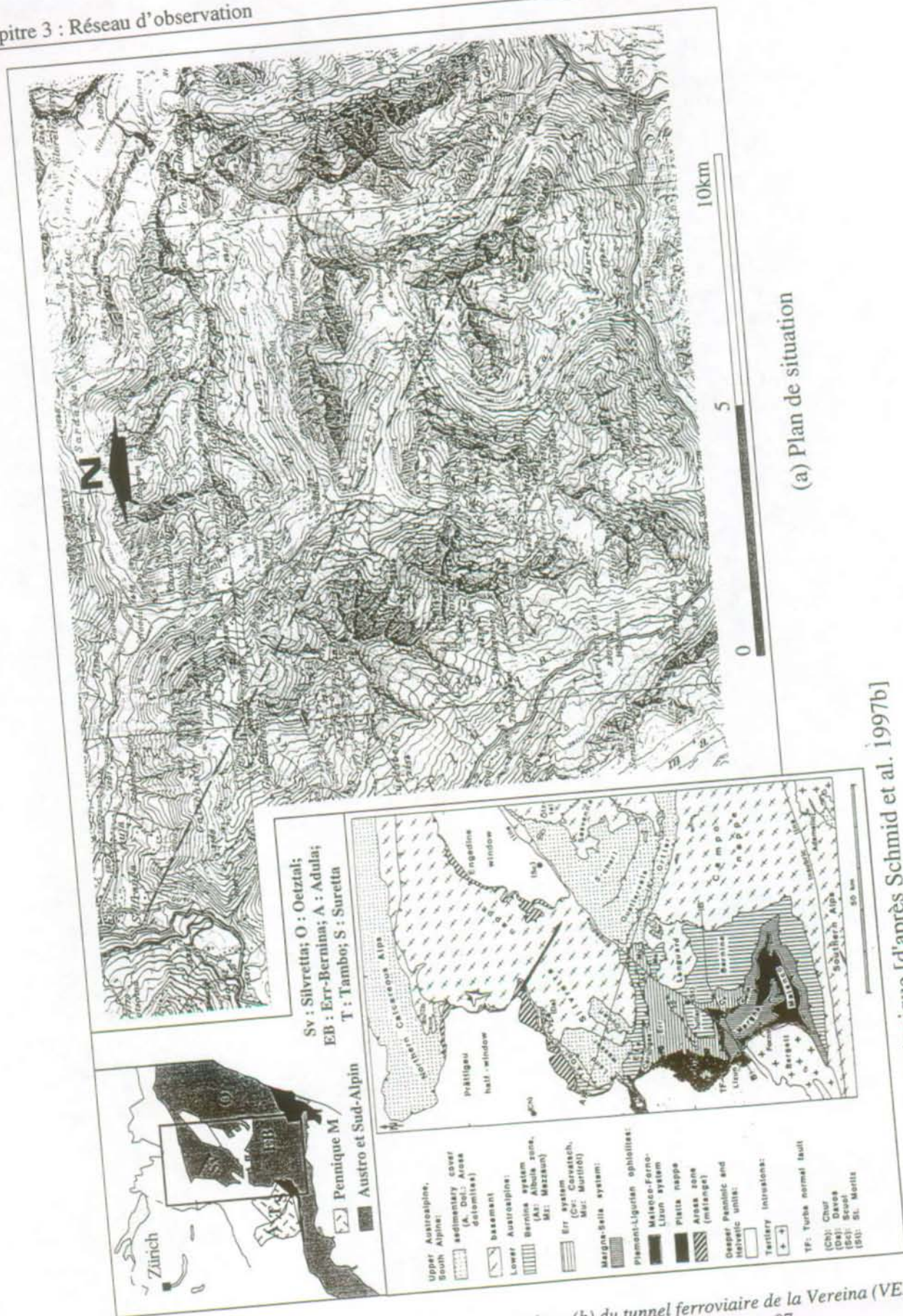
Figure 3.15 : Coupe du tunnel routier du San Bernardino (SB).
Les venues d'eau ont été mesurées durant cette étude.

3.2.8 Ouvrage n°8 : Le tunnel de la Vereina

Le tunnel de la Vereina (abréviation : VER¹) est un tunnel ferroviaire qui a été réalisé au tunnelier durant cette étude (entre 1991 et début 1997). D'orientation NW-SE et long de 19 km, il relie Klosters à Lavin (figure 3.16). Son altitude moyenne est de 1350 m. La couverture maximale est de 1750 m sous le Piz Fless dans le lot sud. Son orientation est NW-SE.

Du NW au SE, il traverse une couverture de type flysch puis les formations cristallines de la nappe de la Silvretta appartenant à l'austroalpin. Les roches sont principalement des gneiss et des amphibolites. Orienté au début du lot nord à travers bancs, la majorité de l'ouvrage est en bancs. Il n'existe pas de glacier au droit de l'ouvrage; toutefois, certains torrents qui traversent le bassin versant drainé par l'ouvrage ont une origine glaciaire (exemple de la Vernelabach).

¹ Les PM sont mesurés depuis l'entrée nord (Klosters). Seul le tronçon nord a été visité.



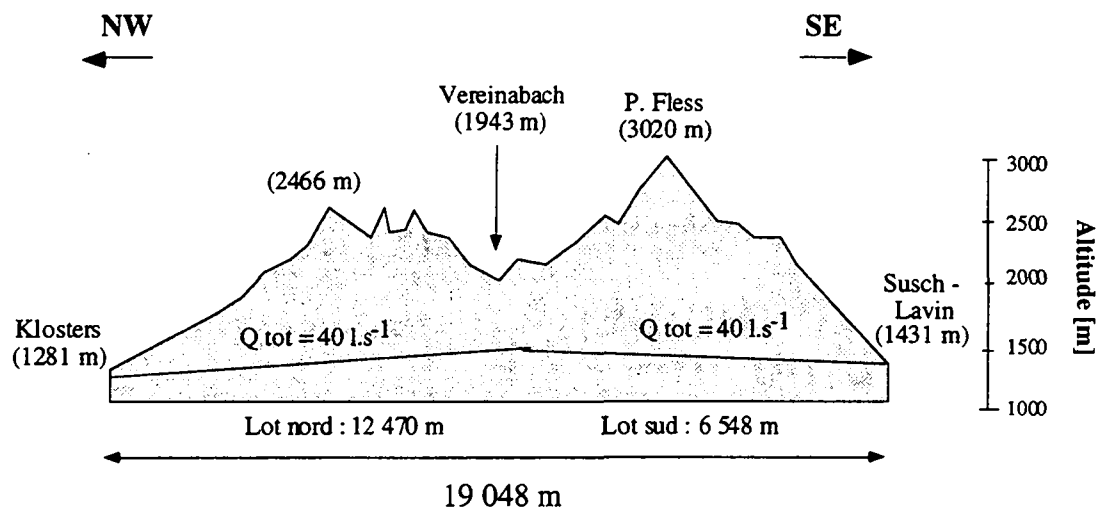
(a) Plan de situation

(b) Contexte tectonique [d'après Schmid et al. 1997b]

Figure 3.16 : Plan de situation (a) et contexte tectonique (b) du tunnel ferroviaire de la Vereina (VER). Les venues d'eau ont été mesurées à la fin du percement en février 97.

Les quantités d'eau rencontrées sont de l'ordre de 80 l.s^{-1} à la fin du percement en février 97, répartis de façon égale entre le lot nord (longueur : 12470 m) et le lot sud (longueur : 6548 m; figure 3.17).

Percé au tunnelier au nord (et à l'explosif au sud), cet ouvrage possède une section circulaire dont la surface est de 46 m^2 dans le lot nord.



Coupe type de la section dans le lot sud

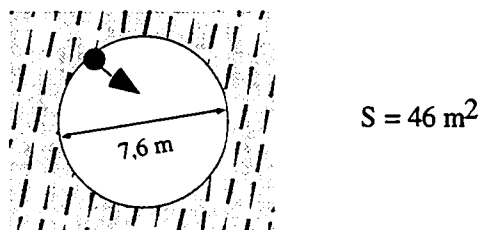


Figure 3.17 : Coupe du tunnel ferroviaire de la Vereina (VER).

3.3 Synthèse des ouvrages souterrains étudiés

Le tableau 3.1 résume les principales caractéristiques des huit ouvrages étudiés dans ce travail, situés en France, Suisse et Italie. Il s'agit de quatre tunnels routiers, une galerie hydroélectrique, un tunnel ferroviaire et deux galeries de reconnaissance dont la moitié étaient en phase de construction durant ce travail tandis que les autres étaient en phase d'exploitation. Mis à part les galeries de la Romanche, dont la longueur n'excède pas 710 m, ce sont de longs ouvrages dont les longueurs sont supérieures à 4000 m.

Les principaux massifs tectoniques du cristallin alpin sont représentés : quatre massifs cristallins externes, trois nappes du Pennique et une nappe de l'austroalpin dans lesquels diverses lithologies sont présentes (granite, gneiss, schistes cristallins, roches vertes, amphibolites, micaschistes et roches métasédimentaires).

Site	N°	Abrev.	Pays	Unités tectoniques	Lithologie	Alt. [m]	Couvert. Max. [m]	Ouvr.	Longueur [m]	Débit [l.s ⁻¹]	E - F
Mont-Blanc	1	MB	F - I	MCE : Mont-Blanc	Granite et schistes cristallins	1300	2600	T.r.	11600	400	E
Romanche	2	LIV ROM GAV	F	MCE : Belledonne	Leptynites Gneiss à amphiboles	710 + 440	360 + 460	2 G.r.	300 + 717	10 + 13	F
Grand-Saint-Bernard	3	GSB	CH - I	Pennique M : N. Grand-St-Bernard	Micasch. et gneiss	1900	780	T.r.	5855	0,3	E
Cleuson-Dixence	4	DIX	CH	Pennique M : N. Grand-St-Bernard	R. vertes Gneiss Micasch.	2160	860	G.h.	15957	330	F
Gothard (N2)	5	GOTN2	CH	MCE : Aar et Gothard	Gneiss, granite, micaschiste	1100	1450	T.r.	16322	270	E
Gothard (Alptransit)	6	ATG	CH	Pennique I : zone penn. gneissique	Gneiss	760	1600	G.r.	5500	8	F
San Bernardino	7	SB	CH	Pennique M : Nappe Adula	Gneiss	1630	500	T.r.	6596	5	E
Vereina	8	VER	CH	Austroalpin (Nappe de Silvretta)	Gneiss et Amphibol.	1350	1750	T.f.	19048	80	F

Tableau 3.1 : Principales caractéristiques des ouvrages souterrains étudiés (T.r. : Tunnel routier - G.h. : Galerie hydroélectrique - G.r. : Galerie de reconnaissance - T.f. : Tunnel ferroviaire). Ouvrage en exploitation (E) ou foration (F) durant l'étude. Les débits sont indicatifs, quelques uns à l'avancement, d'autres après stabilisation.

Les altitudes des ouvrages sont uniformément réparties entre 500 et 2500 m (figure 3.18). Les deux galeries de la Romanche ainsi que la galerie AlpTransit Gothard pour le tunnel de base se situent dans des basses vallées des Alpes. Leur altitude est inférieure à 800 m. Les tunnels du Gothard, de la Vereina et du Mont-Blanc se situent en moyenne montagne, soit entre 1000 et 1500 m d'altitude. Les tunnels du San Bernardino et du Gd-St-Bernard ainsi que la galerie de Cleuson-Dixence se situent en haute montagne à des altitudes supérieures à 1500 m.

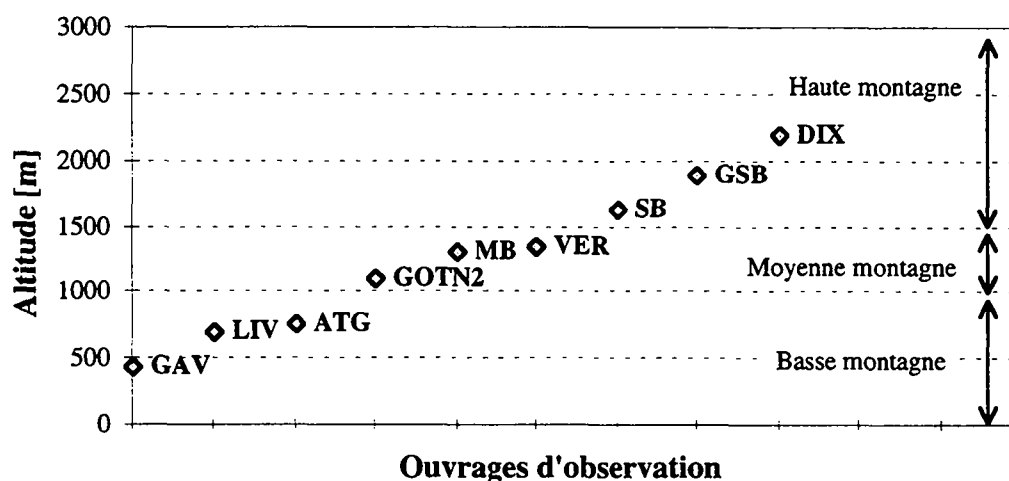


Figure 3.18 : Altitudes des ouvrages d'observation.

Les épaisseurs maximales de la couverture rocheuse par ouvrage sont comprises entre 400 et 2600 m de rochers (figure 3.19). Les galeries de Livet et Gavet dans la Romanche, sont très superficielles puisque la couverture maximale n'y dépasse pas 500 m. Il en est de même pour le tunnel du San Bernardino. Les ouvrages du Gd-St-Bernard et de Cleuson-Dixence sont percés sous une couverture moyenne comprise entre 500 et 1000 m. Les tunnels de l'AlpTransit Gothard, du Gothard(N2), et de la Vereina sont caractérisés par une couverture importante : les deux derniers sont de longs ouvrages qui traversent de part en part de grands massifs tectoniques. Il en va de même du tunnel du Mont-Blanc dont la couverture est très importante, étant donné l'altitude élevée du massif du Mont-Blanc.

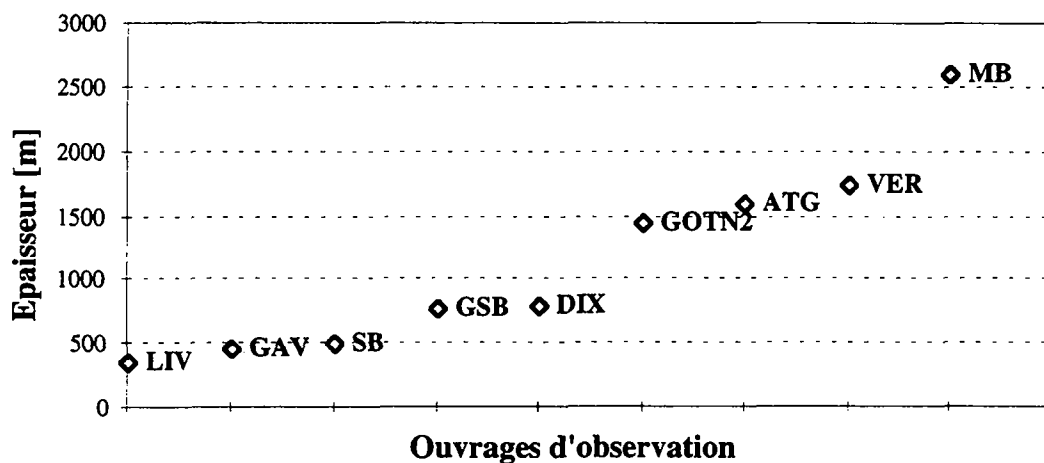


Figure 3.19 : Epaisseur de la couverture rocheuse sur les ouvrages d'observation.

Concernant l'orientation des ouvrages par rapport aux structures géologiques (figure 3.20), les ouvrages du Mont-Blanc, du Gothard (N2), de l'AlpTransit Gothard et de Cleuson-Dixence sont réalisés à travers bancs, à travers massif. Les galeries de Livet et Gavet rentrent dans le massif parallèlement à l'allongement de celui-ci. Toutefois, l'orientation des structures est telle que les ouvrages se retrouvent à travers bancs. C'est une situation un peu particulière à ces deux ouvrages. Le tunnel du Grand-Saint-Bernard a été réalisé en bancs, tout comme celui du San Bernardino. Le tunnel de la Vereina est au début du lot nord à travers bancs et ensuite, suite au redressement des structures dans la nappe de la Silvretta, il se retrouve en bancs dans le cristallin.

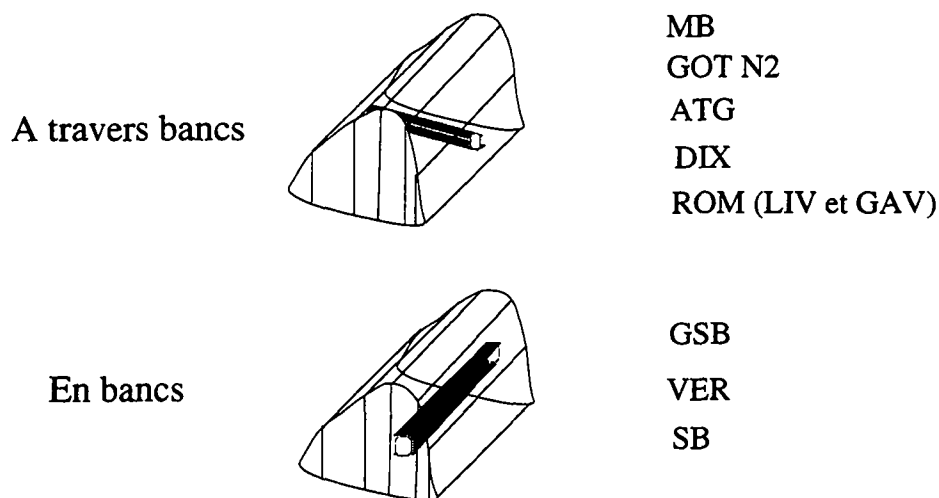


Figure 3.20 : Orientation des ouvrages par rapport aux structures géologiques. (En bancs : ouvrage d'orientation parallèle aux structures; à travers bancs : ouvrage traversant les structures).

4. Observations sur le réseau

Ce chapitre comprend l'ensemble des observations effectuées dans le cadre de ce travail. Les données acquises sont présentées par ouvrage. Les ouvrages sont classés par ordre décroissant de la quantité des données nouvellement acquises sur le site.

Le tunnel du Mont-Blanc et les galeries de Livet et Gavet ont fait l'objet d'analyses chimiques et isotopiques dans le temps ainsi que de l'installation d'appareils de mesures en continu. Ils apparaissent donc en premier lieu. Le tunnel du Gothard et la galerie AlpTransit Gothard ont fait l'objet de plusieurs visites avec deux séries d'analyses chimiques pour le premier et une seule pour la seconde. Pour la galerie AlpTransit Gothard, des données nous ont été fournies par le Bureau Schneider à Zurich, que nous remercions. La galerie de Cleuson-Dixence a fait l'objet d'une visite. En plus, un nombre important de données nous ont été fournies sur cet ouvrage par le géologue de chantier, le Bureau Norbert à Lausanne, que nous remercions également. Les trois derniers ouvrages (San Bernardino, Vereina et Grand-Saint-Bernard) ont fait l'objet d'une seule visite et donc d'une seule série d'analyses. Nous disposons par ailleurs d'une quantité moins importante d'informations sur ces ouvrages. Le but des prélèvements d'eau dans ces ouvrages étant d'assurer la diversité géologique et géographique de notre réseau d'observation, ces trois derniers ouvrages font donc l'objet d'une présentation des résultats et d'une interprétation très succincte qui visent à situer dans quel cadre se trouvent les échantillons prélevés.

Nous présentons les nouveaux résultats acquis et leur contexte, en les comparant éventuellement à d'anciens résultats. L'interprétation qui est faite concerne l'ouvrage et son contexte local. Il se peut donc que le lecteur reste quelque peu sur sa faim à la lecture de ce chapitre. Toutefois, qu'il se rassure, une interprétation plus globale des résultats en termes de fonctionnement et d'analyse des facteurs qui influencent les venues d'eau dans les ouvrages souterrains fait l'objet du chapitre 6, qui est le coeur de ce manuscrit. L'isotopie quant à elle fait l'objet d'une interprétation plus précise dans ce chapitre 4 car les résultats isotopiques ne peuvent être présentés sans une interprétation détaillée.

4.1 Le tunnel routier du Mont-Blanc

La partie italienne du tunnel routier du Mont-Blanc a fait l'objet de visites mensuelles. Un nombre important de données physico-chimiques sur les venues d'eau ont été acquises à cette occasion. Trois venues d'eau ont fait l'objet de plusieurs analyses chimiques et isotopiques dans le temps. Quatre points d'eau ont été suivis en continu.

4.1.1 Géologie et tectonique

Constitué de terrains cristallins et cristallophylliens, le massif du Mont-Blanc possède une forme allongée du SW au NE (figure 4.1). La partie SE du massif du Mont-Blanc est caractérisée par un noyau anticlinal de granite de 12 km de large d'E en W, avec de part et d'autre une zone complexe de passage aux schistes cristallins. Le granite de Mont-Blanc, appelé aussi protogine, est une roche le plus souvent à grain grossier. A l'W, la zone de métamorphisme de contact est bien visible au pied de l'Aiguille du Midi, où elle mesure environ 500 m de large.

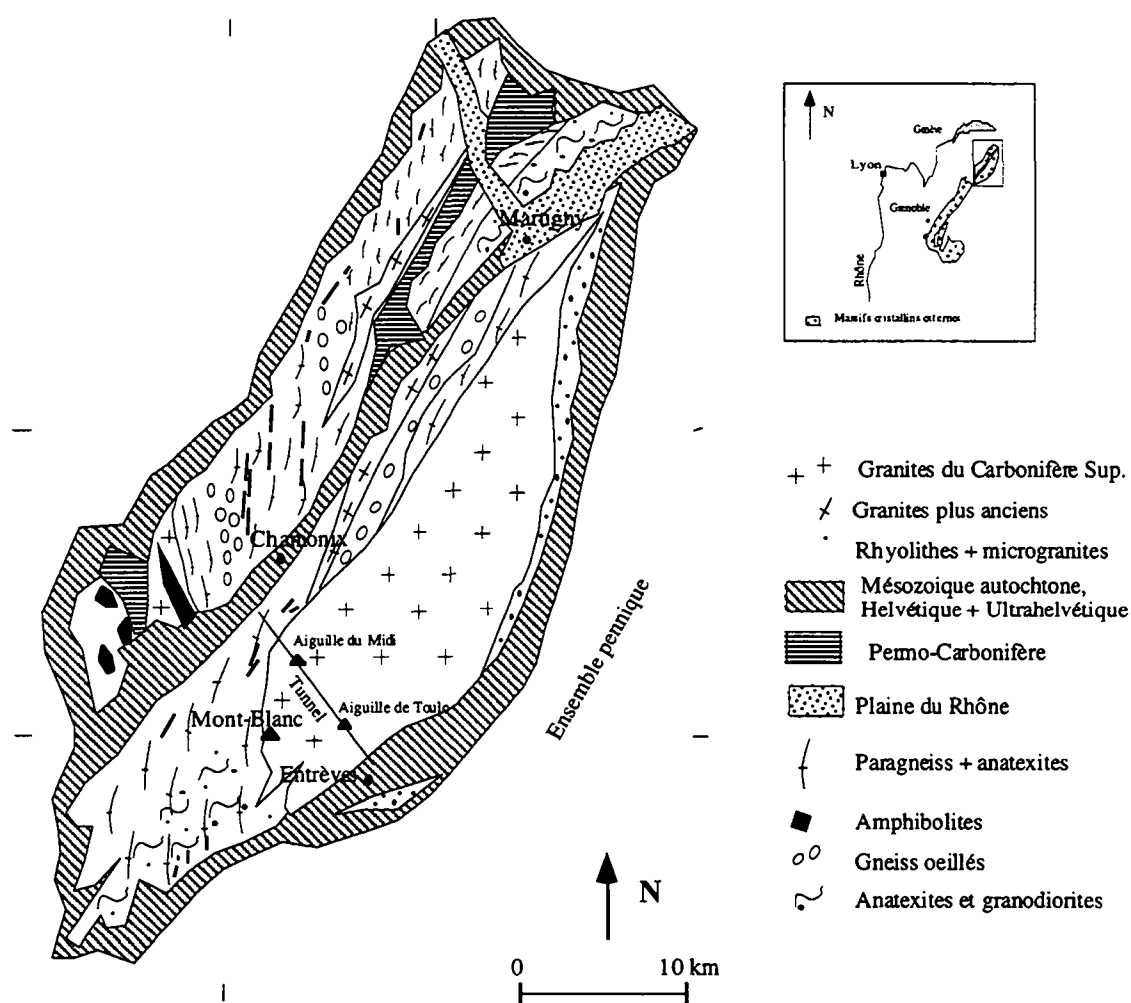


Figure 4.1 : Carte géologique générale des Massifs Cristallins Externes du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges [d'après Von Raumer 1976].

Le socle cristallin du Mont-Blanc est affecté d'un réseau de cassures anciennes (calédoniennes ?) ayant rejoué à plusieurs reprises au cours des orogénèses hercyniennes et alpines. Une première direction de fracture est sensiblement orientée N-S. Elle est recoupée par une direction importante N 45-50°E qui est déjà soulignée par l'orientation de faciès blastomylonitiques anciens ainsi que par les mylonites alpines [Antoine et al. 1978].

Une grosse étude a été réalisée récemment sur les failles du granite du Mont-Blanc [Bertini et al. 1985]. Pas moins de 2700 plans de faille ont en effet été examinés dans trente sites différents. Les auteurs ont analysé l'orientation, le pendage et le mouvement des stries de glissement associées. Sur la base de leurs observations ils distinguent dans la masse granitique quatre zones à l'intérieur desquelles le réseau de failles montre une certaine unité. Le réseau de failles du granite du Mont-Blanc est caractérisé par des pendages élevés compris entre 50° et la verticale. L'orientation des plans de failles est à dominante NE, cette orientation est longitudinale par rapport à l'élongation du massif. Les failles sont à pendage SE ou NW; les premières prévalent dans la partie NW du massif tandis que les secondes prédominent dans la partie SE. L'ensemble du réseau a donc la forme d'un éventail (figure 4.2).

Outre la direction des plans de faille, l'importance relative des failles longitudinales, obliques et transversales varie au travers du massif, différenciant quatre zones qui subdivisent le massif. Les caractéristiques principales des quatre zones sont présentées sur la figure 4.2.

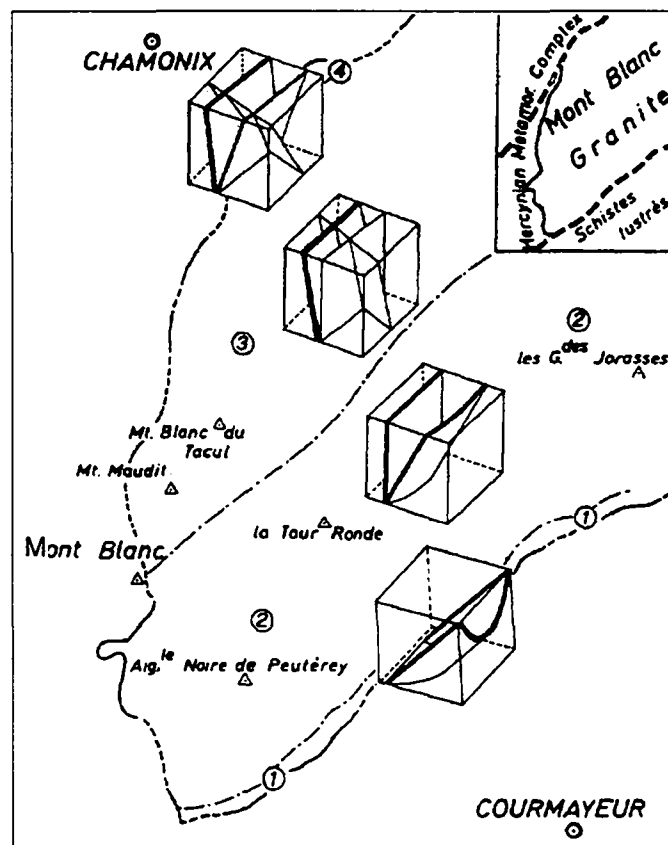


Figure 4.2 : Représentation des principaux traits du réseau de failles dans le granite du Mont-Blanc, d'après Bertini et al. [1985]. Quatre zones ont été délimitées par les auteurs.

Le tunnel routier, perpendiculaire à l'orientation du massif, traverse celui-ci sous les Aiguilles du Midi et de Toule (figures 4.1 et 4.3). De l'entrée française (Chamonix), le tunnel recoupe sur 3100 m une série de schistes cristallins. Il traverse ensuite la masse granitique centrale sur environ 6775 m avant de pénétrer dans des terrains mésozoïques essentiellement carbonatés (1300 m). Le contact entre le granite et la couverture mésozoïque est de type tectonique tandis que celui avec les schistes correspond à un métamorphisme de contact : passage progressif (425 m) du complexe schisto-cristallin prégranitique au granite intrudé postérieurement.

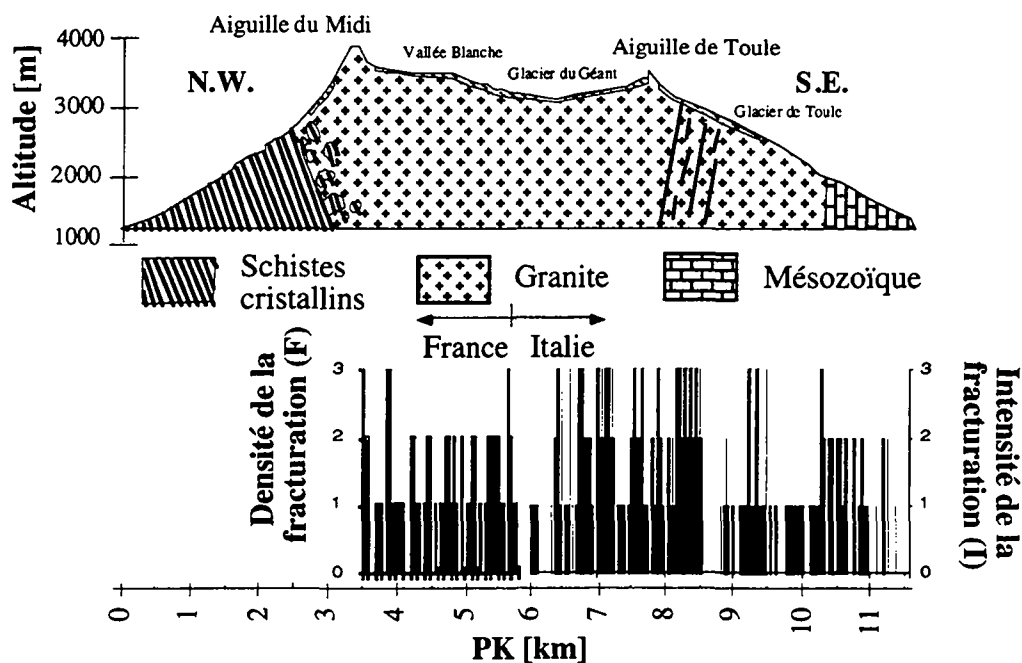


Figure 4.3 : (a) Coupe géologique du tunnel routier du Mont-Blanc. Trois unités principales se distinguent. (b) Evolution de la fracturation dans le granite et la couverture mésozoïque. Partie française : densité de la petite fracturation (échelle : 0 - 3) selon Gudefin [inédits]. Partie italienne : intensité de la fracturation (échelle : 0 - 3) selon Baggio et Malaroda [1960, 61, 62, 63, 64]. Les échelles de densité et intensité de fracturation ne sont pas comparables.

Les formations sont affectées essentiellement de fractures subverticales distribuées en éventail et orientées selon une direction parallèle à l'allongement du massif (figure 4.4). Ce sont les mêmes fractures que celles observées en surface par Bertini et al. [1985]. Le massif est donc caractérisé par une persistance en profondeur de ses structures.

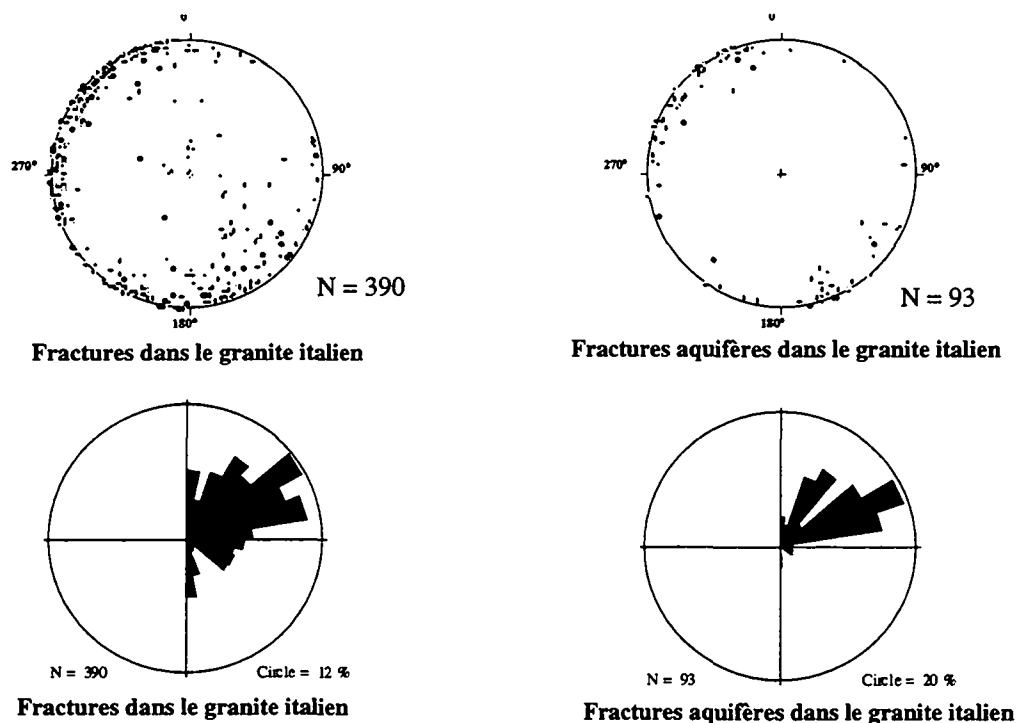


Figure 4.4 : Projections des pôles (hémisphère inférieur) sur canevas de Wulff et rosaces des plans de fractures dans le granite du Mont-Blanc.

Le profil de la figure 4.3 permet d'observer l'évolution de la fracturation le long de l'ouvrage. Les résultats sont difficilement comparables du côté italien par rapport au côté français étant donné que les levés ont été effectués par deux géologues différents n'utilisant pas la même échelle de mesures. Toutefois, on voit apparaître, à l'intérieur de chacun des tronçons, des zones plus ou moins fracturées. On citera notamment, pour son grand rôle hydrogéologique, la zone comprise entre les PK 8,0-F et 8,5-F pour sa forte fracturation au contact avec une zone très compacte, extrêmement peu fissurée (intensité de fracturation nulle entre PK 8,5-F et PK 8,8-F).

4.1.2 Contextes des venues d'eau dans l'ouvrage

Les quantités d'eau enregistrées dans le tunnel routier du Mont-Blanc sont considérables en regard de ce que l'on observe généralement dans les ouvrages alpins traversant des roches cristallines. Les jaugeages effectués à l'avancement ou juste après dérochement sont indicatifs de l'importance des quantités d'eau en jeu (figure 4.5), surtout dans la partie italienne (SE) du tunnel [Baggio et al. 1960; Baggio & Malaroda 1961; 1962; 1963; 1964; Gudefin 1967]. Le débit total drainé par la galerie en cours d'avancement vaut 1566 l.s^{-1} .

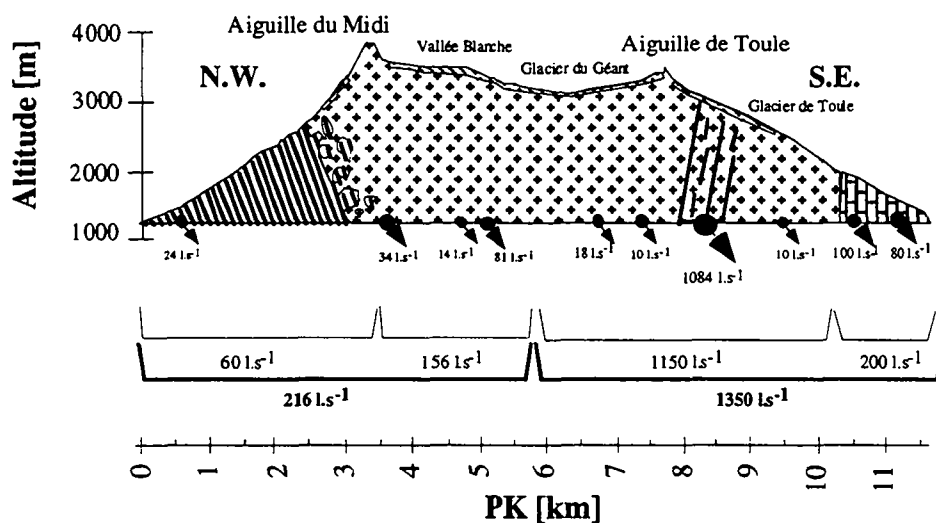


Figure 4.5 : Venues d'eau enregistrées dans le tunnel du Mont-Blanc. Les débits ont été mesurés moins d'un jour après le percement. Une grosse venue est observable dans les granites au PM 8000-F.

La disparité des débits observés nous amène à distinguer trois unités hydrogéologiques différentes (tableau 4.1).

Lithologie	Épaisseur [m]	Débit total [l.s^{-1}]	Débit linéaire [$\text{l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$]
Schistes cristallins	3520	60	0,017
Granite	6780	1306	0,193
Calcaires	1300	200	0,154

Tableau 4.1 : Répartition des débits drainés par le tunnel du Mont-Blanc dans chacune des trois unités hydrogéologiques traversées. L'unité schistes cristallins inclut la zone de transition avec le granite.

Les granites sont les plus productifs avec un débit linéaire proche de $0,2 \text{ l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$, supérieur à celui des calcaires. Le granite du Mont-Blanc est, après les marbres de Veglia et Teggiolo dans le tunnel du Simplon, la plus aquifère des formations cristallines rencontrées dans les différents ouvrages souterrains alpins observés durant cette étude.

Les schistes cristallins sont peu perméables, leur rôle hydrogéologique dans ce contexte est proche de l'aquiclude. Un tiers (24 l.s^{-1}) des venues dans les schistes sont situées à proximité de l'entrée (figure 4.5). Les calcaires sont peu karstifiés; les débits des venues d'eau (localisées principalement dans des fractures) sont moyens pour ce type d'aquifère. Dans le granite, les venues d'eau se répartissent tout le long du tunnel. Généralement elles sont associées à des discontinuités (failles

ou tronçon à cataclase de forte intensité) orientées NE-SW. Lors du percement, trois zones principales de venue d'eau sont apparues liées à des contextes structuraux spécifiques.

La plus importante par le débit se trouve dans une zone située entre les PM 7930-F et 8530-F. Cette zone très aquifère, longue de 600 m environ, draine à peu près 70 % de la somme totale des venues d'eau dans le tunnel. De grosses quantités d'eau y ont été rencontrées lors du percement avec des débits oscillant entre 12 et 800 l.s⁻¹ selon les venues situées entre les PM 7932-F et 8536-F, soit un total de 1084 l.s⁻¹ dès le percement. Les venues d'eau étaient telles qu'elles ont retardé d'un mois les travaux. Entre les PM 8150-F et 8530-F, Baggio & Malaroda [1960, 61, 62, 63 et 64] et Gudefin [inédits] parlent d'une zone de cataclase et mylonitisation intenses, tout comme aux environs des PM 7950-F et 8060-F. Elle est directement suivie par une zone extrêmement peu fracturée. Dans le tunnel, cette dernière est totalement sèche - encore actuellement une seule venue (débit inférieur à 5 l.min⁻¹) est décelée entre les PM 8523-F et 8874-F. Elle joue un rôle de barrière hydraulique favorisant le stockage d'eau et les écoulements dans la zone plus fracturée qui la précède. Ainsi les eaux circulant dans le massif se concentrent dans cette zone et s'écoulent vers le tunnel. En surface, une mylonite alpine d'orientation N45°E a été observée au sud de la Tour Ronde, à proximité de la zone fortement tectonisée dans le tunnel [Antoine et al. 1978].

Des venues importantes sont situées aux environs du PM 5000-F. Deux failles débitaient au moment du percement respectivement 16 l.s⁻¹ et 50 l.s⁻¹ au PM 5000-F tandis qu'une troisième drainait 15 l.s⁻¹ au PM 5280-F. C'est ici la présence de failles majeures qui est à l'origine des venues pour un total de 81 l.s⁻¹.

La troisième zone principale de venues est située entre les PM 3500-F et 3600-F; elle se trouve dans le granite juste derrière la zone de transition entre le granite et les schistes cristallins moins perméables. C'est probablement le contact de roches de nature lithologique différente - au comportement hydrogéologique contrasté - qui favorise l'émergence d'eau.

Depuis le percement du tunnel, les débits des différentes venues d'eau ont baissé. Les jaugeages effectués dès le percement et quelques mois après indiquent une forte diminution des débits dans les premiers mois. Ainsi les débits de la zone 7930 - 8530 valant initialement 1084 l.s⁻¹ ont décliné rapidement pour ne plus valoir que 530 l.s⁻¹ quatre mois plus tard. Des jaugeages effectués en 1996 montrent qu'ils valent maintenant environ 210 l.s⁻¹. Par ailleurs, il semblerait que les débits ont peu évolué depuis la mise en service de la cunette de drainage des eaux en 1965.

4.1.3 Caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau

Les profils de température des venues d'eau effectués dans le tunnel suivent globalement l'évolution de l'épaisseur de la couverture rocheuse (figure 4.6). Sur le profil réalisé dès le percement du tunnel (1959-1962), après une augmentation progressive des températures dans les schistes cristallins et les calcaires proches des deux extrémités, les eaux atteignent un palier de température au sein du granite central. Ce palier se situe aux environs de 30°C, température relativement faible étant donné l'importante couverture rocheuse (2300 m). Le faible gradient géothermique (= 13°C/1000 m) s'explique par le relief du massif (le gradient géothermique est plus faible sous les sommets que dans les vallées), la présence d'une couverture de glaciers et l'existence de circulations d'eau.

Sur les profils réalisés récemment (janvier 1996), dans la partie centrale granitique, où l'épaisseur de couverture avoisine les 2300 m, apparaissent deux zones d'anomalies thermiques négatives au milieu d'un domaine de température moyenne égale à 28°C :

- aux environs du PK 8,000-F, une large zone à 7-8°C associée à de multiples très grosses venues d'eaux. Ce sont les importantes venues d'eau rencontrées dès le percement entre les PK 7,930-F et 8,530-F.

- aux environs du PK 5,000-F, une zone à 17-19°C associée à de gros débits; elle correspond à l'autre zone de forte venue d'eau (81 l.s⁻¹) rencontrée dès le percement.

La première anomalie était déjà bien marquée dès le percement du tunnel; elle a joué un rôle précieux dans la galerie en réfrigérant celle-ci permettant aux ouvriers de travailler dans des

conditions acceptables [Guichonet & Bernieri 1966]. La seconde n'était pas présente au moment du percement [Gudéfin 1967].

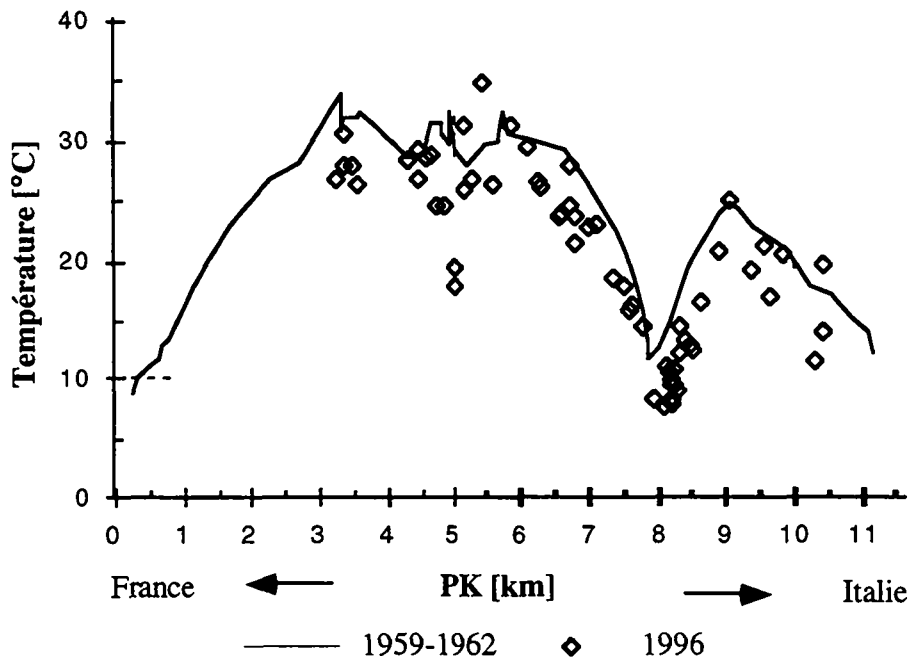


Figure 4.6 : Profils de températures des venues d'eau dans le tunnel du Mont-Blanc.
 Traits pleins : mesures effectuées dès le percement (1959-1962). Losanges : mesures effectuées en 1996.
 Une forte anomalie de températures apparaît sur les deux profils au PK 8,0-F.
 En 1996, une seconde anomalie apparaît au PK 5,0-F.

La présence de glaciers ainsi que l'importance des débits en jeu sont à l'origine de ces anomalies thermiques dues aux grosses quantités d'eaux froides s'infiltrant en surface et s'écoulant vers le tunnel en refroidissant le massif à l'entour. Un tel phénomène a déjà été mis en évidence par Jamier [1975] dans le granite du Mont-Blanc de la galerie de Trient, au N du massif. De manière similaire, une zone froide y a été détectée : elle coïncide avec un tronçon plus perméable dans lequel les débits cumulés sont nettement supérieurs aux zones environnantes. Il est à noter que des corrélations simples débits - températures des venues d'eaux ne sont pas toujours probantes car il est fréquent d'observer de petites venues situées au milieu d'une zone globalement très perméable et ainsi globalement refroidie. C'est le cas de certaines venues dans le tunnel du Mont-Blanc.

Dans la zone à grosses venues des PM 7930-F à 8530-F, les mesures de températures effectuées à l'avancement du tunnel (figure 4.6) indiquent la préexistence de circulations d'eau dans cette zone avant le percement. En effet, les équipes italiennes ont constaté après 2 km de percement, un refroidissement subit des venues d'eau dans le tunnel alors que l'épaisseur de la couverture rocheuse continuait d'augmenter. Ces informations ont conduit les équipes de forage à se méfier de l'existence d'une zone à fortes circulations et ce à juste titre, puisque ces venues ont été rencontrées quelques mois plus tard et ont provoqué un arrêt des travaux pendant un mois [Guichonet & Bernieri 1966]. Les circulations pourraient être orientées perpendiculairement à la galerie et ce, au sein de la zone fortement fracturée et tectonisée traversée par le tunnel. Celle-ci, d'orientation N45°E parallèle aux grands accidents affectant le massif [Oulianoff 1965, Bertini et al. 1985], constitue un panneau plus perméable dans lequel les écoulements se concentraient avant le percement de la galerie. L'exutoire de ces circulations n'est pas formellement connu. Il peut s'agir de sources dans le Val Ferret ou le Val Veni mises en relation avec ce panneau via des drains transverses (l'autre orientation tectonique majeure dans le massif est N 0-10°E), mais il peut s'agir plus probablement d'exutoires situés dans la Vallée Blanche ou dans la Brenva sous les glaciers (voir à ce sujet la modélisation mathématique des écoulements souterrains et du champ thermique dans le massif réalisée au chapitre 7).

Si le profil de température effectué récemment a une forme globalement similaire à celle du profil réalisé dans les instants qui ont suivi le creusement, on constate tout de même un refroidissement général des venues (figure 4.6). Les venues chaudes se refroidissent assez peu : elles passent de 30°C en moyenne à 28°C. Par contre des chutes de température importantes se sont produites dans les deux zones différenciées précédemment (tableau 4.2).

Zone [PM]	Refroidissement entre 1961 et 1996 [°C]	Vitesse de refroidissement [°C/année]
5000	11	0,44
8000	4	0,16
Palier	2	0,08

Tableau 4.2 : Evolution des températures des venues d'eau depuis le percement du tunnel.
Les venues sont caractérisées par un refroidissement variable selon leur position.

Les deux zones, sièges des deux principales venues d'eau, se sont refroidies assez sensiblement au cours des années. A l'opposé, le reste du massif, moins perméable, subit un refroidissement moins important. Par ailleurs, le taux de refroidissement est directement relié à l'importance des circulations préexistant dans le massif avant le percement du tunnel. Ainsi le refroidissement est plus grand dans la zone perméable ne possédant pas ou peu d'exutoire avant le percement du tunnel : il s'agit de la zone 5000-F, située plus à l'intérieur du massif, soit loin des exutoires potentiels. Elle possède le refroidissement le plus important de tout le tunnel. La zone de PM 8000-F étant le siège de circulations avant le percement du tunnel, subit un refroidissement plus faible que la zone 5000-F mais cependant plus important que la zone centrale du granite.

Les observations effectuées au cours des précédentes études sur les eaux du tunnel [Baggio & Malaroda 1962 ; Fontes et al. 1978 ; Lale Demoz 1979 ; Dubois 1993] permettent de préciser quelque peu l'évolution des températures depuis la réalisation de l'ouvrage (figure 4.7). Les venues chaudes des PM 3500-F et 4500-F ont évolué dans un premier temps avec un refroidissement de 2°C en près de 17 ans. Ensuite, elles ont atteint un palier et semblent ne plus évoluer. Considérées comme représentatives du comportement général des venues chaudes, elles sont maintenant caractérisées par un état apparemment thermiquement permanent. La venue du PM 8200-F (une des venues froides de la zone tectonisée) montre une évolution parfaitement linéaire depuis la construction du tunnel. Thermiquement, elle n'est pas encore en équilibre : son état est transitoire, elle se refroidit encore à l'heure actuelle. La venue froide du PM 5000-F se comporte de manière intermédiaire puisqu'il semble qu'elle se soit refroidie rapidement au début suite à la mise en circulation des eaux, et évolue plus ou moins linéairement actuellement. L'évolution des températures traduit donc assez fidèlement l'influence du tunnel sur les circulations d'eau.

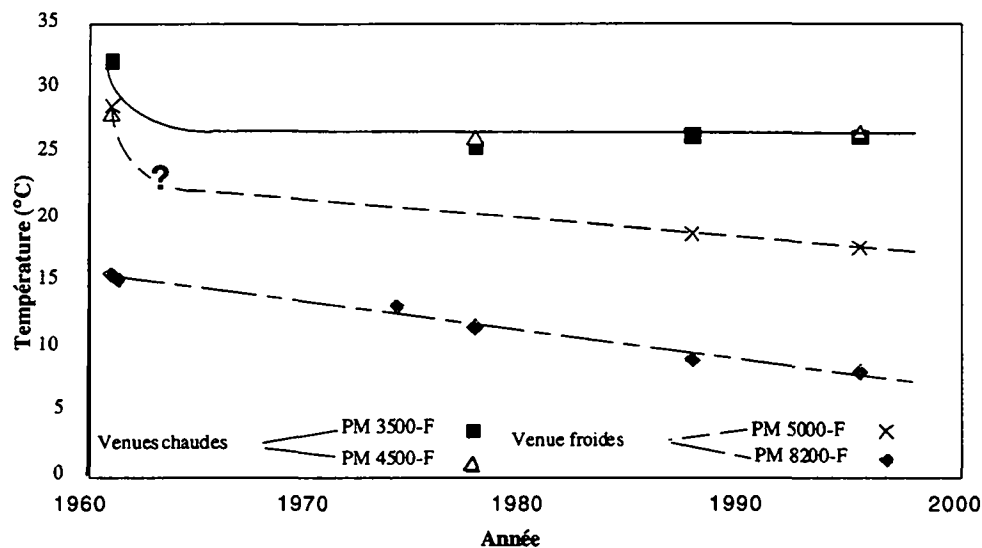


Figure 4.7 : Evolution dans le temps de la température des venues d'eau dans le tunnel du Mont-Blanc.

Le profil de conductivités électriques dans la partie centrale du granite (figure 4.8) montre que les fortes venues d'eau sont peu minéralisées (conductivité électrique inférieure à $100 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Les autres venues possèdent des conductivités électriques variables, comprises entre 100 et $200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ dans la majorité des cas.

Dans le granite du Mont-Blanc, le diagramme des conductivités (corrigées à 20°C) en fonction des températures montre une tendance croissante (figure 4.8). A de faibles températures correspondent des eaux peu minéralisées et inversement. Parmi les eaux chaudes, la forte dispersion des minéralisations indique l'existence d'eaux chaudes ayant circulé plus lentement et en conséquence plus minéralisées. Par contre les eaux froides, signe de circulations rapides, sont moins minéralisées.

Si l'on observe parallèlement au profil de températures, le graphique température - conductivité en détail, on voit apparaître trois types d'eau :

- eaux de type I : ce sont les eaux les plus couramment rencontrées : elles sont chaudes (de température supérieure à 25°C) et possèdent une minéralisation élevée : conductivité corrigée à 20°C comprise entre 100 et $400 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$;
- eaux de type II : eaux froides (de température inférieure à 20°C) dont la minéralisation est faible : la conductivité est inférieure à $100 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$;
- eaux de type III : eaux à caractère intermédiaire (température comprise entre 20 et 25°C et conductivité comprise le plus souvent entre 100 et $200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$).

Sur la figure 4.8, on a distingué parmi les eaux de type II, les venues froides du PM 8000-F et du PM 5000-F.

Les eaux subissent l'influence d'un pôle froid (infiltration des eaux à 0°C) et d'un pôle chaud (flux géothermique à l'origine du réchauffement de la roche). La plupart des eaux qui s'infiltrent à 0°C se réchauffent sous l'effet de la source de chaleur que constitue la roche pour atteindre le tunnel à une température avoisinant les 28°C : ce sont les venues chaudes de type I qui circulent pour certaines lentement (débits peu élevés) et sont donc minéralisées. Les mesures isotopiques réalisées sur les eaux du tunnel ont permis de calculer des temps de transit de l'ordre de 18 mois [Michelot et al. 1983]. Parmi ces eaux, il n'est pas exclu de trouver des eaux appartenant à des circuits ascendants vers le tunnel. Ainsi, lors du dérochement, les températures des eaux étaient parfois supérieures à la température de la roche, indiquant l'existence d'eaux chaudes non encore en équilibre avec la roche [Gudéfin 1967].

Dans la zone du PM 8000-F, les quantités d'eau s'infiltrant à 0°C sont à l'origine d'un refroidissement global du massif dans la zone en question : ce sont les venues froides de type II qui circulent rapidement (débits élevés) et sont donc peu minéralisées. Un essai de traçage réalisé dans cette zone (injection d'uranine à la Pointe Helbronner à proximité de l'Aiguille de Toule en juin 1988) a mis en évidence des vitesses élevées. Le traceur est en effet arrivé aux grosses venues du PM 8000-F en moins de trois mois [Dubois 1993], ce qui est rapide étant donné la forte épaisseur de couverture rocheuse présente à cet endroit (plus de 2000 m). Les eaux du PM 5000-F sont du même type.

Les eaux de caractère intermédiaire (type III) sont des eaux circulant en faible quantité mais situées géographiquement dans une zone refroidie par la proximité des grandes venues froides : elles sont donc minéralisées (entre 100 et $200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) et possèdent une température intermédiaire.

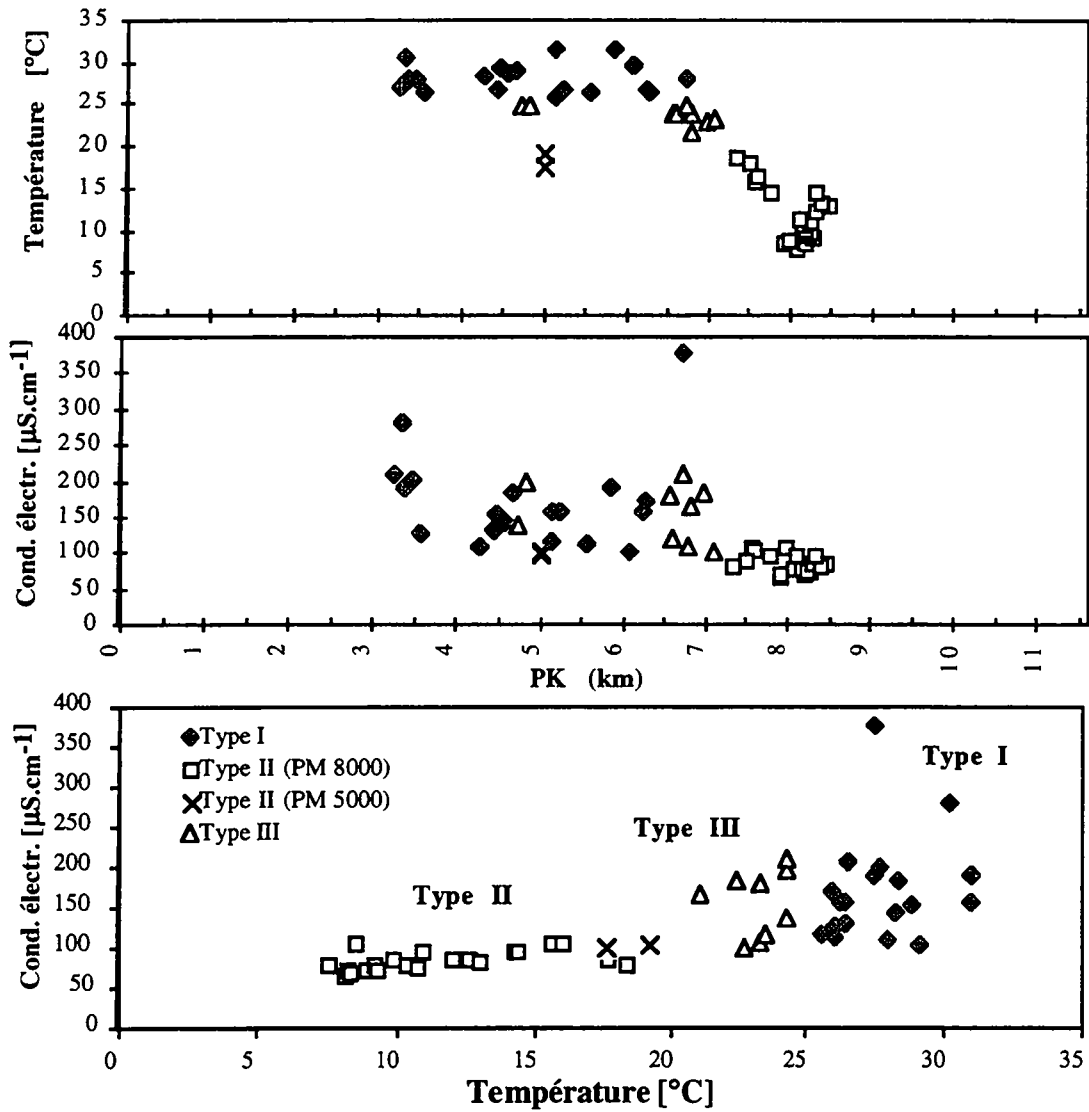


Figure 4.8 : Profils des températures et conductivités électriques des venues d'eau dans la partie centrale du granite du Mont-Blanc. Mesures effectuées le 26 janvier 1996. Diagramme de la conductivité électrique corrigée à 20°C en fonction de la température.

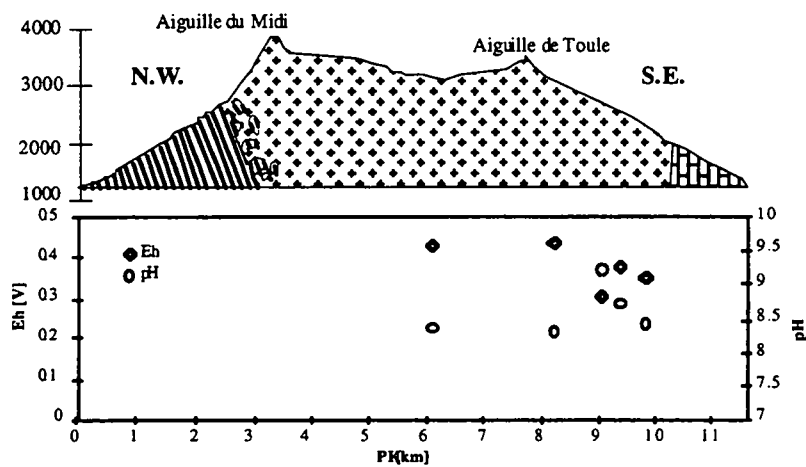


Figure 4.9 : Valeurs du pH et de Eh des venues d'eau dans le tunnel du Mont-Blanc. Mesures effectuées le 28 janvier 1996.

Pour les trois types d'eau définis précédemment, les valeurs de pH mesurées sont élevées, entre 8 et 9. Le milieu est oxydant avec un potentiel d'oxydo-réduction compris entre 0,3 et 0,5 V (figure 4.9).

4.1.4 Variabilité temporelle

Des venues ont été suivies en continu (§ 4.1.4.1) et d'autres ont fait l'objet de mesures ponctuelles (§ 4.1.4.2).

4.1.4.1 Venues d'eau suivies en continu

Nous avons installé, dans le tunnel du Mont-Blanc, des stations permettant de suivre en continu les débits, conductivités électriques et températures des venues d'eau. Des analyses chimiques et isotopiques ont également été effectuées sur ces venues. La disposition des stations est présentée à la figure 4.10.

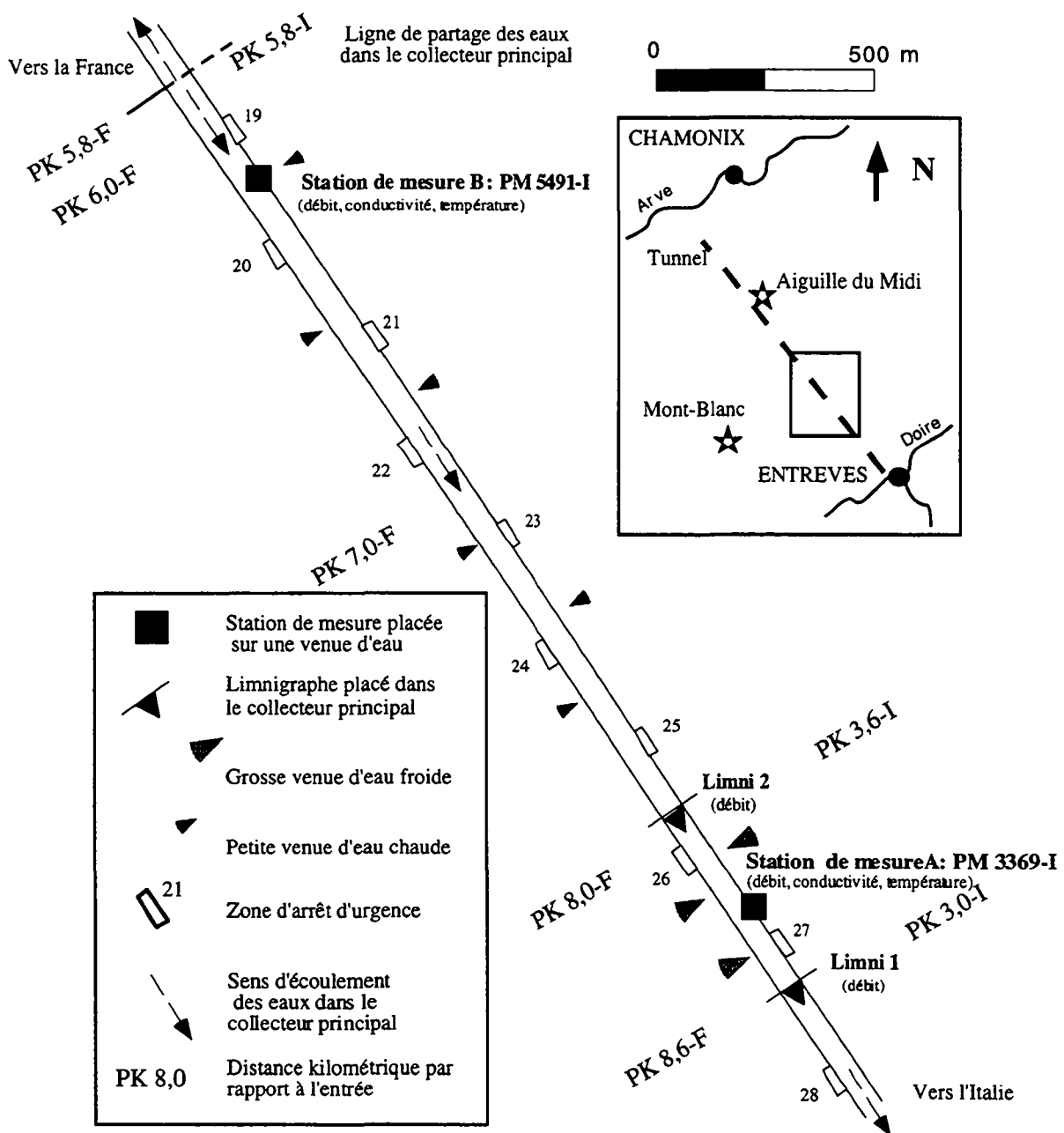


Figure 4.10 : Disposition des stations de mesures en continu dans le tunnel du Mont-Blanc.

Quatre points d'eau sont observés :

- deux limnigraphes ont été installés dans le collecteur principal en amont et en aval de la zone fortement tectonisée à grosses venues. Le limnigraphe n°1 (dans la suite, limni 1) a permis de mesurer les débits à l'aval de la zone. Les débits mesurés à cet endroit constituent la somme des venues d'eau rencontrées entre les PM 3000-I et 5800-I (respectivement PM 8600-F et 5800-F), soit l'ensemble des venues dans le granite italien hormis la zone comprise entre la zone tectonisée et les calcaires. Le limnigraphe n°2 (limni 2), installé à l'amont de la zone tectonisée intègre l'ensemble des débits drainés par le tunnel entre les PM 3600-I et 5800-I (respectivement PM 8000-F et 5800-F). La contribution de la zone tectonisée peut être calculée par différence entre les débits mesurés aux limni 1 et 2.

- deux stations de mesure constituées d'un déversoir avec un acquieseur de données permettent d'observer le comportement de deux venues d'eau isolées. La station n°1 a été installée sur une grosse venue d'eau froide dans la zone tectonisée (PM 3369-I ou PM 8231-F) tandis que la station n°2 était montée sur une venue d'eau chaude dans la partie centrale du granite (PM 5491-I ou PM 6109-F).

Pour l'ensemble de ces stations, les mesures ont eu lieu entre janvier 96 et janvier 97, soit durant deux années hydrologiques.

Les débits des deux limnigraphes (figure 4.11) varient peu au long des deux années de mesures. On constate toutefois une augmentation des débits durant le début de l'automne aux deux points de mesures. Ces augmentations sont accompagnées d'une diminution de la conductivité électrique de l'eau liée à un phénomène de dilution des eaux profondes par des eaux plus récentes issues de la fonte des neiges et peu minéralisées. Le temps de réaction entre la fonte sur le massif au printemps et la crue enregistrée dans le tunnel est de quelques mois. La diminution de conductivité atteste qu'il ne s'agit pas d'un simple effet piston : les eaux arrivant dans le tunnel à l'automne sont en partie celles qui se sont infiltrées au printemps précédent.

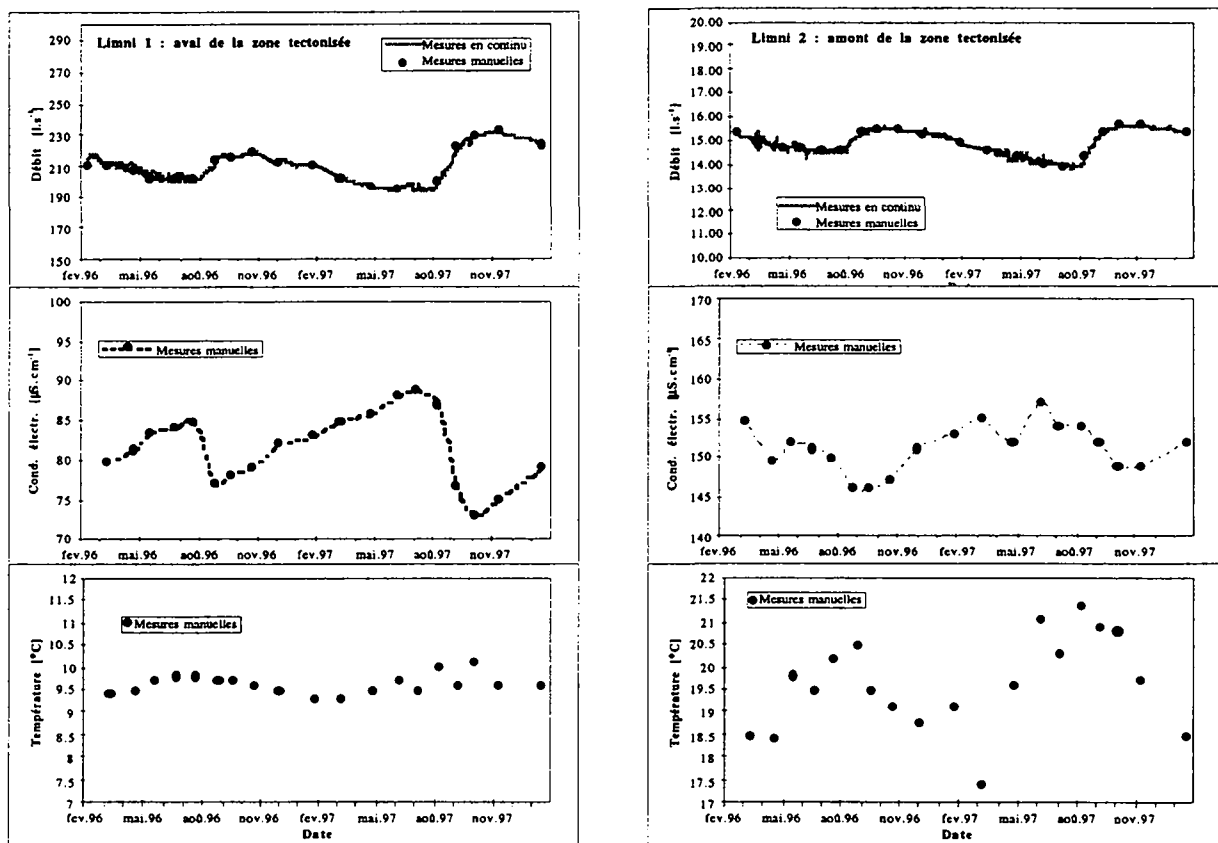


Figure 4.11 : Evolution des débits, conductivités électriques et températures des eaux du collecteur principal.
Limni 1 : aval de la zone tectonisée. Limni 2 : amont de la zone tectonisée.

La réaction simultanée des deux limnigraphes indique que les circulations dans la zone tectonisée et à son amont sont caractérisées par des vitesses très semblables. Ceci est un résultat assez étonnant dont nous reparlerons dans la suite (§ 4.1.6).

La venue froide du PM 3369-I est sensible également à ce phénomène de crue durant l'automne (figure 4.12). L'augmentation de débit est encore moins marquée qu'au limni 1. Elle s'accompagne, au contraire du limni 1, par une augmentation de la conductivité électrique. Ce phénomène inattendu se répète durant les deux années hydrologiques. La température reste constante. La température est extrêmement stable à cette venue.

Les caractéristiques de la venue chaude du PM 5491-I sont constantes (figure 4.12). Cette venue n'est pas affectée par la crue de fonte des neiges. Pour rappel, elle est située au coeur du massif, presque au milieu du tunnel, sous une couverture rocheuse d'environ 2300 mètres. Le cheminement souterrain de l'eau est suffisamment long pour que les phénomènes physico-chimiques soient tamponnés sur cette venue.

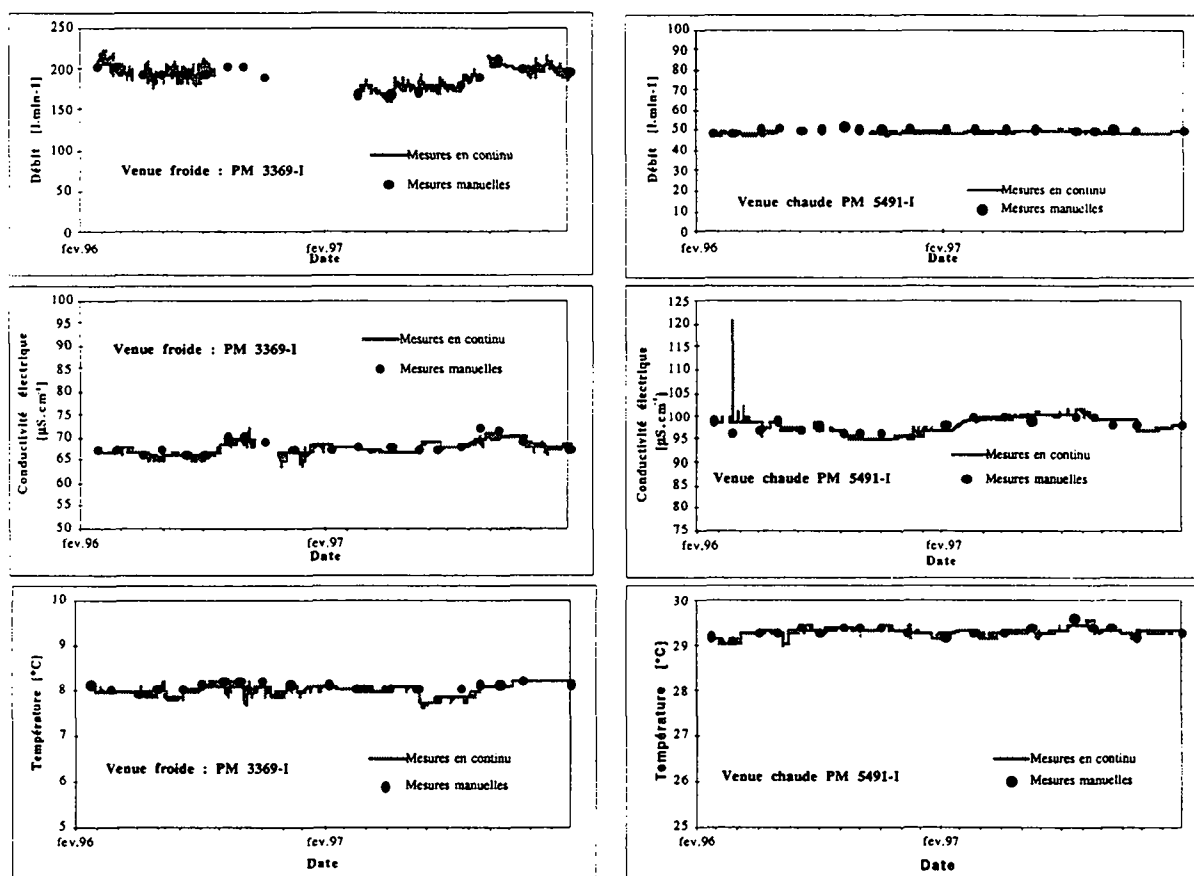


Figure 4.12 : Evolution des débits, conductivités électriques et températures des eaux des deux venues suivies en continu dans le tunnel.

4.1.4.2 Autres venues d'eau

Les venues issues du granite, situées dans la partie italienne du tunnel, ont été suivies ponctuellement (tous les trois mois) durant une année hydrologique. Le comportement des venues varie fortement d'une venue à l'autre, même très voisine. Toutefois, l'étude de l'ensemble des venues d'eau permet de différencier trois zones à l'intérieur desquelles les comportements des eaux sont comparables (figure 4.13) :

- venues situées en amont de la zone tectonisée (ex. PM 4581-I, PM 5140-I et PM 3975-I) : venues dont la conductivité électrique varie peu dans le temps. Un faible effet de dilution est sensible en septembre et n'a pas tout à fait disparu en décembre. Ces venues réagissent très tardivement à la fonte des neiges.

- venues situées dans la zone tectonisée (ex. PM 3667-I) : ces venues augmentent en débit durant l'automne. Ceci est accompagné d'un phénomène de dilution marqué en septembre - octobre. En novembre, la conductivité électrique commence à augmenter.

- venues situées en aval de la zone tectonisée (ex. PM 1164-I et 1932-I) : leur conductivité électrique varie fortement. Elles réagissent rapidement à la fonte des neiges (dès mai à juin) et subissent une augmentation de la conductivité électrique et de la température dès septembre.

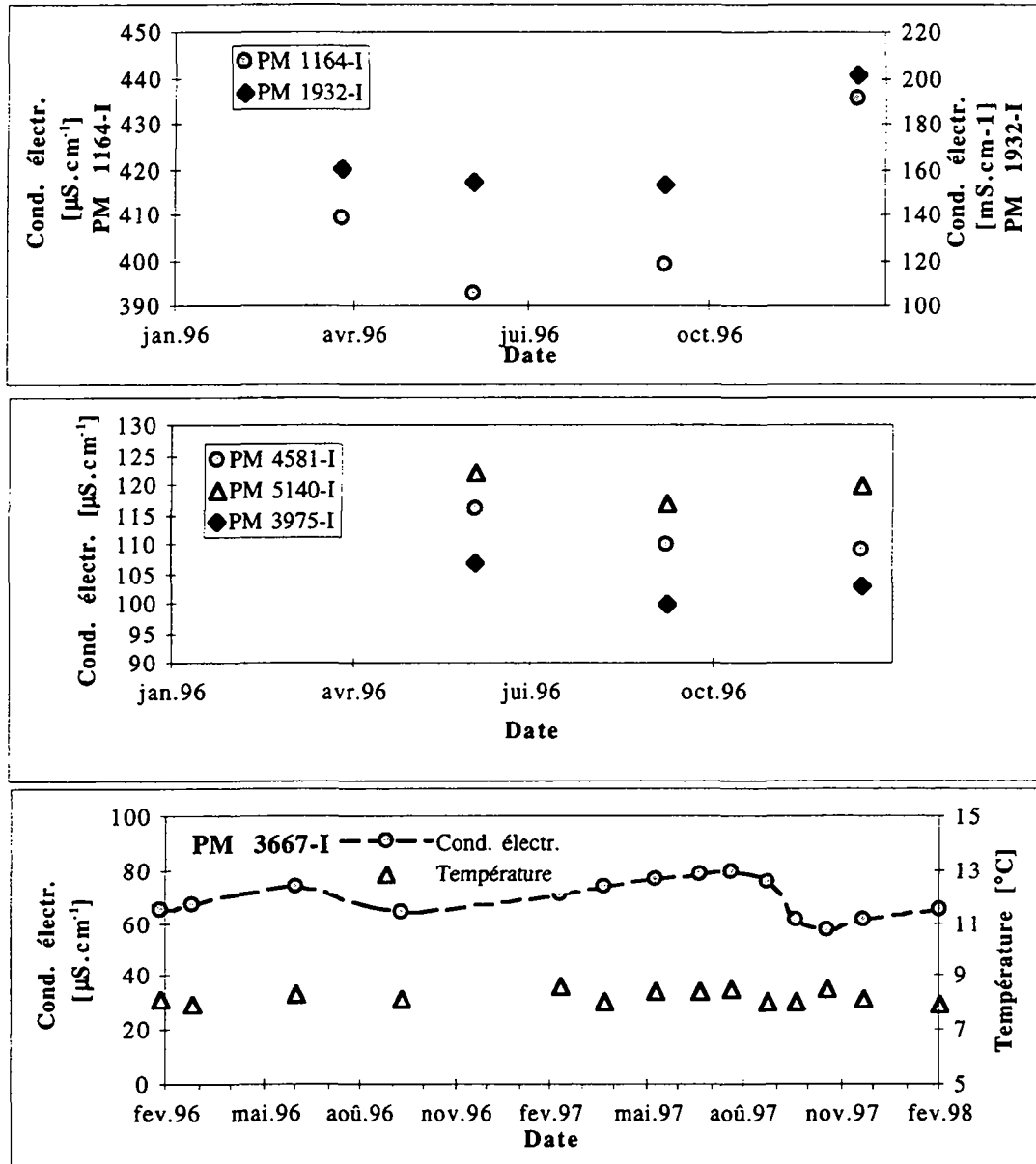


Figure 4.13 : Evolution durant l'année 1996 de la conductivité électrique de diverses venues d'eau dans le granite du Mont-Blanc.

4.1.5 Hydrochimie des venues d'eau

Etant donné les études déjà réalisées sur ce site du point de vue hydrochimique et isotopique, l'accent a été mis sur la variabilité temporelle des points faisant l'objet d'un suivi en continu (stations 1 et 2). Par ailleurs, en cours de travail, la venue du PM 3667-I a été prise en compte suite aux variations de ses caractéristiques physico-chimiques. Trois venues d'eau situées à l'aval de la zone tectonisée ont été analysées également.

Tandis que les venues échantillonnées en aval de la zone tectonisée (PM 1735-I, 2202-I et 2514-I) sont de type bicarbonaté-sodique, les venues de la zone tectonisée et celles situées à l'amont sont de type bicarbonaté-calcique (tableau 4.3).

Les venues des stations de mesures en continu (PM 3369-I et 5491-I) possèdent une chimie très stable à mettre en relation avec la faible variation de leurs paramètres physico-chimiques.

Venue	Date	Type	Minéralisation [mg.l ⁻¹]
PM 1735-I	26/03/96	Na-(Ca)-Cl-HCO ₃ -(SO ₄)	250
PM 2202-I	26/03/96	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	101
PM 2514-I	26/03/96	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	110
PM 3369-I	26/03/96	Ca-(K)-HCO ₃ -SO ₄	66
PM 3369-I	03/06/96	Ca-(Na)-HCO ₃ -SO ₄	66
PM 3369-I	09/09/96	Ca-(Na)-HCO ₃ -SO ₄	62
PM 3369-I	10/02/97	Ca-(Na)-HCO ₃ -SO ₄	80
PM 3369-I	12/05/97	Ca-(Na)-HCO ₃ -SO ₄	56
PM 3667-I	10/02/97	Ca-(Na)-HCO ₃ -SO ₄	63
PM 3667-I	12/05/97	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	61
PM 5491-I	26/03/96	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	102
PM 5491-I	03/06/96	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	87
PM 5491-I	09/09/96	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	96
PM 5491-I	10/02/97	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	86
PM 5491-I	12/05/97	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	87

Tableau 4.3 : Résultats des analyses chimiques effectuées sur les venues d'eau du tunnel du Mont-Blanc. Le type désigne le type d'eau déterminé selon la classification de Jaekli [1980]. La minéralisation totale est calculée au moyen de la somme des concentrations en ions et silice.

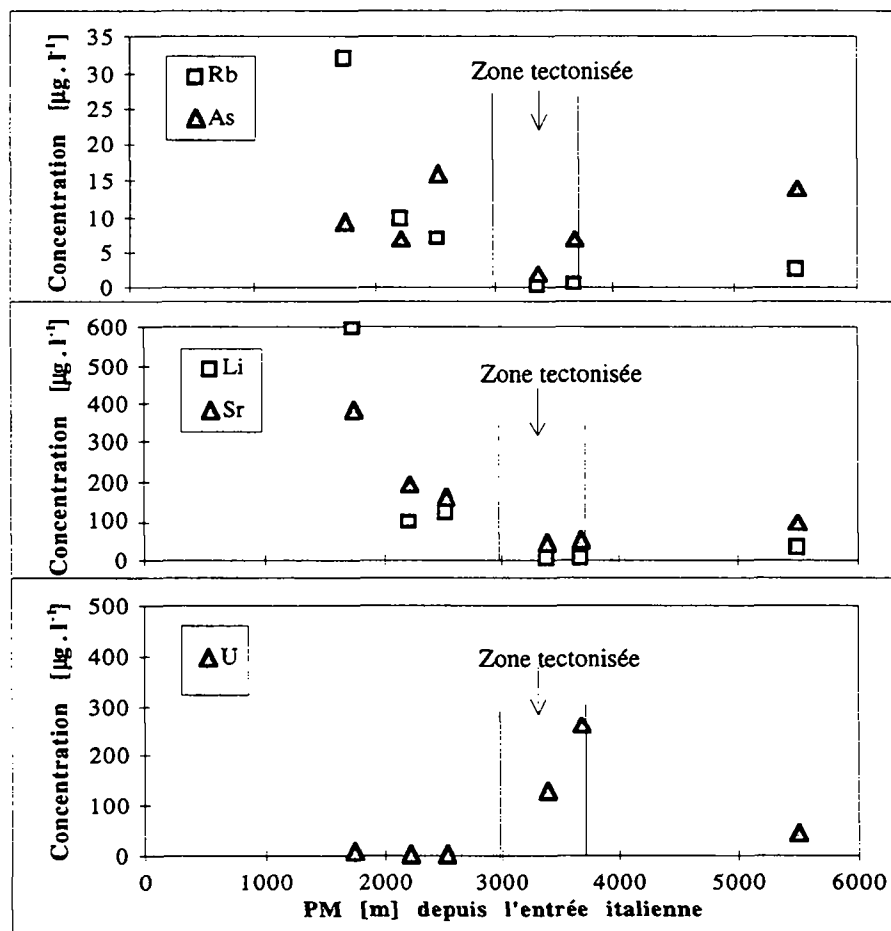


Figure 4.14 : Teneurs en éléments en traces des eaux du granite du Mont-Blanc.

Les éléments en traces sont très présents dans les eaux du granite du Mont-Blanc. Pour de nombreux éléments tels que As, Li, Rb et Sr la concentration chute fortement dans la zone tectonisée à grosses venues d'eau (figure 4.14). Il en est de même pour B, Br, Cs et W. Seul l'uranium possède un comportement différent avec une augmentation des teneurs dans la zone tectonisée. Les eaux de chaque côté de la zone possèdent une composition en traces très différente. C'était également le cas pour les ions majeurs.

4.1.6 Chimie isotopique des venues d'eau

Une série de mesures isotopiques (^{18}O et ^3H) ont été effectuées sur les deux venues d'eau suivies en continu dans le tunnel. Les résultats font l'objet du tableau ci-dessous.

	Venue	Date	^{18}O [‰]	Tritium [UT]
Venue froide	PM 3369-I	26/03/96	-14,74	14
	PM 3369-I	03/06/96	-15,33	19,9
	PM 3369-I	09/09/96	-15,19	15,8
	PM 3369-I	10/02/97	-14,74	14,3
	PM 3369-I	12/05/97	-15,09	13,8
Venue froide	PM 3667-I	10/02/97	-15,82	15
	PM 3667-I	12/05/97	-15,56	13,1
Venue chaude	PM 5491-I	26/03/96	-14,94	19,2
	PM 5491-I	03/06/96	-15,51	14,9
	PM 5491-I	09/09/96	-14,87	19,9
	PM 5491-I	10/02/97	-15,40	17,2
	PM 5491-I	12/05/97	-15,72	20

Tableau 4.4 : Résultats des analyses isotopiques effectuées sur les venues dans le tunnel routier du Mont-Blanc.

On constate une faible variation dans le temps des teneurs en tritium sur les deux venues suivies en continu (figure 4.15). Les teneurs en tritium sont légèrement plus fortes au PM 5491-I : un effet de tampon des glaciers (Vallée Blanche) pourrait expliquer ce phénomène. Toutefois, ces résultats ne permettent pas de différencier réellement du point de vue des temps de transit les deux venues d'eau étudiées.

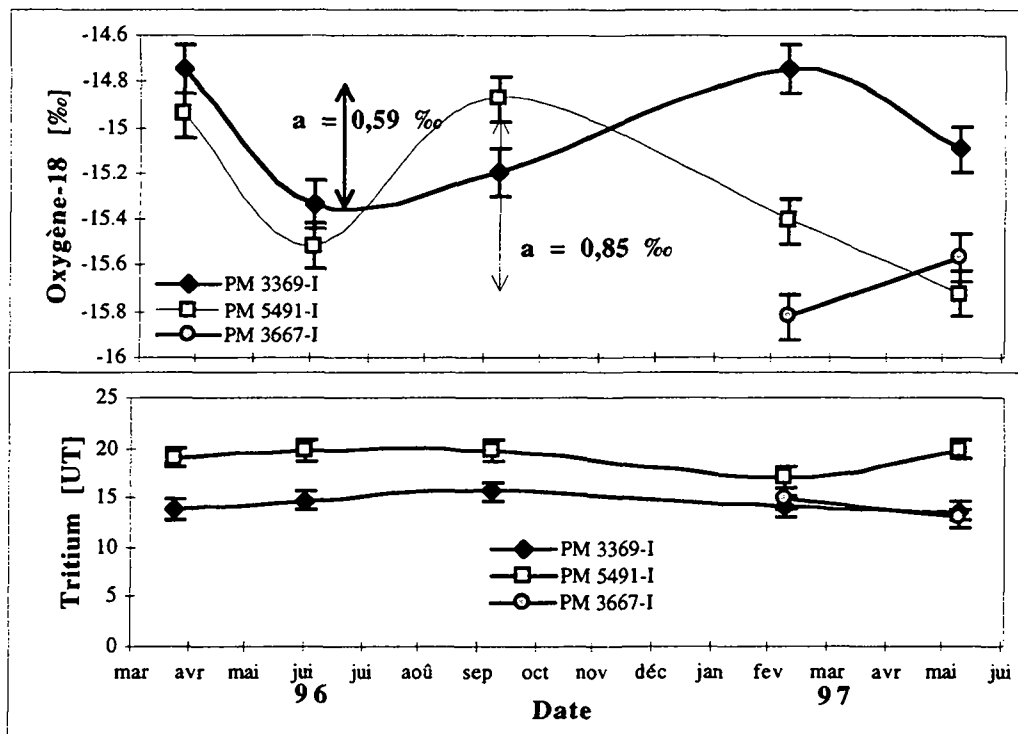


Figure 4.15 : Evolution dans le temps des teneurs en oxygène-18 et tritium des venues d'eau dans le tunnel du Mont-Blanc.

Ces résultats ont été comparés avec ceux obtenus précédemment par d'autres auteurs [Fontes et al. 1978; Michelot 1982], au moyen de trois modèles conventionnellement utilisés en hydrogéologie isotopique¹. Les modèles exponentiel, piston et linéaire sont présentés à la figure 4.16.

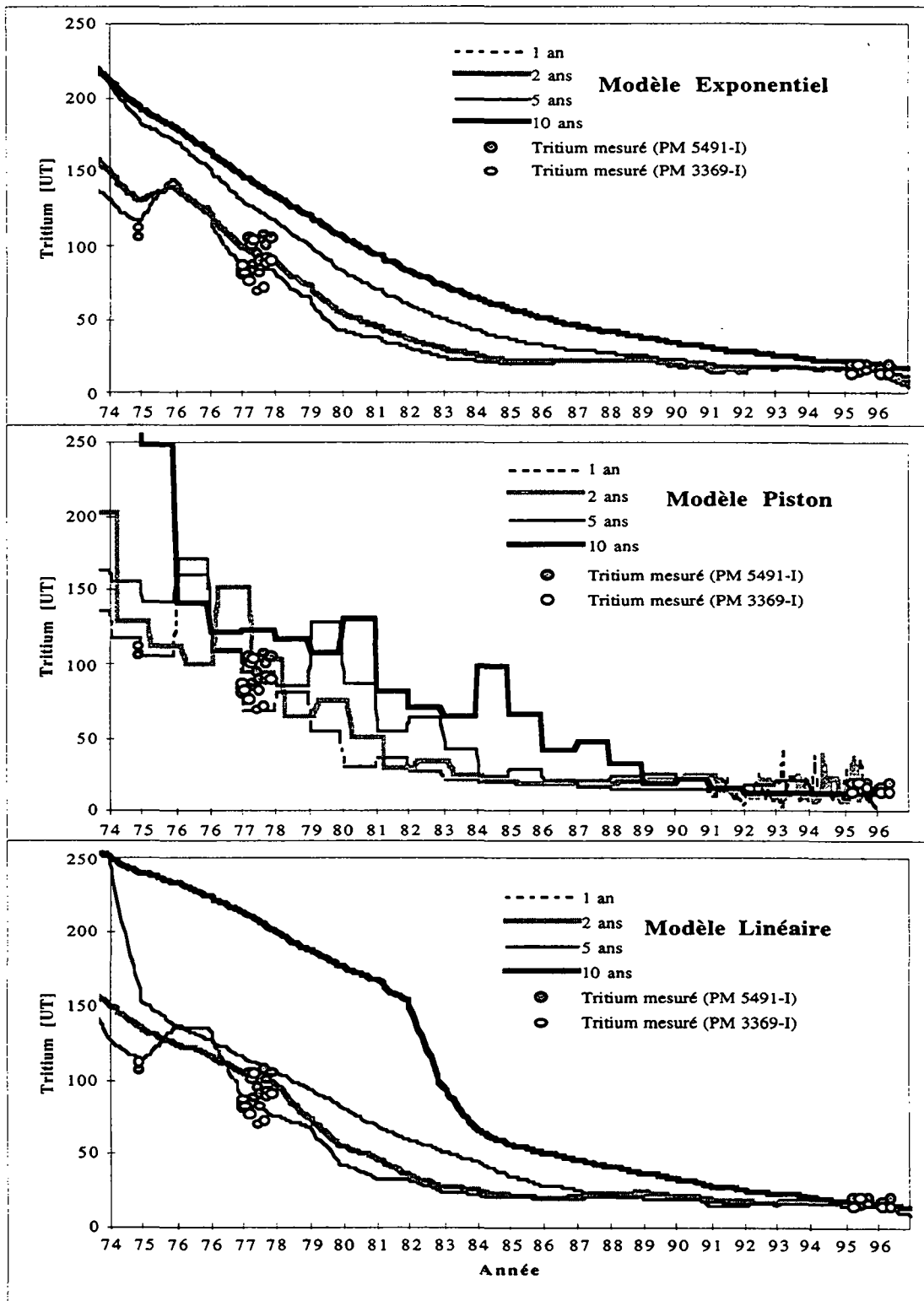


Figure 4.16 : Teneurs en tritium des venues d'eau dans le tunnel du Mont-Blanc. Comparaison avec les modèles isotopiques

¹ Voir à ce sujet le chapitre 5 qui décrit plus en détail les modèles isotopiques utilisés pour le tritium.

Les eaux du tunnel du Mont-Blanc sont dans la gamme des 1 à 2 ans de temps de transit moyen. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus précédemment [Michelot et al. 1983]. Ces auteurs aboutissaient à un temps de séjour moyen de 12 à 18 mois pour l'ensemble des venues d'eau du tunnel. On constate sur la figure 4.16, que la venue chaude ne possède pas la signature isotopique d'une venue plus ancienne. La faible température de la venue du PM 3369-I ne s'explique donc pas par des vitesses de circulation plus rapides qu'au PM 5491-I.

Les analyses de l'oxygène-18 dans le temps confirment les résultats obtenus par le tritium. En effet, on observe (figure 4.15) sur les deux venues des courbes proches de sinusoïdes (amplitude : a) du type de celles qui affectent les eaux des précipitations (amplitude : A). Les travaux de Kusukabe et al. [1970] ont montré qu'il existe une relation entre l'amplitude a de la sinusoïde à un point d'eau et le taux de renouvellement de l'eau dans le massif. En première approximation, on peut écrire :

$$\alpha \approx \frac{2\pi}{A/a}$$

Le taux de renouvellement α [an^{-1}] est l'inverse du temps de transit moyen t [an] des eaux souterraines. Il est ainsi possible de calculer le temps t à partir de l'amortissement de la sinusoïde (A/a).

Pour le signal d'entrée, nous avons repris les travaux de Novel [1995] dans lesquels figure une chronique détaillée (mensuelle) des teneurs en oxygène-18 dans les eaux des précipitations sur le Plateau Rosa dans la vallée d'Aoste à 3500 m d'altitude (cette altitude est identique à celle de l'aire d'alimentation des venues du Mont-Blanc). On obtient $A = 12,5 \text{ ‰}$ sur ce point.

Le temps de transit moyen des eaux est calculé au moyen de cette méthode au tableau 4.5.

Venue	a [‰]	A/a	t [an]
PM 3369-I	0,59	21,2	3,3
PM 5491-I	0,85	14,7	2,3

Tableau 4.5 : Calcul du temps de transit moyen des eaux eu moyen de l'amortissement de la sinusoïde de l'oxygène-18.

Ces résultats doivent toutefois être pris avec prudence car seules cinq mesures caractérisent la chronique sur une année (et donc une seule sinusoïde); de plus, en zone de haute altitude alimentée par des précipitations neigeuses, le comportement de l'oxygène-18 est encore insuffisamment connu. Dans la mesure où ces résultats confirment les ordres de grandeur obtenus grâce au tritium, ils ont été présentés.

4.1.7 Essai de traçage

Un essai de traçage a été réalisé le 9 juillet 1997. Vingt kilogrammes d'uranine diluée dans de l'alcool ont été injectés dans la rimaye du glacier de Toule au contact avec le rocher à une altitude de 3300 m environ. Le point d'injection se situe à la même latitude que la Pointe Helbronner, 500 m à l'ouest.

L'injection a eu lieu au début de l'été alors que la fonte des neiges à cette altitude a débuté 15 jours plus tard. Le traceur a dès lors bénéficié de l'eau de fonte pour s'infiltrer.

Géologiquement, le point d'injection se situe à l'amont de l'affleurement de la zone fortement tectonisée traversée par le tunnel.

Deux préleveurs automatiques ont été installés dans le collecteur principal du tunnel aux PM 8000-F et 8650-F. Leur pas d'échantillonnage varie de 1 jour au début à 4 jours en fin d'expérience. De plus, des échantillons d'eau ont été prélevés chaque mois aux venues principales de la zone tectonisée. Enfin, des fluocapteurs ont été posés sur chacun de ces points et relevés régulièrement.

Tous les échantillons prélevés à la date du 24 novembre ont été analysés. Ils sont tous négatifs hormis 3 échantillons du préleveur automatique du PM 8000-F (Préleveur amont : Pa sur la figure 4.17). Ces trois échantillons ont été prélevés entre le 20 octobre et le 24 novembre 1997. Il est impossible de préciser plus amplement leur date car le préleveur a été victime d'un dysfonctionnement de sa minuterie durant cette période.

On peut dire que le traceur est arrivé à ce point, et à ce point seul, dans le courant du mois de novembre, en plein milieu de la crue qui affecte les venues dans le tunnel, au moment où la minéralisation de l'eau est faible (dilution par les eaux de fonte). Ce résultat semble donc cohérent. Les teneurs mesurées sont extrêmement faibles mais significatives. On a mesuré $0,046 \mu\text{g.l}^{-1}$; $0,023$ et $0,016 \mu\text{g.l}^{-1}$ dans ces trois échantillons, la limite de détection étant située à $0,010 \mu\text{g.l}^{-1}$. Etant donnés les gros débits mesurés à ces venues (200 l.s^{-1} au total), le traceur est fortement dilué. Le préleveur aval (Pv) était en panne durant cette période. Ces résultats positifs sont confirmés par l'analyse des fluocapteurs qui sont également positifs aux deux points de prélèvements sur la période qui s'étend du 20 octobre 1997 au 24 novembre 1997. Cet essai complète celui réalisé par Dubois en 1988. Le traceur avait été détecté à l'époque moins de trois mois après l'injection (point d'injection situé sur la figure 4.17).



Figure 4.17 : Plan de situation des points d'injection des traçages au Mont-Blanc. (1) Traçage 1988 [Dubois 1993]. (2) Traçage 1997 [cette étude]. Pa : Préleveur amont. Pv : Préleveur aval.

4.2 Les galeries de Livet et Gavet dans la vallée de la Romanche

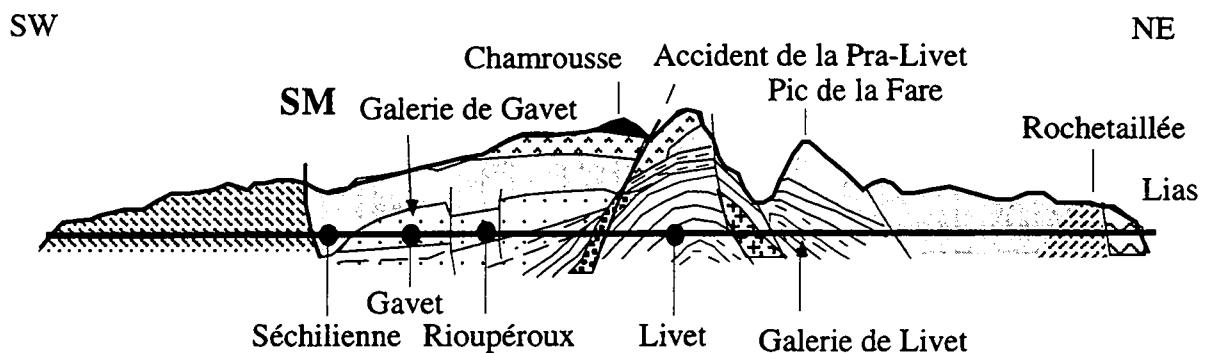
De nombreuses visites ont été effectuées sur les sites de Livet et Gavet. Le suivi a commencé au début de l'année 1995, à la fin des travaux de percement de la galerie de Livet. Les observations sur cette galerie concernent uniquement l'exhaure total à la sortie de la galerie car celle-ci a été réalisée en pente et a été noyée par les venues d'eau. Les données sur l'intérieur de cette galerie, dont nous disposons, ont été acquises par EDF et nous ont été aimablement communiquées. Les levés de galerie ont été effectués par P. Quemart pour le compte de EDF.

Nous avons pu observer les travaux dans la galerie de Gavet, y compris un suivi des venues à l'avancement.

Une campagne d'analyses chimiques et isotopiques a été réalisée sur les deux sites.

4.2.1 Géologie

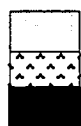
Les galeries de reconnaissance de Livet et Gavet se situent dans le domaine interne SW du massif de Belledonne (voir chapitre 3). La cluse de la Romanche permet une bonne description de la partie méridionale de Belledonne (coupe en figure 4.18).



Rameau externe



1



a

b

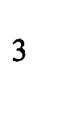
c

Rameau interne de Belledonne



A

B



D

E

C



a

b

5

1 : Série Satinée (micaschistes)

2 : Ophiolite de Chamrousse

3 : Formation de Rioupéroux

4 : Formation de Livet

5 : Formations d'Allemont Rochetaillée

Formation de Séchilienne (amphibolites, leptynites, gneiss).....a

Séquence plutonique

. Gabbros.....b

. Ultra basites.....c

Unité de Rioupéroux (alternance magmatique acide-basique)...A

Unité de la Forêt de Rioupéroux (granite, volcanites acides,

leptynites, gneiss).....B

Unité de la Balme (leptynites, amphibolites).....C

Unité des Roberts (micaschistes).....D

Unité de Livet (granite).....E

amphiboliques.....a

gneissiques.....b

Figure 4.18 : Coupe géologique du domaine interne SW du massif de Belledonne dans la basse vallée de la Romanche [d'après Ménot 1987].

Le domaine SW se caractérise d'un point de vue structural, par l'existence de deux secteurs séparés par l'accident longitudinal N-S de la Pra-Livet, avec un secteur plissé à l'est et un autre, monoclin

à l'ouest. D'ouest en est, une coupe située entre Vizille et Allemond traverse les rameaux externe et interne de Belledonne et cinq formations peuvent être décrites [Ménot 1987] :

- une formation micaschisteuse affleure entre Vizille et Séchilienne ; il s'agit de la "série satinée" formant le rameau externe,
- une formation essentiellement amphibolitique (Ophiolite de Chamrousse),
- deux formations à dominante leptynique, mais composites dans le détail, affleurant entre le pont de Gavet et la centrale électrique de Bâton. Elles sont constituées d'alternances leptyno-amphibolitiques, de gneiss albitiques, de micaschistes ainsi que de méta-granites sodiques et de métavolcanites. Ce sont les formations de Rioupéroux et de Livet dans lesquelles sont situées les deux galeries de reconnaissance,
- une formation leptyno-amphibolitique et gneissique qui représente la partie orientale de la coupe. Ce sont ces trois dernières formations que traversera la galerie souterraine d'amenée d'eau du projet "Nouvelle Romanche".

Les terrains rencontrés dans la galerie de Livet sont essentiellement de nature amphibolitique et leptynique (figure 4.19) et appartiennent à la formation de Livet. Les contacts dépendent de la foliation et sont en général très variables étant donnée l'importante dispersion de l'orientation de la foliation. Les roches se situent dans la mésozone du métamorphisme général (métamorphisme moyen). Les minéraux de type sulfures (pyrite) sont très fréquents et se présentent sous forme de placages parallèles à la foliation. L'ensemble des terrains rencontrés est de bonne tenue générale malgré son intense fissuration. La galerie présente cependant une grande zone faillée et cataclasée (siège de nombreuses venues d'eau) entre les PM 218 et 235, nécessitant la pose de cintres.

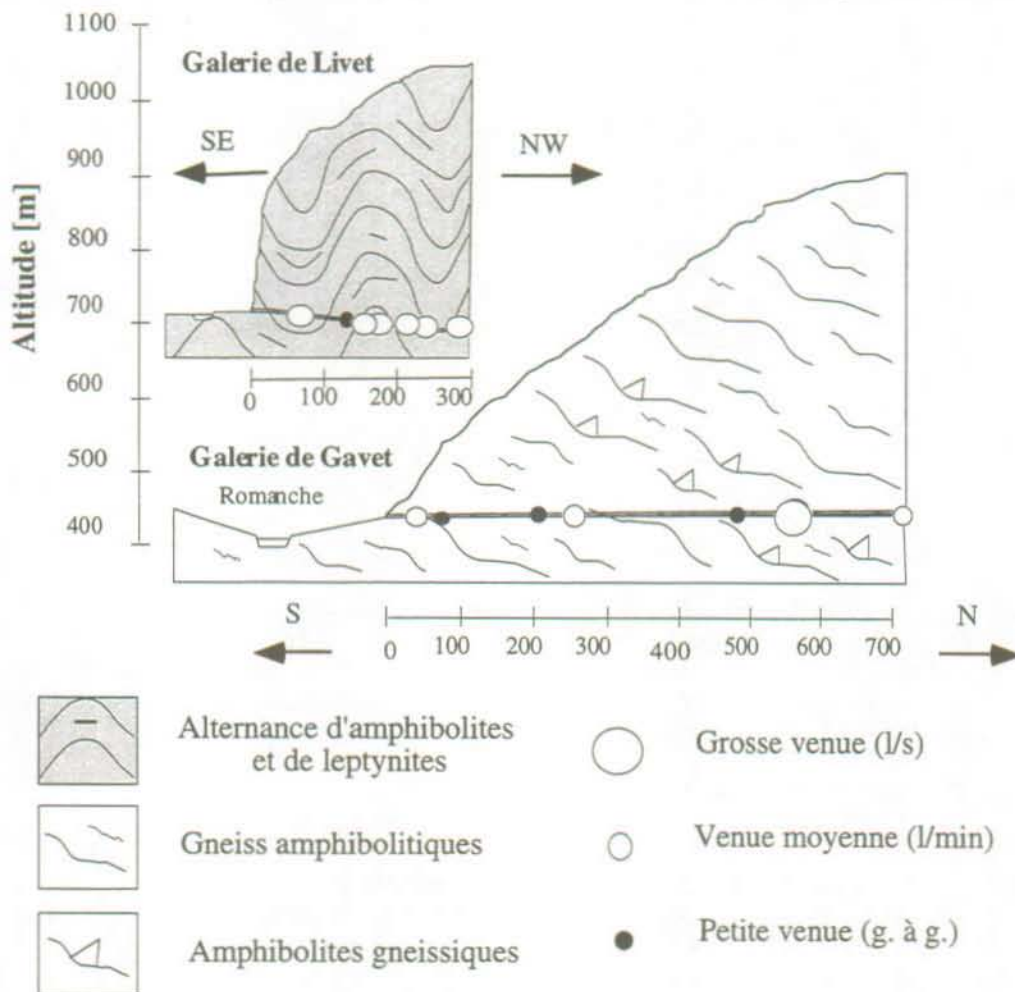


Figure 4.19 : Coupes géologiques schématiques des deux galeries de Livet et Gavet et localisation des principales venues d'eau.

Située sur la commune de Gavet - dans les terrains monoclinaux de la Formation de Rioupéroux à l'ouest de l'accident de la Pra-Livet - en amont du pont sur la Romanche, la galerie de Gavet a rencontré des terrains de nature gneisso-amphibolitique en général (figure 4.19). Les contacts lithologiques sont parallèles à la foliation (i.e. N.30°E 40°NW). Le type de roche est à rattacher au faciès schistes verts qui correspond à un degré de faible métamorphisme (épizone de la séquence pélitique du métamorphisme régional), plus faible qu'à Livet; ceci souligne ainsi l'existence, dans la vallée de la Romanche, d'un gradient de métamorphisme croissant de l'aval vers l'amont. Le rocher est fréquemment recoupé par des filons de quartz, des veines à carbonates (calcite) et à sulfures et par des fissures remplies de calcite. Le rocher est de bonne qualité, massif et sain sur l'ensemble des galeries. En bordure de versant, le remplissage argileux des fissures est systématique jusqu'au PM 200 environ.

L'état de la fracturation est sensiblement différent dans les deux galeries. Le massif aux alentours de Livet est caractérisé par une fissuration plus intense et plus dispersée qu'à Gavet (figure 4.20). Sur la base des caractéristiques communes des fissures, il est possible de les rassembler selon différentes familles. A Livet, on dénombre trois familles de fissures réparties dans les différentes directions de l'espace. A Gavet, on dénombre deux familles dont une prédominante.

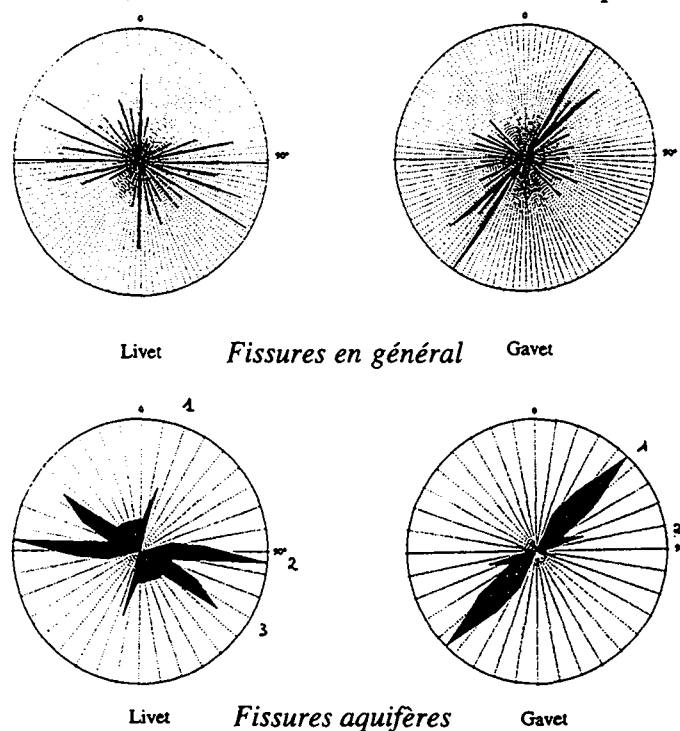


Figure 4.20 : Rosaces de fréquences de fissures dans les galeries de Livet et Gavet.

Parmi ces fractures, seules celles qui sont ouvertes ou dont le remplissage n'est pas de granulométrie trop fine sont aquifères. Les fractures aquifères à Livet se répartissent selon trois familles principales (de direction N0-10°E, N75-100°E et N115-130°E) tandis qu'à Gavet une seule famille d'orientation N30-50°E/pendage variable se distingue. On verra par la suite que ce phénomène a des conséquences sur les circulations d'eau dans le massif.

4.2.2 Contexte des venues d'eau dans les deux ouvrages

Galerie de Gavet

Dans la galerie de Gavet, les points d'eau sont relativement peu nombreux : moins d'une dizaine sur plus de 700 m de galerie (figure 4.19). Globalement on constate une grande hétérogénéité hydrogéologique des terrains. Des zones extrêmement sèches alternent avec des zones peu, moyennement ou très perméables. Ainsi par exemple, la fracture très perméable du PM 545 est située au milieu d'une zone moyennement à peu perméable (PM 530 à 555), elle-même entourée par deux zones sèches (PM 520 à 530 et PM 555 à 705).

Le comportement des venues d'eau observées varie considérablement le long de l'ouvrage. Chacune d'entre elles a été répertoriée et est décrite dans la suite.

A proximité de l'entrée de la galerie (PM 42), une fracture (famille 1) d'orientation parallèle aux courbes de niveau montre un comportement aquifère singulier. Généralement sèche, cette fracture a été l'objet de très fortes venues d'eau à la fin du mois de mai 1995. Suite aux fortes pluies de ce mois de printemps, son débit est passé à plusieurs dizaines de litres par seconde en quelques jours pour ensuite tarir en trois jours. Étant donné ces forts débits, les fissures drainées par la fracture du PM 42 ne peuvent être que très ouvertes.

Deux petites venues situées à proximité de l'entrée réagissent également assez rapidement aux sollicitations climatiques. Au PM 71, la venue est liée à une fracture ouverte (5 cm) à remplissage de quartz et d'oxydes de fer (famille 1). Quant au PM 91, c'est une fracture majeure de la famille 1. La plupart du temps humides, ces deux fractures se mettent à suinter plus activement lors d'événements pluvieux. La perméabilité de ces fissures est relativement faible ; leurs débits minimaux : toujours moins de 1 l.min^{-1} sauf à la fin mai suite aux fortes pluies, leur débit atteint alors respectivement 6 et $4,5 \text{ l.min}^{-1}$.

La venue d'eau apparue au PM 254 dans une fracture ouverte (2 cm) appartenant à la famille 1 a vu son débit décroître régulièrement à partir du percement jusqu'au tarissement deux mois plus tard. Dans la suite, aucune venue d'eau ne fut plus constatée même en période de précipitations : le percement a provoqué la vidange totale du réservoir, faute de nouveaux apports suffisants. Deux autres venues situées un peu plus loin dans la galerie (PM 468 et 503), de débits plus faibles (moins d'un l.min^{-1}) ont tari également.

De petites venues ont été enregistrées aux PM 201 et 481, respectivement dans une fracture à remplissage quartzo-feldspathique (famille 2) et dans une fracture ouverte (famille 2) : leur débit varie peu. Après une décroissance suite au percement, le débit s'est stabilisé à moins de 1 l.min^{-1} . La perméabilité du réseau de fissures est faible de telle manière que le débit à l'exutoire est inférieur à la recharge de l'aquifère : ces venues sont donc pérennes.

Une venue importante a été détectée au sein des amphibolites (PM 545) dans une fracture ouverte (à ponts rocheux cataclasés) appartenant à la famille 1. Estimé lors de sa rencontre à une centaine de l.s^{-1} , le débit diminue régulièrement jusqu'à se stabiliser aux environs de 20 l.s^{-1} au bout de quelques mois. C'est la seule grosse venue pérenne ; elle contribue pour une part essentielle (98 %) au débit total drainé par la galerie.

En fond de galerie, les sondages réalisés ont rencontré peu d'eau. Seul un sondage exécuté dans l'axe de la galerie au PM 717 est le siège d'une venue d'une dizaine de l.min^{-1} .

A la fin des travaux en août 1995, la galerie de Gavet draine en moyenne 13 l.s^{-1} .

Galerie de Livet

Durant les travaux dans la galerie de Livet, les venues d'eau sont nombreuses et de faible intensité avec tout le long de la galerie la présence de suintements. Par ailleurs une série de venues d'eau plus importantes - une vingtaine sur 280 m - ont été enregistrées. Les principales sont décrites dans la suite (la liste n'étant pas exhaustive).

Au PM 90-93, une venue importante (3 l.s^{-1} le 01/7/94) est observée au travers d'une fracture ouverte (5 à 10 cm) de la famille 1. Le débit décroît ensuite jusqu'à $0,15 \text{ l.s}^{-1}$ un mois plus tard. En décembre, cette venue a complètement tari et se remet à fonctionner suite aux grosses pluies : elle possède un comportement semblable à celle du PM 41 dans la galerie de Gavet. Étant donné son orientation favorable (parallèle aux courbes de niveau à l'entrée de la galerie), il devrait s'agir également d'une fissure de décompression.

Au PM 115-116, une fracture ouverte (famille 2), cataclasée (2 à 6 cm), avec remplissage argilo-limoneux débite faiblement (quelques l.min^{-1}). Au PM 152, arrivée d'eau importante (8 l.s^{-1}) par les trous de foration. Ces venues sont drainées par la zone cataclasée (famille 3) située au PM 155. Une venue importante est enregistrée au PM 170 dans une fracture plus ou moins fermée à remplissage quartzo-chloriteux (famille 1). Son débit est relativement stable aux environs de 2 l.s^{-1} . Au PM 178-182, des suintements importants de l'ordre de 1 l.s^{-1} au total, affectent une fracture ouverte (5 cm) de la famille 3. Au PM 205-210, une fracture ouverte (famille 3) avec remplissage argileux débite environ $0,5 \text{ l.s}^{-1}$. Dans la zone fortement tectonisée ayant nécessité la pose de cintres, située entre les PM 218 et 235, d'importantes venues ont été enregistrées notamment au travers d'une fissure verticale (famille 3).

En fin de travaux (février 1995), le débit total drainé par la galerie de Livet atteint 25 l.s^{-1} .

4.2.3 Caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau

4.2.3.1 Venues d'eau dans les deux galeries

Des mesures de paramètres physico-chimiques des venues d'eau ont été effectuées *in situ* dans les galeries de Gavet et Livet. Pour cette dernière, une seule série de mesures est disponible car il n'a pas été possible de suivre le comportement dans le temps des venues à Livet.

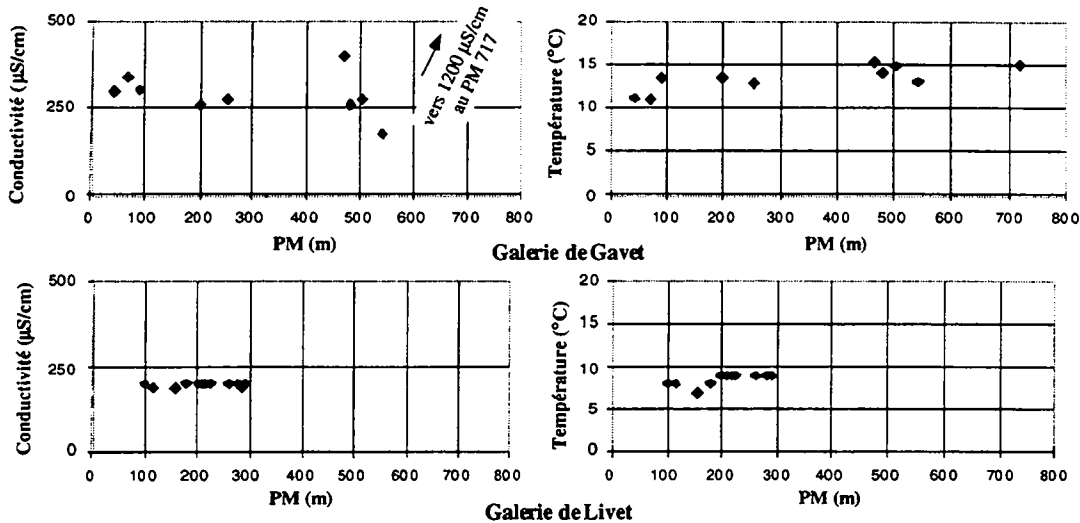


Figure 4.21 : Profils des conductivités électriques et températures des venues d'eau dans les galeries de Livet et de Gavet.

Le profil des conductivités électriques moyennes des venues d'eau dans la galerie de Gavet (figure 4.21) montre que ces eaux possèdent une minéralisation plus élevée et plus variable qu'à Livet, correspondant à une plus grande hétérogénéité dans la nature des eaux rencontrées. Les variations latérales de conductivité sont progressives (sauf pour la venue du fond de la galerie - PM 717). Le caractère atypique (conductivité proche de $1200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) de la venue dans le forage du fond de la galerie (PM 717) semble indiquer une origine triasique : des affleurements de Trias sont en effet présents en amont à proximité de la Croix de Chamrousse. Sa conductivité n'a cessé de décroître depuis sa mise en drainage, ce qui indique une réactivation de la circulation depuis le percement de la galerie.

Les températures des venues d'eau sont supérieures dans la galerie de Gavet, située à moindre altitude. Les profils de températures sont classiques; on constate une augmentation de la température des venues d'eau avec la couverture rocheuse suite au réchauffement lié au gradient géothermique. Toutefois le proche voisinage de la surface induit des températures peu élevées dans les galeries (maximum 15°C à Gavet).

L'évolution dans le temps des paramètres mesurés nous permet de préciser la nature des circulations rencontrées à Gavet (figure 4.22).

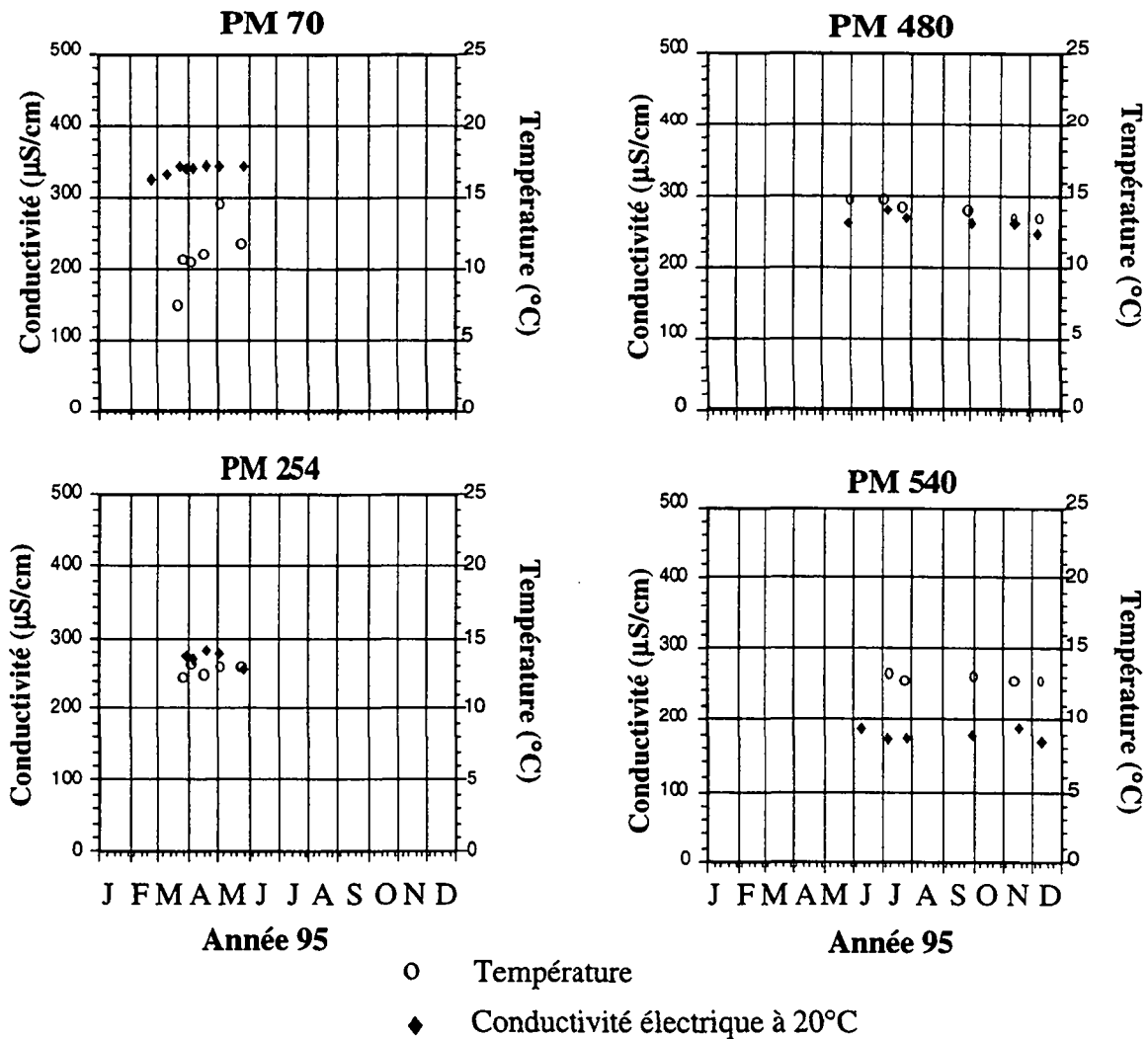


Figure 4.22 : Evolution dans le temps des paramètres physico-chimiques des venues d'eau dans la galerie de Gavet.

Tout au long de la vidange de la venue du PM 254, la faible variation des paramètres physico-chimiques de l'eau confirme l'absence de renouvellement de l'eau du réservoir ainsi drainé.

La diminution de la température de l'eau au PM 481 traduit le renouvellement des eaux du réservoir drainé par la venue. La conductivité augmente durant l'été : des eaux plus anciennes (et donc plus minéralisées) alimentent alors la venue.

La conductivité de la grosse venue d'eau enregistrée au PM 545 est faible et relativement constante. C'est également le cas de sa température. Les variations sont tamponnées par le séjour souterrain de l'eau dans le réservoir.

4.2.3.2 Exhaure totale à la sortie des deux galeries

Les travaux de percement de la galerie de Livet ont été achevés en octobre 1994. Quelques mois plus tard, un système de Venturi couplé à un acquiiseur de données a permis de suivre en continu l'évolution des débits d'exhaure total (figure 4.23). Le débit total drainé par la galerie de Livet oscille entre $1,5 \text{ l.s}^{-1}$ le 06/11/96 et 32 l.s^{-1} le 23/05/95, son débit moyen valant 10 l.s^{-1} . Avec une longueur totale de 360 m (y compris le rameau usine), cela correspond à un débit linéaire moyen de $41,7 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ dans les amphibolites et leptynites.

Les travaux de percement de la galerie de Gavet ont été achevés en août 1995. La galerie de Gavet draine en moyenne 13 l.s^{-1} : les débits oscillent entre $6,7 \text{ l.s}^{-1}$ le 17/10/96 et $21,6 \text{ l.s}^{-1}$ le 09/07/96. Le débit linéaire calculé sur la longueur totale de la galerie, soit 899 m, vaut $14,4 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$.

On constate que 98 % de cette eau provient des amphibolites ; celles-ci, recoupées sur 135 m, possèdent donc un débit linéaire valant $104.10^{-3} \text{ l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ tandis que dans les gneiss, le débit linéaire vaut seulement $0,3.10^{-3} \text{ l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$.

Galerie	$Q_{\min} [\text{l.s}^{-1}]$	$Q_{\text{moy}} [\text{l.s}^{-1}]$	$Q_{\max} [\text{l.s}^{-1}]$	Q_{\max}/Q_{\min}
Livet	1,5	9,9	31,8	21,1
Gavet	6,7	13,1	21,6	3,2

Tableau 4.6 : Principales caractéristiques des hydrogrammes à la sortie des galeries de Livet et Gavet.

On constate une évolution semblable des débits dans les deux galeries avec des pics au printemps suite à la fonte des neiges (dont l'effet est renforcé par des précipitations pluvieuses), et au début de l'hiver suite à des précipitations sous forme liquide (figure 4.23).

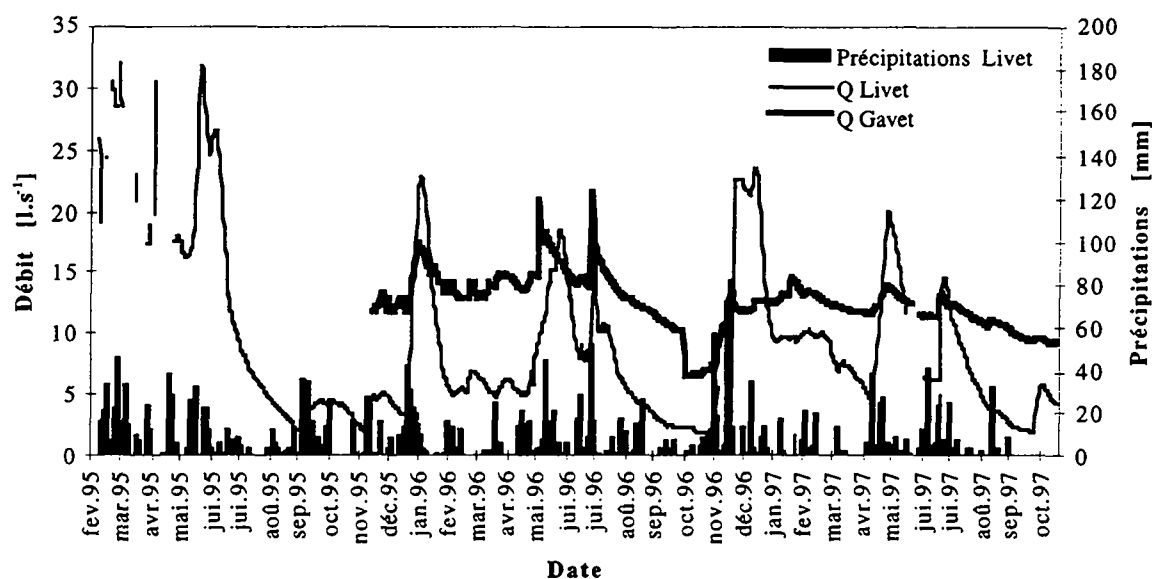


Figure 4.23 : Evolution dans le temps des débits dans les galeries de Livet et Gavet. Les précipitations à la station de Livet sont indiquées.

Le rapport Q_{\max}/Q_{\min} est nettement supérieur à Livet (tableau 4.6) : il traduit la plus forte variabilité temporelle des débits des venues d'eau dans cette galerie. La galerie de Gavet est caractérisées par des variations de débit dont l'amplitude est moins grande qu'à Livet : le débit de base est moins faible qu'à Livet.

Des données piézométriques dans deux sondages réalisés au fond de la galerie de Gavet sont disponibles (Saxe est situé au PM 717, S4 au PM 680). Les variations de pression dans les deux piézomètres sont semblables : ils évoluent en parallèle (figure 4.24). Les variations de pression précèdent généralement de très peu les variations de débit. Le décalage entre les courbes piézométriques et le débit est de moins d'un jour à deux jours au maximum.

Un phénomène surprenant mérite toutefois d'être signalé. Il s'agit de la brusque chute de débits à la sortie de la galerie de Gavet le 13 octobre 1996. En une heure, le débit chute brusquement de 10 à 6 l.s^{-1} . Un tel phénomène aussi subit est extrêmement rare en hydrogéologie. Des jaugeages effectués avant et après l'événement permettent d'exclure la possibilité d'un mauvais fonctionnement des appareils de mesures (sonde défectueuse, niveau de référence modifié, ensablage du dispositif ou vandalisme, acquieseur défectueux). Par ailleurs, on constate que le 17 octobre la piézométrie commence à augmenter dans le massif tandis que le débit ne suit pas (figures 4.24 et 4.25). Cette augmentation dure jusqu'au 25 octobre et commence à se stabiliser lorsqu'une nouvelle crue, cette fois sensible sur les débits, se produit vers le 10 novembre.

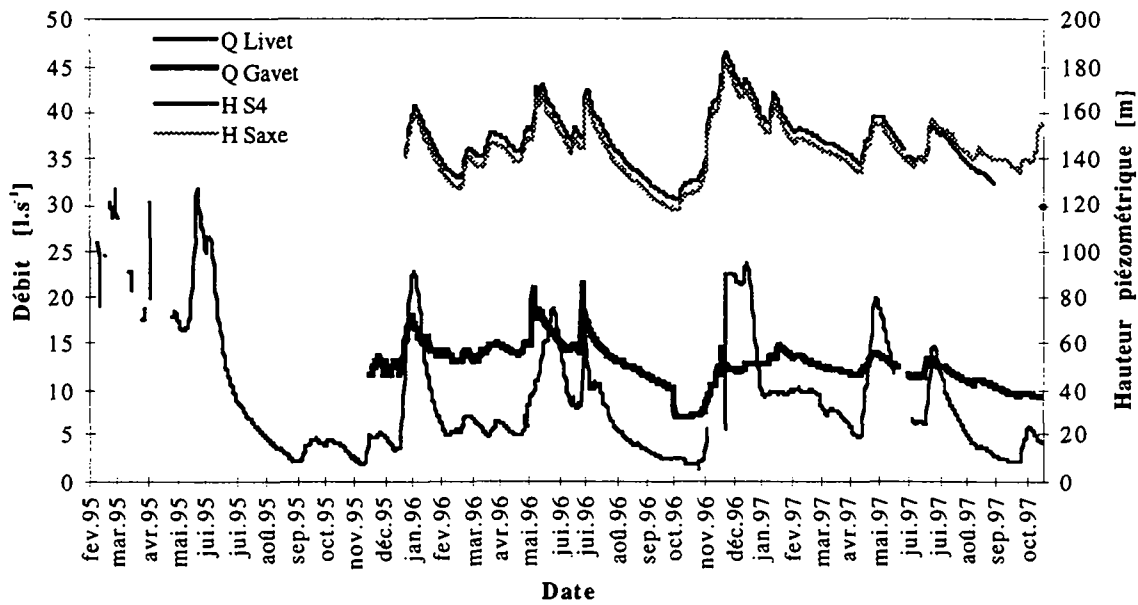


Figure 4.24 : Evolution dans le temps de la piézométrie dans la galerie de Gavet, et des débits dans les galeries de Livet et Gavet.

Un événement quelconque (fermeture ou colmatage d'une fissure) a provoqué une baisse de perméabilité dans le massif induisant une baisse des débits à la sortie de la galerie. Cette baisse de la capacité de drainage de la galerie provoque une augmentation du niveau d'eau dans le massif. Cette montée se transmet aux piézomètres quatre jours plus tard : la montée de la nappe aquifère est de 8 à 9 mètres environ. Cette montée de la nappe ne provoque pas de hausse des débits puisqu'il s'agit d'un rééquilibrage suite à une modification brusque du régime d'écoulement dans le massif. Moins d'un mois après, la piézométrie et les débits se comportent à nouveau normalement, les débits mesurés après cet événement restant toutefois toujours inférieurs à ceux mesurés précédemment.

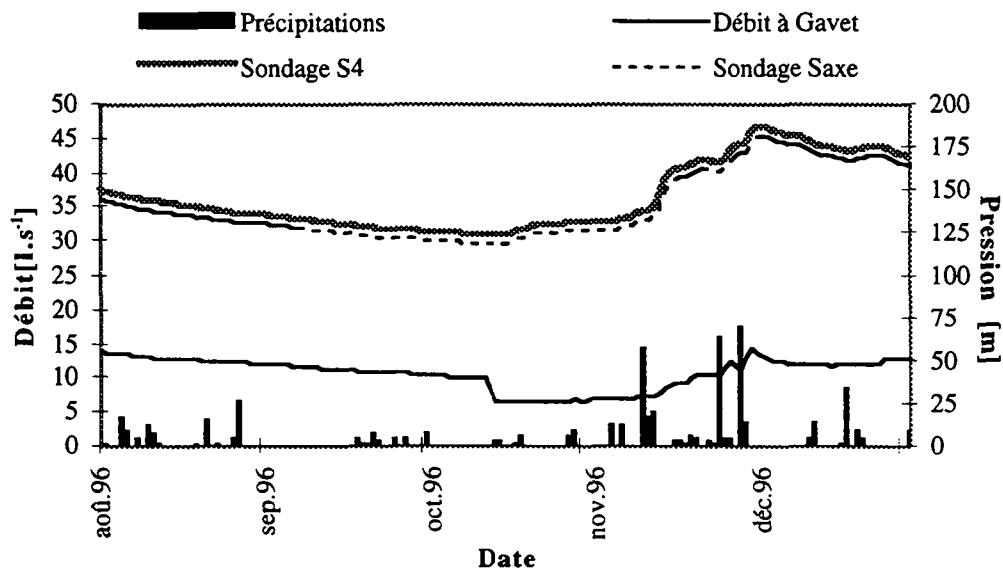


Figure 4.25 : Evolution du débit et de la piézométrie dans la galerie de Gavet durant la période du 10 octobre 1996.

La cause de la fermeture de la fissure a été recherchée dans un événement exceptionnel de type séisme. L'ensemble des données de sismicité instrumentale disponibles pour cette région (réseau

SISMALP) montre qu'une réplique du séisme majeur d'Annecy le 11 octobre 1996 est le seul événement sismique enregistré durant cette période. La faible énergie déployée par cette secousse (magnitude = 1,9) ne peut être à l'origine de déplacements supérieurs au micromètre à une distance de plus de 100 km. Elle ne peut donc être à l'origine de la fermeture de la fissure supposée à Gavet.

L'analyse de la piézométrie dans le massif montre qu'au moment de la fermeture de cette fissure, la piézométrie était au niveau le plus bas atteint dans le massif depuis le percement de la galerie. Ce serait donc une fermeture de fissure liée à une baisse de la contrainte hydrostatique qui maintenait la fissure ouverte.

Nous reviendrons au chapitre 5 plus en détail sur le fonctionnement hydrodynamique des massifs drainés par les galeries de Livet et Gavet, et sur l'effet de la fermeture de la fissure sur le régime hydraulique de la galerie de Gavet.

4.2.4 Hydrochimie des venues d'eau

Les ions majeurs ont été dosés sur les cinq principales venues d'eau ainsi que sur l'exhaure totale de la galerie de Gavet. Trois analyses ont été effectuées sur l'exhaure totale de Livet (tableau 4.7).

Venue	Date	Type	Minéralisation [mg.l ⁻¹]
Gavet PM 42	01/06/95	Ca-HCO ₃ -(SO ₄)	227
Gavet PM 201	10/07/95	Ca-HCO ₃ -(SO ₄)	213
Gavet PM 254	24/04/95	Ca-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄	237
Gavet PM 254	01/06/95	Ca-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄	202
Gavet PM 540	10/07/95	Ca-HCO ₃ -(SO ₄)	178
Gavet PM 540	15/12/95	Ca-HCO ₃ -(SO ₄)	155
Gavet PM 717	06/10/95	Ca-(Na)-HCO ₃ -SO ₄	1223
Gavet sortie	02/04/97	Ca-HCO ₃ -SO ₄	181
Livet sortie	01/06/95	Ca-(Mg)-HCO ₃	151
Livet sortie	06/10/95	Ca-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄	153
Livet sortie	02/04/97	Ca-HCO ₃ -SO ₄	140

Tableau 4.7 : Résultats des analyses chimiques effectuées sur les venues d'eau dans les galeries de Livet et Gavet, classées par venue et chronologiquement. Les venues dénommées Gavet et Livet sortie concernent l'exhaure totale à la sortie de la galerie.

Hormis la venue de Gavet au PM 717, les minéralisations sont comprises entre 140 et 240 mg.l⁻¹. Les eaux sont toutes, sans exception, de type bicarbonaté-calcique. On note quelque fois la présence de magnésium.

La venue PM 717 possède une concentration élevée en sodium; sa minéralisation est par ailleurs très élevée. Cette venue possède une signature géochimique très différente des autres venues. Des affleurements de Trias sont connus dans la région (notamment sur le plateau de Chamrousse). L'évolution des teneurs relatives pour les différents ions (figures 4.26) permet de montrer que la minéralisation de ces eaux est à relier plutôt à des carbonates de calcium (relation Ca-HCO₃ proche de la droite de pente unitaire) et du NaCl (teneurs en chlorures sensiblement plus élevées qu'ailleurs) tandis que l'on peut rejeter l'influence de dolomies ou de gypses pour expliquer la forte minéralisation de la venue du PM 717 (droites éloignées de la pente unitaire, enrichissements en calcium versus magnésium et en calcium versus sulfates).

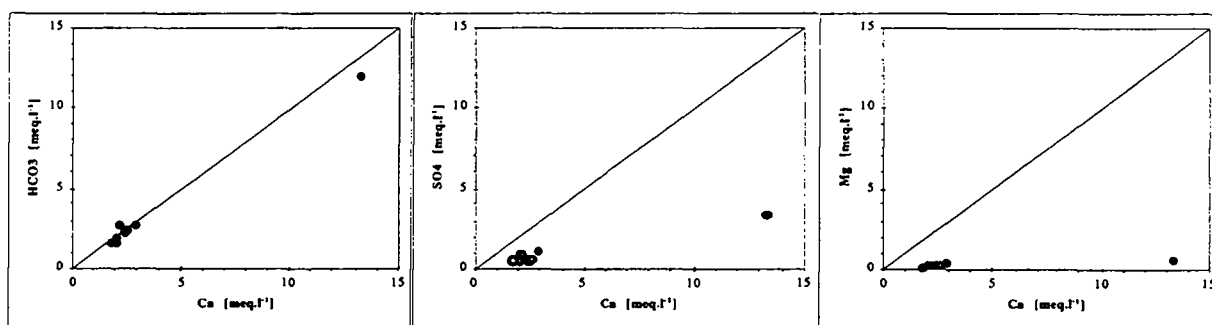


Figure 4.26 : Relation entre les ions majeurs dans les venues d'eau de la galerie de Gavet.

Dans le temps, on ne constate pas de modification importante de la composition chimique des venues 254 et 540 à Gavet ni de l'exhaure total à Livet.

L'exhaure total de Livet est très pauvre en traces; seul le molybdène apparaît clairement. Les éléments en traces présents dans les eaux de Gavet sont : Al, Ba, Fe, Mn, Mo. La venue très minéralisée du PM 717 est très riche en divers éléments en traces : B, Br, Fe, Li, Mn et Sr.

4.2.5 Chimie isotopique des venues d'eau

Des mesures isotopiques (^{18}O et ^3H) ont été effectuées par le même laboratoire (CRG) sur les différentes venues des deux galeries, dans le cadre des travaux de reconnaissance réalisés par EDF et dans le cadre de ce travail de thèse.

Les résultats font l'objet du tableau ci-dessous (tableau 4.8).

Venue d'eau	Date	oxygène-18	H-3 [U.T.]
Livet PM 115	08/12/94 *	-10,31	12,0
Livet PM 180	08/12/94 *	-10,55	11,8
Livet PM 200	08/12/94 *	-10,61	13,3
Livet PM 224	08/12/94 *	-10,67	12,0
Livet PM' 18 (PM 270)	08/12/94 *	-10,72	12,1
Livet PM 290	08/12/94 *	-10,70	12,6
Livet PM' 16 (PM 270)	08/12/94 *	-10,78	12,4
Livet PM 280	08/12/94 *	-10,83	11,9
Livet sortie	01/06/95	-11	11,2
Livet sortie	06/10/95	-10,99	12,1
Livet sortie	03/10/96	-	12,7
Livet sortie	02/04/97	-11,35	10,4
Gavet PM 42	01/06/95	-9,94	13,1
Gavet PM 71	27/02/95 *	-9,82	14,1
Gavet PM 91	27/02/95 *	-10,10	15,3
Gavet PM 201	10/07/95	-	12,6
Gavet PM 201	10/07/95 *	-10,31	15,9
Gavet PM 254	24/04/95	-	12,9
Gavet PM 254	01/06/95	-10,45	13,6
Gavet PM' 65 (PM 280)	10/07/95 *	-11,64	18,1
Gavet PM 481	10/07/95 *	-10,81	18,3
Gavet PM 537	10/07/95 *	-10,67	17,4
Gavet PM 545	10/07/95	-10,73	13,9
Gavet PM 545	10/07/95 *	-10,87	16,1
Gavet PM 545	15/12/95	-11,16	12,7
Gavet PM 717	06/10/95	-11,02	7,5
Gavet sortie	03/10/96	-	16,3
Gavet sortie	02/04/97	-11,30	13,1

Tableau 4.8 : Résultats des analyses isotopiques effectuées sur les venues d'eau dans les galeries de Livet et Gavet, classés par venue et chronologiquement. * Analyses effectuées dans le cadre des travaux de reconnaissance à l'initiative d'EDF. Les venues dénommées Gavet et Livet sortie concernent l'exhaure totale à la sortie de la galerie. PM' désigne le Point Métrique dans le rameau. (PM) désigne le PM correspondant dans la galerie principale.

Dans la galerie de Livet, les teneurs en tritium sont comprises entre 11,8 et 13,3 U.T (figure 4.27). Ce sont toutes des teneurs typiques d'eaux récentes (quelques mois à quelques années). On ne constate pas de variation du tritium vers l'intérieur de la galerie.

Dans la galerie de Gavet, les teneurs sont plus variables; elles oscillent entre 7,5 et 18,3 U.T. Vers l'intérieur de la galerie, on note une augmentation significative de la teneur aux venues 254, 280 (PM' 65) et 481. Les eaux sont jeunes sauf la venue du PM 717 possédant une teneur en tritium faible (7,5 U.T.) qui est une eau ancienne ou un mélange d'eaux anciennes (< 5 UT) et récentes (≈ 5 UT). Son temps de transit moyen calculé selon le modèle piston¹ est de 40 ans.

¹ Voir au § 5.2.2.1 l'explication des modèles isotopiques et la justification du choix du modèle piston dans le cas présent.

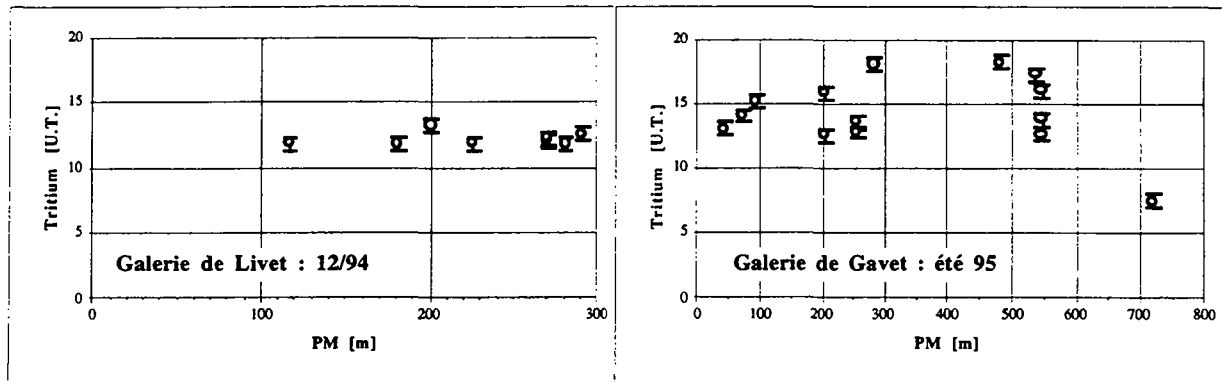


Figure 4.27 : Profil de la teneur en tritium des venues d'eau dans les galeries de Livet et Gavet.

Dans les deux galeries, les valeurs en oxygène-18 s'appauvrissent régulièrement vers l'intérieur du massif (figure 4.28). Ceci correspond au fait que les zones d'alimentation des circuits aquifères possèdent des altitudes de plus en plus élevées lorsque l'on s'enfonce dans le massif.

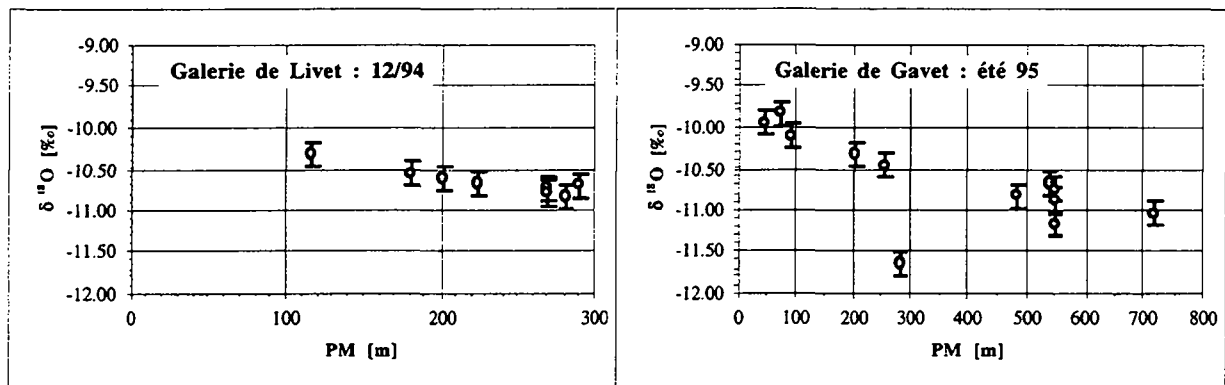


Figure 4.28 : Profil de la teneur en oxygène-18 des venues d'eau dans les galeries de Livet et Gavet.

A Livet, ce phénomène est régulier sur les quatre premières venues jusqu'au PM 225, ensuite il y a stabilisation de la valeur en oxygène-18 pour les quatre dernières venues.

A Gavet, les valeurs s'appauvrissent régulièrement jusqu'au PM 717. Seule la venue du PM 280 (PM' 65 dans le rameau usine) montre une valeur fortement négative en oxygène-18.

Il est possible d'estimer le gradient en oxygène-18 en fonction de l'altitude d'infiltration des eaux (figure 4.29). Etant donné la forte dispersion des structures géologiques fortement pentues dans le massif de Livet, on peut en première estimation faire l'hypothèse que les eaux s'écoulent vers la galerie selon une direction proche de la verticale. Le report de la valeur en oxygène-18 en fonction de l'altitude du point situé au droit de chaque venue d'eau permet de déterminer le gradient isotopique d'altitude local. La droite de régression effectuée sur les six points parfaitement alignés donne un gradient égal à $-0,46 \text{ ‰}$ pour 100 mètres (figure 4.29). Les deux points non alignés sont :

- PM 270 (PM' 16) : fracture N0°E 20°W
- PM 280 : fracture N120°E 30°SW

Ils concernent tous deux des fractures à très faible pendage et dont le plongement est orienté vers l'intérieur du massif. Ces eaux proviennent probablement de zones d'alimentation situées plus en amont dans le massif : elles montrent d'ailleurs un appauvrissement en oxygène-18.

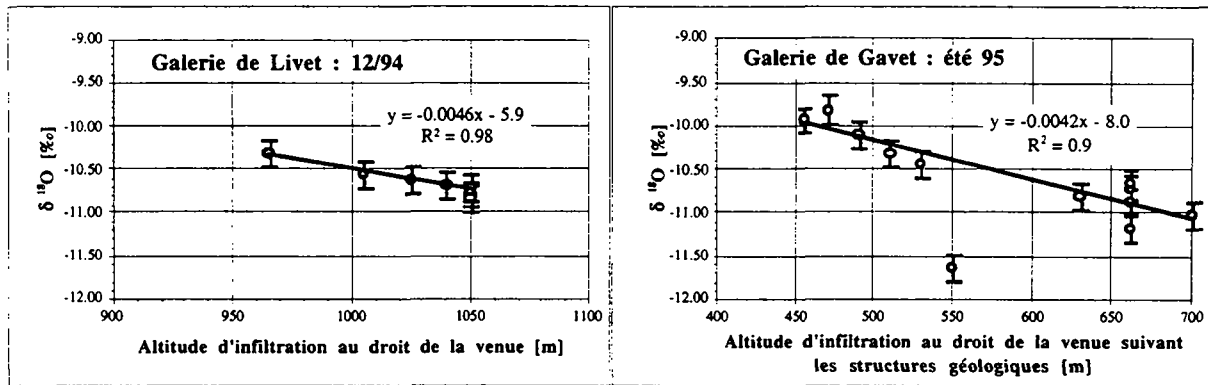


Figure 4.29 : Teneur en oxygène-18 des venues d'eau dans les galeries de Livet et Gavet en fonction de l'altitude de recharge estimée grâce à l'orientation des structures géologiques. Calcul du gradient altimétrique correspondant au moyen d'une régression linéaire sur les points parfaitement alignés.

L'existence l'une à côté de l'autre de circulations d'origine différente est mise en évidence par la présence dans le rameau usine, d'une venue sur une fracture orientée vers le versant du massif (fracture N20°E 55°E) et possédant une teneur en oxygène-18 relative à des altitudes moins élevées, à côté de la venue du PM' 16 citée précédemment.

A Gavet, au moyen des points alignés, on a pu calculer le gradient altimétrique correspondant (figure 4.29) : il vaut -0,42 ‰/oo, valeur très proche de celle obtenue à Livet.

Le point PM' 65 correspond à une venue d'eau en charge dans un forage vertical réalisé à partir du radier de la galerie. Il se peut donc qu'elle appartienne à un système d'écoulement plus profond et provenant d'une zone plus lointaine et plus élevée.

La comparaison des résultats obtenus dans les deux galeries (figure 4.30) montre clairement que, si les gradients altimétriques sont semblables, l'ordonnée à l'origine est différente : les deux droites sont quasi parallèles de part et d'autre du gradient isotopique dans les Alpes du Nord¹. Ce décalage pourrait être dû à un effet saisonnier, les prélèvements à Livet ayant eu lieu en décembre tandis qu'à Gavet ils ont eu lieu en juillet. Les variations de l'intrant en oxygène-18 en fonction des saisons climatologiques est bien connu.

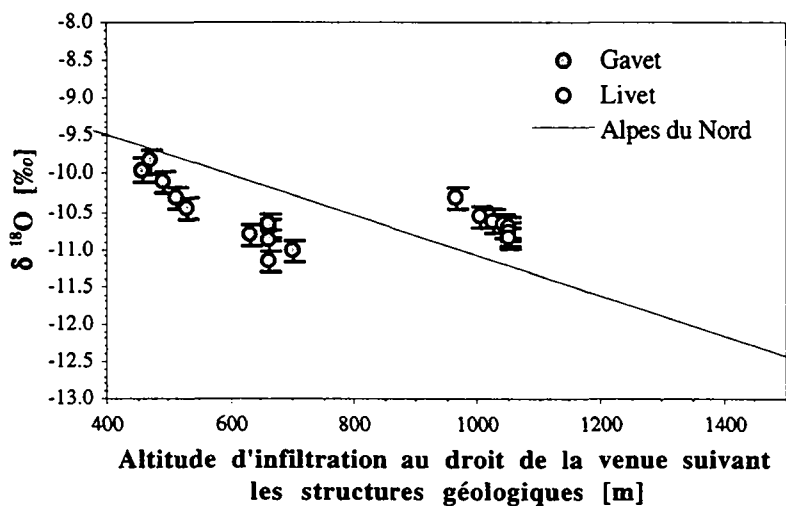


Figure 4.30 : Teneurs en oxygène-18 des venues dans les galeries de Livet et Gavet en fonction de l'altitude d'infiltration calculée sur la base de l'orientation des structures hydrogéologiques.

¹ Le gradient isotopique d'altitude utilisé pour les précipitations est celui des Alpes du Nord (voir § 6.6.1.2).

Le tableau suivant présente l'évolution dans le temps et en fonction de l'état hydraulique du massif, de l'oxygène-18 et du tritium dans les eaux des deux galeries.

<i>Venue</i>	<i>Date</i>	<i>Débit [l.s⁻¹]</i>	<i>Etat hydraulique</i>	<i>Tritium [UT]</i>	<i>Oxygène-18</i>
Livet sortie	1/6/95	24,7	Crue	11,2	-11,00
Livet sortie	6/10/95	4,1	Etiage	12,1	-10,99
Livet sortie	2/4/97	7,4	Intermédiaire	10,4	-11,35
Gavet PM 545	10/7/95	?	Etiage	13,9	-10,73
Gavet PM 545	15/12/95	12,3	Intermédiaire (pré-crue)	12,7	-11,16
Gavet sortie	2/4/97	12,1	Intermédiaire (post-crue)	13,1	-11,30

Tableau 4.9 : Evolution dans le temps de la teneur en oxygène-18 des eaux des deux galeries de Livet et Gavet.

Les teneurs en oxygène-18 et tritium varient peu dans le temps en fonction de l'état hydraulique du massif. Toutefois, il conviendrait de disposer d'un plus grand nombre d'analyses avant de conclure à un fort tamponnage du système provoquant l'homogénéisation des teneurs isotopiques. En effet, une telle conclusion est en désaccord avec les fortes variations de débits enregistrées dans les deux galeries et la réaction rapide de celles-ci aux précipitations.

4.3 Le tunnel routier du Gothard (N2)

Le tunnel routier du Gothard (N2) a fait l'objet de cinq visites pendant lesquelles ont été mesurés les paramètres physico-chimiques des venues d'eau dans la galerie de sécurité et des échantillons d'eau ont été prélevés. Deux séries d'analyses des éléments majeurs et des isotopes ont été effectuées. Une série d'analyses d'éléments en traces a été réalisée.

4.3.1 Géologie et tectonique

Du sud au nord, le tunnel traverse les formations suivantes (figure 4.31) :

- dans le massif du Gothard :

Le Trias de la zone de Nufenen (sur quelques mètres) - la série de la Tremola - la série de Prato - les gneiss de Scorescia - le granite de Rotondo - les orthogneiss de Fibbia - la zone de Guspis (paragneiss) - les orthogneiss de Gamsboden - la zone septentrionale des paragneiss - le Permo-Carbonifère et le Mésozoïque de la zone d'Urseren

- dans le massif de l'Aar :

La zone de gneiss méridionale du massif de l'Aar - le granite de l'Aar - des roches meubles (anciens déblais du tunnel ferroviaire + éboulis de pente).

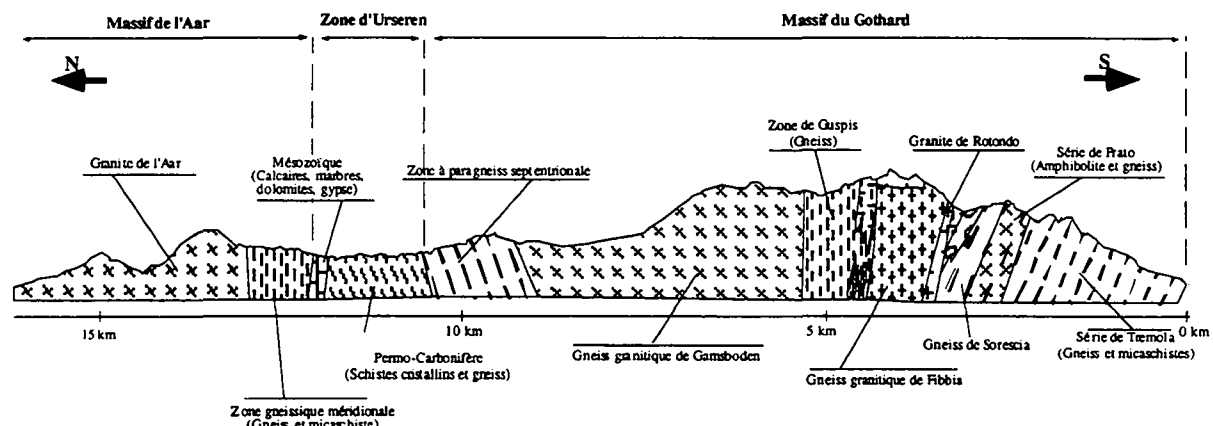


Figure 4.31 : Coupe géologique du tunnel routier (N2) du Gothard [d'après Keller et al. 1987].

Pour une description plus précise des formations rencontrées dans l'ouvrage, on se référera à l'important travail de synthèse portant sur la géologie du tunnel du Gothard [Keller et al. 1987]. La géologie des massifs de l'Aar et du Gothard a fait l'objet d'un ouvrage de référence [Labhart 1977].

Ces terrains principalement de nature gneissique ou granitique ont été recoupés perpendiculairement par le tunnel dans sa partie sud et selon un angle de 45° dans sa partie nord. La principale schistosité alpine (système I selon Keller et al. [1987]) possède, dans toutes les unités traversées, une orientation proche de $N 60^\circ E$ avec un pendage subvertical. Les plans de fissuration sont pour la plupart (systèmes II et III) subverticaux également. Le système II possède une orientation proche de $N 90^\circ E$, soit quasi-perpendiculaire au tracé de l'ouvrage. Le système III, à pendage variable selon les cas mais souvent subvertical, possède une orientation proche de $145^\circ E$.

4.3.2 Contextes des venues d'eau dans l'ouvrage

Le percement de cet ouvrage n'a pas conduit à des venues d'eau très importantes. La somme des venues d'eau drainées durant le percement ne dépasse pas 280 l.s^{-1} . Ce débit a très vite baissé pour atteindre 20 à 55 l.s^{-1} en mai 1970 [Keller et al. 1987].

Les plus grosses venues (150 l.s^{-1}) ont été enregistrées dans les gneiss granitiques de Gamsboden au contact sud avec les paragneiss de la zone de Guspis, moins productifs. Ces venues ont ensuite tari. La vidange du réservoir constitué derrière le mur à faible perméabilité horizontale constitué par les paragneiss (schistosité verticale très marquée) a eu lieu lors du percement. Il en résulte le tarissement des venues.

Parmi les zones productives, on citera également les schistes de la série Tremola à proximité de l'entrée sud du tunnel où des débits atteignant 60 l.s^{-1} ont été enregistrés. Ces venues ont également rapidement baissé. Toutefois, il subsiste encore, à l'heure actuelle, dans cette zone (au PM 700) des venues d'un débit d'étiage de 5 l.s^{-1} pouvant augmenter fortement lors d'épisodes pluvieux ou pendant la fonte des neiges.

Sur la base de ces observations, nous proposons la coupe hydrogéologique suivante qui résume le comportement hydrogéologique relatif de chacune des unités constituant le massif (figure 4.32).

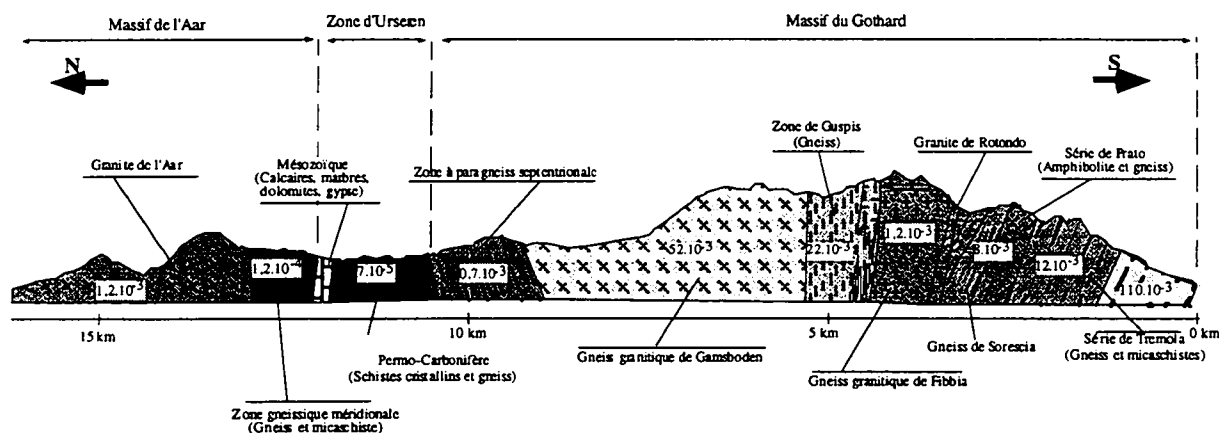


Figure 4.32 : Coupe hydrogéologique du tunnel routier du Gothard (N2). Les tons plus grisés indiquent des zones moins aquifères. Les différentes unités hydrogéologiques sont définies sur la base des unités tectoniques traversées et des débits linéaires rencontrés durant le percement.

La majorité des venues d'eau sont associées à des fractures. Les tronçons les moins productifs en eau (granite de l'Aar, Permo-Carbonifère, zone à gneiss méridionale, paragneiss septentrionaux, orthogneiss de Fibbia) sont caractérisés par des plans de discontinuités le plus souvent peu rapprochés et de persistance moyenne (tableau 4.10). A l'inverse, les tronçons les plus productifs (gneiss granitique de Gamsboden, série Tremola) sont caractérisés par une forte intensité de la fissuration et une persistance moyenne à élevée.

Unité	Fissuration	Longueur [m]	Débit [l.s^{-1}]	Débit linéaire [$\text{l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$]
Tremola	I : > P : <	600	66	110.10^{-3}
Tremola + Prato	I : => P : =	2404	30	12.10^{-3}
Sorescia	I : > P : >	621	5	8.10^{-3}
Fibbia	I : <= P : =	824	1	$1,2.10^{-3}$
Guspis	I : >> P : <	894	20	22.10^{-3}
Gamsboden	I : => P : =>	2885	150	52.10^{-3}
Paragneiss nord	I : < P : <=	1372	1	$0,7.10^{-3}$
Permo-Carb.	I : < P : <	1434	0,1	7.10^{-5}
Gneiss sud Aar	I : < P : <=	831	0,1	$1,2.10^{-4}$
Granite Aar	I : <= P : =>	3217	4	$1,2.10^{-3}$

Tableau 4.10 : Venues d'eau mesurées dans le tunnel du Gothard durant le percement, classées par unité géologique traversée. Comparaison avec l'intensité (I) et la persistance (P) de la fissuration. < : faible; = : moyen; > : élevé [d'après Keller et al. 1987].

Certaines venues sont associées à des lamprophyres surtout dans les orthogneiss de Gamsboden. Toutefois, elles représentent une minorité des débits drainés par l'ouvrage.

A l'heure actuelle, dans la galerie de sécurité, les débits semblent nettement moins élevés : hormis la venue du PM 690-S (5 l.s^{-1}), la plupart des venues possèdent des débits de l'ordre de quelques litres par minute. Il est toutefois difficile de se faire une idée quantitative sur les débits drainés par l'ouvrage étant donnée l'impossibilité d'accéder aux venues de la galerie principale. On dira que globalement les débits semblent nettement moins élevés qu'à la fin des travaux.

4.3.3 Caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau

Des mesures physico-chimiques ont été effectuées durant une année hydrologique lors de quatre visites de la galerie entre novembre 1995 et septembre 1996. Pour les profils présentés et discutés dans la suite, nous utiliserons les résultats du 13 mars 1996 qui correspondent à une période d'étiage des venues d'eau dans l'ouvrage en fin d'hiver. Les paramètres mesurés ne sont donc pas affectés par d'éventuels phénomènes de dilution et caractérisent au mieux les eaux de l'aquifère.

Les conductivités électriques (figure 4.33) des venues d'eau sont comprises entre 88 et 336 $\mu\text{S.cm}^{-1}$. Tout le long de l'ouvrage, les conductivités restent à peu près dans la même gamme entre 200 et 300 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ hormis deux venues dans le gneiss granitique de Fibbia et la zone gneissique de Guspis (PM 4335-S et PM 4819-S) qui sont moins minéralisées que les autres (conductivité à 90 $\mu\text{S.cm}^{-1}$). Une autre série de venues d'eau moins minéralisées sont situées dans le granite de l'Aar au contact avec les paragneiss de la zone méridionale de l'Aar (aux environs du PM 13000-S).

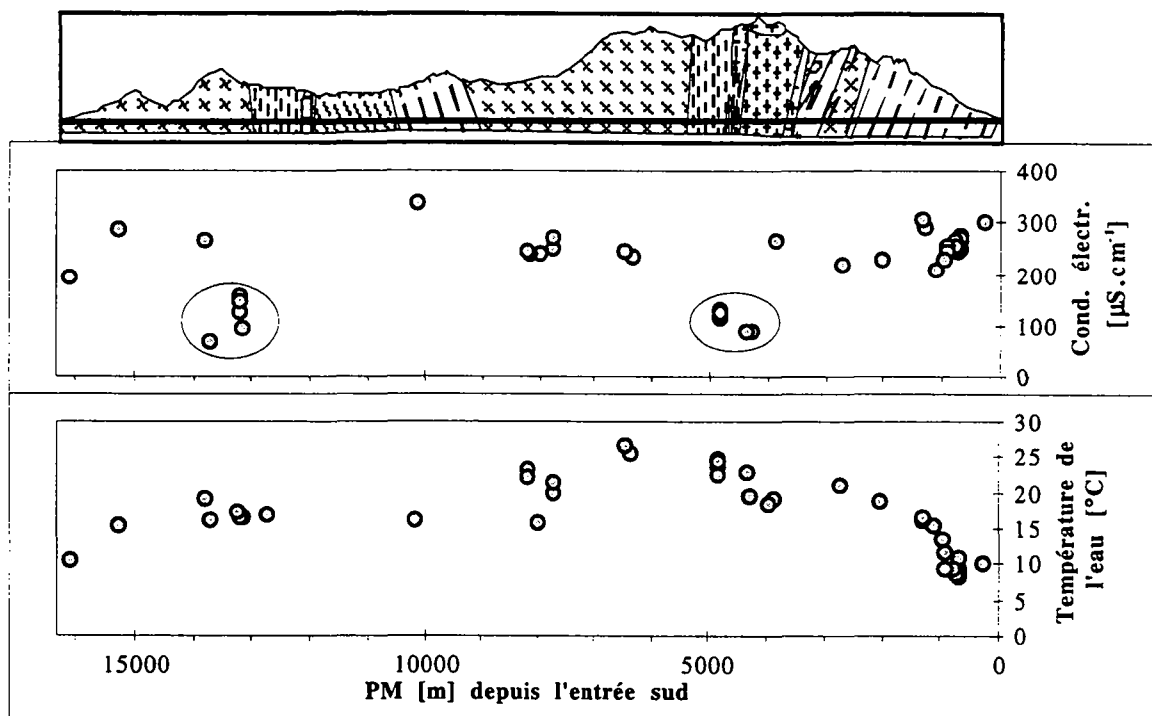


Figure 4.33 : Profil de conductivités électriques et températures des eaux dans le tunnel routier du Gothard. Mesures effectuées le 13 mars 1996.

Les températures les plus élevées ($26,6 \text{ }^\circ\text{C}$) ont été mesurées dans la partie sud du tunnel au coeur du massif du Monte Prosa sous une épaisse couverture rocheuse. Elles décroissent dans la partie nord sous la vallée de la Reuss.

Les pH sont élevés (figure 4.34). Ils sont compris entre 7,5 et 9 dans la partie sud du tunnel. Ils sont supérieurs à 9 dans sa partie centrale et compris entre 8 et 9 dans la partie nord, dans le granite de l'Aar. Il est connu que le contact du béton avec les eaux puisse contribuer à augmenter le pH de celles-ci. Toutefois, on a observé des pH élevés dans le granite de l'Aar alors que dans cette zone la galerie de sécurité n'est pas revêtue et que mis à part dans la zone d'Urseren, aucune injection de ciment n'a eu lieu dans le massif durant le percement du tunnel. Par ailleurs, il y a de

nombreuses années que le béton est en place et les réactions d'altération doivent avoir pris fin maintenant. Enfin, le pH des eaux mesurées dès le percement [Keller et al. 1987] était déjà très élevé avec des valeurs supérieures à 9. Nous ne pensons donc pas que le béton soit à l'origine de ces pH¹.

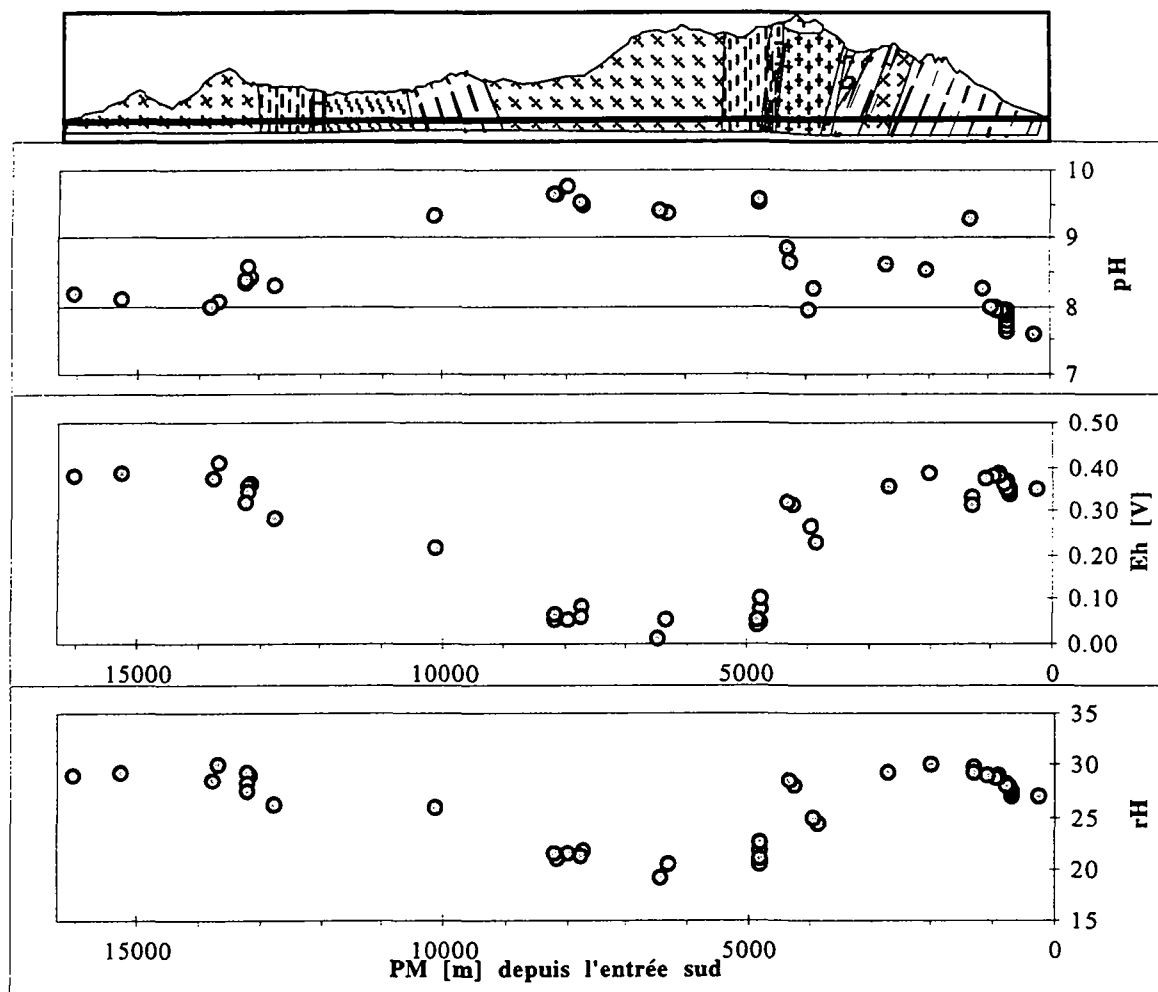


Figure 4.34 : Profil des pH, Eh et rH des eaux dans le tunnel routier du Gothard.
Mesures effectuées le 13 mars 1996.

Dans la zone centrale, à pH plus élevés, on constate une chute du potentiel d'oxydo-réduction jusqu'à des valeurs proches d'un milieu réducteur. Toutefois, le rH reste celui d'un milieu indifférent.

Le suivi des paramètres mesurés permet de mettre en évidence deux types de venues d'eau selon leur comportement dans le temps (figure 4.35). Le premier type regroupe des venues dont la minéralisation varie au cours de l'année hydrologique. Elle est maximale à la fin de l'hiver suite à l'étiage qui caractérise cette période et minimale au printemps du fait de la dilution par l'eau de la fonte des neiges. Parmi les venues qui ont ce type de comportement, on citera les eaux des PM 690, 15260 et 16070 : elles sont toutes situées à proximité des entrées nord et sud du tunnel, soit sous de faibles épaisseurs de couverture. La minéralisation des eaux du groupe 2 ne varie pas en fonction du temps : ce sont des eaux stables. Parmi celles-ci, on citera les eaux des PM 1306, 4335, 4819, 6454, 7740, 10140 et 13189. Elles sont toutes situées plus à l'intérieur du massif sous d'épaisses couvertures rocheuses.

¹ L'origine de tels pH dans les eaux issues du cristallin alpin est discutée au § 6.3.

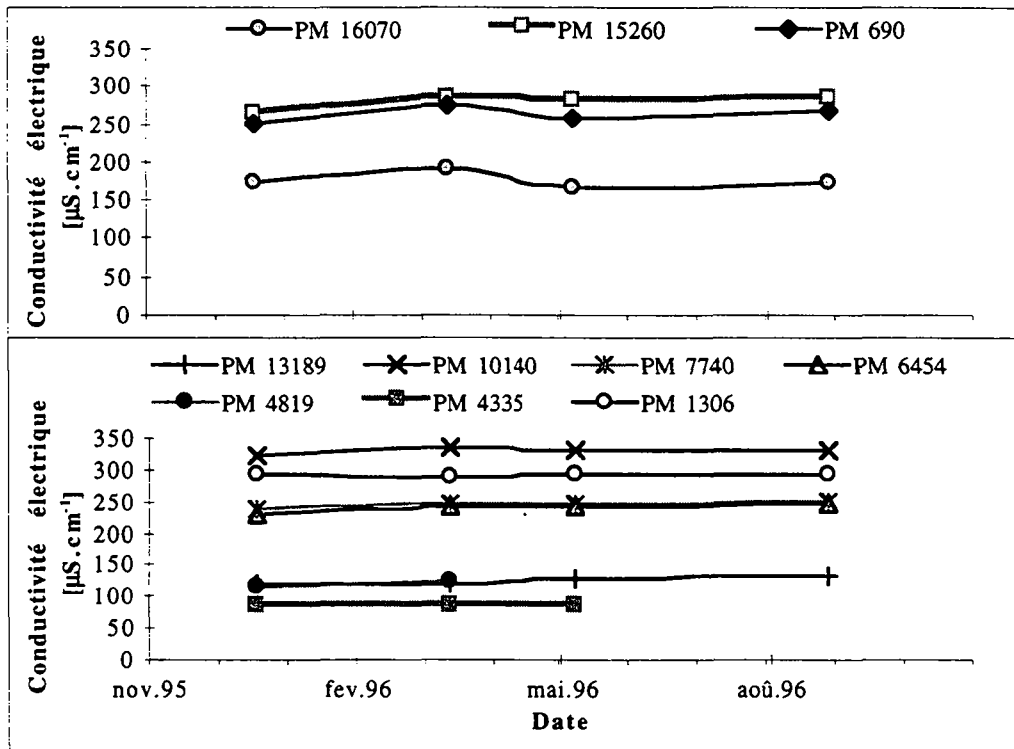


Figure 4.35 : Evolution dans le temps de la conductivité électrique des eaux dans le tunnel routier du Gothard. Mesures effectuées entre novembre 95 et septembre 96.

La température des venues varie très peu (figure 4.36). Ceci indique que les eaux atteignent rapidement un équilibre avec la roche dans ce type de milieu peu perméable. Seule la venue du PM 7740 située à proximité d'un puits de ventilation montre un réchauffement durant l'été lié à ce puits.

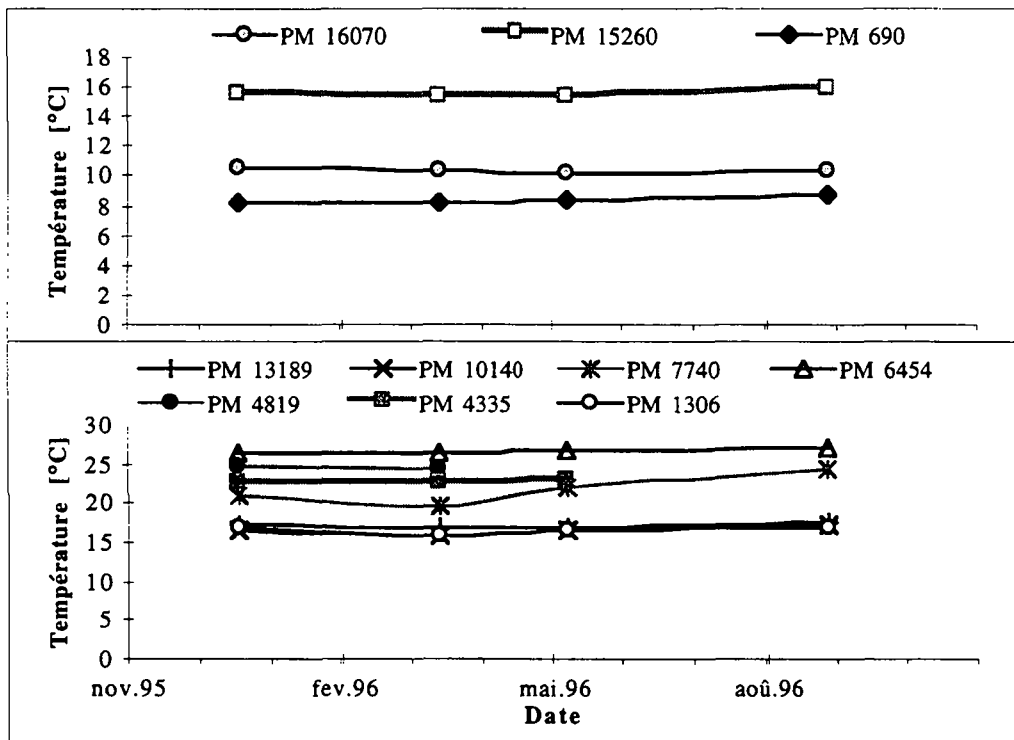


Figure 4.36 : Evolution dans le temps de la température des eaux dans le tunnel routier du Gothard. Mesures effectuées entre novembre 95 et septembre 96.

Les variations dans le temps du pH (figure 4.37) et de Eh (figure 4.38) ne sont pas aisées à interpréter. On ne constate pas en effet de comportement systématique des venues d'un groupe ou de l'autre.

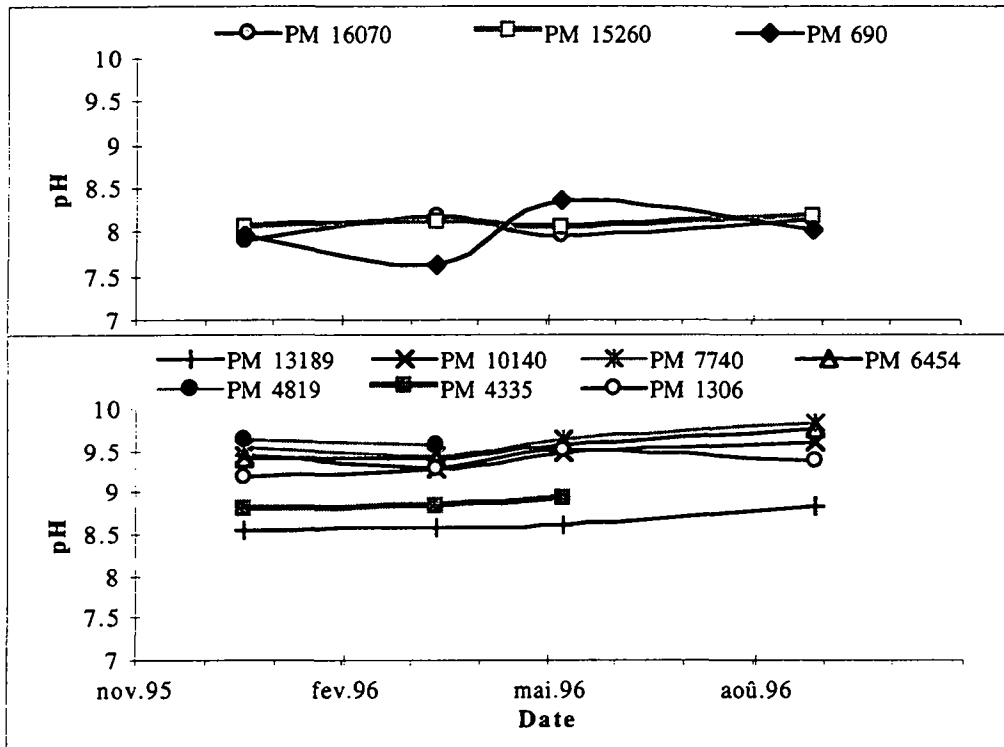


Figure 4.37 : Evolution dans le temps du pH des eaux dans le tunnel routier du Gothard. Mesures effectuées entre novembre 95 et septembre 96.

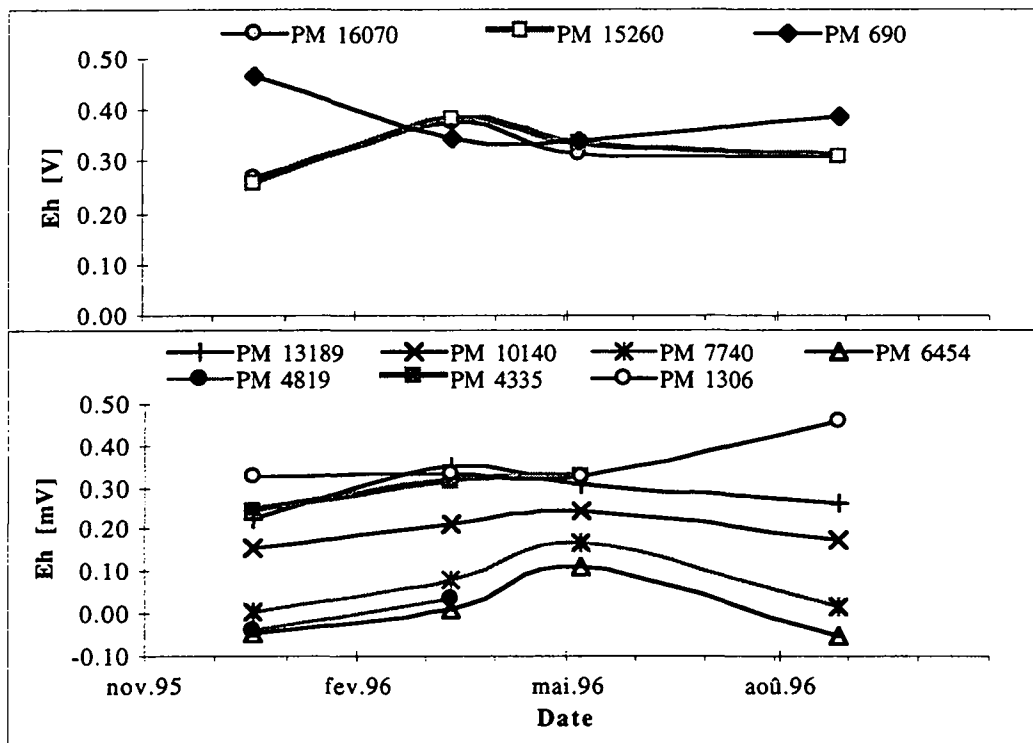


Figure 4.38 : Evolution dans le temps du Eh des eaux dans le tunnel routier du Gothard. Mesures effectuées entre novembre 95 et septembre 96.

4.3.4 Hydrochimie des venues d'eau

Deux séries d'analyses des ions majeurs ont été effectuées sur quelques venues situées dans les différentes unités traversées par le tunnel. La première série a été réalisée sur des échantillons prélevés en mars 1996 (fin de l'été) et la seconde sur des eaux prélevées en juillet 1997 à la fin de la fonte des neiges (tableau 4.11).

Venue	Géologie	Date	Type	H ₂ SiO ₄ [mg.l ⁻¹]	Minéralisation [mg.l ⁻¹]
PM 691-S	Gn.+Ms. Tremola	13/03/96	Ca-HCO ₃ -SO ₄	8	233
PM 691-S	Gn.+Ms. Tremola	29/07/97	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	11	176
PM 1306-S	Gn.+Ms. Tremola	29/07/97	Na-HCO ₃ -(SO ₄)	16,5	310
PM 4335-S	Gn. Gr. Fibbia	13/03/96	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	26	101
PM 4335-S	Gn. Gr. Fibbia	29/07/97	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄	22,5	97
PM 4819-S	Gn. Guspis	13/03/96	Na-(Ca)-HCO ₃ -SO ₄	38	193
PM 4819-S	Gn. Guspis	29/07/97	Na-HCO ₃ -SO ₄	34	139
PM 6454-S	Gn. Gr. Gamsboden	13/03/96	Na-HCO ₃ -SO ₄	57	252
PM 6454-S	Gn. Gr. Gamsboden	29/07/97	Na-HCO ₃ -SO ₄	58	272
PM 7740-S	Gn. Gr. Gamsboden	29/07/97	Na-HCO ₃ -SO ₄	55	280
PM 10140-S	Paragneiss Gothard	13/03/96	Na-HCO ₃	19	260
PM 10140-S	Paragneiss Gothard	29/07/97	Na-HCO ₃	17	364
PM 13189-S	Gr. Aar	13/03/96	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄	4	133
PM 13189-S	Gr. Aar	29/07/97	Na-HCO ₃ -SO ₄	27	138
PM 15260-S	Gr. Aar	13/03/96	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	13	261
PM 15260-S	Gr. Aar	29/07/97	Ca-Na-SO ₄ -HCO ₃ -(Cl)	20	236
PM 16070-S	Gr. Aar	13/03/96	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	13	180
PM 16070-S	Gr. Aar	29/07/97	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	13	159

Tableau 4.11 : Résultats des analyses chimiques effectuées sur les venues d'eau dans le tunnel routier du Gothard.
Abréviations : Gn. : Gneiss Gr. : Granite Ms. : Micaschistes.

Mis à part les venues d'eau situées à proximité des deux entrées (ce sont les eaux du groupe I définies précédemment, qui réagissent de manière visible à la fonte des neiges), les eaux analysées sont très riches en sodium. C'est le cas de toutes les venues situées entre le PM 691 et le PM 15260-S. Toutes les pétrographies sont concernées : les eaux des granites, orthogneiss et paragneiss sont dans ce cas. Il ne s'agirait donc pas d'un phénomène d'origine lithologique mais plutôt hydrodynamique. Les eaux concernées sont en effet toutes caractérisées par des teneurs faibles en tritium, signe qu'il s'agit d'eaux anciennes. Un processus lent, mettant du sodium en solution est l'altération de l'albite. Nous verrons dans le chapitre 6.3 en détail ce phénomène. Par ailleurs, ces mêmes eaux sont riches en silice (H₂SiO₄), paramètre qui traduit l'altération des silicates.

Les chlorures apparaissent sur une seule venue dans le granite de l'Aar. L'ion hydrogénocarbonate est l'anion dominant dans tous les cas sauf un (PM 15260-S dans le granite de l'Aar).

Dans le temps, la minéralisation des venues du groupe I (proches des deux entrées) baisse suite au phénomène de dilution évoqué (eaux moins minéralisées durant l'été). Les types d'eau ne changent pratiquement pas : les eaux gardent la même composition chimique globale. Il en va de même pour la silice sur la majorité des eaux analysées. L'ensemble des eaux reste donc assez stable malgré un léger phénomène de dilution enregistré au printemps sur les venues proches des entrées du tunnel.

Des analyses en traces ont été effectuées sur les eaux prélevées durant l'hiver afin d'éviter l'effet de la dilution (figures 4.39 et 4.40).

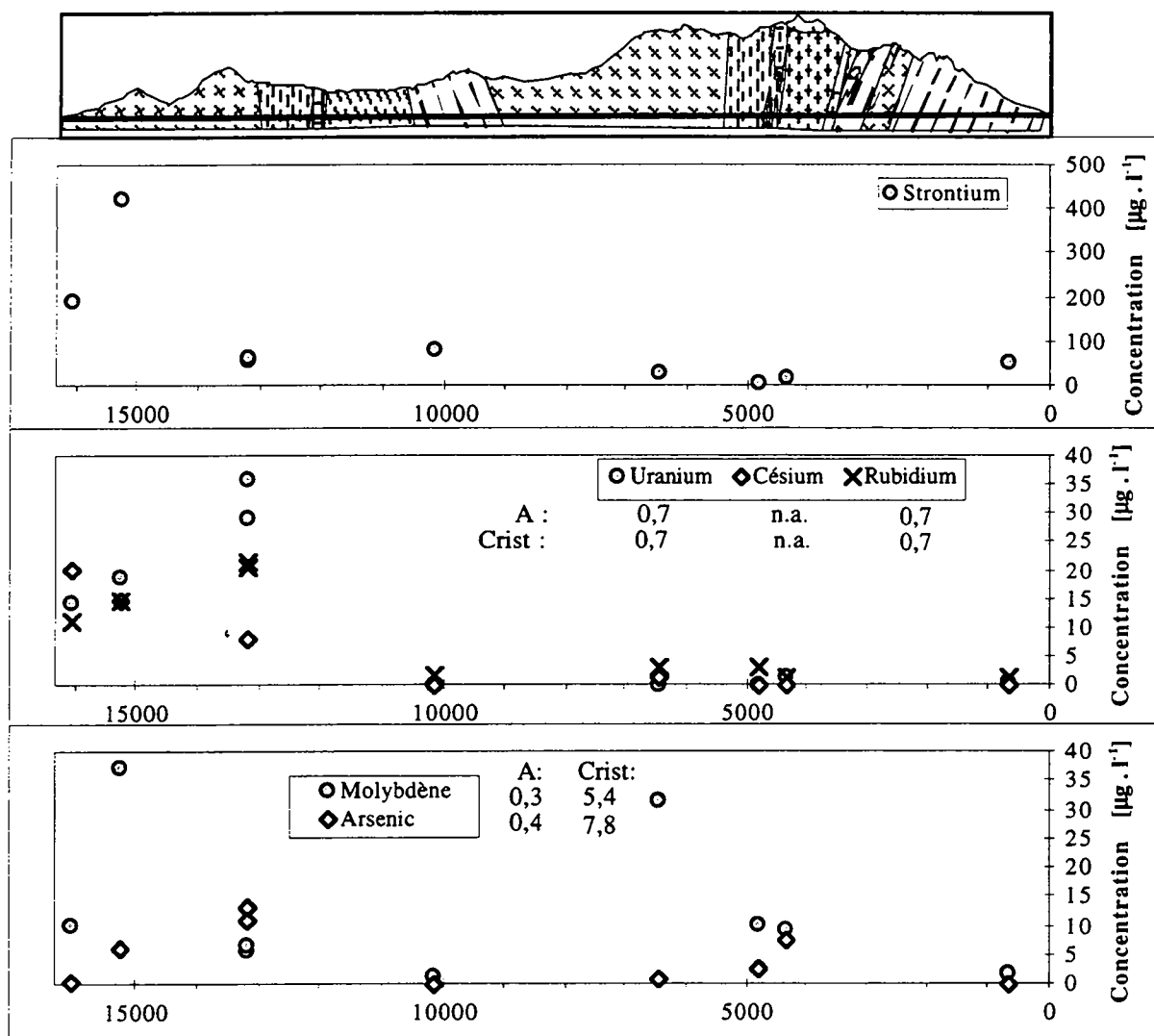


Figure 4.39 : Profil des teneurs en éléments en traces des eaux du tunnel routier du Gothard. Echantillons prélevés le 13 mars 1996. Pour comparaison, sont indiquées les médianes des teneurs des éléments mesurées dans le cadre du programme AQUITYP sur l'ensemble des eaux étudiées (A) et sur le cristallin (Crist).

Le strontium est présent dans les eaux analysées dans des concentrations assez moyennes (figure 4.39). Deux venues dans le granite de l'Aar montrent de fortes teneurs en strontium (PM 15260-S et 16040-S). L'uranium, le césium et le rubidium se sont avérés d'excellents traceurs du granite de l'Aar puisqu'ils apparaissent dans ses eaux avec des teneurs supérieures à $10 \mu\text{g.l}^{-1}$ alors que ces éléments ne dépassent pas $3 \mu\text{g.l}^{-1}$ dans les autres unités traversées.

Le molybdène et l'arsenic sont deux bons traceurs du cristallin [Dubois 1993]. Le molybdène est présent dans toutes les eaux analysées avec un minimum de $2 \mu\text{g.l}^{-1}$ dans les paragneiss de la zone septentrionale du Gothard. L'arsenic apparaît principalement dans le granite de l'Aar, dans les gneiss de Guspis et les orthogneiss de Fibbia.

Le Bore et le lithium apparaissent dans la partie nord et centrale du tunnel; ils sont quasi absents dans la série de Tremola et dans les gneiss de Guspis et Fibbia (figure 4.40).

L'aluminium et le fer sont présents dans des teneurs supérieures à celles mesurées sur l'ensemble des eaux du programme AQUITYP. Mis à part un point (PM 13189-S où les fortes concentrations paraissent suspectes), leur variabilité est faible.

Le zinc, le manganèse, le brome et le baryum ont été associés car ils se comportent de façon similaire sur le profil, avec des teneurs faibles dans la partie centrale et des teneurs plus élevées dans le granite de l'Aar ou les micaschistes de Tremola.

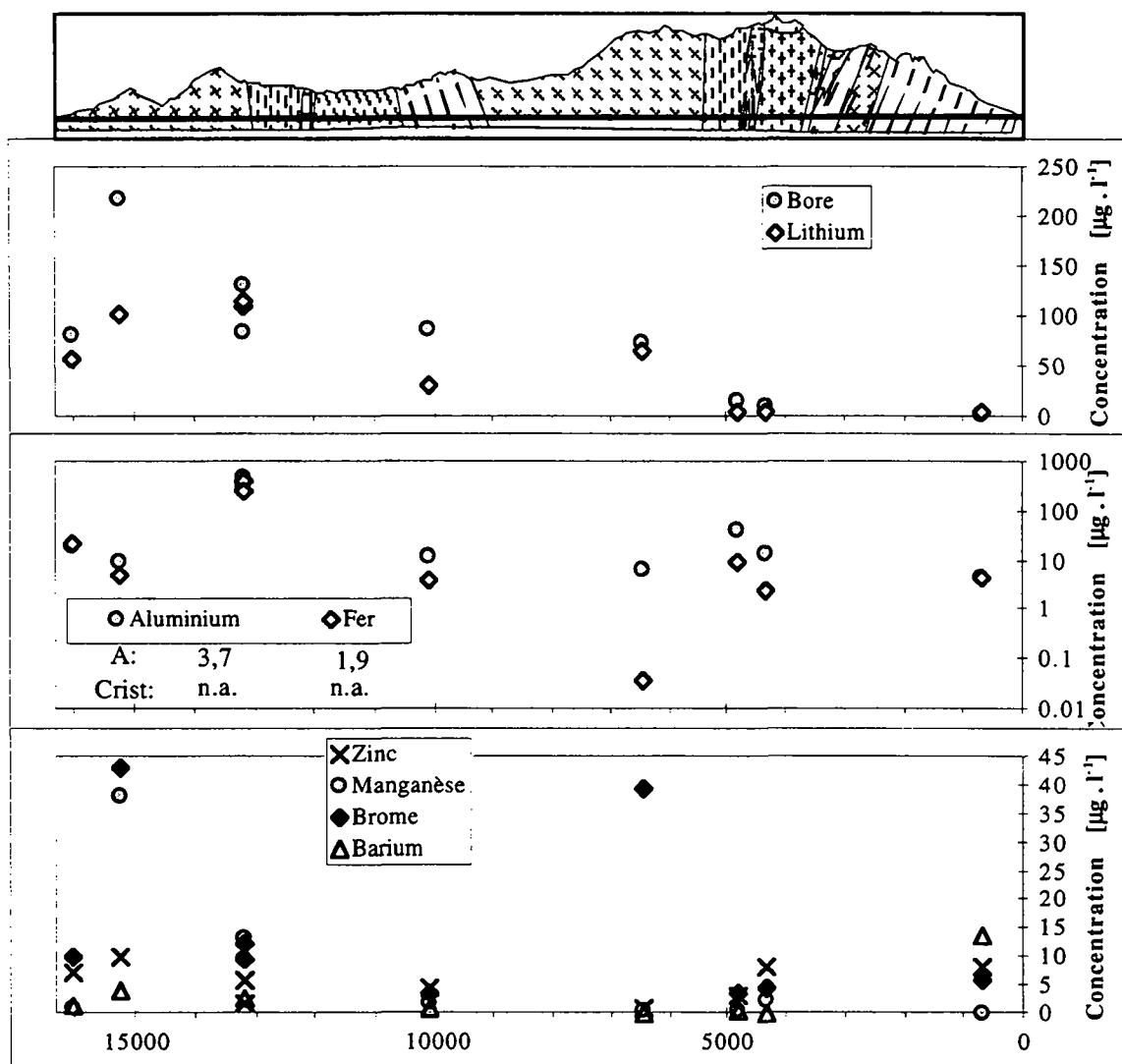


Figure 4.40 : Profil des teneurs en éléments en traces des eaux du tunnel routier du Gothard. Echantillons prélevés le 13 mars 1996. Pour comparaison, sont indiquées les médianes des teneurs des éléments mesurées dans le cadre du programme AQUITYP sur l'ensemble des eaux étudiées (A) et sur le cristallin (Crist).

Si l'on réexamine les résultats par unité géologique, on met en évidence des comportements assez divers. Les eaux issues du granite de l'Aar possèdent des teneurs élevées en éléments en traces. Les éléments rencontrés dans le granite de l'Aar avec des concentrations élevées sont : Sr, U, Rb, Cs, As, Mo, B et Li principalement. Sont présents également Al, Fe, Mn, Br, Ba et Zn.

Les venues des PM 4335 et 4819-S dans les gneiss de Fibbia et Guspis sont assez pauvres en traces. Leur conductivité électrique est faible. Ces eaux sont peu minéralisées aussi bien en ions majeurs qu'en éléments en traces.

Les eaux issues des micaschistes de Tremola se caractérisent principalement par leur haute teneur en baryum. Le bore et le lithium sont présents dans le gneiss granitique de Gamsboden, tout comme dans le granite de l'Aar. Dans cette formation, les autres éléments en traces, hormis le brome et le molybdène, sont peu présents.

4.3.5 Chimie isotopique des venues d'eau

Les analyses isotopiques effectuées durant cette étude sont présentées sur le tableau suivant.

Venue	Géologie	Date	^{18}O [‰]	H-3 [U.T.]
PM 691-S	Gn.+Ms. Tremola	13/03/96	-11,86	15,4
PM 691-S	Gn.+Ms. Tremola	29/07/97	-12,74	13,8
PM 4335-S	Gn. Gr. Fibbia	13/03/96	-12,49	7,5
PM 4335-S	Gn. Gr. Fibbia	29/07/97	-13,41	6,5
PM 4819-S	Gn. Guspis	13/03/96	-12,88	2,3
PM 4819-S	Gn. Guspis	29/07/97	-13,85	2,8
PM 6454-S	Gn. Gr. Gamsboden	13/03/96	-14,32	1,5
PM 6454-S	Gn. Gr. Gamsboden	29/07/97	-14,75	1,3
PM 10140-S	Paragneiss Gothard	13/03/96	-13,15	8,1
PM 10140-S	Paragneiss Gothard	29/07/97	-13,75	7,8
PM 13189-S	Gr. Aar	13/03/96	-13,81	17,8
PM 13189-S	Gr. Aar	29/07/97	-13,87	12,6
PM 15260-S	Gr. Aar	13/03/96	-12,44	18,4
PM 16070-S	Gr. Aar	19/12/95	-12,9	13,4
PM 16070-S	Gr. Aar	29/07/97	-12,76	15,3
GotthardReuss	Eau de surface	29/07/97	-14,03	13,3
Lac Lucendro	Eau de surface	29/07/97	-13,09	10,2

Tableau 4.12 : Résultats des analyses isotopiques effectuées sur les venues d'eau dans le tunnel routier du Gothard. Abréviations : Gn. : Gneiss Gr. : Granite Ms. : Micaschistes.

Les teneurs en tritium permettent de distinguer deux types d'eau (figure 4.41) : des eaux récentes dont les teneurs se situent aux environs de 15 UT et des eaux anciennes ou des mélanges dont les teneurs sont inférieures à 10 UT. Les premières se situent à proximité des deux entrées du tunnel; il s'agit des venues des PM 690, 13189, 15260 et 16070-S parmi lesquelles trois de ces venues ont montré une réaction à la fonte des neiges. Les secondes se situent au coeur du massif; elles sont toutes caractérisées par des teneurs en sodium et silice élevées. Ce sont donc des temps de séjour plus longs, liés à l'épaisseur de la couverture rocheuse, qui expliquent la plus grande stabilité chimique des eaux situées au coeur du massif.

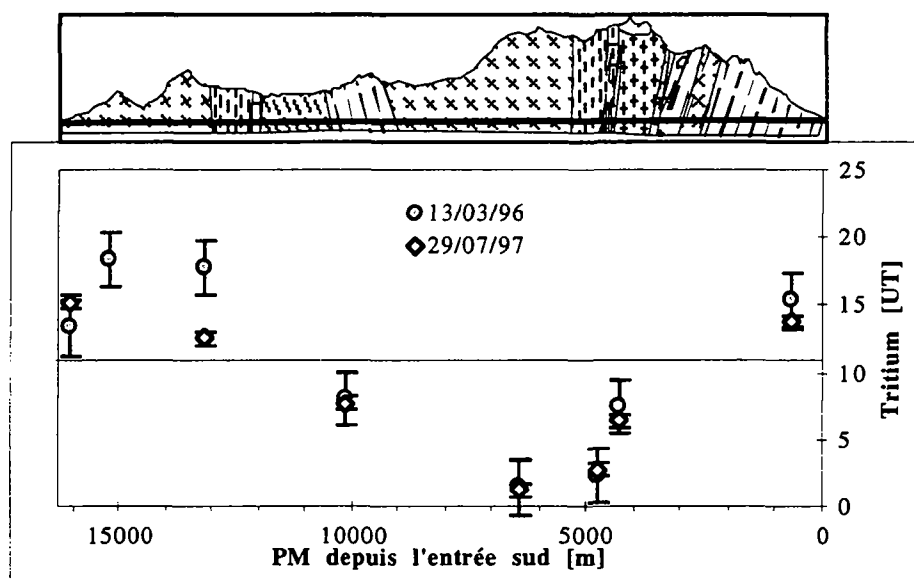


Figure 4.41 : Profil des teneurs en tritium des eaux du tunnel du Gothard.

Le report des résultats des analyses isotopiques en oxygène-18 en fonction de l'altitude au droit de l'ouvrage interpolée parallèlement à l'orientation des structures majeures permet de mettre en évidence certaines anomalies (3 zones) par rapport à la droite des Alpes du nord (figure 4.42).

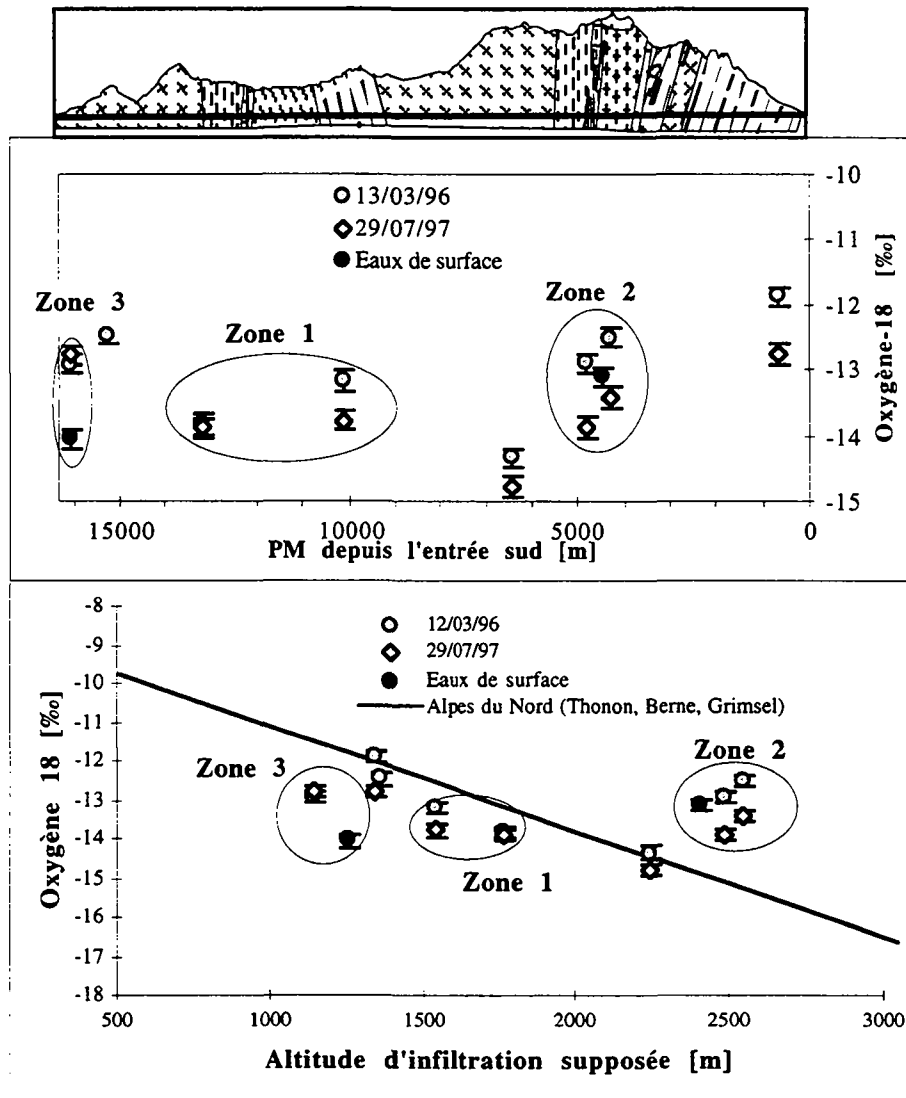


Figure 4.42 : Teneurs en oxygène-18 en fonction de l'altitude d'infiltration calculée.

Dans la zone 1, les venues des PM 10140 et 13189-S sont caractérisées par un appauvrissement en oxygène-18. Celui-ci s'explique par une zone d'alimentation située à une altitude plus élevée que l'altitude proposée. Il s'agit d'eaux provenant des versants de la Reuss et non du fond de sa vallée (figure 4.43).

Dans la zone 2, les venues situées aux PM 4335 et 4819-S respectivement dans les orthogneiss de Fibbia et dans les paragneiss de la zone de Guspis, montrent un enrichissement en oxygène-18. Au droit de ces deux venues se situent les lacs de retenue des barrages de Lucendro et Sella. Il est bien connu qu'en surface, dans les lacs, les eaux subissent un enrichissement en oxygène-18 par suite de l'évaporation des eaux; l'isotope plus lourd (oxygène-18) se concentrant dans les eaux restant. Un échantillon d'eau du lac de Lucendro a été prélevé durant l'été 1997. Cette eau montre un enrichissement en oxygène-18 comparable à celui observé dans le tunnel. Les eaux du tunnel aux environs du PM 4500-S proviendraient en partie des lacs de retenue situés à la surface du massif (figure 4.43). La chute de minéralisation observée dans cette zone confirme cette hypothèse d'un apport des eaux du lac (conductivité électrique de l'eau du lac : $11 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ le 29 juillet 1997). Les faibles teneurs mesurées en tritium sur les deux venues considérées indiquent l'existence d'eaux anciennes. Il faut envisager un processus de mélange entre des eaux anciennes (sans tritium) et les eaux du lac (10 UT) pour expliquer de telles teneurs en tritium. Le lac de retenue de Lucendro n'a jamais montré de signe de fuites [Schneider 1997, comm. Pers.]. Les quantités d'eau mesurées dans le tunnel sont très faibles (quelques litres par minute) à l'image de la perméabilité à l'échelle du massif (voir chapitre 6.2.) : le tunnel ne menace donc pas la pérennité du barrage même si un lien hydraulique existe probablement entre ces deux ouvrages. L'alimentation par les autres petits lacs situés au Col du Gothard est également possible. Toutefois,

l'implication des lacs de retenue est plus probable étant donné leur plus grande profondeur et donc la plus grande pression d'eau au contact avec l'encaissant. Des analyses de deutérium devraient permettre de confirmer ou non cette hypothèse d'enrichissement des eaux en oxygène-18 par évaporation dans le lac. Celles-ci sont en cours au moment de la rédaction de la thèse.

Dans la zone 3, les eaux du PM 16070-S à la sortie du tunnel montrent comme dans la zone 1 un appauvrissement en oxygène-18. Une analyse a été effectuée en juillet sur la Reuss qui s'écoule au droit de cette venue. Sa teneur en oxygène-18 est également fortement appauvrie par rapport aux eaux de pluie à cette altitude. Il est possible que l'eau du PM 16070-S provienne en partie de la Reuss (figure 4.43). Toutefois, d'autres analyses seraient nécessaires pour confirmer cette interprétation.

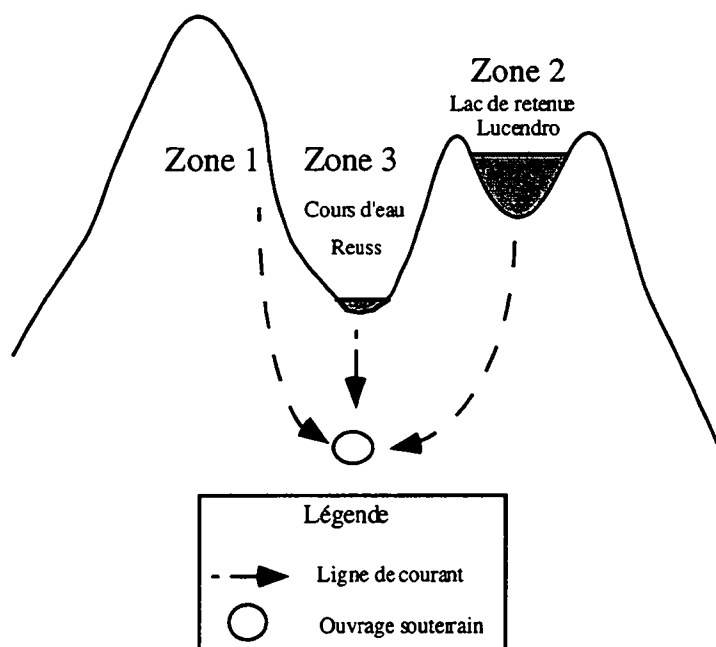


Figure 4.43 : Représentation schématique des trois zones d'anomalies isotopiques.

4.4 La galerie de reconnaissance AlpTransit Gothard

Dans le cadre de ce travail, nous avons effectué deux visites (le 4 juillet 1995 et le 12 mars 1996) dans la galerie AlpTransit Gothard de Polmengo durant lesquelles des mesures physico-chimiques sur les eaux ont été effectuées et des échantillons d'eau prélevés. Une série d'échantillons ont été prélevés par le géologue de la galerie, M. Volpers, dans les forages de reconnaissance réalisés en février et avril 1997.

En outre, des analyses chimiques d'eau effectuées par le laboratoire cantonal du Tessin ainsi que des analyses isotopiques ont été réalisées dans le cadre du suivi géologique de cette galerie [Schneider 1997]. Ces analyses nous ont aimablement été communiquées et ont été intégrées à ce travail.

4.4.1 Contexte géologique

La galerie de Polmengo est une galerie de reconnaissance destinée à sonder la zone de la Piora Mulde, synclinal de dolomies pincé entre la zone gneissique pennique (gneiss de Leventina et du Lucomagno) et le massif du Gothard. Cette zone devrait être traversée par le futur tunnel de base de l'AlpTransit Gothard. Le sondage réalisé est destiné à reconnaître la géométrie de cette zone ainsi que ses caractéristiques géologiques, hydrogéologiques et géomécaniques.

La galerie, longue de 5552 m, traverse depuis l'entrée à Polmengo les gneiss de Leventina sur environ 3000 mètres et ensuite les gneiss du Lucomagno sur 2500 mètres (figure 4.44).

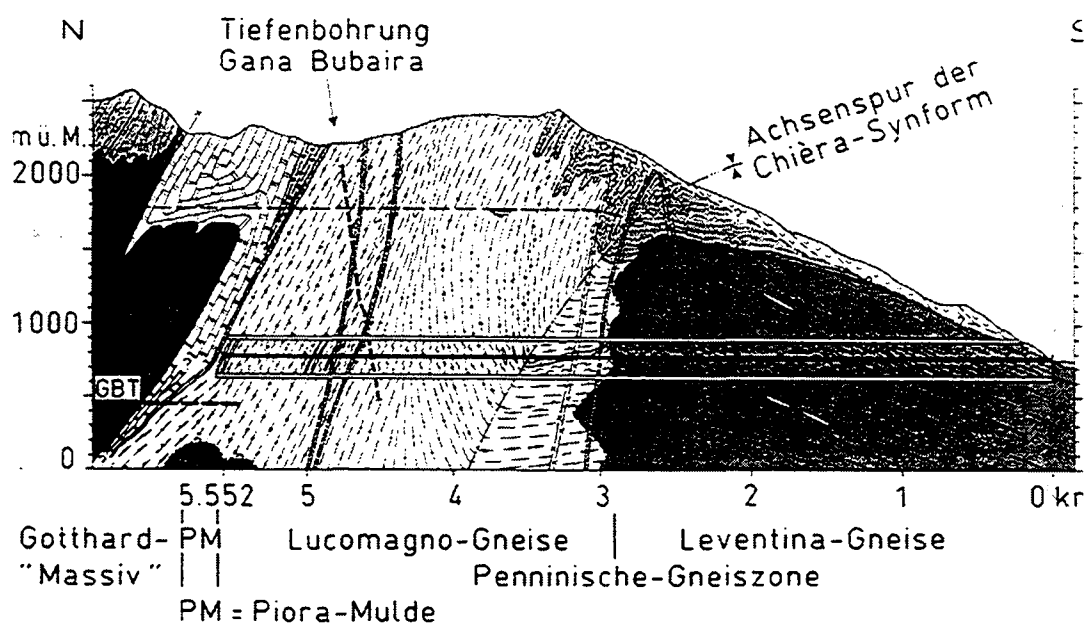


Figure 4.44 : Coupe de la galerie de reconnaissance de Polmengo [d'après Schneider 1997].

Le gneiss de Leventina est un gneiss granitique dont le métamorphisme est de faciès amphibolite. On y trouve des lentilles de paragneiss, de marbre, de gypse et de quartzites. Le gneiss du Lucomagno appartient au vieux cristallin du massif (de faciès amphibolitique également) et est caractérisé par une plus grande abondance de micas. Il est constitué de schistes à hornblende et de gneiss riches en micas, hornblende, feldspath et quartz. Le contact entre les deux massifs gneissiques est de type intrusif et non tectonique.

La Piora Mulde constitue la couverture sédimentaire post-hercynienne du massif du Gothard. Mis à part les quartzites de la série Melser, elle est constituée principalement de dolomites, de gypse et également de roches de la série du Quarten qui sont aujourd'hui métamorphosées principalement en schistes. Toutes ces roches peuvent être datées du Trias. Les dolomites sont considérées comme des roches à problèmes car suite au métamorphisme elles peuvent être saccharoïdes. Par saturation

complète en eau, ces dolomites saccharoïdes peuvent devenir très fluantes et perdre toute cohérence. Leur comportement mécanique peut être à l'origine de problèmes extrêmement importants lors de la réalisation du tunnel de base AlpTransit Gotthard.

L'avancement s'est déroulé normalement jusqu'au PM 5251. En bout de galerie, à proximité de la Piora, le tunnelier a été précédé de forages de reconnaissance à l'avancement longs de 100 à 120 m environ. La Piora a été rencontrée lors du 5ème forage à l'avancement (EB 5). A ce moment, le percement de la galerie a été stoppé au PM 5552.

Des sondages longs de 200 à 800 m, orientés dans diverses directions, ont été entrepris à partir du fond de la galerie afin de déterminer la géométrie de la Piora. La figure 4.45 donne le pronostic géologique au 11 novembre 1997, après réalisation des forages Bs 4.2 et Bs 4.3. On constate que la Piora a été recoupée dans les forages supérieurs Bo 1.3 et Bi 1.2. La largeur de la zone de dolomies, y compris la kakirite¹ à sa frontière sud, est de 280 m. L'absence de dolomies dans le forage Bs 4.1 et l'absence de dolomies saccharoïdes et de venues d'eau dans les forages Bs 4.2 et Bs 4.3 a permis aux géologues de faire un pronostic sur la structure du synclinal de dolomies (figure 4.45).

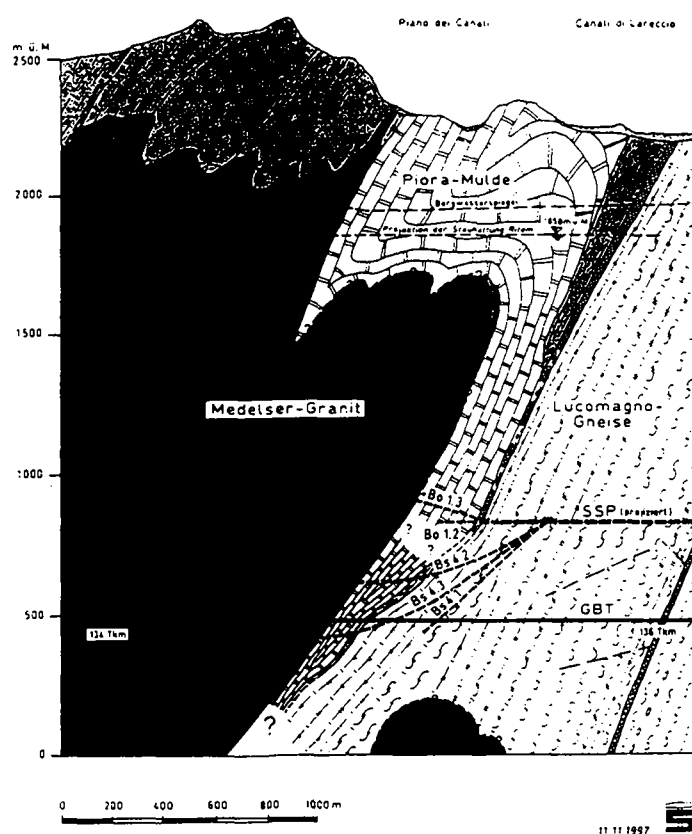


Figure 4.45 : Structure de la Piora Mulde. Pronostic au 11 novembre 1997 [d'après Schneider 1997].

La zone de kakirites au contact entre la Piora et les gneiss de Leventina est perméable [Schneider 1997, comm. pers.].

¹ Les kakirites sont définies précisément au § 6.5.2.5.

4.4.2 Contexte des venues d'eau dans l'ouvrage

Les venues d'eau rencontrées dans cet ouvrage sont extrêmement faibles : moins de 8 l.s^{-1} au total ont été drainés par la galerie (tableau 4.13).

Les 3000 m de gneiss de Leventina sont peu aquifères (quelques venues de faible débit totalisant un débit de 6 l.s^{-1}). La galerie recoupe ensuite à peu près 2500 m de gneiss du Lucomagno extrêmement secs (tableau 4.13). Aucune venue d'eau significative n'est en effet enregistrée entre le PM 3000 et les derniers mètres de la galerie. Quelques venues sont enregistrées à l'approche de la Piora Mulde.

Unité	Longueur [m]	Débit [l.s^{-1}]	Débit linéaire [$\text{l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$]
Leventina	3000	6	2.10^{-3}
Lucomagno	2500	2	$0,8.10^{-3}$

Tableau 4.13 : Débits d'eau rencontrés dans la galerie ATG de Polmengo.

La schistosité s'est avérée n'être nullement conductive du point de vue hydraulique. Les venues d'eau sont localisées sur des micro-diaclases dont l'orientation est variable mais le pendage toujours fortement redressé.

Sur la base de ces observations, nous proposons la coupe hydrogéologique suivante qui résume le comportement hydrogéologique relatif de chacune des unités constituant le massif (figure 4.46).

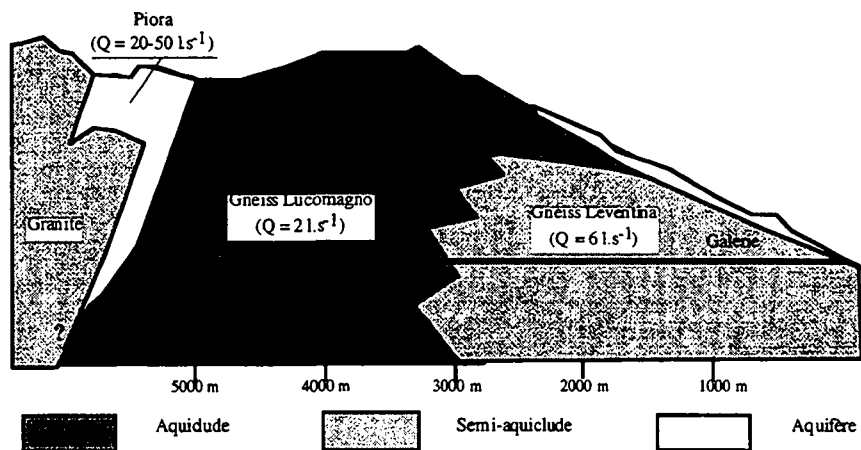


Figure 4.46 : Coupe hydrogéologique de la galerie ATG de Polmengo. Les débits pour la zone de la Piora sont ceux simulés par une modélisation mathématique de l'anomalie thermique liée à la Piora [Busslinger 1997].

Aucune venue d'eau n'a été rencontrée au contact entre les deux unités gneissiques. Cela n'est pas surprenant étant donné que les gneiss du Lucomagno constituent par rapport aux gneiss de Leventina un aquiclude (figure 4.46).

L'absence de venues d'eau dans les gneiss du Lucomagno explique l'absence de mesures physico-chimiques, d'analyses chimiques et isotopiques dans cette zone.

L'intérêt de cet ouvrage dans le cadre de notre étude est la présence de la zone de la Piora, qui constitue un important aquifère pincé entre les aquicludes cristallins. Cette zone, remplie d'eau, est un véritable réservoir suspendu. Nous nous intéresserons particulièrement à l'interaction entre le réservoir et la galerie lorsque celle-ci entre dans son voisinage, notamment du point de vue chimique et isotopique.

4.4.3 Caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau

Les eaux rencontrées au travers des gneiss de Leventina dans cet ouvrage sont pour la plupart extrêmement minéralisées avec des conductivités électriques qui oscillent entre 300 et $2000 \mu\text{S.cm}^{-1}$ (figure 4.47). Cette forte minéralisation est à relier aux lentilles de marbres et de gypse qui sont bien connues dans le gneiss de Leventina.

Les deux mesures effectuées dans les gneiss du Lucomagno montrent des conductivités électriques moins élevées. La minéralisation augmente à nouveau à proximité de la zone de la Piora.

Les pH sont assez élevés (entre 7 et 9 pour la plupart). La baisse constatée entre les mesures du 4 juillet 95 et celles du 12 mars 96 met en évidence le rôle des bétons (sprit beton projeté sur l'intérieur de la galerie à l'avancement) dans cette forte basicité des eaux (figure 4.47). On voit que 6 mois plus tard, les eaux ont retrouvé un pH proche de leur valeur naturelle.

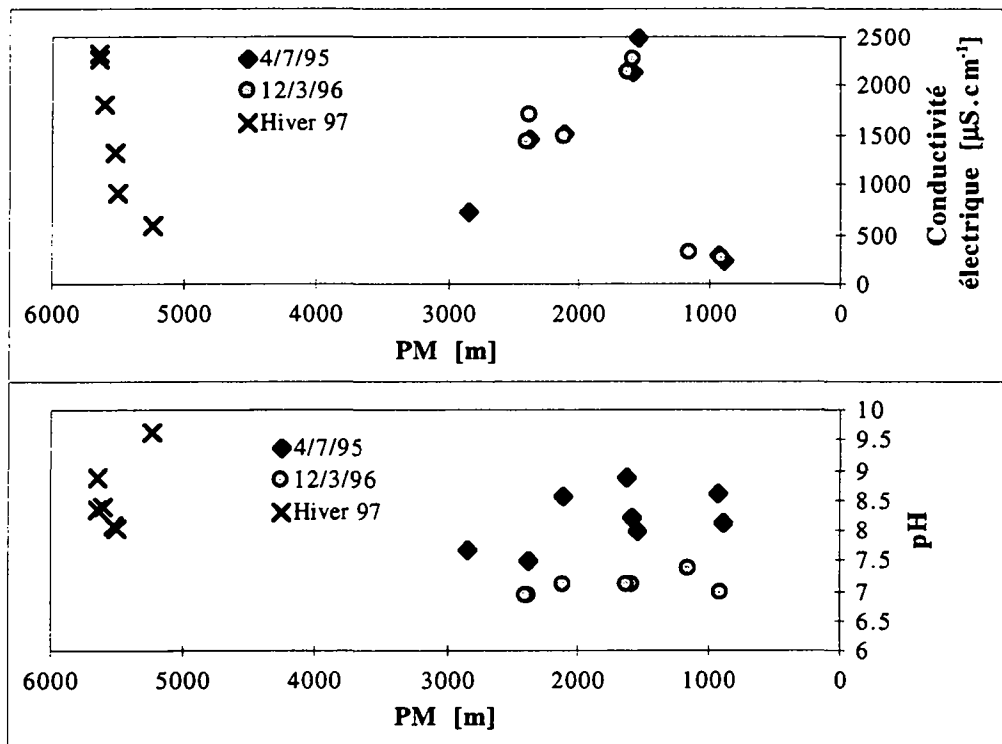


Figure 4.47 : Profil des conductivités électriques et pH des venues d'eau mesurées dans la galerie ATG de Polmengo.

Les températures de l'eau mesurées à l'avancement augmentent progressivement vers l'intérieur du massif pour atteindre un maximum de 27 °C au PM 2840 (figure 4.48).

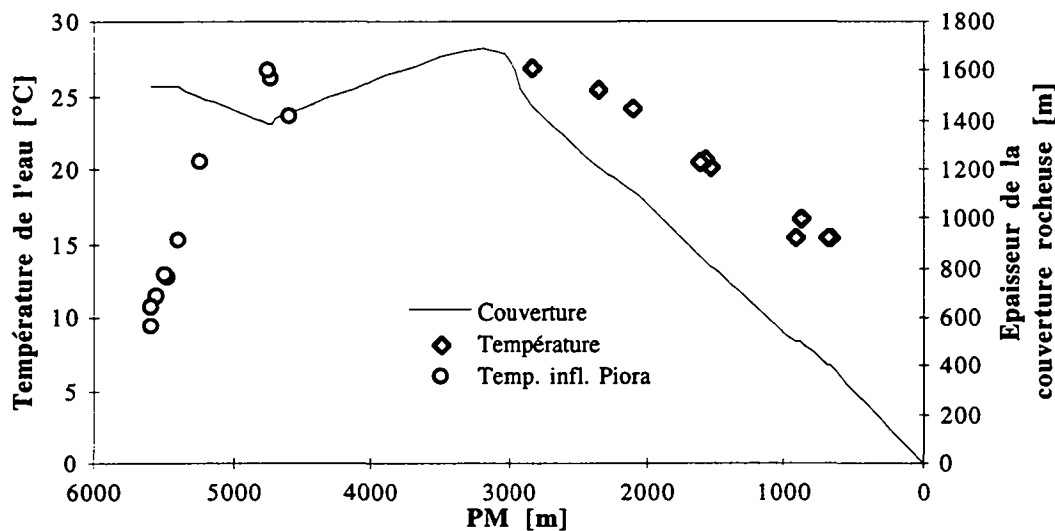


Figure 4.48 : Profil des températures des venues d'eau et de l'épaisseur de couverture rocheuse dans la galerie ATG de Polmengo.

L'absence de venues d'eau dans les gneiss du Lucomagno ne permet pas de prolonger la courbe de températures dans cette zone. Toutefois, des mesures effectuées sur le rocher montre que la température de celui-ci augmente jusqu'à 31 °C au PM 3677. Les températures décroissent en direction de la Piora Mulde, jusqu'à 9,5 °C au PM 5595. Celle-ci est le siège d'écoulements d'eaux froides provenant de la surface et qui ont refroidi le massif alentour. Le phénomène est identique à celui observé dans le tunnel du Simplon (PM 15500-N; Schardt [1905]) ou dans le tunnel du Mont-Blanc (PM 8000-F; Gudéfin [1967]).

Les potentiels d'oxydo-réduction (Eh) sont tous positifs et sont typiques d'un milieu oxydant. C'est le cas également des mesures de rH qui sont dans la gamme des milieux indifférent à peu oxydant (figure 4.49).

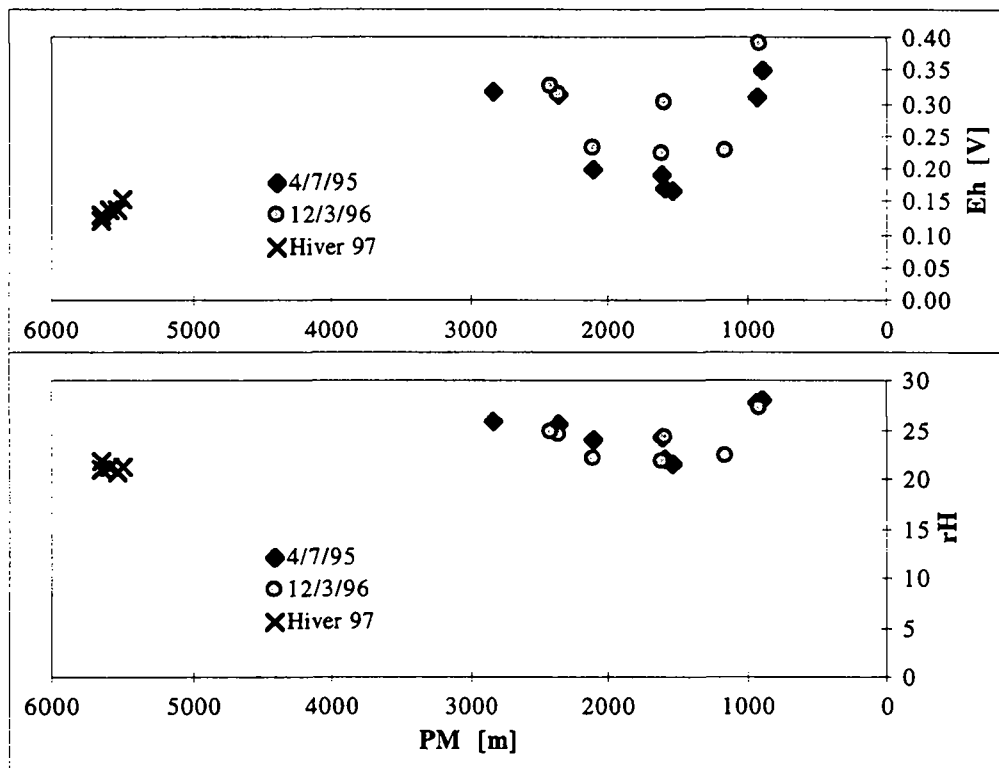


Figure 4.49 : Profil des Eh et rH des venues d'eau dans la galerie ATG de Polmengo.

4.4.4 Hydrochimie des venues d'eau

Les analyses effectuées par le laboratoire cantonal ainsi que celles effectuées dans cette étude permettent d'avoir une idée assez précise de la chimie des eaux dans la galerie (tableau 4.14).

Venue d'eau	Géologie	Date	Type	Minéralisation [mg.l ⁻¹]
SSP-1 (PM 688)	G. Leventina	07/04/94 *	Ca-(Na)-(Mg)-(K)-SO ₄ -HCO ₃	239
SSP-2 (PM 692)	G. Leventina	07/04/94 *	Ca-(Na)-(K)-(Mg)-SO ₄ -HCO ₃	230
SSP-3 (PM 890)	G. Leventina	22/04/94 *	Ca-(Na)-(K)-(Mg)-SO ₄ -HCO ₃	227
SSP-4 (PM 936)	G. Leventina	28/04/94 *	Ca-(Na)-SO ₄ -HCO ₃	295
PM 1163	G. Leventina	12/03/96	Ca-HCO ₃ -SO ₄	257
SSP-5 (PM 1590)	G. Leventina	27/06/94 *	Ca-(Na)-(Mg)-SO ₄	2755
SSP-TB1 (PM 1550)	G. Leventina	20/10/94 *	Ca-(Na)-(Mg)-SO ₄	2733
SSP-6 (1619)	G. Leventina	29/06/94 *	Ca-Na-(Mg)-SO ₄	2926
SSP-7 (2110)	G. Leventina	20/10/94 *	Ca-SO ₄	2523
SSP-8 (PM 2370)	G. Leventina	27/10/94 *	Ca-Na-SO ₄	1251
SSP-9 (PM 2840)	G. Leventina	13/12/94 *	Na-(Ca)-SO ₄ -HCO ₃	438
PM 5251	G. Lucomagno	22/01/96 *	Na-HCO ₃	381
PM 5510	G. Lucomagno	21/02/97	Ca-Mg-SO ₄ -(HCO ₃)	830
PM 5540	G. Lucomagno	21/02/97	Ca-Mg-SO ₄	1247
Bo 2 (PM 5605)	Kakirites	21/02/97	Ca-Mg-SO ₄ -(HCO ₃)	1818
BO3.2 (PM 5650)	Kakirites	07/04/97	Ca-Mg-SO ₄	2456
BO3.2 (PM 5650)	Piora	07/04/97	Ca-Mg-SO ₄	2475

Tableau 4.14 : Résultats des analyses chimiques effectuées sur les venues d'eau dans la galerie de Polmengo classés par venue et chronologiquement. * Analyses effectuées dans le cadre des travaux de reconnaissance à l'initiative de AlpTransit.

Les eaux des gneiss de Leventina sont toutes (sauf une analyse au PM 1163) de type sulfaté-calcique avec présence de sodium. Ces eaux sont généralement fortement minéralisées. A proximité du contact avec le Lucomagno (PM 2840), la quantité de sodium augmente de même que celle des hydrogénocarbonates. La seule analyse que l'on possède dans le Lucomagno (sans influence de la Piora) appartient au type bicarbonaté-sodique (Na-HCO₃). Les eaux du Lucomagno semblent moins minéralisées. A proximité de la Piora et dans la Piora même, les eaux tendent vers le type Ca-Mg-SO₄. Ces résultats sont résumés sur la coupe hydrochimique (figure 4.50).

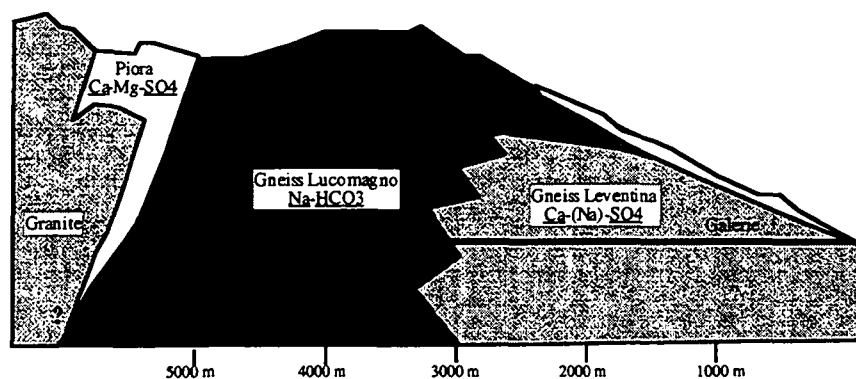


Figure 4.50 : Coupe hydrochimique simplifiée de la galerie de Polmengo.

L'analyse de la proportion des ions majeurs entre eux traduit leur origine (figure 4.51). Le rapport Mg/Ca généralement assez faible (< 0,3 dans la zone gneissique) augmente à l'approche des dolomies de la Piora jusque 0,7. Le rapport SO₄/HCO₃, toujours très élevé (sauf dans le Lucomagno) traduit la forte influence du gypse sur les eaux. Les seules roches cristallines ne peuvent expliquer les fortes concentrations en sulfates obtenues (jusqu'à 2000 mg.l⁻¹ dans les gneiss de la Leventina). Le Trias doit être invoqué pour expliquer ces concentrations. Très présent dans la Leventina [Hiss 1975] et la Piora, le gypse triasique est à l'origine des fortes

minéralisations observées dans la galerie. Le rapport Ca/SO_4 proche de 1 dans la Leventina et la Piora confirme ce raisonnement.

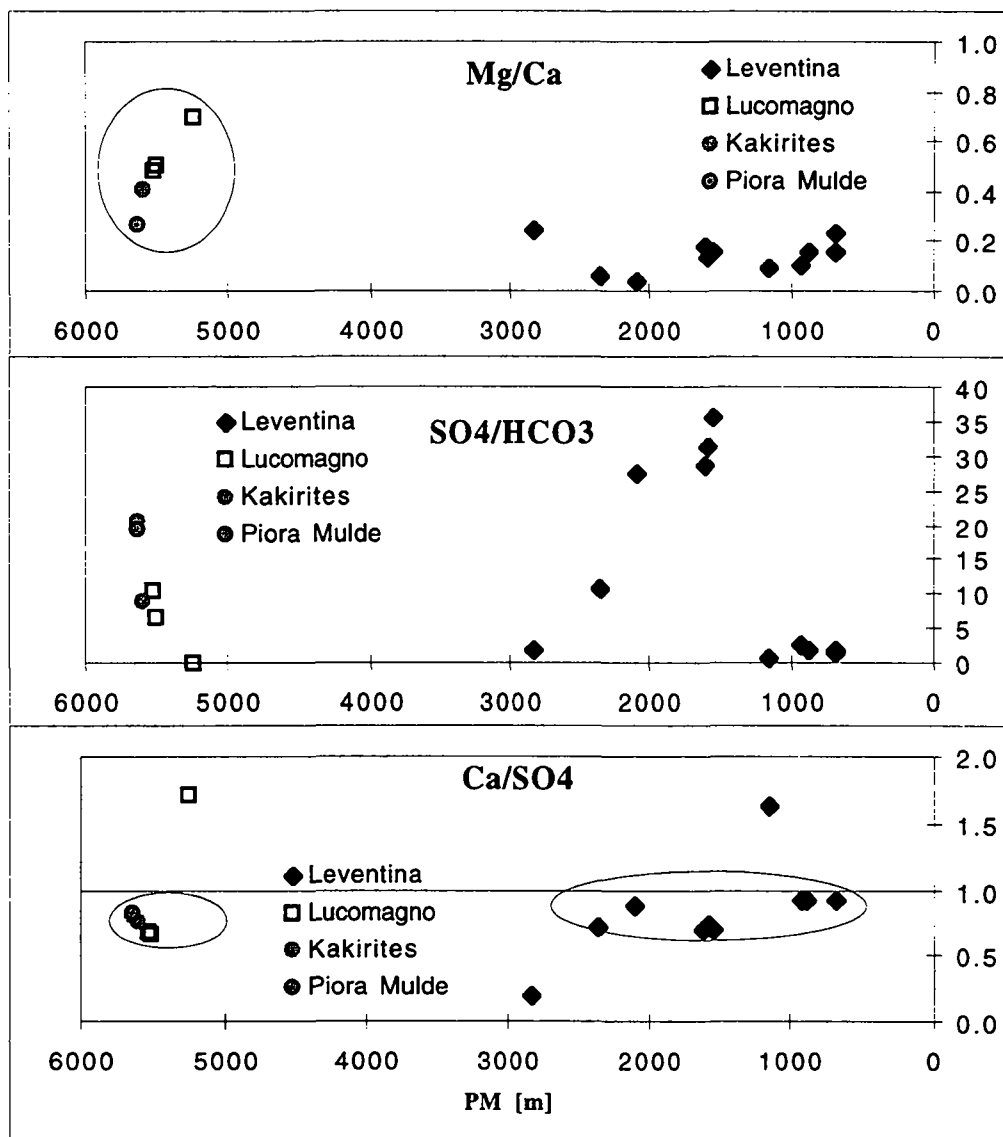


Figure 4.51 : Profils des rapports entre les ions majeurs.

Les études effectuées au GEOLEP sur la typologie des aquifères de la Suisse ont montré que les eaux issues des évaporites triasiques du bassin lémanique du Rhône possédaient des teneurs élevées en strontium (Sr), lithium (Li), manganèse (Mn) et rubidium (Rb). Ces éléments en traces sont de bons marqueurs de ces eaux. Les analyses en traces ont été testées sur le site de Polmengo (figure 4.52). L'évolution des quatre éléments cités ci-dessus (Sr, Li, Mn et Rb) est comparée à la médiane de l'ensemble des analyses effectuées dans le programme AQUITYP, et les médianes de la concentration de cet élément dans les évaporites et dans le cristallin.

Le strontium se révèle un excellent marqueur de la Piora et du Trias dans la Leventina. Sa concentration oscille entre $590 \mu\text{g.l}^{-1}$ dans la Leventina et $10\ 500 \mu\text{g.l}^{-1}$ dans la Piora. Ces concentrations sont excessivement élevées et ont rarement été rencontrées dans nos précédentes études, seules les évaporites du Trias ayant montré de telles concentrations. Le lithium, compris entre 14 et $56 \mu\text{g.l}^{-1}$ est également nettement plus élevé que généralement dans les eaux cristallines (médiane du cristallin : $2,9 \mu\text{g.l}^{-1}$). Il en est de même pour le manganèse qui atteint des valeurs nettement supérieures (30 à $380 \mu\text{g.l}^{-1}$) à celles observées dans le Trias lémanique. Le rubidium montre des valeurs typiques des évaporites, comprises entre 7 et $30 \mu\text{g.l}^{-1}$.

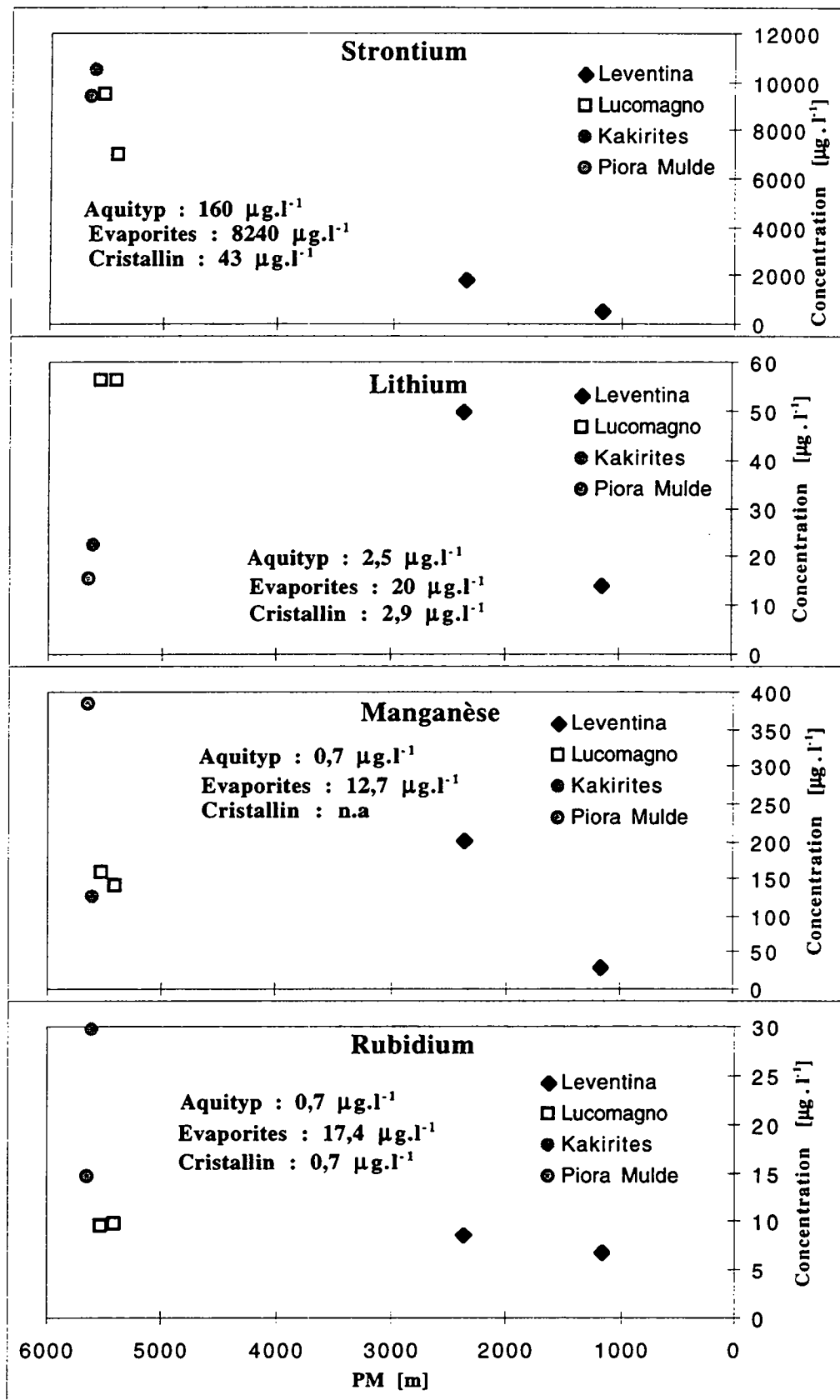


Figure 4.52 : :Profils des teneurs en éléments en traces (strontium, lithium, manganèse et rubidium).

Ces quatre éléments en trace se sont montrés très influencés par la pétrographie de la galerie de Polmengo. Les autres éléments seront étudiés au chapitre 6.3.

4.4.5 Chimie isotopique des venues d'eau

Des analyses isotopiques (^{18}O , ^2H et ^3H) ont été effectuées sur les eaux rencontrées durant le percement de la galerie (tableau 4.15).

Venue d'eau	Géologie	Date	H-2 [‰]	oxygène-18 [‰]	H-3 [U.T.]
SSP-4 (PM 936)	G. Leventina	28/04/94 *	-95,9	-13,75	1,7
PM 1163	G. Leventina	12/03/96		-12,22	4,6
SSP-5 (PM 1590)	G. Leventina	27/06/94 *	-95,7	-13,69	1,2
SSP-5 (PM 1590)	G. Leventina	15/09/95 *	-91,7	-13,14	0,8
SSP-TB1 (PM 1550)	G. Leventina	20/10/94 *	-92,7	-13,43	1,4
SSP-TB1 (PM 1550)	G. Leventina	15/09/95 *	-93,1	-13,45	0,3
SSP-6 (1619)	G. Leventina	29/06/94 *	-95,9	-13,72	1,1
SSP-6 (1619)	G. Leventina	15/09/95 *	-89,4	-12,85	3,0
SSP-7 (2110)	G. Leventina	20/10/94 *	-92,3	-13,24	1,0
SSP-7 (2110)	G. Leventina	15/09/95 *	-91,7	-13,19	0,6
SSP-8 (PM 2370)	G. Leventina	27/10/94 *	-95,6	-13,68	1,0
SSP-8 (PM 2370)	G. Leventina	15/09/95 *	-97,3	-13,95	0,3
SSP-8 (PM 2370)	G. Leventina	12/03/96		-13,54	0,8
SSP-9 (PM 2840)	G. Leventina	13/12/94 *	-95,3	-13,66	0,8
SSP-9 (PM 2840)	G. Leventina	15/09/95 *	-100,9	-14,48	0,0
SSP-EB3 (PM 5406-5518)	G. Lucomagno	19/02/96 *	-102,1	-14,35	0,8
SSP-EB3 (PM 5406-5518)	G. Lucomagno	21/02/96 *	-102,7	-14,32	1,1
SSP-EB3 (PM 5406-5518)	G. Lucomagno	21/02/96 *	-99	-13,95	0,9
SSP-EB3 (PM 5406-5518)	G. Lucomagno	21/02/97		-12,31	1,8
PM 5540	G. Lucomagno	21/02/97		-13,43	13,3
SSP-EB5 (PM 5552-5596)	Piora	30/03/96 *	-86,8	-12,42	1,4
SSP-EB5 (PM 5552-5596)	Piora	31/03/96 *	-86,1	-12,28	1,6
SSP-EB5 (PM 5552-5596)	Piora	01/04/96 *	-87,6	-12,5	3,3
BO2 (PM 5400-?)	Kakirites	21/02/97		-13,48	11,5
BO3.2 (PM 5400-?)	Piora	07/04/97		-13,30	30,5

Tableau 4.15 : Résultats des analyses isotopiques effectuées sur les venues d'eau dans la galerie de Polmengo classés par venue et chronologiquement. * Analyses effectuées dans le cadre des travaux de reconnaissance à l'initiative de AlpTransit.

Les teneurs en tritium particulièrement faibles pour la plupart de ces eaux montrent qu'elles sont anciennes : celles dont la teneur est inférieure à 0,8 UT datent probablement d'avant les premiers essais nucléaires de 1952.

Quelques mois après le percement de la galerie et la réalisation des forages productifs en eau dans la Piora, les teneurs en tritium augmentent nettement à proximité immédiate de la Piora (figure 4.53).

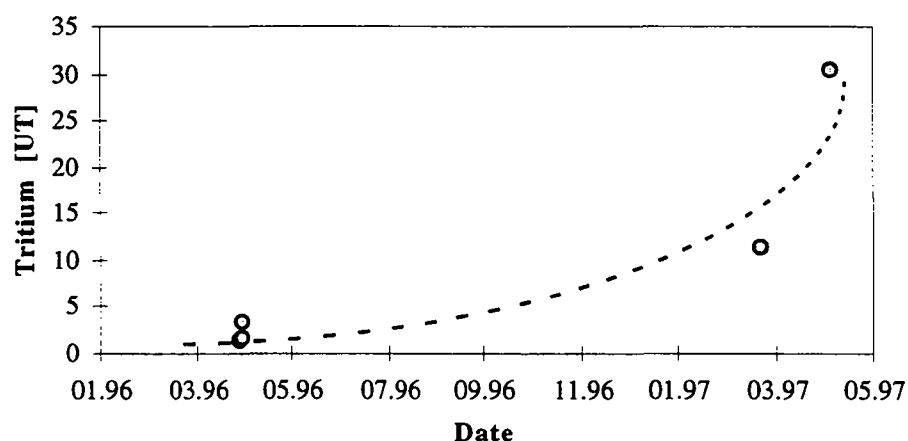


Figure 4.53 : Evolution de la teneur en tritium dans les forages ayant touché la Piora.

Dans la Piora même, les teneurs mesurées en mars 96 dans le forage à l'avancement EB5 ont évolué depuis la rencontre (1,4 UT le premier jour), durant les premiers jours (3,3 UT le troisième jour) pour atteindre des valeurs supérieures à 10 UT un an plus tard (figure 4.53). Dans la galerie principale au PM 5540, la teneur en tritium un an après le percement de l'ouvrage est de 13,3 UT. C'est la seule eau récente observée au travers des gneiss dans cet ouvrage. L'ouverture de l'ouvrage a créé des gradients hydrauliques très importants réactivant les circulations dans ces zones de la Piora et vers l'ouvrage au travers des gneiss du Lucomagno. Ainsi, les eaux anciennes qui se sont écoulées dans un premier temps vers la galerie sont progressivement remplacées par des eaux de plus en plus récentes. Le dernier essai de traçage (septembre 97) a montré que les eaux de surface atteignent la galerie au travers de la Piora en 24 jours seulement [Schneider 1997].

La relation entre les isotopes ^{18}O et ^2H est linéaire, proche de la droite des eaux météoriques en Suisse (figure 4.54). Ces eaux chaudes et anciennes ne montrent pas le signe d'un enrichissement en ^{18}O qui serait d'origine thermique. Au contraire, les observations se trouvent systématiquement au-dessus des droites météoriques de la Suisse et de celles des stations isotopiques de Locarno (alt : 379 m) et du Grimsel (alt : 1980 m), proches de ce site.

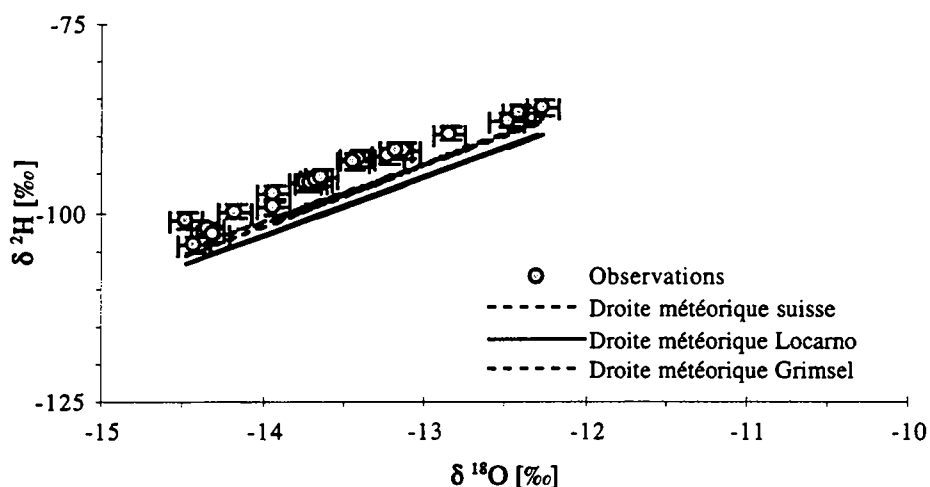


Figure 4.54 : Relation O-18/H-2 des eaux de la galerie de Polmengo.

Il s'agit d'eaux circulant depuis la surface vers le tunnel au travers des réseaux de micro-fractures qui affectent les gneiss du massif. La faible ouverture de ces fractures est à l'origine de conductivités hydrauliques faibles, se traduisant par des temps de séjour de l'eau extrêmement longs. Certaines venues ne possèdent en effet pas de tritium (exemple de la venue du SSP 9, PM 2840).

Nous pensons que la position de la relation linéaire entre l'Oxygène-18 et le deutérium au-dessus des droites météoriques locales (figure 4.54) peut être l'effet de l'hydratation des minéraux silicatés lors de la circulation des eaux dans le massif. Cette origine a déjà été mise en évidence par différents auteurs [Gascoyne et Kotzer 1995]. Les longs temps de séjour de ces eaux ainsi que leurs teneurs élevées en silice sont en faveur de cette hypothèse.

Une autre explication serait liée à un phénomène météorologique local. Toutefois, la position des droites relatives aux stations locales du Grimsel et de Locarno semble contredire cette explication.

Un appauvrissement en ^{18}O est observé vers l'intérieur du massif. Si l'on suppose des circulations verticales dans les gneiss, les altitudes d'infiltration des eaux mises en regard de la teneur en ^{18}O permet de faire quelques remarques (figure 4.55).

La venue du PM 936 montre un appauvrissement en ^{18}O très important. Ceci indique une origine probablement plus élevée que celle supposée. Une infiltration à plus haute altitude dans la zone décompressée (ou éboulis) et une circulation vers le bas le long du versant est une hypothèse plausible pour expliquer cet appauvrissement. Il en va de même pour les eaux des environs du PM 1600 qui semblent provenir d'une zone d'infiltration située vers 2000 m. Hormis ces deux anomalies, l'ensemble des venues dans les gneiss de Leventina suivent globalement le gradient altimétrique des Alpes du nord.

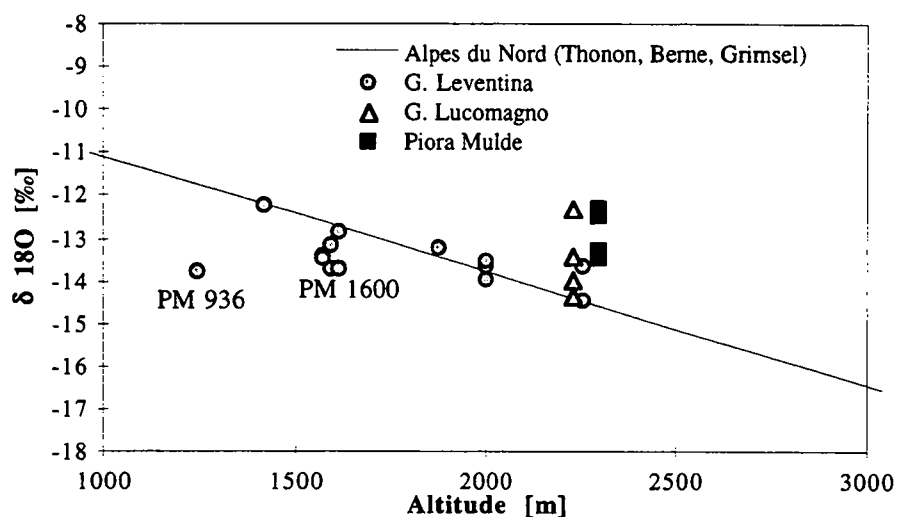


Figure 4.55 : Teneurs en ^{18}O des eaux en fonction de l'altitude supposée d'infiltration.

Les eaux de la Piora et du Lucomagno à proximité de la Piora sont caractérisées par un enrichissement en ^{18}O : les teneurs les plus élevées sont proches de -12 ‰. Leur altitude d'infiltration serait moins élevée que l'altitude de la zone située au droit de l'ouvrage. Le val Piora situé au-dessus du massif est caractérisé par des altitudes moins élevées avec par exemple le lac Ritom situé à 1800 m. La Piora pourrait donc être alimentée par cette zone. Des essais de traçage réalisés dans la région ont mis en évidence de telles circulations [Schneider 1997].

4.5 Le projet hydroélectrique Cleuson-Dixence

Une visite du lot B a eu lieu le 21 juin 1995. Des échantillons ont été prélevés dans le lot C le 2 octobre 1995 par le Bureau Norbert. Des informations hydrogéologiques nous ont aimablement été fournies par ce même bureau d'études.

4.5.1 Géologie et tectonique

Les lots AB et C de Cleuson-Dixence recoupent les nappes de Mont Fort et de Siviez Mischabel constituant la partie supérieure de l'ex-nappe du Grand-Saint-Bernard (figure 4.56).

Le lot B recoupe exclusivement les terrains de la série du Metailler (nappe du Mont-Fort). A la fin du lot (PM 8284), les terrains traversés se répartissaient de la manière suivante [Bureau Norbert 1996] : roches vertes (49 %), gneiss (19 %), micaschistes et chloritoschistes (30 %) et phyllites (2 %).

Le lot C recoupe les micaschistes de la série de la Dent de Nendaz, les prasinites de Siviez, les schistes quartzitiques et gneiss du Mont-Gond, les schistes quartzitiques, micaschistes et gneiss du Greppon Blanc et les gneiss du Metailler au bout du tronçon (PM 7673).

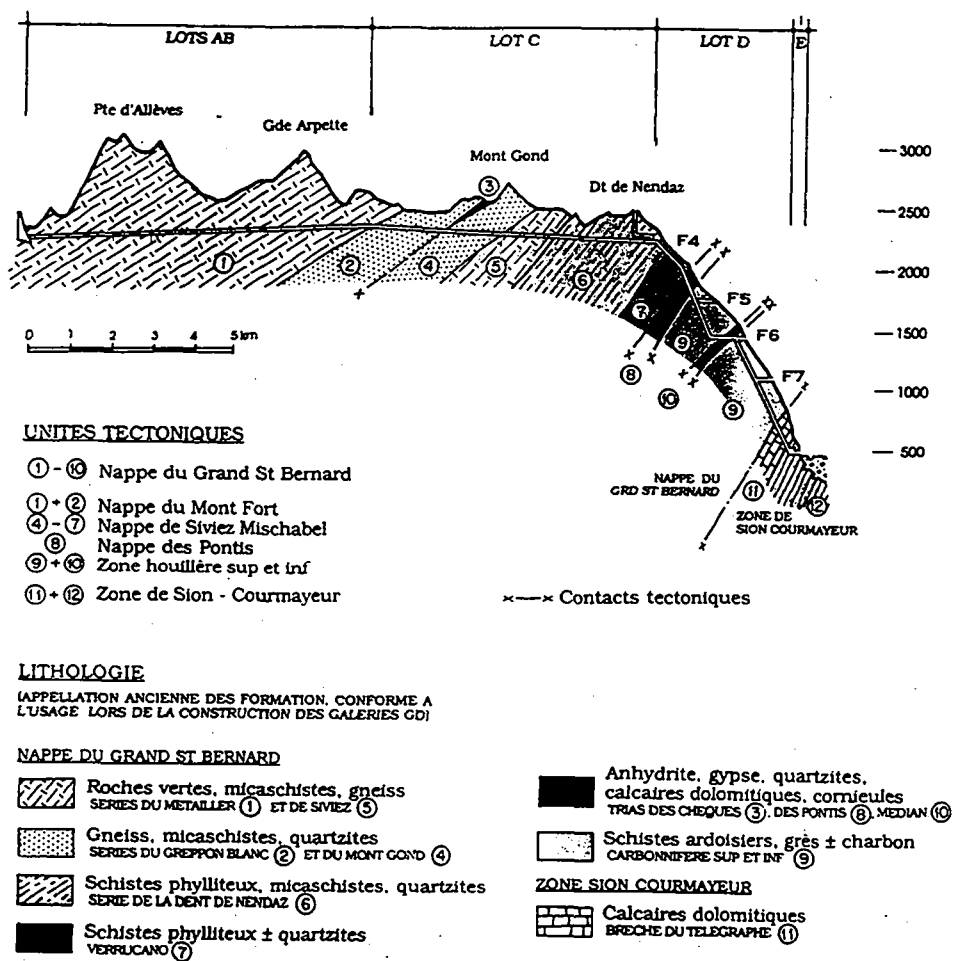


Figure 4.56 : Coupe géologique prévisionnelle de la galerie de Cleuson-Dixence [d'après Schaeren 1993]

4.5.2 Contexte et caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau dans l'ouvrage

Les venues d'eau ont été assez importantes dans cet ouvrage. On distingue principalement, parmi les unités traversées, les roches vertes du Mont-Fort et les schistes du Mt-Gond, qui ont été les plus productives en eau (figure 4.57).

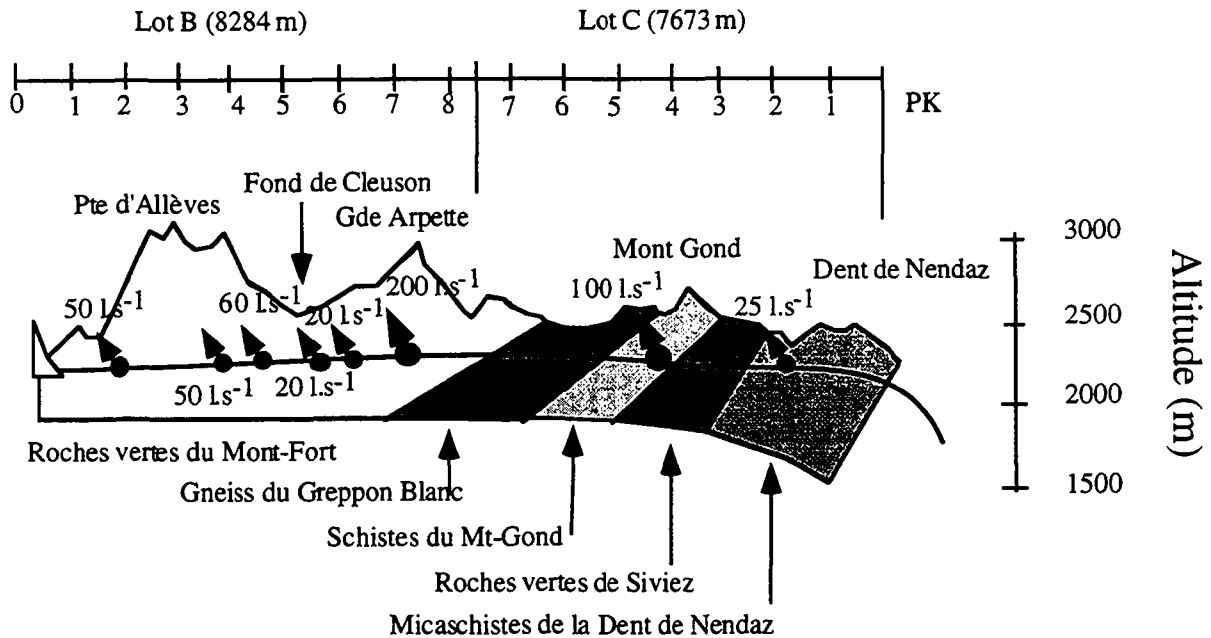


Figure 4.57 : Coupe hydrogéologique de la galerie Cleuson-Dixence (lots B et C).

La répartition des débits à la fin des travaux dans les deux lots principaux au travers du cristallin est présentée au tableau 4.16.

Lot	Épaisseur [m]	Débit total [$l.s^{-1}$]	Débit linéaire [$l.s^{-1}.m^{-1}$]
Lot B	8284	250	30.10^{-3}
Lot C	7673	80	10.10^{-3}

Tableau 4.16 : Répartition des débits drainés par la galerie de Cleuson-Dixence. Débits moyens stabilisés à la fin du percement.

Dans le lot C, les structures aquifères sont les fractures et des zones fortement tectonisées. Elles possèdent un pendage moyen de 45° vers le sud entre l'entrée et le PM 2000. Au-delà du PM 2000, elles se redressent progressivement jusqu'à être subverticales aux environs du PM 4300. Elles restent ensuite fortement pentues jusqu'à la fin du lot.

Les venues d'eau les plus importantes ont été mesurées dans les schistes quartzitiques de la série du Mont-Gond à proximité du contact avec la série de Siviez. Plus d'une centaine de litres par seconde ont en effet été drainés dans cette zone de contact sous une couverture moyenne de 400 m. D'autres venues d'eau ont été observées entre les PM 1500 et 2500 dans les micaschistes quartzeux et chlorito-sériciteux de la série de la Dent de Nendaz ($20 - 25 l.s^{-1}$ au total) sous une épaisseur de couverture de 200 m environ.

Dans le lot B, de nombreuses venues ont été observées tout le long du tronçon. On citera principalement les venues suivantes. Au PM 1360, une venue d'eau d'un débit initial de $50 l.s^{-1}$ est apparue lors du percement d'une zone de kakirites étanches. Elle a très vite tari jusqu'à $0,5 l.s^{-1}$ tout en provoquant une baisse instantanée du niveau piézométrique de 100 m dans un forage situé dans cette zone à 125 m environ de la galerie. Au PM 3440, une faille a débité $50 l.s^{-1}$ au percement. Aux environs des PM 4280 à 4480, des venues d'eau d'un débit total de $60 l.s^{-1}$ sont apparues au sein de fractures dans les terrains schisteux. Entre les PM 5300 et 5550, juste après le passage du Fond de Cleuson, dans une zone fortement fracturée, des venues d'un débit total de $20 l.s^{-1}$ ont été observées. De même, entre les PM 5950 et 6000. Des venues importantes ont eu lieu aux PM 6800, 6900, 7000, 7450 et 7750. Certaines d'entre elles ont atteint un débit de 70 à $80 l.s^{-1}$.

Dans ce lot, les structures ont un pendage variant entre 40° et 60° vers le sud. Elles recoupent la galerie selon un angle qui vaut en moyenne 45° .

Dans la galerie, de nombreuses venues d'eau sont associées à des zones fortement tectonisées (appelées mylonites ou kakirites) qui sont étanches. Lors de leur percement, les eaux qui sont

accumulées derrière ces murs étanches sont brutalement drainées par la galerie. On reparlera de ce phénomène plus en détail au § 6.5.

4.5.3 Caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau

Des mesures physico-chimiques (figure 4.58) ont été effectuées lors de notre visite du 21 juin 1995 dans le lot B entre l'entrée et le PM 3076 (état d'avancement du tunnelier).

Les températures augmentent progressivement vers l'intérieur du massif pour atteindre un maximum de 14,8 °C au PM 2990 sous 770 m de couverture rocheuse, soit un gradient géothermique de 19°C / 1000 m. La conductivité électrique oscille entre 130 et 160 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Elle témoigne de la faible minéralisation des eaux du cristallin.

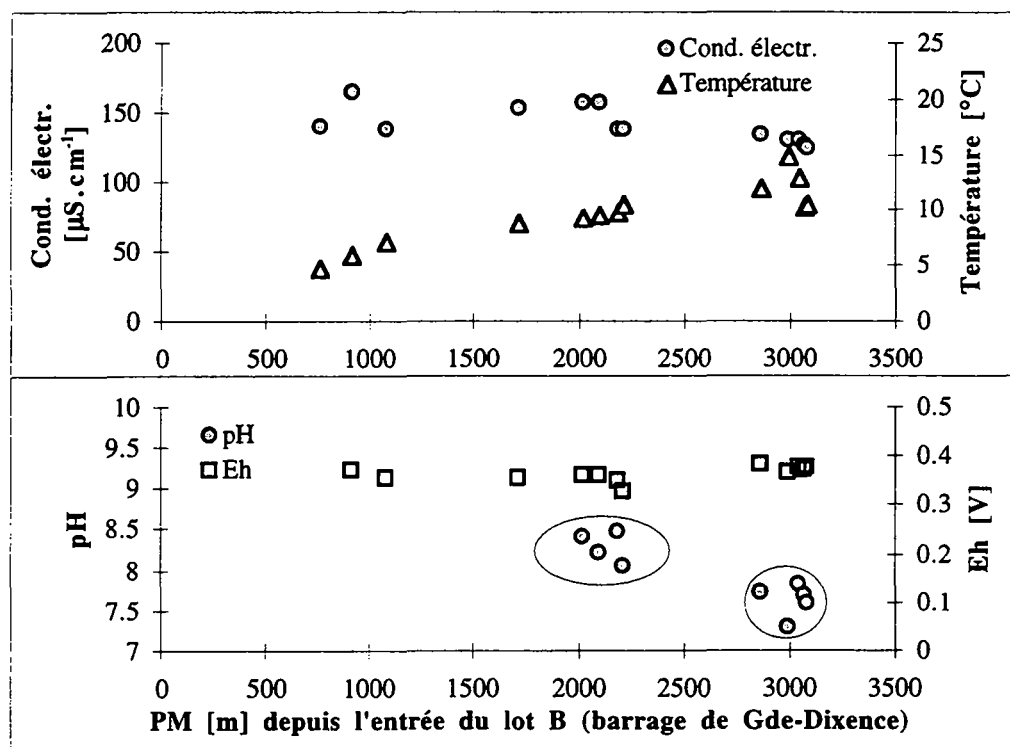


Figure 4.58 : Profil des caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau dans le lot B de Cleuson-Dixence.

Toutes ces eaux appartiennent à un milieu oxydant. Les pH sont élevés aux environs du PM 2000 et proches de 7,5 vers le PM 3000.

4.5.4 Hydrochimie des venues d'eau

Des échantillons ont été prélevés uniquement dans les roches vertes du Mont-Fort et de Siviez afin de déterminer leur marquage géochimique sur les eaux. Quatre échantillons ont été prélevés dans le lot B et un échantillon dans le lot C.

Les résultats sont les suivants (tableau 4.17).

Venue	Géologie	Date	Type	H_2SiO_4 [$\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$]	Minéralisation [$\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$]
Lot AB : PM 750	Prasinities	21/06/95	<u>Ca-Mg-HCO₃</u> -(SO ₄)	3,5	133
Lot AB : PM 1710	Prasinities	21/06/95	<u>Ca</u> -(Mg)-HCO ₃ -SO ₄	9	150
Lot AB : PM 2020	Prasinities	21/06/95	<u>Ca</u> -(Mg)-HCO ₃ -SO ₄	11	156
Lot AB : PM 3060	Prasinities	21/06/95	<u>Ca</u> -Mg-HCO ₃ -SO ₄	23,5	125
Lot C : PM 2840	Prasinities	02/10/95	<u>Ca</u> -Mg-HCO ₃ -(SO ₄)	4,5	137

Tableau 4.17 : Résultats des analyses chimiques effectuées sur les venues d'eau dans la galerie Cleuson-Dixence.

On constate une grande constance dans la chimie de ces eaux qui sont toutes du type bicarbonaté-calcique, avec présence forte de magnésium et sulfates.

Les éléments en traces présents de façon notable dans ces eaux sont : As, Ba, Mn, Mo, et Sr.

4.5.5 Chimie isotopique des venues d'eau

Des analyses isotopiques ont été effectuées sur les cinq mêmes venues qui ont fait déjà l'objet d'analyses chimiques (tableau 4.18).

Venue	Date	oxygène-18 [‰]	Tritium [UT]
Lot AB : PM 750	21/06/95	-13,65	17,9
Lot AB : PM 1710	21/06/95	-15,35	16,9
Lot AB : PM 2020	21/06/95	-14,58	16,5
Lot AB : PM 3060	21/06/95	-15,77	3,1
Lot C : PM 2840	02/10/95	-15,07	15,6

Tableau 4.18 : Résultats des analyses isotopiques effectuées sur les venues d'eau dans la galerie Cleuson-Dixence.

Quatre des cinq venues possèdent des teneurs en tritium typiques d'eaux récentes. Une venue montre une teneur d'une eau ancienne. Cette venue, particulièrement riche en silice, possède une teneur faible en tritium : 3,1 UT. Cette valeur correspond à un temps de transit moyen de 42 ans (modèle piston).

Si l'on interpole parallèlement aux fractures, les zones d'infiltration des eaux, sur un diagramme altitude-oxygène-18 (figure 4.59), les points s'alignent de manière satisfaisante. Les trois venues sous le massif de la Pte d'Allèves montrent toutefois le signe d'un enrichissement en oxygène-18, c'est à dire d'une infiltration à moins haute altitude. Il n'y a pas le signe d'une infiltration d'eau de surface dans cette zone. L'emploi de la droite des Alpes du Nord est contestable dans cette zone valaisanne. Toutefois, l'inexistence de stations de mesures isotopiques dans cette région nous y contraint.

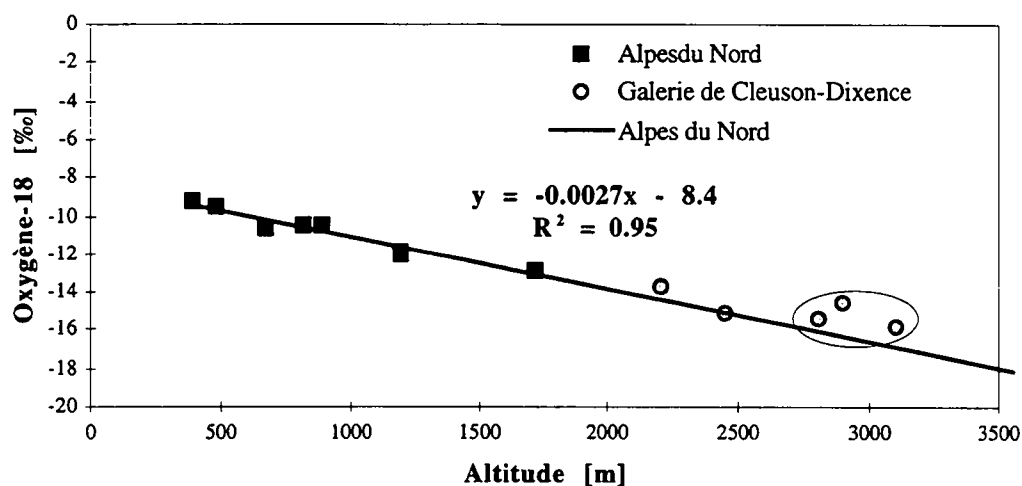


Figure 4.59 : Teneur en oxygène-18 des venues d'eau en fonction de l'altitude d'infiltration supposée.

4.6 Le tunnel routier du San Bernardino

Une visite a été effectuée dans cet ouvrage le 8 mai 1996.

4.6.1 Géologie et tectonique

Ce tunnel recoupe les formations gneissiques de la nappe de l'Adula (figure 4.60). La majorité de l'ouvrage est située dans des orthogneiss riches en quartz. On note la présence de lentilles de dolomies au sein des formations gneissiques.

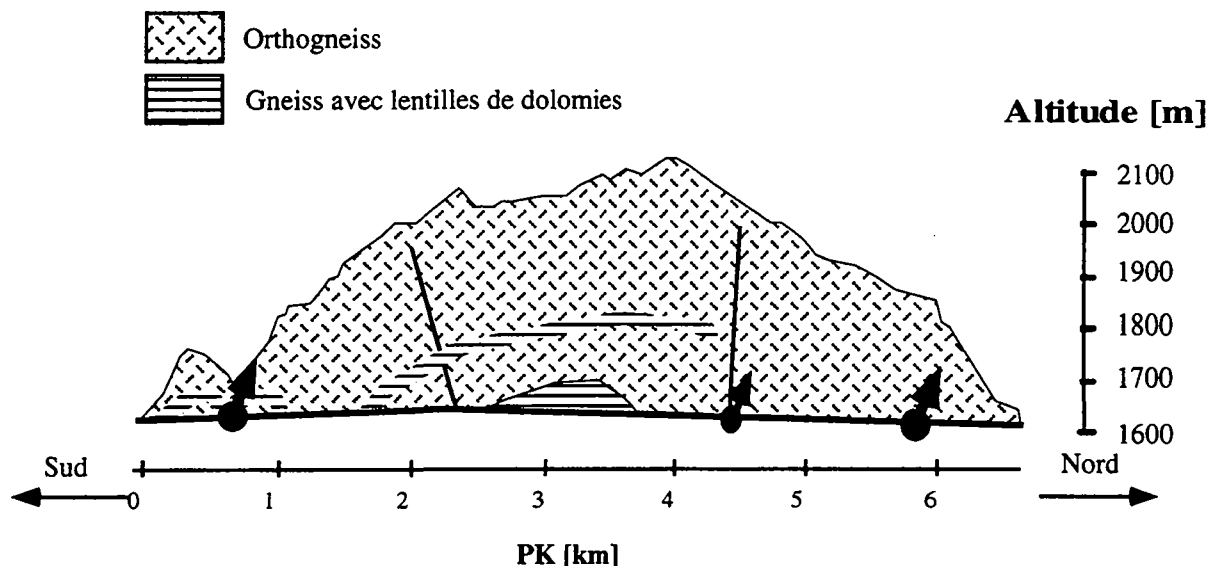


Figure 4.60 : Coupe géologique du tunnel du San Bernardino [d'après Cadisch 1960].

L'ouvrage est orienté parallèlement aux structures majeures.

4.6.2 Contexte et caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau

Durant les travaux, les venues d'eau n'ont pas posé de problème.

Les débits sont régulièrement mesurés aux deux sorties de l'ouvrage. Le débit moyen sortant de l'ouvrage est de 6 l.s^{-1} . Ces mesures permettent de calculer le débit linéaire de l'ouvrage (tableau 4.19).

Zone	Epaisseur [m]	Débit total [l.s^{-1}]	Débit linéaire [$\text{l.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$]
Total	6596	6	$0,9.10^{-3}$

Tableau 4.19 : Répartition des débits drainés par le tunnel du San Bernardino. Débits mesurés en mai 1996.

Les deux principales venues sont situées à proximité des deux entrées :

- au PM 730-S : venue de plusieurs dizaines de litres par minute, fortement minéralisée ($454 \mu\text{S.cm}^{-1}$);
- au PM 5900-S : venue d'une centaine de litres par minute, fortement minéralisée également ($412 \mu\text{S.cm}^{-1}$).

Ces deux venues sont situées à faible profondeur dans le massif avec des épaisseurs de couverture de moins de 200 mètres.

Une troisième venue conséquente (une dizaine de litres par minute) se situe au PM 2200-S à proximité du puits d'aération de Sasso.

Les conductivités électriques varient très fort dans cet ouvrage entre 100 et $2570 \mu\text{S.cm}^{-1}$ (figure 4.61). C'est la présence de dolomies triasiques qui explique ces minéralisations élevées.

Certaines venues très voisines possèdent des conductivités très différentes :

PM 650 : 135 $\mu\text{S.cm}^{-1}$; PM 660 : 739 $\mu\text{S.cm}^{-1}$; PM 665 : 998 $\mu\text{S.cm}^{-1}$; PM 670 : 629 $\mu\text{S.cm}^{-1}$; PM 715 : 157 $\mu\text{S.cm}^{-1}$. Cette variabilité extrême d'une venue à l'autre sur quelques mètres s'explique par des circulations indépendantes dans des zones où le Trias influence plus ou moins fortement la chimie des eaux.

L'influence de gypse sur la composition chimique des venues d'eau a été mise en évidence [Lardelli 1993], avec des teneurs élevées en sulfates et calcium. De fortes teneurs en sodium ont également été analysées. Les fortes teneurs en sulfates rendent ces eaux agressives pour le béton. Des travaux d'entretien ont dû être entrepris sur les puits de ventilation de la galerie [Szakall 1988], afin de diminuer l'altération des bétons.

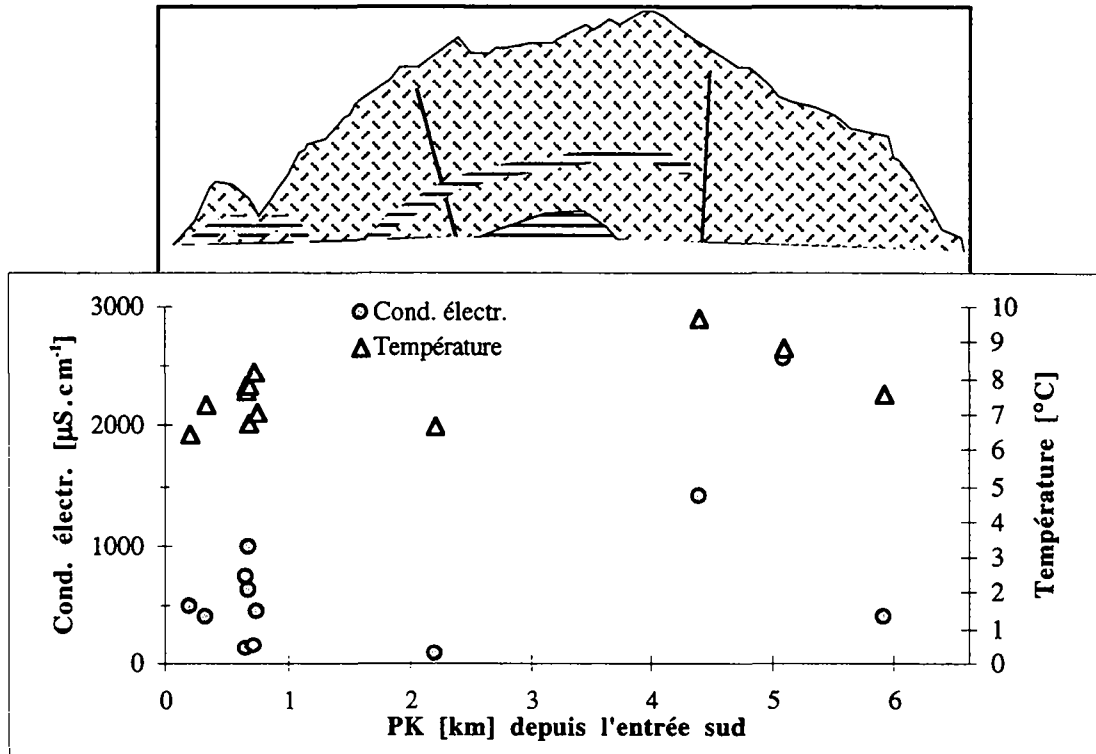


Figure 4.61 Profil des températures et conductivités électriques des venues d'eau dans le tunnel du San Bernardino.

Les températures sont élevées en comparaison avec la faible épaisseur de couverture rocheuse. Elles augmentent assez peu à l'intérieur du massif : maximum de 9,7 °C sous 350 m de couverture. A cet endroit, le gradient géothermique vaut 28 °C/1000 m.

4.6.3 Hydrochimie des venues d'eau

Deux venues à faible minéralisation ont été choisies pour faire partie de notre réseau d'observation (tableau 4.20), le but étant de caractériser les eaux du cristallin, sans contamination par le Trias. Les venues sont : PM 650 (135 $\mu\text{S.cm}^{-1}$) et PM 2200 (100 $\mu\text{S.cm}^{-1}$).

Venue	Géologie	Date	Type	Minéralisation [mg.l ⁻¹]
PM 650-S	Orthogneiss	08/05/96	Ca-HCO ₃ -SO ₄	114
PM 2200-S	Orthogneiss	08/05/96	Ca-HCO ₃ -(SO ₄)	103

Tableau 4.20 : Résultats des analyses chimiques effectuées sur les venues d'eau dans le tunnel routier du San Bernardino.

Ces eaux sont d'un type très classique, bicarbonaté-calcique avec influence de sulfates.

Les analyses en traces ont montré la présence notable des éléments suivants :

- PM 650-S : Ba et Mn
- PM 2200-S : Al, Ba, Fe, Mn, Rb et Zn.

Leur marquage en traces est assez différent : tandis que la première contient peu d'éléments, la seconde est riche en 6 éléments différents.

4.6.4 Chimie isotopique des venues d'eau

Des analyses isotopiques (^{18}O et ^3H) ont été effectuées sur les deux mêmes venues (tableau 4.21).

Venue	Date	oxygène-18 [‰]	Tritium [UT]
PM 650-S	08/05/96	-11,22	15,8
PM 2200-S	08/05/96	-11,34	9,6

Tableau 4.21 : Résultats des analyses isotopiques effectuées sur les venues d'eau dans le tunnel routier du San Bernardino.

Les teneurs en tritium sont celles d'eaux récentes ou de mélanges (PM 2200-S).

L'interprétation de l'oxygène-18 pose problème étant donné la forte différence entre le gradient altimétrique local et celui des Alpes du Sud en général (figure 4.62). Les deux points analysés dans le tunnel se situent entre les droites locales et régionales. Il est difficile de faire une interprétation détaillée sur deux points. Il se pourrait toutefois que les eaux proviennent d'une altitude plus élevée que supposé.

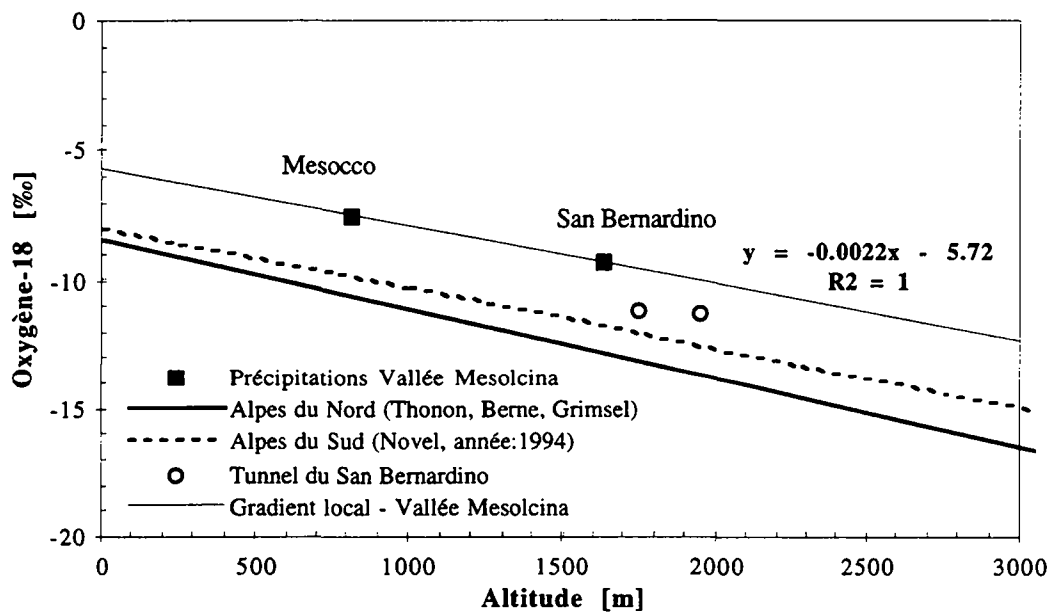


Figure 4.62 : Teneurs en oxygène-18 en fonction de l'altitude d'infiltration.

4.7.2 Contexte et caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau

Lors de notre visite à la fin de l'hiver 1996, les venues d'eau dans cet ouvrage étaient extrêmement faibles pour ne pas dire nulles puisque seulement 20 l.min⁻¹ étaient drainés par l'ouvrage (tableau 4.22).

Zone	Epaisseur [m]	Débit total [l.s ⁻¹]	Débit linéaire [l.s ⁻¹ .m ⁻¹]
Tronçon suisse	2927	0,08	2,7.10 ⁻⁵
Tronçon italien	2928	0,25	8,5.10 ⁻⁵

Tableau 4.22 : Répartition des débits drainés par le tunnel du Grand-Saint-Bernard dans les deux tronçons. Débits mesurés en avril 1996.

Les débits mesurés dans cet ouvrage sont les plus faibles observés dans cette étude. La nature de la roche ainsi que l'orientation des structures expliquent ce phénomène.

En outre, les deux puits de ventilation verticaux construits à travers bancs drainent des quantités d'eau extrêmement faibles également. Ceci atteste de la faible perméabilité des terrains à l'échelle du massif.

Etant donné que l'ouvrage est entièrement recouvert et que nous n'avons pu retrouver les levés de galerie de l'époque, nous n'avons pas pu déterminer quelles sont les structures associées aux venues d'eau.

Les caractéristiques physico-chimiques des venues sont présentées dans le tableau suivant :

PM-I [m]	Débit [l.min ⁻¹]	Cond. Electr. [μS.cm ⁻¹]	Température [°C]	pH [-]	Eh [V]	rH [-]
95	4	119	5,5	6,98	0.393	27.25
464	g à g	489	5	-	-	-
501	1	298	5.7	-	-	-
625	0.4	304	7.4	7.48	0.328	26.05
795	1	152	6.9	-	-	-
832	g à g	205	5.9	-	-	-
894	g à g	163	5.8	-	-	-
1016	1.2	166	7.3	7.23	0.373	27.07
1103	g à g	307	7.9	-	-	-

Tableau 4.23 : Caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau dans la partie italienne du tunnel du Grand-Saint-Bernard (g à g : goutte à goutte).

La température augmente progressivement depuis l'entrée italienne vers l'intérieur du massif (figure 4.64) pour atteindre un maximum de 8 °C sous 500 mètres de roches, soit un gradient géothermique de 16 °C/1000 m. La conductivité électrique vaut dans les micaschistes entre 150 et 200 μS.cm⁻¹. Elle est plus élevée dans les gneiss (presque 300 μS.cm⁻¹) et atteint un maximum de 489 μS.cm⁻¹ dans les quartzites de la Zone Houillère.

Le pH des trois venues mesurées est neutre tandis que le milieu est oxydant (tableau 4.23).

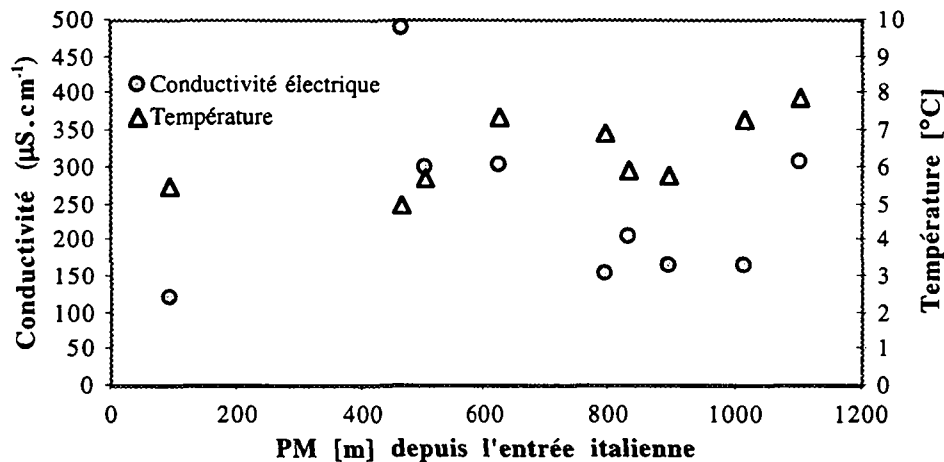


Figure 4.64 : Profil des caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau dans le tronçon italien du tunnel du Grand-Saint-Bernard.

4.7.3 Hydrochimie des venues d'eau

Une analyse chimique complète des ions majeurs et des éléments en traces a été effectuée sur la venue du PM 1016-I dans les micaschistes (tableau 4.24).

Venue	Géologie	Date	Type	Minéralisation [mg.l ⁻¹]
PM 1016-I	Micaschistes	24/04/96	Ca-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄	177

Tableau 4.24 : Résultats des analyses chimiques effectuées sur les venues d'eau dans le tunnel routier du Gd-St-Bernard.

Cette eau bicarbonatée-calcique possède une forte teneur en magnésium. On verra dans la suite que cet élément est souvent associé dans nos eaux aux amphiboles (hornblende par exemple). Le magnésium pourrait également provenir de la chlorite ou des chloritoïdes présents dans les micaschistes du Ruitor [Gouffon 1993].

Les éléments en traces présents de façon notable dans les eaux de la venue du PM 1016 sont : Li, Mn, Mo et Sr.

4.7.4 Chimie isotopique des venues d'eau

Une analyse isotopique (¹⁸O et ³H) a été effectuée sur les eaux du PM 1016 (tableau 4.25).

Venue	Date	oxygène-18 [‰]	Tritium [UT]
PM 1016-I	24/04/96	-13,37	29,8

Tableau 4.25 : Résultats des analyses isotopiques effectuées sur les venues d'eau dans le tunnel routier du Gd-St-Bernard.

La teneur en tritium de cette venue est typique d'une eaux influencée par les essais nucléaires des années 60. Le modèle Piston-Flow de calcul des temps de séjour donne un temps de séjour moyen de 18 ans pour cette eau. Ce temps de séjour relativement long est en accord avec la faible perméabilité du massif.

L'application de la relation déterminée par Novel [1996] dans la vallée d'Aoste entre la teneur en oxygène-18 des précipitations et l'altitude du point de prélèvement donne pour la venue du PM 1016-I une altitude de 1850 m, soit une altitude nettement inférieure à la zone située au droit de l'ouvrage. Ce résultat semble donc douteux car aucun écoulement de surface n'est présent à proximité de l'ouvrage. La validité du gradient déterminé dans la vallée d'Aoste n'est donc pas extrapolable à cette zone du Gd-St-Bernard.

4.8 Le tunnel ferroviaire de la Vereina

Une visite a été effectuée dans le lot nord de cet ouvrage durant l'été 1996 (le 12 août 1996).

4.8.1 Géologie et tectonique

Le tunnel de la Vereina est situé pour majeure partie dans le cristallin de la nappe de Silvretta (figure 4.65).

Le lot nord traverse, à partir de Klosters, le flysch et la zone à serpentinites constituant la zone d'écaillage d'Arose (Aroser Schuppenzone) sur une longueur de 1500 m. Ensuite, elle rentre dans le cristallin de Dorfberg constitué essentiellement de paragneiss. Après quelques mètres dans les dolomies du Verrucano, la galerie traverse le cristallin de la nappe de Silvretta. Celui-ci est constitué principalement d'orthogneiss et amphibolites.

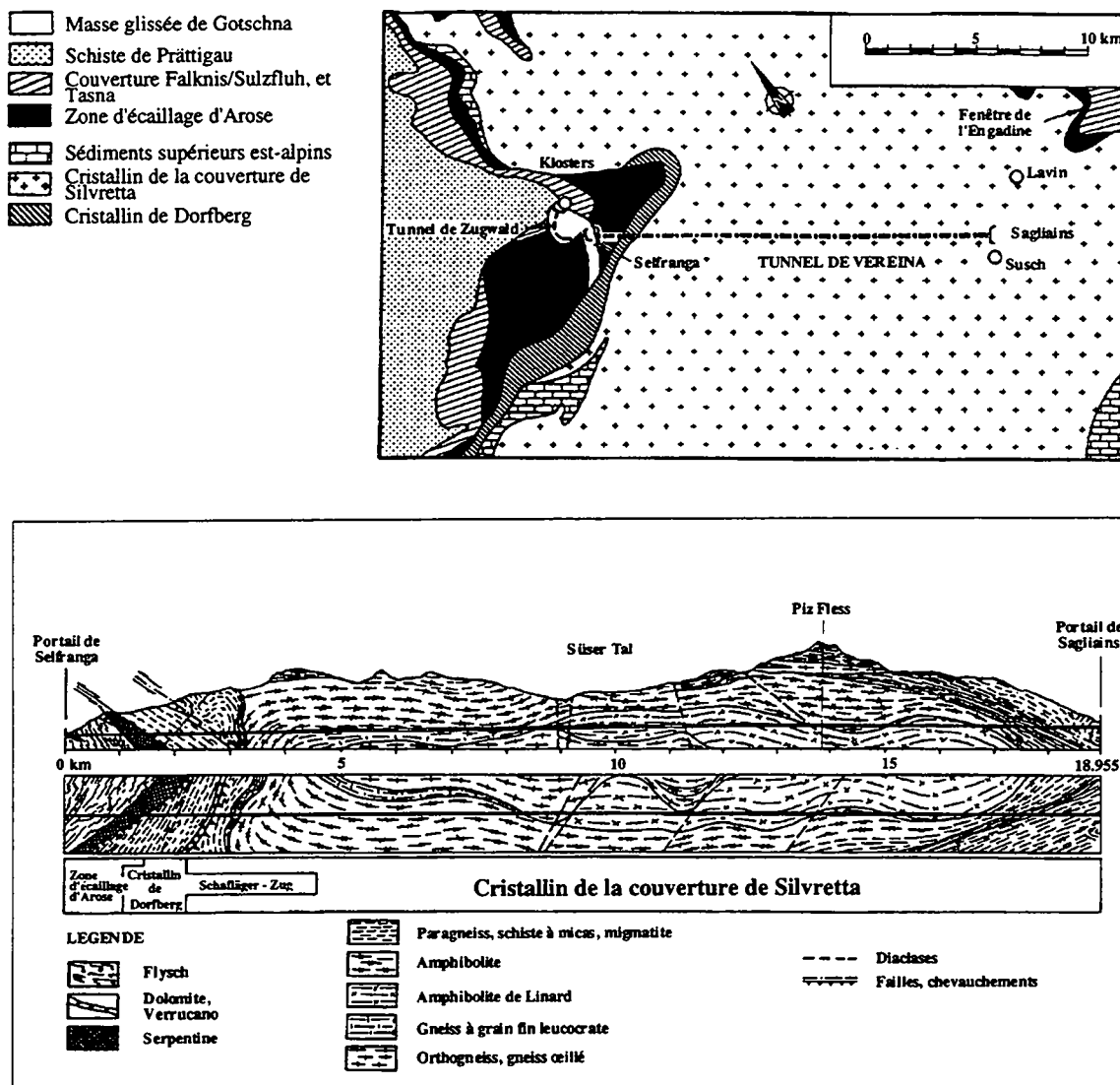


Figure 4.65 : Situation et coupe géologique de la galerie de la Vereina [modifié d'après Keller et Locher 1994].

Le lot sud est situé entièrement dans le cristallin de la nappe de Silvretta.

L'ouvrage est réalisé à travers banc dans sa partie nord lorsqu'il traverse le flysch, le cristallin de Dorfberg et le début de la nappe de Silvretta. Ensuite, sous l'effet du redressement des structures, l'ouvrage est orienté parallèlement à celles-ci.

4.8.2 Contexte et caractéristiques physico-chimiques des venues d'eau

Les venues d'eau n'ont pas posé de problème du point de vue quantitatif. Les débits rencontrés sont en effet très faibles étant donné la longueur de l'ouvrage (tableau 4.26).

Zone	Epaisseur [m]	Débit total [$l.s^{-1}$]	Débit linéaire [$l.s^{-1}.m^{-1}$]
Tronçon nord	12 470	40	3.10^{-3}
Tronçon sud	6 548	20	3.10^{-3}

Tableau 4.26 : Répartition des débits drainés par le tunnel de la Vereina dans les deux tronçons. Débits mesurés durant l'hiver, à la fin du percement.

Les débits linéaires sont très faibles.

Les venues d'eau sont associées à des zones de fissures tout le long de la galerie. Une augmentation des venues n'a pas été constatée à proximité des contacts entre les unités traversées. Les venues d'eau importantes ont toujours été localisées au front ou à proximité. Derrière le tunnelier, les venues ont généralement baissé ou même tari.

Des mesures de conductivité électrique et température ont pu être effectuées lors de notre visite entre le début du cristallin de la nappe de Silvretta (PM 4000) et le tunnelier au PM 7500 (figure 4.66).

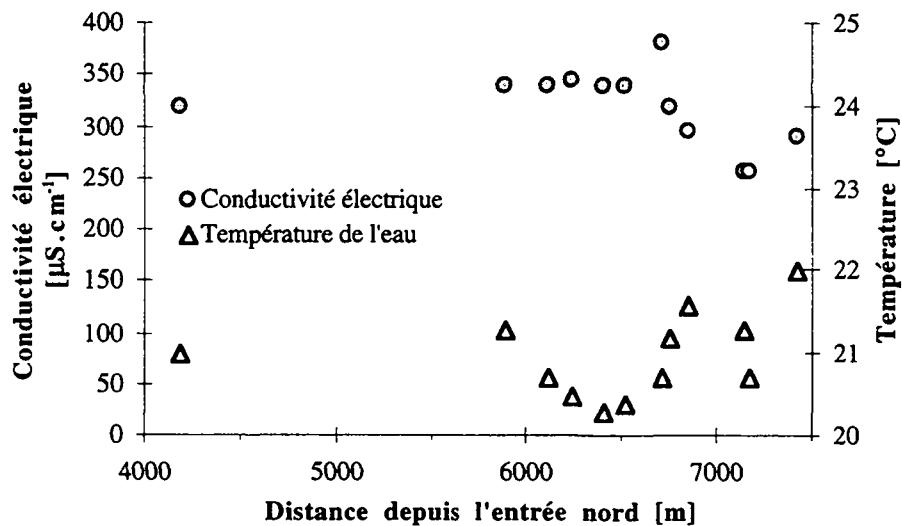


Figure 4.66 : Température et conductivité électrique des venues d'eau dans le tunnel de la Vereina. Mesures effectuées le 12 août 1996.

Entre les PM 4000 et 6500, la conductivité électrique reste constante aux environs de $330 \mu S.cm^{-1}$. Elle chute de manière progressive à $250 \mu S.cm^{-1}$ aux environs du PM 7000. La température de l'eau ne varie pas beaucoup dans le même intervalle.

Les débits des venues concernées sont très faibles (de l'ordre de quelques litres par minute).

Les températures des venues d'eau ont été mesurées à l'avancement par les géologues du chantier. Ces valeurs sont présentées sur la figure 4.67. Elles augmentent progressivement vers l'intérieur du massif en fonction de l'épaisseur de la couverture rocheuse. Le maximum de température atteint $23,4 \text{ }^{\circ}C$ au coeur du massif sous une couverture de 1200 m, soit un gradient géothermique non corrigé de $19,5 \text{ }^{\circ}C/1000 \text{ m}$.

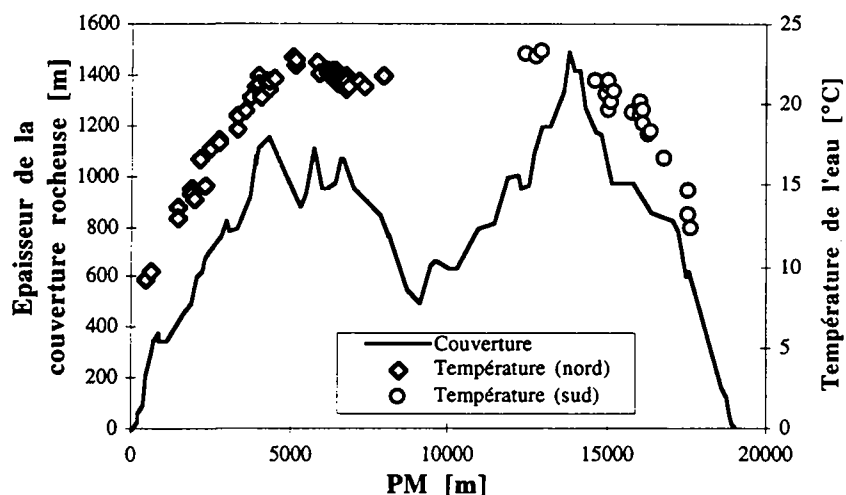


Figure 4.67 : Températures des venues d'eau dans le tunnel de la Vereina [d'après Kobel 1997].

4.8.3 Hydrochimie des venues d'eau

Deux venues d'eau ont fait l'objet d'une analyse complète des ions majeurs et des éléments en traces. Il s'agit de la venue à plus forte conductivité électrique du PM 4180 et de celle moins minéralisée du PM 7165 (tableau 4.27).

Venue	Géologie	Date	Type	Minéralisation [mg.l ⁻¹]
Vereina PM 4180	Gneiss	12/08/96	Na-HCO ₃ -(SO ₄)	295
Vereina PM 7165	Amphibolite	12/08/96	Na-(Ca)-HCO ₃ -SO ₄	230

Tableau 4.27 : Résultats des analyses chimiques effectuées sur les venues d'eau dans le tunnel ferroviaire de la Vereina.

Ces eaux sont de type bicarbonaté-sodique. La venue du PM 7165 est effectivement moins minéralisée et montre la présence en plus grande quantité de l'ion calcium. Dans la venue du PM 4180, le calcium est absent (moins de 1 mg.l⁻¹).

Parmi les éléments en traces analysés sur ces eaux, on note la présence en quantité notable de :

- PM 4180 : B, Br, Ba, Mo, Sr et W

- PM 7165 : B, Br, I, Mo, W et Zn.

Si elles montrent des caractères communs (Na, B, Br, Mo), ces eaux n'en sont pas moins assez différentes.

4.8.4 Chimie isotopique des venues d'eau

Deux analyses isotopiques (¹⁸O et ³H) ont été effectuées sur les deux venues (tableau 4.28).

Venue d'eau	Date	oxygène-18	H-3 [U.T.]
Vereina PM 4180	12/08/96	-14,53	1,3
Vereina PM 7165	12/08/96	-14,85	0,9

Tableau 4.28 : Résultats des analyses isotopiques effectuées sur les venues d'eau dans la galerie ferroviaire de la Vereina.

Ces deux venues sont très pauvres en tritium. Il s'agit probablement d'eau infiltrées dans le massif avant la série d'essais nucléaires des années 50 et 60. Le modèle isotopique Piston-Flow donne pour ces eaux un âge de l'ordre de 45 ans. Les circulations d'eau dans le massif avant le percement du tunnel étaient très faibles.

Ces eaux sont très négatives en oxygène-18 : leur altitude d'infiltration est élevée. Le calcul de l'altitude d'infiltration de ces deux venues en suivant les structures géologiques nous amène à 2150 m pour la venue du PM 4180 et 2300 m pour la venue du PM 7165.

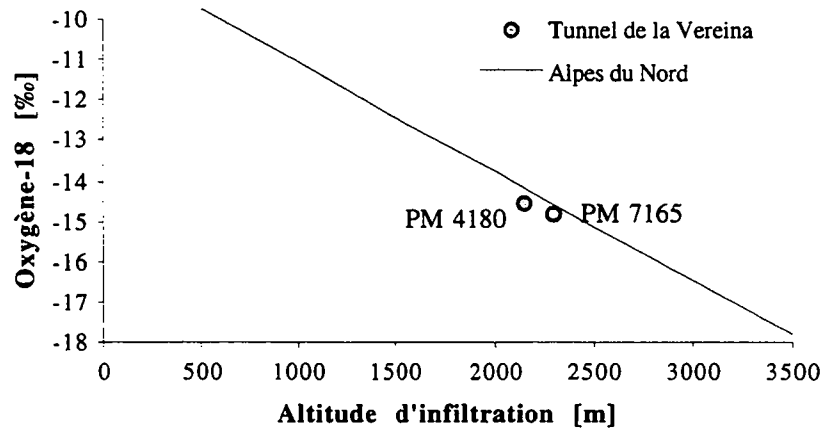


Figure 4.68 : Teneur en oxygène-18 des venues d'eau dans la galerie de la Vereina en fonction de l'altitude d'infiltration.

Ces deux altitudes d'infiltration sont en accord avec la droite des précipitations dans les Alpes du Nord (figure 4.68). La structure géologique et la géométrie des écoulements sont donc bien connus.

5. Outils d'analyse de la réponse

Les résultats présentés dans le chapitre 4 constituent la réponse du système aquifère observé au travers des venues d'eau rencontrées dans les ouvrages souterrains. Ces données font l'objet d'un traitement plus détaillé dans le chapitre 6. Dans ce cadre, diverses méthodes ont été utilisées afin de permettre une interprétation plus détaillée des résultats et dégager les comportements spécifiques des venues d'eau selon les divers facteurs qui les influencent.

L'objet du présent chapitre est de présenter les méthodes appliquées au chapitre 6 et de les critiquer. Ce sont des méthodes assez généralement employées en hydrogéologie; nous montrerons leur intérêt dans la problématique de l'interaction entre les eaux souterraines et les ouvrages souterrains.

Elles sont divisées en deux classes selon qu'elles concernent la réponse hydraulique (débit) du système ou sa réponse physico-chimique (hydrochimie, chimie isotopique).

5.1 Méthodes d'analyse de la réponse hydraulique

On étudiera l'évolution du débit en fonction du temps suite au percement de l'ouvrage (§ 5.1.1.) et le comportement des venues d'eau en fonction de l'alimentation au cours d'un cycle hydrologique (§ 5.1.2.).

5.1.1 Evolution dans le temps du débit d'une venue d'eau dans un tunnel suite au percement

Suite au percement d'un ouvrage, les venues d'eau rencontrées évoluent en fonction du temps, parfois sur des périodes relativement longues selon les caractéristiques hydrogéologiques du massif et sa géométrie.

Nous aborderons différentes formules mathématiques permettant de calculer la conductivité hydraulique à l'échelle du massif (ou d'une zone hydrogéologiquement différenciée) à partir des débits mesurés dans l'ouvrage. Ces formules sont testées et la plus adaptée retenue. Elles seront appliquées dans le cadre du chapitre 6.2.

5.1.1.1 Comportement typique

Lorsqu'une venue d'eau est interceptée dans un ouvrage souterrain, l'évolution de son débit en fonction du temps a généralement l'allure suivante (figure 5.1).

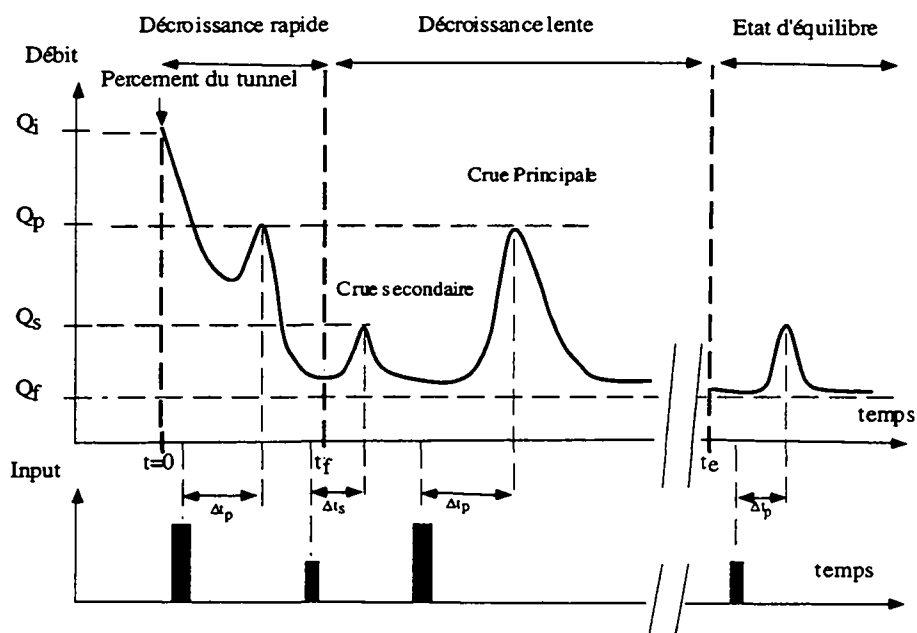


Figure 5.1 : Schéma de l'évolution du débit d'une venue d'eau dans un tunnel.

Le débit initial Q_i décroît très vite sous l'effet de la décompression et de la vidange du massif jusqu'à une valeur Q_f qui est permanente et traduit l'équilibre entre le drainage par l'ouvrage et les conditions d'alimentation. Le rapport Q_i/Q_f dépend de plusieurs facteurs (figure 5.2) tels que la conductivité hydraulique du massif K , de son coefficient d'emmagasinement S et des conditions d'alimentation I . Une zone plus perméable aura tendance à libérer plus facilement son eau, et être caractérisée par un rapport plus élevé. Le rapport vaut entre 1 et 5 selon Heuer [1995].

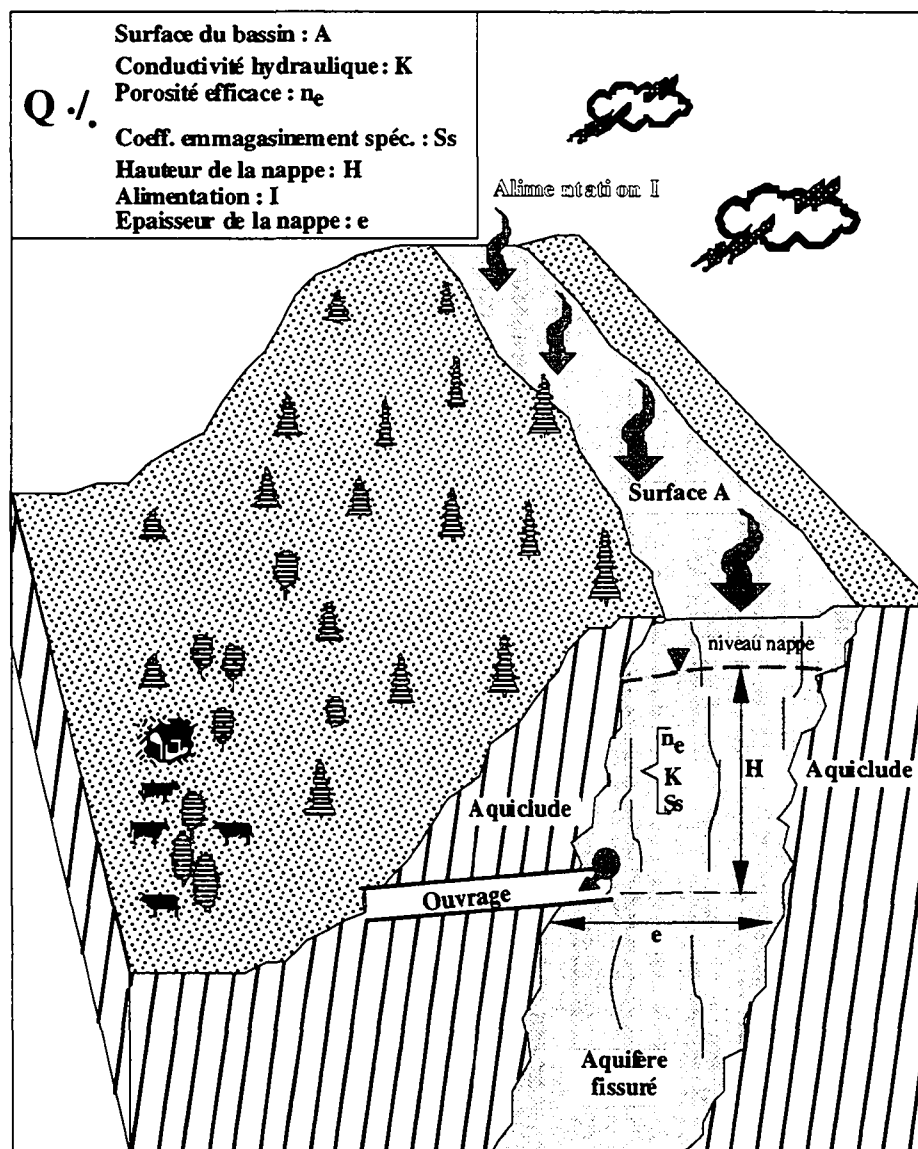


Figure 5.2 : Les paramètres qui influencent le comportement hydraulique d'une venue d'eau dans un tunnel.

Durant la phase de décroissance et ensuite durant la phase d'équilibre, les venues peuvent réagir aux impulsions externes telles que pluie et fonte des neiges sous la forme de crues principales Q_p ou secondaires Q_s . Les rapports Q_i/Q_f et Q_p/Q_s dépendent de la perméabilité du massif K , de l'alimentation I , de la taille du réservoir (surface : A) et de la profondeur de l'ouvrage (hauteur de la nappe : H). Il en va de même pour les temps de transfert Δt_p et Δt_s .

Le débit varie donc fortement en fonction du temps, surtout lors des premiers instants¹.

¹Dans la suite, tout débit sera donné en précisant s'il s'agit du débit initial, final ou à un instant t donné.

Les venues d'eau rencontrées dans deux ouvrages (tunnels routier du Mont-Blanc et ferroviaire du Simplon) pour lesquels nous disposons d'informations sur les débits longtemps après le percement (35 ans pour le Mont-Blanc et 80 ans pour le Simplon) illustrent le comportement décrit précédemment (figure 5.3).

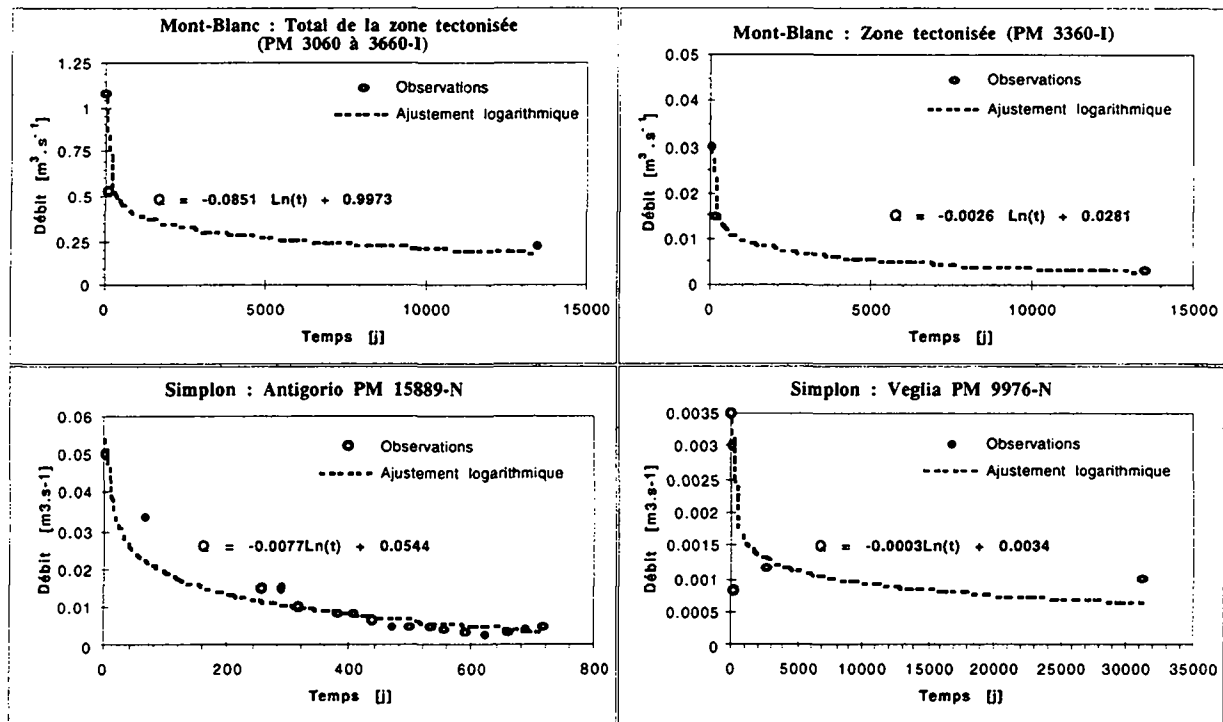


Figure 5.3 : Evolution des débits de venues d'eau dans les tunnels du Mont-Blanc et du Simplon. Ajustements logarithmiques sur les observations.

Les venues d'eau observées sont caractérisées par une décroissance logarithmique des débits du type :

$$Q(t) = -a \ln(t) + b$$

où a caractérise l'intensité de la décroissance, est fonction de la perméabilité de la zone drainée, de sa porosité, et de la taille de son bassin hydrogéologique. Les points observés ne sont pas ajustables par les décroissances classiques (exponentielle de Maillet [1905]) car celles-ci sont caractérisées par une décroissance insuffisamment rapide. La formule de Maillet est en fait adaptée à un cas de vidange pure alors que dans la problématique des ouvrages profonds, intervient l'emmagasinement. Les décroissances observées sont donc plus rapides que l'exponentielle de Maillet au début et moins rapides ensuite.

Le rapport Q/Q_i est lié quant à lui à l'alimentation disponible pour la zone considérée.

Venue	$Q_i [m^3.s^{-1}]$	$Q_f [m^3.s^{-1}]$	$Q/Q_f [I]$	$a [m^3.s^{-1}]$
MB : Zone tectonisée (PM 3360-I)	0,03	0,003	10	0,0026
MB : Total de la zone tectonisée (PM 3060 à 3660-I)	1,084	0,200	5,4	0,085
MB : Granite (PM 3660 à 5800-I)	0,035	0,015	2,3	?
S : Zone Veglia (PM 9976-N)	0,0035	0,001	3,5	0,0003
S : Zone Antigorio (PM 15889-N)	0,05	0,005	10	0,0077

Tableau 5.1 : Caractéristiques des décroissances des débits de diverses venues d'eau dans les tunnels du Mont-Blanc (MB) et du Simplon (S).

Dans le tunnel du Simplon, la forte décroissance (a élevé) et les faibles débits à l'arrivée (Q/Q_i élevé) dans la zone d'Antigorio sont l'expression d'une alimentation disponible peu élevée par rapport à une perméabilité élevée (tableau 5.1).

Dans le tunnel du Mont-Blanc, le rapport des débits est plus élevé dans la zone tectonisée car, dans celle-ci, l'alimentation disponible n'est pas suffisante en regard de la perméabilité du massif. Un calcul du coefficient a n'est pas possible dans la zone 3660-5800 car nous disposons seulement de deux points.

Ces ajustements sont indicatifs. Dans la plupart des cas, le nombre de points disponibles est faible et ne permet pas de faire des ajustements avec la sécurité suffisante pour en tirer des conclusions définitives.

5.1.1.2 Choix d'une solution analytique

L'interaction entre un ouvrage souterrain et le milieu aquifère peut être de deux types différents (figure 5.4). Dans un ancien ouvrage (cas 1), le niveau piézométrique de la nappe et le débit dans l'ouvrage restent constants; des conditions d'équilibre - un état permanent - se sont mises en place après une phase transitoire. Dans les ouvrages très récents ou en cours de percement (cas 2), le débit drainé par l'ouvrage décroît au cours du temps - phase transitoire - et le niveau piézométrique de la nappe baisse (t_0, t_1, t_2 et t_3).

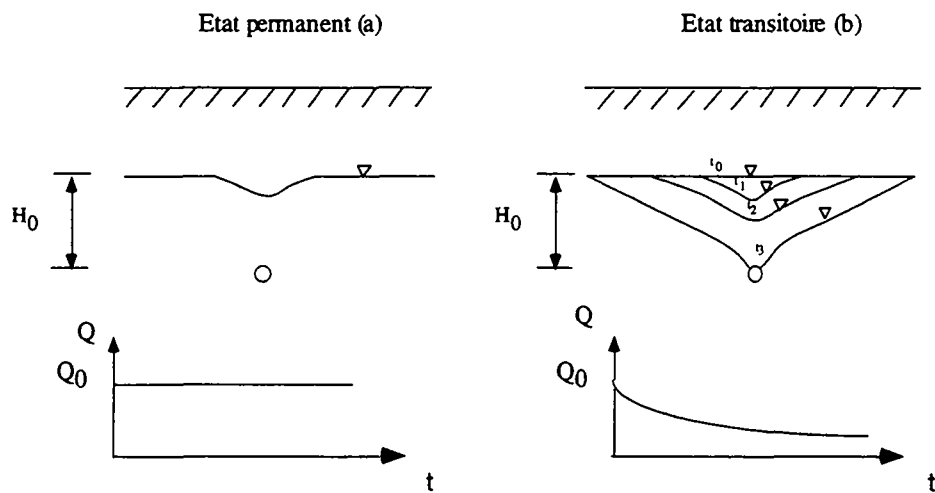


Figure 5.4 : Interactions entre un ouvrage souterrain et une nappe d'eau souterraine. Cas permanent d'un ancien ouvrage (a) et cas transitoire d'un ouvrage récent (b). D'après Freeze et Cherry [1979].

Il existe diverses solutions analytiques permettant de calculer les débits drainés par un ouvrage souterrain dans les cas transitoire et permanent. Les formules suivantes se rapportent au cas géométrique présenté sur la coupe de la figure 5.5. Il s'agit d'un ouvrage souterrain de rayon r , qui traverse une zone aquifère d'épaisseur e (le long de l'ouvrage) et de caractéristiques hydrauliques K et S_s . Le niveau piézométrique initial de la nappe avant le percement vaut H_0 .

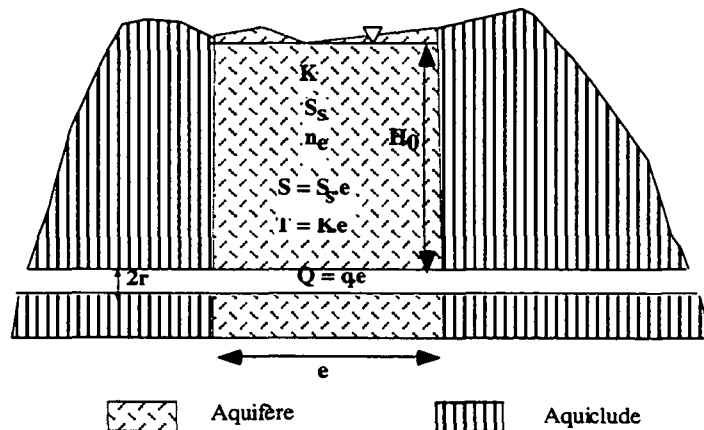


Figure 5.5 : Coupe longitudinale. Géométrie d'une zone aquifère redressée drainée par un ouvrage souterrain. Présentation des paramètres intervenant dans les solutions analytiques qui suivent.

Dans la suite, nous faisons l'hypothèse qu'à l'échelle du massif (ou d'une zone aquifère traversée), l'aquifère peut être considéré comme homogène et isotrope dans lequel les écoulements suivent la loi de Darcy. Bien que ceci soit faux, c'est le seul moyen de résoudre le problème des écoulements avec des outils analytiques simples.

Etat permanent

En état permanent, la solution la plus usitée est celle proposée par Goodman et al. [1965] qui correspond au drainage d'une nappe dont le niveau piézométrique est supposé constant. La formule s'écrit :

$$Q_0 = \frac{2\pi T H_0}{2,3 \log(2H_0/r)}$$

Q_0 : débit drainé par l'ouvrage [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

T : transmissivité hydraulique de la zone aquifère [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] : $T = K \cdot e$

K : conductivité hydraulique de la zone aquifère [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]

e : épaisseur de la zone aquifère [m]

H_0 : hauteur du niveau piézométrique au-dessus de l'ouvrage [m]

r : rayon de l'ouvrage [m]

Cette formule est identique, par la méthode des images, à la formule de Dupuit qui exprime le débit dans un puits vertical en état permanent.

Cette formule a été testée au moyen d'un modèle mathématique [Léca et al. 1993] et a montré un écart de l'ordre de 10 % par rapport à la solution calculée numériquement. Cet écart est acceptable lorsque l'on connaît les incertitudes qui résident habituellement sur la conductivité hydraulique par exemple. La formule de Goodman et al. a été proposée et utilisée par de nombreux auteurs [Freeze et Cherry 1979, Domenico et Schwartz 1990, Löw et al. 1996] pour l'état permanent.

Cette formule est bien adaptée à notre cas et a été retenue pour modéliser l'état permanent. Un test de sensibilité a été réalisé plus loin dans le texte.

Etat transitoire

En état transitoire, deux solutions sont le plus souvent adoptées, soit les formules de Jacob et Lohman, soit la formule de Goodman.

Formule du puits artésien : Jacob et Lohman [1952]

Dans la solution dite du puits artésien, la décroissance de débit résulte uniquement de la décompression du massif (effet du coefficient d'emménagement). A la place d'un débit constant imposé comme c'est le cas dans les solutions habituelles des puits, un rabattement constant est imposé.

La formule s'écrit :

$$Q(t) = 2\pi TH_0 G(\alpha)$$

$$\text{avec } G(\alpha) = \frac{4\alpha}{\pi} \int_0^\infty x e^{-\alpha^2 x^2} \left\{ \frac{\pi}{2} + \arctan[Y_0(x)/J_0(x)] \right\} dx \quad \text{où } \alpha = \frac{Tt}{r^2 S}$$

J_0 et Y_0 sont les fonctions de Bessel d'ordre zéro, respectivement de première et seconde espèce.

Les valeurs de G en fonction de α sont données au tableau 5.2.

α	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	1	10	10^2	10^3
1	56,9	18,34	6,13	2,249	0,985	0,534	0,346	0,251
2	40,4	13,11	4,47	1,716	0,803	0,461	0,311	0,232
3	33,1	10,79	3,74	1,477	0,719	0,427	0,294	0,222
4	28,7	9,41	3,30	1,333	0,667	0,405	0,283	0,215
5	25,7	8,47	3,00	1,234	0,630	0,389	0,274	0,210
6	23,5	7,77	2,78	1,160	0,602	0,377	0,268	0,206
7	21,8	7,23	2,60	1,103	0,580	0,367	0,263	0,203
8	20,4	6,79	2,46	1,057	0,562	0,359	0,258	0,200
9	19,3	6,43	2,35	1,018	0,547	0,352	0,254	0,198
10	18,34	6,13	2,25	0,985	0,534	0,346	0,251	0,196
α	10^4	10^5	10^6	10^7	10^8	10^9	10^{10}	10^{11}
1	0,1964	0,1608	0,1360	0,1177	0,1037	0,0927	0,0838	0,0764
2	0,1841	0,1524	0,1299	0,1131	0,1002	0,0899	0,0814	0,0744
3	0,1777	0,1479	0,1266	0,1106	0,0982	0,0883	0,0801	0,0733
4	0,1733	0,1449	0,1244	0,1089	0,0968	0,0872	0,0792	0,0726
5	0,1701	0,1426	0,1227	0,1076	0,0958	0,0864	0,0785	0,0720
6	0,1675	0,1408	0,1213	0,1066	0,0950	0,0857	0,0779	0,0716
7	0,1654	0,1393	0,1202	0,1057	0,0943	0,0851	0,0774	0,0712
8	0,1636	0,1380	0,1192	0,1049	0,0937	0,0846	0,0770	0,0709
9	0,1621	0,1369	0,1184	0,1043	0,0932	0,0842	0,0767	0,0706
10	0,1608	0,1360	0,1177	0,1037	0,0927	0,0838	0,0764	0,0704

Tableau 5.2 : Valeurs de G en fonction de α [tiré de Jacob et Lohman 1952]

C'est une équation de non-équilibre, donnée sous forme paramétrique (α) et qui établit une relation entre le débit $Q(t)$ [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], le rabattement H_o [m], le rayon du puits ou du tunnel r [m], le temps t [s] qui s'est écoulé depuis le percement de l'ouvrage et les caractéristiques hydrauliques de l'aquifère : le coefficient d'emmagasinement S [1] et la transmissivité $T = K \cdot e$ [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$].

Dans la solution de Jacob, le débit varie en fonction du temps alors que le rabattement H_o (hauteur piézométrique de la nappe) est supposé constant. Dans le cadre du projet du tunnel de base AlpTransit Gothard, une étude hydrogéologique importante a été menée afin de prévoir les quantités d'eau rencontrées dans le futur tunnel de base. Les auteurs [Ehrminger et al. 1993; Schneider 1993] ont utilisé la formule de Jacob et Lohman [1952] simplifiée afin de déterminer la perméabilité des massifs rencontrés [Löv et al. 1996].

Dans la suite, nous utiliserons systématiquement la formule de Jacob et Lohman non simplifiée. Ceci dans un souci d'exactitude et dans la mesure où l'utilisation de Jacob et Lohman ne complique pas fortement les calculs.

Dans le cadre d'essais de puits, on dispose toujours de plusieurs points de mesures répartis dans le temps. Dans ce cas, la formule de Jacob et Lohman permet de calculer la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement du massif. Dans le cadre des ouvrages souterrains étudiés dans cette étude, on dispose généralement d'une seule mesure de débit effectuée en cours d'avancement des travaux. Le calcul de la transmissivité par ajustement réalisé avec la formule de Jacob et Lohman nécessite la connaissance du coefficient d'emmagasinement. Celui-ci est rarement connu avec précision car sa détermination nécessite des essais de pompage dans des sondages coûteux. On citera quelques valeurs données dans la littérature (tableau 5.3).

La Cedra a effectué, dans le cadre de ses essais sur le site du Grimsel, une série de tests en pompage sur une zone de cisaillement (shear zone) dans les granodiorites du Grimsel. Les résultats de ces essais ont permis de calculer un coefficient d'emmagasinement compris entre 10^{-4} et 10^{-8} avec des valeurs moyennes de 10^{-5} sur des longueurs testées de 1 m, soit un coefficient d'emmagasinement spécifique de l'ordre de 10^{-5} m^{-1} [Hoehn et al. 1990, Frick et al. 1992]. Sur le site du Piz Pian Grand, dans les terrains gneissiques peu perméables de la nappe de l'Adula

(conductivité hydraulique moyenne dans les forages égale à $1,3 \cdot 10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$), des essais de pompage en forage ont permis de calculer un coefficient d'emmagasinement spécifique variant entre $6 \cdot 10^{-9}$ et $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ avec une moyenne géométrique égale à $1,2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ [Nagra 1988]. Les auteurs de l'étude AlpTransit [Löw et al. 1996] ont utilisé des coefficients d'emmagasinement spécifique compris entre $3 \cdot 10^{-7}$ et $5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$.

Valeurs	Commentaire et référence
$5 \cdot 10^{-5} < S < 5 \cdot 10^{-3}$	Valeurs générales [Freeze et Cherry 1979]
$S = 10^{-4}$ ou 10^{-3}	Valeurs générales [Castany 1982]
$1 \cdot 10^{-6} < S_s < 1 \cdot 10^{-4}$	Roches fissurées [de Marsily 1986]
$S_s \approx 3 \cdot 10^{-6}$	Massif rocheux [Recordon 1979]

Tableau 5.3 : Coefficients d'emmagasinement donnés dans la littérature.

Dans la suite, nous adopterons un coefficient d'emmagasinement spécifique égal à $1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$, tout en étant conscient qu'une incertitude réside sur ce paramètre. Ce choix conduit à des valeurs de $S = 10^{-4}$ à 10^{-2} pour des tronçons considérés longs respectivement de 10 à 1000 m.

Formule de Goodman [Goodman et al. 1965]

Le modèle de Goodman tient compte du rabattement de la nappe lors du percement de l'ouvrage. C'est une formule de décroissance des débits en $t^{1/2}$. Elle est basée sur des hypothèses très restrictives, notamment il est supposé que le niveau de la nappe a une forme parabolique jusqu'à l'ouvrage [Goodman et al. 1965]. Elle n'est donc valable que lorsque la nappe se trouve dans la position (t_3) de la figure 5.4; elle ne permet donc pas de modéliser le système en phase transitoire à l'instant t_1 ou t_2 par exemple.

Elle s'écrit :

$$q(t) = \sqrt{\frac{8 K H_0^3 n_e}{3c t}}$$

$q(t)$: débit linéaire à l'instant t [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]

K : conductivité hydraulique du massif [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]

H_0 : hauteur du niveau piézométrique au-dessus de l'ouvrage [m]

n_e : porosité efficace de la zone aquifère [1]

t : temps [s]

c : coefficient géométrique fonction de la pénétration de l'ouvrage dans la zone à venues d'eau, pour une pénétration complète les auteurs ont déterminé empiriquement $c = 1,36$.

La formule de Goodman a été comparée à la solution de Jacob et Lohman au chapitre suivant.

5.1.1.3 Décroissance = décompression + vidange

Jacob et Lohman ou Goodman ?

Les solutions proposées au chapitre précédent ont été testées sur plusieurs cas réels dans les tunnels routier du Mont-Blanc et ferroviaire du Simplon.

Au Mont-Blanc, l'ensemble des venues liées à la zone tectonisée rencontrée dans le tunnel ainsi que la venue du PM 3360-I et les venues situées plus en amont dans la zone moins perméable montrent une décroissance plus proche de la formule de Jacob et Lohman que de la solution de Goodman (figure 5.6). En effet, celle-ci possède une décroissance trop forte en $x^{0.5}$ non ajustable. Dans les différents cas étudiés, l'ajustement est bien meilleur par la formule de Jacob et Lohman. Il en va de même pour les venues du Simplon, quelle que soit la zone considérée.

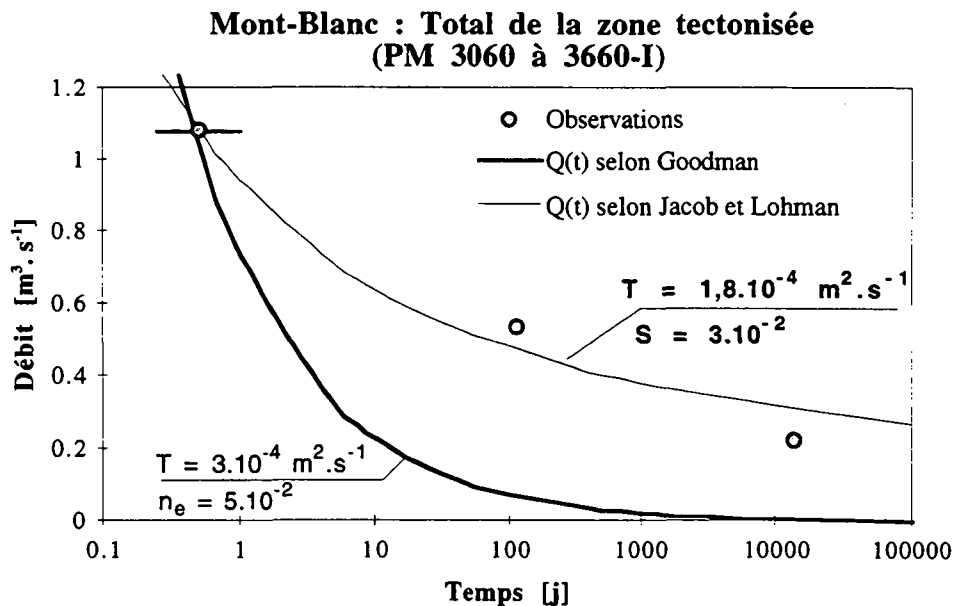


Figure 5.6 : Evolution des débits des venues d'eau dans la zone fortement tectonisée du tunnel du Mont-Blanc. Tentative d'ajustement au moyen des formules de Jacob et Lohman et Goodman.

La formule de Goodman ne prend pas en considération l'effet de la décompression du massif (et du coefficient d'emmagasinement) qui joue un rôle important en différant la vidange du massif. Son application amène à des décroissances instantanées et très rapides des débits qui ne sont pas en accord avec les observations. Les mêmes résultats ont été obtenus avec les quatre autres venues d'eau citées précédemment.

Nous préconisons dès lors, en régime transitoire, pour les ouvrages souterrains dans le cristallin alpin, l'usage de la formule de Jacob et Lohman.

Modélisation mathématique

La formule de Jacob et Lohman à débit variable implique l'hypothèse que les rabattements restent constants, soit que la surface piézométrique de la nappe reste fixe. Or, ceci n'est pas vérifié dans la réalité. Cela dépend de la perméabilité du massif et des conditions d'alimentation. On s'attend généralement à observer une baisse du niveau piézométrique à l'occasion du percement d'un ouvrage (figure 5.4b). Une simulation numérique des effets du percement d'un ouvrage sur une nappe aquifère a été effectuée afin d'observer l'évolution de ces phénomènes.

Un modèle à éléments finis correspondant à une coupe 2D verticale transverse par rapport à l'orientation de l'ouvrage a été appliqué à ce cas. Le modèle consiste en un carré ($L = 3500 \text{ m}$) dont les quatre frontières sont imperméables. Les conditions initiales sont celles d'une nappe hydrostatique, soit un réservoir plein d'eau. L'introduction d'un tunnel (potentiels hydrauliques imposés égaux à l'altitude des noeuds, soit $h = z = 1380 \text{ m}$ et $p = 0$) de forme pentagonale (cercle inscrit de rayon $r = 15 \text{ m}$) induit des effets importants sur le réservoir. Il s'agit d'une modélisation hydrodynamique (sans transport) capable de simuler la zone non saturée. Les variations de la conductivité hydraulique et du potentiel de succion en fonction de la saturation du milieu sont simulées par le modèle de Van Genuchten [1980] avec les paramètres suivants : $A = 2$ et $n = 2$, porosité de 0,10, $S_s = 1$ et $S_r = 0,01$. On assistera donc à une vidange de nappe avec baisse du niveau piézométrique suite au manque d'alimentation.

En somme, on modélise les effets hydrauliques de l'introduction d'un tunnel circulaire (rayon $r = 15 \text{ m}$) dans un massif rempli d'eau et non alimenté. Du point de vue de l'épaisseur de couverture, ce cas est proche du tunnel du Mont-Blanc.

On observe d'une part l'évolution des débits dans le tunnel en fonction du temps et les effets sur les potentiels hydrauliques du réservoir.

L'observation des débits obtenus pour le premier cas simulé ($T = 1.10^{-6} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$; $S = S_s = 10^{-4}$; $n_e = 0,1$) montre qu'il existe deux phases bien distinctes dans la décroissance des débits (figure 5.7).

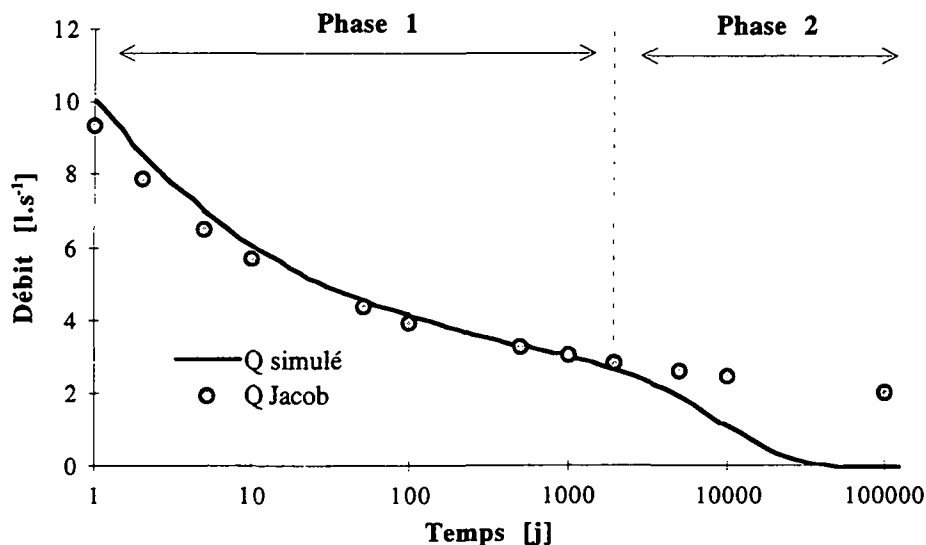


Figure 5.7 : Diagramme semi-logarithmique. Evolution en fonction du temps des débits simulés dans le tunnel. Comparaison avec les débits calculés par la formule de Jacob et Lohman dans les mêmes conditions.

Phase 1 (entre $t = 1$ et $t \approx 2000$ jours) : les débits décroissent de manière régulière. On constate que la formule de Jacob et Lohman calculée avec les mêmes paramètres s'ajuste relativement bien sur les débits calculés par le modèle. C'est la phase de décompression du massif. Les quantités d'eau fournies le sont par la transmissivité et par l'effet de la baisse de pression dans le massif suite au percement du tunnel provoquant la détente du massif et de l'eau. Durant cette phase, on observe un cône de décompression (zone circulaire autour du tunnel dans laquelle les potentiels hydrauliques décroissent) dont le rayon d'action croît avec le temps. Durant toute cette phase, les potentiels hydrauliques en surface sont peu influencés par l'ouvrage.

Lors de la phase 2 ($t > 2000$ j), les débits subissent une accélération de la décroissance. La courbe quitte alors celle de la formule de Jacob et Lohman qui perd à ce moment sa validité. En effet, la formule de Jacob et Lohman suppose un aquifère d'extension infinie alors qu'à ce moment, dans le modèle, le rayon d'influence de l'ouvrage a atteint une limite (la surface piézométrique de la nappe et les trois côtés du modèle). Entre les pas de temps $t_1 = 1000$ j et $t_2 = 2000$ j, le niveau piézométrique de la nappe baisse de 110 m. On quitte dès lors les conditions d'application de la formule de Jacob et Lohman. Suite à cette baisse des niveaux, les débits décroissent plus rapidement selon une courbe proche d'une exponentielle : c'est la phase de vidange de l'aquifère.

Effets de la diffusivité

La diffusivité est le rapport T/S . Elle s'exprime en $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$.

La diffusivité caractérise la vitesse de réaction de l'aquifère à la perturbation que constitue le percement d'un ouvrage souterrain. Plus sa valeur est élevée, plus la nappe est dite « nerveuse ». Plus elle est faible, plus l'inertie de l'aquifère sera grande.

Les effets de la diffusivité sont illustrés par différentes simulations (figure 5.8).

L'influence de la diffusivité se manifeste principalement sur la durée de la phase 1 décrite précédemment. Lorsque la diffusivité diminue, la phase de décroissance exponentielle des débits (phase de vidange du réservoir) se manifeste plus tard. Le tableau 5.4 montre l'effet de la diffusivité sur la durée de la phase 1.

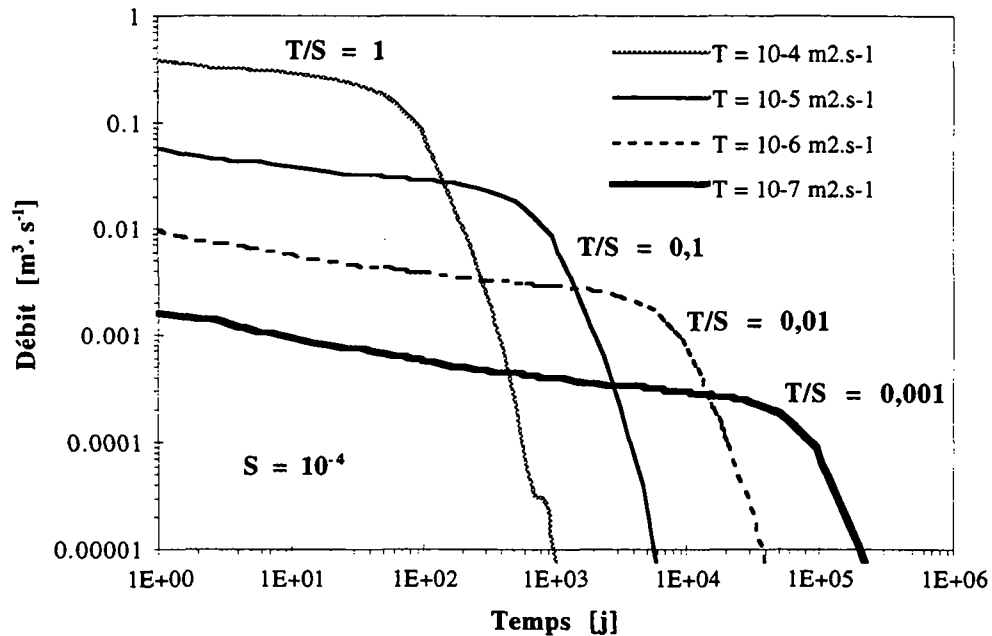


Figure 5.8 : Diagramme bi-logarithmique. Evolution des débits calculés par diverses simulations numériques, en fonction du temps suite à l'introduction d'un ouvrage souterrain. Effet de la diffusivité.

$T/S [m^2.s^{-1}]$	$t_1 [j]$
10^{-3}	≈ 20000
10^{-2}	≈ 2000
10^{-1}	≈ 200
1	≈ 20

Tableau 5.4 : Durée de la phase 1 (phase de décompression) en fonction de la diffusivité hydraulique du massif.

La durée de la phase 1 (phase de décompression) est inversement proportionnelle à la diffusivité du massif et proportionnelle au carré de la taille du réservoir aquifère (à peu près la couverture rocheuse). Pour une couverture de 200 m, pour une diffusivité égale à 10^{-2} , le temps de la phase 1 reste de l'ordre de 20 jours. Nous en déduisons donc qu'il est réaliste d'appliquer la formule de Jacob et Lohman aux débits mesurés les premiers jours dans les galeries pour calculer la transmissivité du massif.

Temps de réaction de la surface piézométrique

La résolution du problème des écoulements autour de l'ouvrage dans le cas du puits artésien permet de calculer le temps nécessaire pour que le rabattement atteigne une valeur ΔH en un point situé à une distance R de l'ouvrage.

L'abaque de la figure 5.9 présente les résultats obtenus sous la forme doublement paramétrique de t^* en fonction de R^* où :

$$t^* = \frac{t}{r^2} \cdot \frac{T}{S} = \frac{t}{r^2} \cdot \frac{K}{Ss} \quad \text{et} \quad R^* = \frac{R}{r}$$

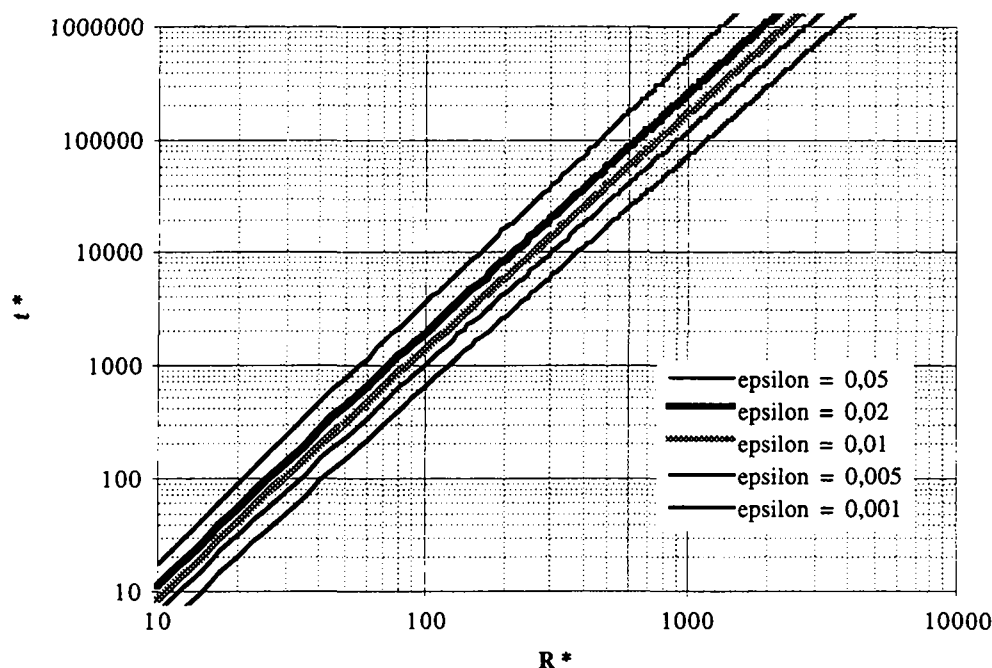


Figure 5.9 : Abaque donnant la relation entre les paramètres R^* et t^* .

Cet abaque établit sous forme paramétrique (t^* en fonction de R^*) la relation entre le temps t nécessaire pour que le rabattement à une distance R atteigne une valeur ΔH telle que son rapport avec la hauteur piézométrique initiale (H_0) soit égal à ϵ .

Dans la pratique, cet abaque sera principalement utilisé pour calculer le temps t nécessaire au rabattement ΔH de la surface piézométrique de la nappe atteinte par le percement d'un ouvrage.

Dans ce cas particulier, $R = H_0$.

Exemple:

Un ouvrage souterrain de rayon $r = 15$ m (conformément à la simulation numérique effectuée précédemment) est percé dans un massif de diffusivité $T/S = 1 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, sous une nappe dont la hauteur piézométrique initiale au-dessus de l'ouvrage vaut 2120 m. On voudrait savoir quel est le temps nécessaire pour que le rabattement de la surface piézométrique de cette nappe atteigne 10 m.

Calculons $R^* = 2120/15 = 141$. L'utilisation de l'abaque pour $\epsilon = 10/2120 \approx 0,005$ permet de déterminer graphiquement $t^* = 1800$.

Le calcul de $t = r^2 \cdot \frac{S}{T} \cdot t^* = 15^2 \cdot 10^2 \cdot 1800 = 40,5 \cdot 10^6 \text{ s} = 468 \text{ jours}$.

Nous obtenons donc, dans l'hypothèse d'un massif non alimenté, un abaissement du niveau piézométrique de la nappe de 10 m après 468 jours. Ce résultat est par ailleurs conforme à celui obtenu par simulations numériques avec le modèle à éléments finis Feflow. Il est inférieur à la durée de la phase 1 (2000 jours; voir tableau 5.4) étant donnée l'inertie du massif (temps de réaction de 1500 jours entre la baisse du niveau piézométrique en surface et une décroissance accélérée de débit dans l'ouvrage).

Pour des ouvrages très profonds du type tunnels de base, pour lesquels la couverture atteint 1500 à 2000 m de roche, il convient de prévoir donc des programmes de surveillance des sources relativement longs afin de s'assurer de l'absence d'effet de l'ouvrage sur les ressources en eau. Pour de telles géométries, avec une diffusivité de l'ordre de $10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, le temps de réaction en surface est de plusieurs années.

5.1.1.4 Hypothèses et tests de sensibilité

Les solutions analytiques proposées dans les paragraphes précédents seront utilisées pour calculer, à partir de données disponibles sur les débits des venues d'eau dans les tunnels, la conductivité hydraulique du massif traversé. Elles doivent donc, dans cette optique, faire l'objet de tests de sensibilité aux incertitudes sur les paramètres utilisés.

Etat permanent : formule de Goodman

La formule de Goodman, adaptée au calcul de la transmissivité, s'écrit :

$$T = \frac{2,3 \cdot Q_0 \cdot \log\left(\frac{2H_0}{r}\right)}{2\pi \cdot H_0}$$

La formule permet de relier la transmissivité du massif au débit constant drainé par le tunnel (Q_0), en connaissant le niveau piézométrique stabilisé de la nappe (H_0).

Le niveau piézométrique de la nappe doit être connu. Comme il a été dit précédemment (chapitre 2), il existe peu de forages dans les massifs montagneux et par conséquent peu d'informations sur la piézométrie des nappes. Nous sommes dès lors dans l'obligation de formuler des hypothèses sur la position de la nappe. Deux galeries laboratoires de la Cedra ont fait l'objet de mesures détaillées, notamment de la piézométrie. Dans le laboratoire souterrain du Grimsel, la surface de la nappe est spatialement très variable : elle se situe entre 69 et 425 mètres au-dessus du niveau de l'ouvrage pour une couverture rocheuse moyenne $C = 450$ m [Nagra 1985]. Dans le cas du Grimsel, la hauteur moyenne de la nappe est telle que $H_0 = C/2$. Dans le tunnel de Piz Pian Grand, les niveaux piézométriques sont compris entre 85 et 560 mètres au-dessus de l'ouvrage pour une couverture maximale égale à 1100 m [Nagra 1988]. Dans ce dernier ouvrage, la piézométrie moyenne est telle que $H_0 = C/3$. On adoptera dans la suite, lors de l'emploi de la formule de Goodman, une valeur de H_0 donnée par la relation $H_0 = C/3$.

Nous avons procédé à un test de sensibilité du résultat T aux différents termes de l'équation. Le cas considéré est celui d'un tunnel (de rayon $r = 5$ m) percé dans un massif dans lequel le niveau piézométrique de la nappe est situé 1000 m au-dessus de l'ouvrage, et l'on dispose d'une mesure de débit. On admet que l'incertitude sur le rayon de l'ouvrage est de 10 %, tout comme celle sur les débits mesurés dans l'ouvrage. Compte tenu de ce qui précède, on estime que l'incertitude sur le niveau piézométrique de la nappe est de 50 %.

Le tableau 5.5 résume les résultats des tests de sensibilité aux différents termes de la formule de Goodman.

Incertitudes sur les termes de l'équation			Sensibilité de T	
Terme	Valeurs	Rapports	$T [10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}]$	Rapports
r [m]	4,5	0,9	3,88	1,02
	5	1	3,81	1
	5,5	1,1	3,75	0,98
H_0 [m]	500	0,5	5,12	1,77
	1000	1	3,81	1
	1500	1,5	3,06	0,71
Q_0 [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]	0,0036	0,9	3,43	0,9
	0,0040	1	3,81	1
	0,0044	1,1	4,19	1,1

Tableau 5.5 : Incertitudes sur les différents paramètres de la formule de Jacob et Lohman et leurs effets sur la transmissivité calculée.

Les incertitudes sur les débits et le rayon de l'ouvrage ne sont pas à l'origine d'erreurs supérieures à 10 % sur la transmissivité calculée. Par contre, les erreurs dues à l'incertitude sur le

niveau piézométrique sont de l'ordre de 50 %. La figure 5.10 montre graphiquement les effets des incertitudes des différents paramètres sur la transmissivité calculée par la formule de Goodman.

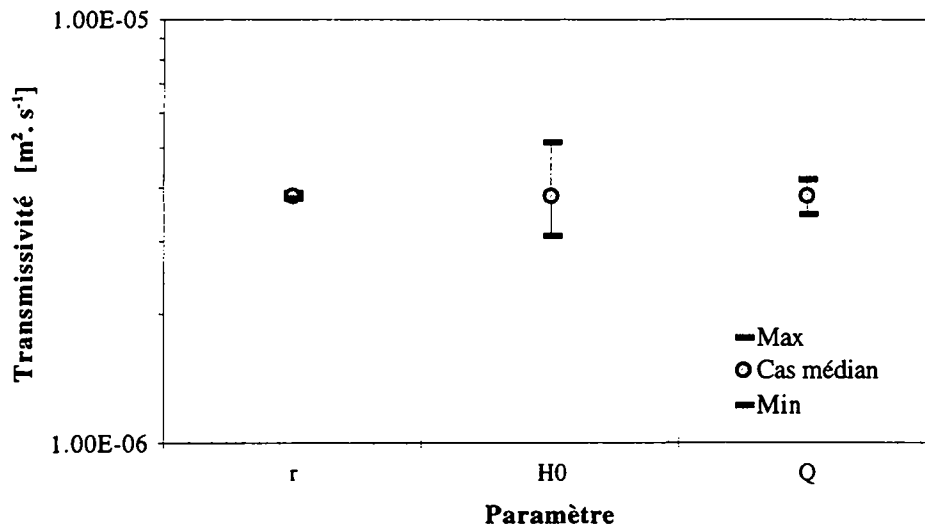


Figure 5.10 : Variations des transmissivités calculées en fonction des incertitudes sur les différents termes de la relation de Goodman en état permanent.

Etat transitoire : formule de Jacob et Lohman

La formule de Jacob et Lohman, adaptée au calcul de la transmissivité, s'écrit :

$$T = \frac{Q(t)}{2\pi G(\alpha) H_0} \text{ avec } \alpha = \frac{Tt}{r^2 S}$$

La relation permet de calculer la transmissivité du massif en connaissant le débit $Q(t)$ mesuré à l'instant t , le coefficient d'emmagasinement de l'aquifère et le niveau piézométrique initial de la nappe.

Dans le cadre de l'étude générale AlpTransit [Schneider 1993], les niveaux piézométriques de la nappe avant percement de l'ouvrage ont été déterminés au moyen de bilans hydrologiques. Ils sont estimés, dans les massifs fissurés des Alpes centrales, variant entre $H_0 = 0,6.C$ et $H_0 = 0,8.C$ [Kölla 1993]. Dans la suite, nous adopterons une valeur moyenne $H_0 = 0,7.C$.

Nous avons procédé à un test de sensibilité du résultat T aux différents termes de l'équation. Le cas considéré est celui d'un tunnel (de rayon $r = 5$ m) percé dans un massif dont le coefficient d'emmagasinement vaut $S = 10^{-4}$ (épaisseur de la zone aquifère : $e = 10$ m et $S_s = 10^{-5}$ m⁻¹), le niveau piézométrique de la nappe est situé 1000 m au-dessus de l'ouvrage, et l'on dispose d'une mesure de débit le 1er jour. On admet que l'incertitude sur le rayon de l'ouvrage est de 10 %, tout comme celle sur les débits mesurés dans l'ouvrage. On admet que l'incertitude sur la hauteur du niveau piézométrique de la nappe est de 20 %. Les données consignées dans les rapports géologiques sur le percement des ouvrages souterrains précisent le plus souvent qu'il s'agit de mesures à l'avancement : nous estimons donc que t est compris entre 0,5 et 5 jours. Le coefficient d'emmagasinement est le terme sur lequel réside la plus grosse incertitude. On estime qu'un ordre de grandeur d'incertitude est envisageable.

Le tableau 5.6 résume les résultats des tests de sensibilité aux différents termes de la formule de Jacob et Lohman.

Incertitudes sur les termes de l'équation			Sensibilité de T	
Terme	Valeurs	Rapports	T [$10^6 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]	Rapports
r [m]	4,5	0,9	1,76	1,05
	5	1	1,68	1
	5,5	1,1	1,62	0,96
S [l]	10^{-5}	0,1	2,49	1,48
	10^{-4}	1	1,68	1
	10^{-3}	10	0,89	0,53
t [j]	0,5	0,5	1,44	0,86
	1	1	1,68	1
	5	5	2,25	1,34
H_0 [m]	800	0,8	2,20	1,31
	1000	1	1,68	1
	1200	1,2	1,35	0,80
Q [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]	0,0036	0,9	1,48	0,88
	0,0040	1	1,68	1
	0,0044	1,1	1,89	1,12

Tableau 5.6 : Incertitudes sur les différents paramètres de la formule de Jacob et Lohman et leurs effets sur la transmissivité calculée.

Pour quatre des cinq termes (r, t, H_0 et Q), les erreurs sur les transmissivités calculées sont inférieures à 35 %. Seul le coefficient d'emmagasinement est à l'origine d'écarts importants : rapport de l'ordre de 2. Voir à ce sujet la figure 5.11.

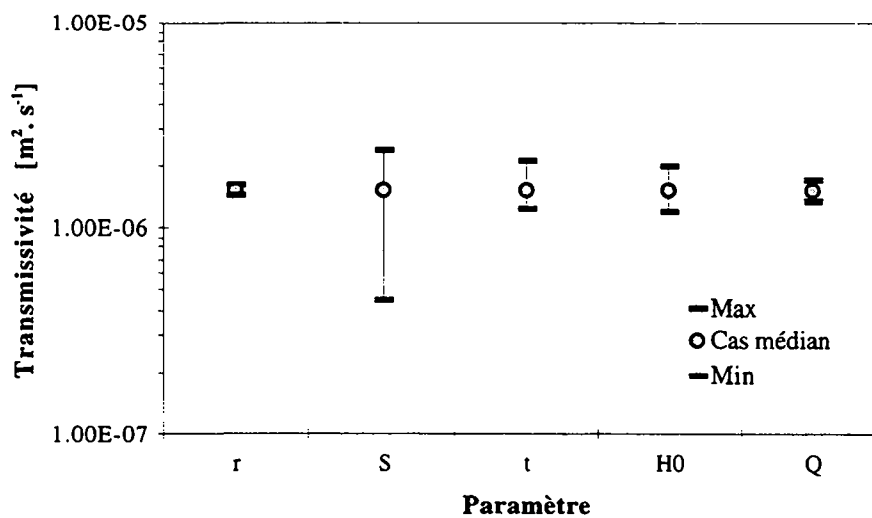


Figure 5.11 : Variations des transmissivités calculées en fonction des incertitudes sur les différents termes de la relation de Jacob et Lohman en état transitoire.

Test de sensibilité à la température de l'eau

La caractéristique hydrogéologique qui permet de calculer les formules analytiques présentées est la conductivité hydraulique (K). Celle-ci n'est pas un paramètre intrinsèque au milieu car elle varie en fonction de la température de l'eau par l'intermédiaire de la viscosité cinématique de l'eau.

La plupart des eaux étudiées dans ce travail possèdent des températures comprises entre 5 et 30°C. Pour une perméabilité intrinsèque donnée, cet écart de température correspond à un rapport entre les conductivités hydrauliques $K(5^\circ)/K(30^\circ)$ égal à 1,9.

Cet écart est inférieur aux écarts liés aux incertitudes sur les autres paramètres tels que la hauteur piézométrique dans la formule de Goodman ou le coefficient d'emmagasinement dans la formule de Jacob et Lohman.

Pour l'estimation d'un paramètre tel que la conductivité hydraulique à l'échelle d'un massif, nous estimons que ces incertitudes sur la valeur calculée sont acceptables.

5.1.1.5 Applications à des cas réels

Le modèle conceptuel d'une décroissance des débits constituée par une première phase de décompression suivie d'une seconde phase de vidange de la nappe a été appliqué sur trois cas réels pour lesquels on possédait une série de mesures de débits dans le temps. Deux ajustements sont effectués à chaque fois (enveloppes supérieure et inférieure sur les figures 5.12 à 5.14) de façon à tenir compte de l'incertitude sur la date de la première mesure.

Les débits de la zone tectonisée du Mont-Blanc ($H_0 = 1850$ m) ont été ajustés durant les 100 premiers jours par la formule de Jacob et Lohman (figure 5.12). Le débit à 12000 jours, soit 35 ans après le percement, se situe en-dessous de la courbe ajustée. Ceci suppose l'existence d'une phase de vidange de la nappe.

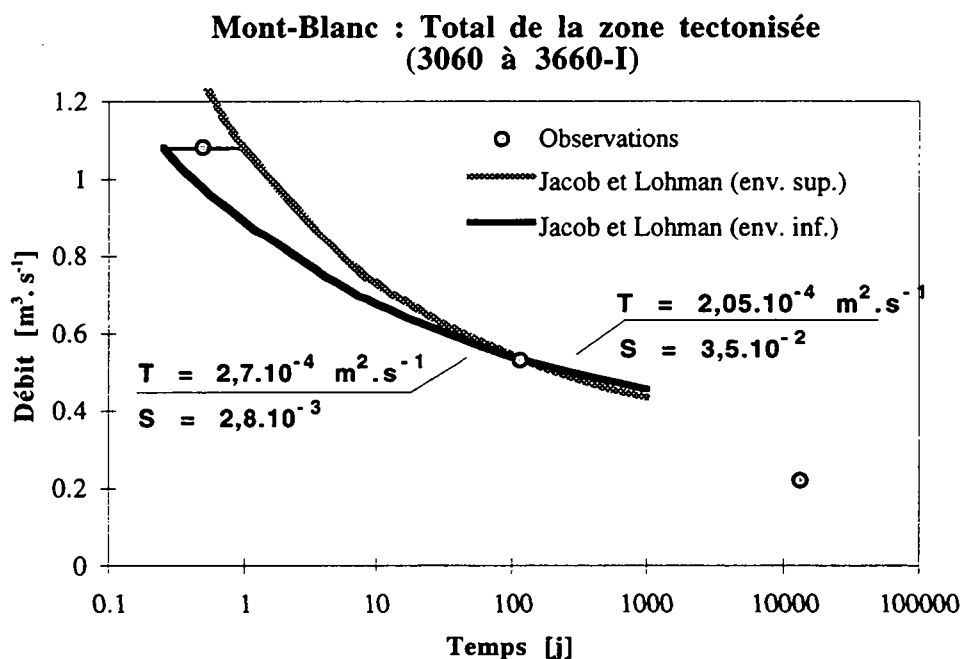


Figure 5.12 : Ajustements des débits dans la zone tectonisée du granite du Mont-Blanc (PM 3060 à 3660-I).

Il en va de même pour les débits du PM 3360-I dans la zone tectonisée ($H_0 = 1850$ m) du Mont-Blanc (figure 5.13). Deux phases se succèdent.

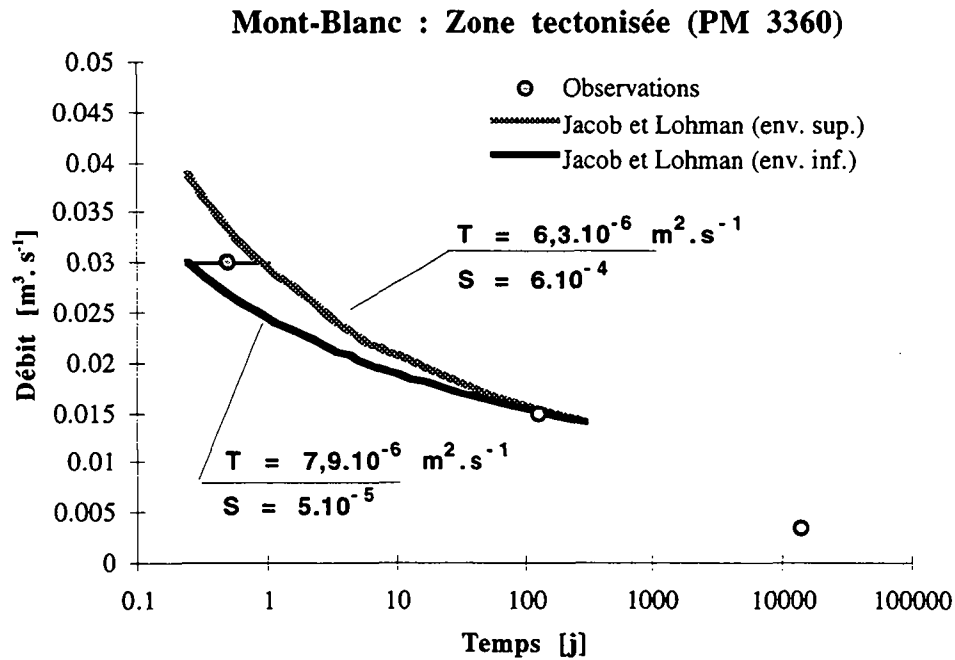


Figure 5.13 : Ajustements des débits d'une venue d'eau dans la zone tectonisée du granite du Mont-Blanc (PM 3360-I).

Un ajustement de ce type a également été réalisé sur une venue ($H_0 = 1100$ m) dans le tunnel du Simplon dans le massif de l'Antigorio (figure 5.14). Les débits mesurés après quelques mois montrent clairement qu'une phase de vidange a succédé à la phase de Jacob et Lohman.

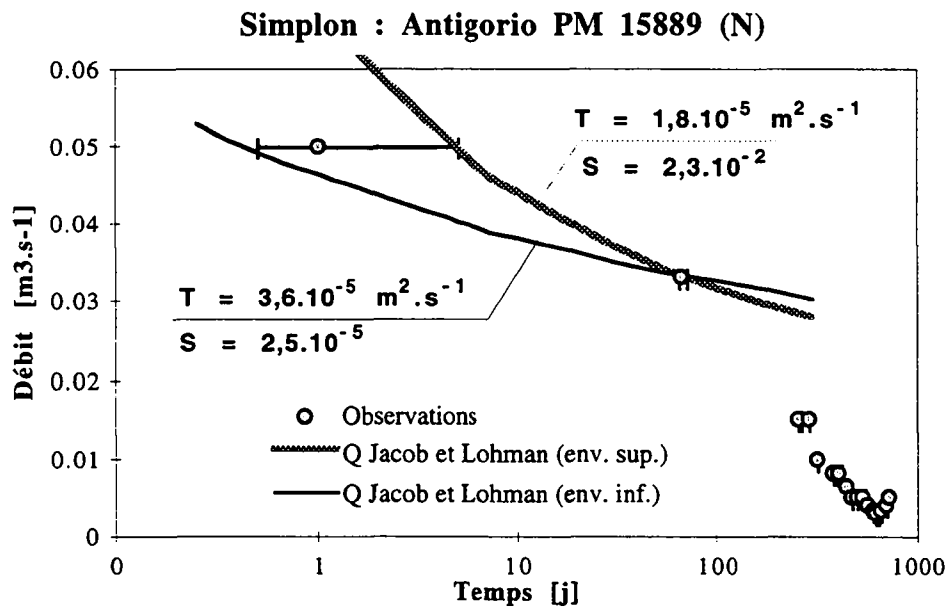


Figure 5.14 : Ajustements des débits dans la zone d'Antigorio, tunnel du Simplon (PM 15889-N).

Les transmissivités obtenues sont comprises entre 2.10^{-4} et $7.10^{-6} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, y compris dans la zone tectonisée du Mont-Blanc (tableau 5.7). Dans tous les cas, la diffusivité est proche de $5.10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, ce qui correspond à des durées de la phase 1 compatibles avec celles illustrées sur les figures (de 100 à 1000 jours).

<i>Venue</i>	<i>e [m]</i>	<i>T [m².s⁻¹]</i>	<i>S [l]</i>	<i>K [m.s⁻¹]</i>	<i>Ss [m⁻¹]</i>	<i>T/S</i>
MB : Total de la zone tectonisée (PM 3060 à 3660-I)	600	$2,35 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$3,9 \cdot 10^{-7}$	$0,9 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-2}$
MB : Zone tectonisée (PM 3360-I)	?	$7 \cdot 10^{-6}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$?	?	$4,1 \cdot 10^{-2}$
S : Zone Antigorio (PM 15889-N)	?	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$?	?	$3,3 \cdot 10^{-2}$

Tableau 5.7 : Caractéristiques hydrauliques des diverses venues d'eau étudiées dans les tunnels du Mont-Blanc et du Simplon.

Les coefficients d'emmagasinement (simple ou spécifique) obtenus sont de l'ordre de grandeur de ceux supposés précédemment (notamment au Mont-blanc où le coefficient spécifique calculé vaut $1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$) et donnés dans la littérature.

Etant donné le manque de points de mesures, ces quelques ajustements ne peuvent prouver la validité du concept mis en évidence. Toutefois, la rareté des informations temporelles sur les débits des venues d'eau dans les ouvrages souterrains nous a conduit à les présenter tout de même. Ils constituent un test de cohérence de notre modèle mais seul un suivi en continu d'une venue durant le percement d'une galerie pourrait éventuellement le prouver in-situ.

5.1.2 Evolution dans le temps du débit d'une venue d'eau dans un tunnel en fonction du signal d'entrée

Après le percement de l'ouvrage, le débit des venues d'eau évolue en fonction de l'alimentation sur le massif. L'étude de la réponse des venues d'eau permet de déterminer le fonctionnement hydrodynamique du système aquifère drainé par l'ouvrage. Les méthodes présentées dans la suite ont été développées dans le cadre de l'étude du milieu fissuré et plus particulièrement karstique. Leur objectif était de caractériser les aquifères karstiques en fonction de leur réponse [Mangin 1982]. Nous verrons qu'il est possible de les utiliser pour caractériser l'interaction entre les eaux souterraines et les ouvrages souterrains en milieu fissuré.

5.1.2.1 Débits classés

Les débits des venues ont été classés selon les méthodes développées par divers auteurs pour l'étude d'exutoires karstiques [Mangin 1971].

Le graphique des débits classés est constitué de points dont l'abscisse est le débit et l'ordonnée la probabilité que le débit soit inférieur au débit donné en abscisse, selon une échelle de probabilité. Les points s'alignent suivant des droites dont les pentes sont plus ou moins fortes selon que les débits croissent ou décroissent moins ou plus vite pour certaines classes de débits.

Les variations de pente des droites obtenues traduisent des variations dans les vitesses de croissance ou de décroissance des débits ayant trois origines principales : l'apport de réserves provenant du cycle antérieur ou venant d'un autre bassin versant; la perte d'une réserve qui s'écoulera par un point autre que l'exutoire du système (cas des trop-pleins) ou qui sera stockée pendant le cycle étudié et restituée lors d'un cycle postérieur; le piégeage d'une réserve pour une valeur de débit donné, qui participera à nouveau à l'écoulement pour des débits différents.

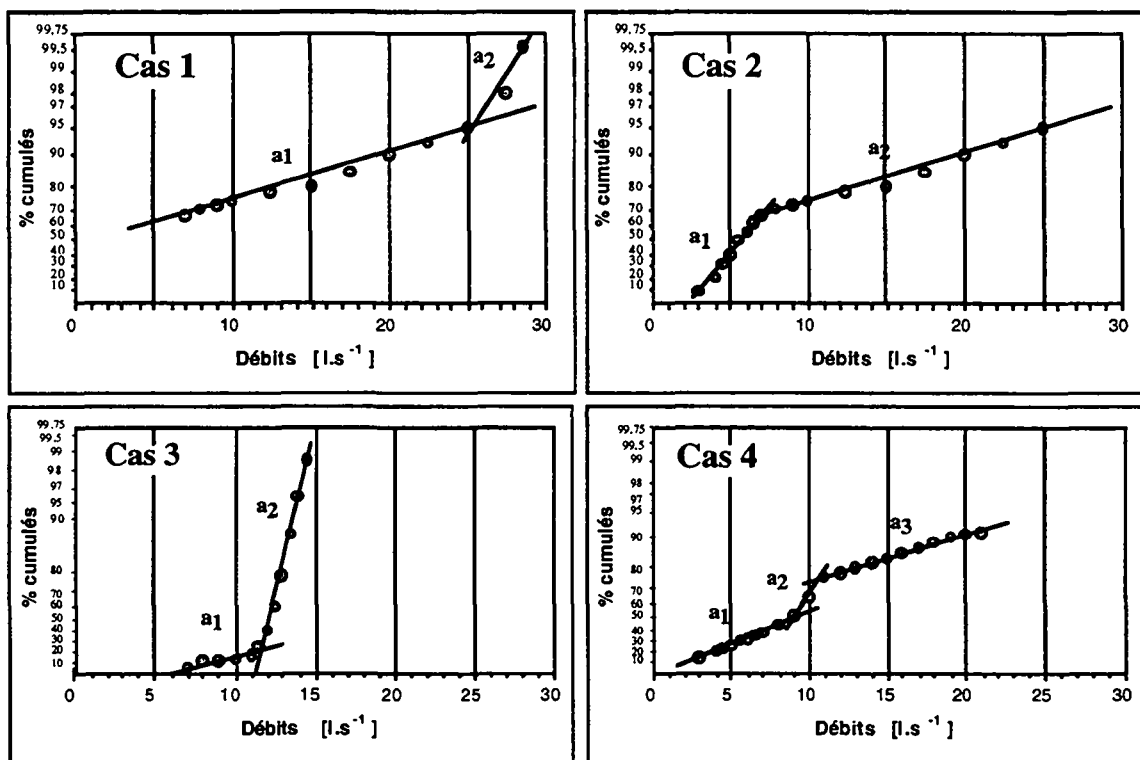


Figure 5.15 : Graphiques des débits classés. Différents cas rencontrés dans le cadre d'interaction eau - ouvrages souterrains.

D'après Mangin [1971], quatre cas principaux peuvent se présenter et se traduisent de la manière suivante (figure 5.15), dans le cas des ouvrages souterrains (les exemples qui illustrent ces cas théoriques ont été empruntés au chapitre 6, étude des débits des galeries de Livet et Gavet, figures 6.67 et 6.68) :

- rupture de pente dans la partie haute de la droite avec une pente plus forte pour la droite supérieure (figure 5.15; cas 1) : existence de trop-pleins. Exemple : en basses eaux, les eaux du

massif sont drainées par l'ouvrage souterrain tandis qu'en hautes eaux, une partie des eaux s'écoule par des sources de débordement. Il peut également s'agir de problèmes de mesures pour les hauts débits (appareils de mesures inadaptés aux débits élevés provoquant un écrêtement des hydrogrammes).

- rupture de pente dans la partie relative aux faibles pourcentages de la droite :

- la droite inférieure a une pente plus forte (cas 2) : apport d'une réserve issue d'un cycle hydrologique antérieur. Exemple : lors du percement d'un ouvrage, vidange des eaux stockées dans le massif précédemment, ce phénomène n'apparaîtra plus lors des cycles suivants.

- la droite inférieure a une pente moins forte (cas 3) : formation d'une réserve qui sera restituée pendant un cycle postérieur. Exemple : colmatage d'une fissure dans la galerie qui diminue le drainage du massif par la galerie et augmente le stockage d'eau dans le massif.

- première rupture de pente sur la droite avec augmentation du coefficient α , suivie plus haut d'une seconde rupture avec diminution du coefficient α (cas 4) : piégeage d'une réserve lors de la crue par abandon d'un circuit et restitution de cette réserve au cours du tarissement.

5.1.2.2 Ajustement de la récession par des fonctions mathématiques

La période de décrue des sources est propice pour déterminer les différentes caractéristiques de l'aquifère drainé lorsque le système n'est pas perturbé par des apports d'eau extérieurs. Il en va de même pour les massifs drainés par une galerie, dont le réservoir peut être étudié au travers de la décroissance des débits de la venue dans la galerie. Mangin [1975] considère que, durant une période de récession, le débit au temps t (Q_t) peut être exprimé par la formule :

$$Q_t = \Phi_t + \Psi_t$$

où Ψ_t est une fonction d'infiltration qui traduit les effets de la recharge de surface au travers de la zone non saturée jusqu'à la source, laquelle est modifiée par son passage au travers de la zone saturée.

et Φ_t peut être décrit par la formule de Maillet [1905] : $\Phi_t = q_t^b = q_0^b \cdot e^{-\alpha \cdot t}$

où q_t^b est le débit de base (en anglais : "baseflow") au temps t ; q_0^b est le débit de base extrapolé à partir de t_i jusqu'au début de la récession; et α est le coefficient de tarissement. C'est la formule de vidange simple d'un réservoir.

Ψ_t est une fonction empirique exprimée, entre $t = 0$ et $t = t_i$ par :

$$\Psi_t = q_t^* = q_0^* \cdot \frac{1 - \eta \cdot t}{1 + \varepsilon \cdot t}$$

où q_t^* est le débit rapide (en anglais : "quickflow") au temps t (durée du quickflow : $t_i = 1/\eta$). Pour des temps t supérieurs à t_i , le quickflow est nul (figure 5.16).

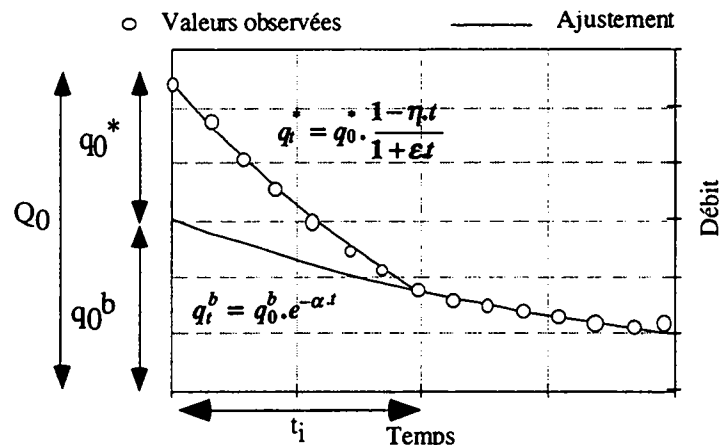


Figure 5.16 : Ajustement type d'une récession. Cas théorique.

La comparaison des débits liés à chacune des composantes donne des informations quant au type de réaction des venues d'eau à l'infiltration. Un ouvrage situé à grande profondeur sera caractérisé par un baseflow important tandis que le quickflow sera nettement moins grand. En outre, la durée de la phase quickflow nous renseigne sur la durée de l'effet des précipitations ou de la fonte des neiges sur la venue. Un long quickflow sera l'indice d'une forte dépendance de la venue par rapport aux infiltrations en surface et d'une grande inertie.

5.1.2.3 Analyse corrélatoire et spectrale

Les analyses corrélatoire et spectrale, simples et croisées, des précipitations et des débits enregistrés dans les galeries permettent d'évaluer l'importance des réserves et de définir la relation précipitations - débit. Nous avons testé ces méthodes de traitement du signal sur une fonction mathématique sinusoïdale à trois périodes (figure 5.17).

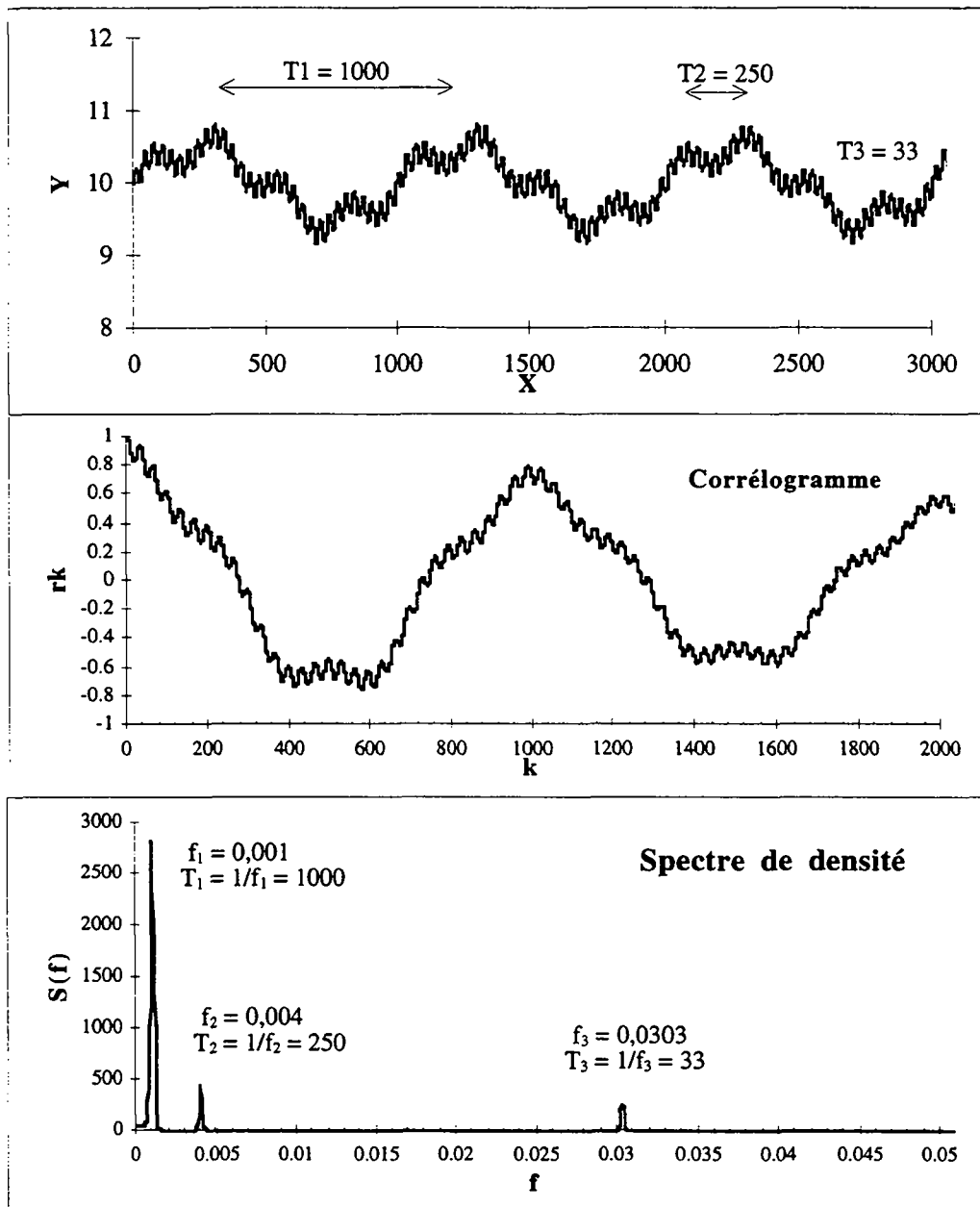


Figure 5.17 : Fonction mathématique sinusoïdale à trois périodes (a).
Corrélogramme simple (b) et spectre de densité de la fonction (c).

L'équation de la fonction testée sur la figure 5.17 est la suivante :

$$Y = A_1 \cdot \sin\left(\frac{2\pi X}{T_1}\right) + A_2 \cdot \sin\left(\frac{2\pi X}{T_2}\right) + A_3 \cdot \sin\left(\frac{2\pi X}{T_3}\right)$$

Dans l'exemple choisi, $T_1 = 1000$, $T_2 = 250$ et $T_3 = 33$.

Le corrélogramme consiste à calculer le coefficient de corrélation r_k entre deux séries décalées entre elles d'un intervalle de temps k , avec k croissant. Le corrélogramme simple (ou autocorrélogramme) est une corrélation d'un signal avec lui-même tandis que le corrélogramme croisé compare deux signaux différents entre eux.

Les corrélogrammes simples sont des fonctions décroissantes depuis $r_k = 1$ pour $k = 0$ (le coefficient de corrélation d'un signal avec lui-même sans aucun décalage vaut 1) jusqu'à 0 ou des valeurs négatives lorsque k est élevé. Le corrélogramme de la fonction étudiée (figure 5.17) décroît lentement étant donné la forte structure du signal (somme de trois sinusoides). Il augmente ensuite pour atteindre une valeur proche de 0,8 lorsque $k = 1000$ soit la période de la sinusoïde principale. A l'inverse, le corrélogramme simple d'une fonction aléatoire décroît vers 0 très rapidement. La corrélation du signal avec lui-même pour des décalages de temps très courts est alors faible.

Le spectre de densité met en évidence les cycles éventuels qui caractérisent un signal. Ceux-ci apparaissent sous la forme de pics de variance pour des fréquences données. Ainsi, le spectre de densité de la fonction mathématique étudiée (figure 5.17) met logiquement en évidence les fréquences des trois cycles qui caractérisent la fonction (T_1 , T_2 et T_3).

En hydrogéologie, appliquées à un hydrogramme, ces méthodes mettent en évidence un certain nombre de caractéristiques [Mangin 1982; 1984] :

- le corrélogramme simple traduit l'importance des événements entre eux pour des intervalles de temps de plus en plus grands. Lorsque le corrélogramme tend rapidement vers zéro, il caractérise une succession d'événements indépendants les uns des autres, le phénomène analysé pouvant être considéré alors comme un processus quasi aléatoire. A l'inverse, un corrélogramme qui décroît lentement indique un phénomène très structuré et donc une mémoire des événements. La notion de mémoire en terme d'information est équivalente à celle de réserve en terme d'hydrogéologie. En d'autres termes, une venue d'eau dont le corrélogramme décroît très lentement traduit une réserve importante, le réservoir drainé est étendu.

- le spectre correspond à une décomposition de la variance pour différents fréquences : il permet de détecter les diverses tendances : séculaire, saisonnière et aléatoire. Il fournit donc des informations supplémentaires sur les cycles éventuels qui caractérisent les venues d'eau. La présence de tendances ou de cycles est due essentiellement à la fonction d'entrée, c'est à dire à la pluie ou à la fonte des neiges; on peut apprécier alors la façon dont l'information est modifiée ou altérée, voire éliminée. L'amplification des cycles est toujours le fait de la régulation des systèmes : elle est, par conséquent, liée à l'importance des réserves. L'analyse spectrale renseigne ainsi sur les mécanismes de transfert et notamment l'influence des cycles saisonniers (fonte des neiges) sur les venues d'eau en tunnel.

- le corrélogramme croisé (corrélogramme entre la fonction débit et la fonction précipitations) possède des propriétés intéressantes. Si la fonction d'entrée peut être considérée comme une fonction aléatoire pure, il correspond à la réponse impulsionnelle. Or, la pluie, d'après tous les exemples traités, est un processus quasi aléatoire². Le corrélogramme croisé offre donc une représentation de l'hydrogramme unitaire. Un système mal drainé va posséder un hydrogramme unitaire très étalé, alors qu'un système bien drainé fournira une réponse peu étendue et pointue.

² En montagne, avec les phénomènes de fonte de neige, le signal d'entrée n'est pas forcément aléatoire. Nous en reparlerons au chapitre 6 consacré à l'alimentation.

5.2 Méthodes d'analyse de la réponse physico-chimique

La réponse physico-chimique englobe l'hydrochimie et la chimie isotopique des venues d'eau.

5.2.1 Hydrochimie

5.2.1.1 Utilisation d'un référentiel : le programme AQUITYP

L'un des problèmes majeurs auxquels sont confrontés les maîtres d'ouvrage lors de la venue d'eaux dans les ouvrages souterrains est de déterminer l'origine de celle-ci. On citera à cet égard l'exemple de la galerie du Rawyl en Suisse, dans laquelle de grosses venues d'eau ont coïncidé avec d'importants mouvements des appuis rocheux du barrage-voûte de Zeuzier distant de quelques kilomètres. Ce cas a été l'objet de discussions entre géologues quant à la question du lien entre les deux phénomènes. La galerie a finalement été abandonnée suite aux travaux de différents experts qui ont établi la relation entre les venues d'eau dans la galerie et les tassements au barrage [Schneider 1982]. Dans d'autres cas, il est important d'être capable de déterminer l'origine d'une eau afin d'établir la relation éventuelle entre les travaux de percement et le régime des sources en surface (figure 5.18).

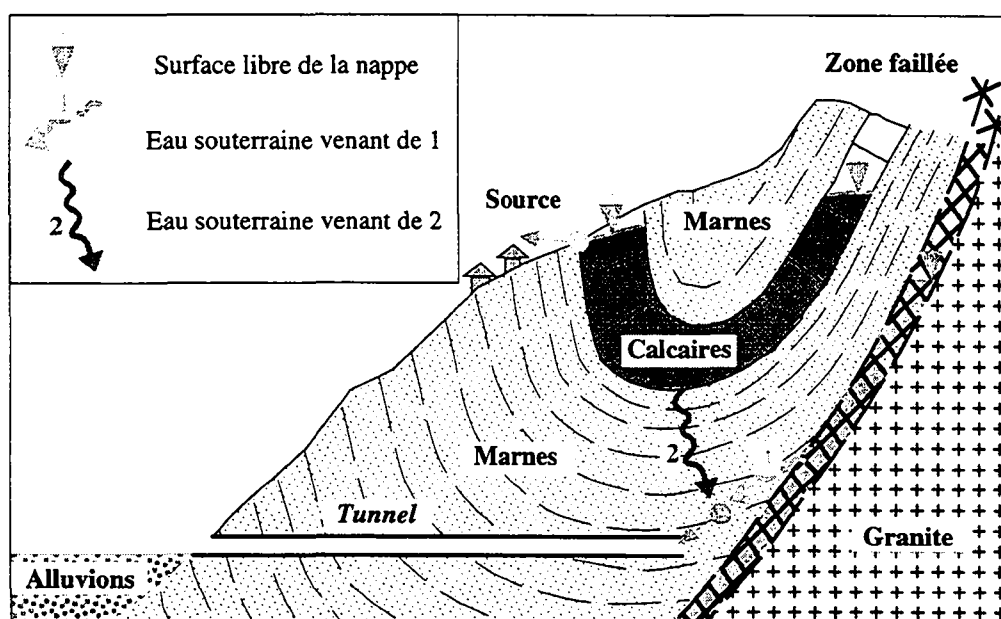


Figure 5.18 : Exemple dans un tunnel d'une venue d'eau dont l'origine peut être de deux natures différentes. Soit l'eau provient du réservoir calcaire et le tunnel peut être à l'origine d'un tarissement des sources en surface (chemin 2), soit l'eau provient de la zone faillée et le tunnel ne peut avoir d'incidence sur les sources (chemin 1).

Dans ce sens, l'analyse du marquage géochimique d'une eau par la roche réservoir est un outil très utile pour préciser l'origine et le mode de circulation d'un eau. C'est l'un des objets poursuivis par le programme AQUITYP au travers de la définition d'une typologie des caractéristiques chimiques des eaux qui constituent les aquifères majeurs de la Suisse. L'accent est mis sur les éléments en traces qui possèdent un pouvoir discriminant souvent meilleur que les ions majeurs [Dubois 1993].

La littérature ne livre encore que peu de données synthétiques sur les teneurs naturelles en traces contenues dans les eaux, ou alors les teneurs sont basées sur des notions de qualités pour les eaux de boisson [U.S. Geol. Survey 1987], sans distinction précise de l'origine géologique des aquifères. Un projet de recherche a donc été mis sur pied pour tenter de combler cette lacune.

Le projet AQUITYP a pour but principal d'établir une typologie physico-chimique des eaux souterraines sur une géotraverse qui comprend le Jura, le Plateau suisse et les Alpes [Parriaux et al. 1990]. La définition des types d'eaux est surtout basée sur les éléments minéraux en trace qui marquent de façon plus spécifique l'influence de la géologie. L'analyse des anions et des cations reste toutefois indispensable pour apprécier globalement la famille chimique à laquelle appartient une eau par rapport aux pôles HCO_3^- - Ca - SO_4 - Na.

Ce projet, qui bénéficie d'un soutien du Fond national Suisse pour la recherche scientifique, a débuté en 1981. Il comprend à la base un réseau d'observation à long terme constitué de sources implantées en Suisse occidentale (le réseau AQUITYP). Le suivi de ce réseau comprend des mesures hydrologiques en continu et l'analyse chimique trimestrielle des macro-composants inorganiques. Après acidification, les échantillons sont conservés à 4°C pour constituer une véritable "banque des eaux". L'analyse des traces est en cours pour toute la série temporelle échantillonnée actuellement (env. 10 ans).

Des études spécifiques sont venues renforcer les connaissances et la représentativité du réseau. Dans un premier temps, l'accent s'est porté sur les tests typologiques de trois types d'aquifères alpins importants : les massifs cristallins (Aiguilles Rouges et Mont-Blanc, Dubois 1991), les évaporites du Trias (bassin Lémanique du Rhône, Y. Mandia 1991) et le Flysch (nappe du Niesen, Basabe, 1992).

A partir de 1992 la variabilité spatiale de la composition chimique des eaux souterraines a fait l'objet d'une étude plus poussée pour les aquifères des roches molassiques (Hesske, 1994, 1995) et les aquifères des roches carbonatées (Dematteis 1993, 1995).

Les données compilées présentées ici (tableaux 5.8a à d) ont fait l'objet d'une thèse (Looser 1995), les valeurs brutes étant disponibles dans les thèses de doctorat citées en référence. Des compilations pour chacun des 5 types d'aquifères distincts (Flysch, Carbonates, Cristallin, Évaporites et Molasse) sont présentées.

Les échantillons utilisés pour la statistique ont été sélectionnés sur la base des considérations géologiques qui ont prévalu lors de la constitution du réseau AQUITYP et lors des travaux de recherches conduits pour chacune des typologies. Une vingtaine d'analyses ont été écartées car elles n'entraient pas dans la typologie : il s'agit d'eaux à l'origine géologique incertaine. Les échantillons manifestement contaminés par des pollutions anthropogènes ont été éliminés. Le nombre de valeurs utilisées est indiqué pour chaque paramètre (n). Une même source peut toutefois avoir fait l'objet de deux séries d'analyses. L'exécution d'essais de lixiviation de roche et la comparaison des 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. Ces données qui figurent en détail dans les travaux déjà cités n'ont pas été reprises ici.

Nous présentons ici, sous la forme de tableaux synthétiques, l'ensemble des résultats d'analyses effectuées sur les différents aquifères testés dans le cadre du programme AQUITYP. Ces analyses constituent le référentiel par rapport auquel nous comparons les résultats obtenus dans les ouvrages souterrains étudiés. La température est indiquée en °C. La conductivité exprimée en $\mu\text{S}/\text{cm}$ est corrigée à 20°C. Le potentiel (Eh) est indiqué en milli-Volts, corrigé par rapport à l'électrode de référence. Les teneurs des ions et cations principaux (O_2 , Ca, Cl, F, H_4SiO_4 , HCO_3 , K, Mg, Na, NO_3 , SO_4 et Sr) sont données en mg.l^{-1} . Les éléments en traces sont exprimés en $\mu\text{g/l}$. Lorsque nous indiquons une valeur de 0 (zéro), cela signifie que l'ion ou l'élément considéré n'a pas été trouvé dans la limite de détection de la méthode utilisée. Nous avons choisi de livrer non pas la valeur moyenne des concentrations mesurées, mais leur valeur médiane. Cette mesure de la tendance centrale présentant l'avantage d'être plus robuste que la moyenne. Les centiles 10% et 90% qui indiquent respectivement le minimum et le maximum du 80% de toutes les mesures sont donnés, de façon à avoir des valeurs représentatives de la variation des éléments considérés.

Dans cette recherche, le programme AQUITYP ne sera pas utilisé uniquement comme un outil référentiel. L'un des objectifs de ce travail est d'améliorer la connaissance hydrochimique des eaux du cristallin alpin. Les analyses réalisées tendent à compléter l'important travail effectué dans les gneiss et granites des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges [Dubois 1991]. La généralisation des données acquises à cette occasion à l'ensemble du cristallin alpin fait l'objet de ce travail. Les géologies abordées se sont en effet étendues au Pennique, à l'Austro-Alpin ainsi qu'à d'autres massifs cristallins externes tels que l'Aar ou le Gothard. Par ailleurs, des éléments en traces non analysés dans le travail de Dubois viennent compléter notre connaissance de l'aquifère cristallin.

En outre, nous avons saisi l'opportunité de pouvoir tester sur des cas réels, les méthodes d'analyses des traces pour déterminer l'origine des eaux dans les ouvrages souterrains. Par exemple, le cas de la galerie de reconnaissance de Polmengo a permis de tester in-situ, sur des eaux issues de lithologies bien contrastées, l'effet de la nature de la roche sur la composition chimique de l'eau en éléments traces.

	O ₂ mg/l	T °C	CE20 µS/cm	Eh mV	pH	Ca ⁺⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	F ⁻ mg/l	Si mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	K ⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻ mg/l
l.d.	0.1	0.1	1	0.005	0.1	0.001	0.5	0.02	0.5	0.1	0.001	0.001	0.01	0.5	0.5
Pa %	10	10	10	10	10	10	5	10	10	5	10	10	10	5	5
MOL															
nval	35	112	112	112	110	112	112	112	112	112	112	112	112	112	112
0.1	8.3	7.5	285	0.363	6.9	52.8	1.1	<0.02	10.1	167.7	0.5	4.6	1.1	2.6	4.4
0.5	10.9	8.8	444	0.392	7.3	86.2	3.3	0.1	20.9	295.0	0.8	14.9	2.5	8.2	13.4
0.9	13.0	10.7	643	0.439	7.7	113.0	23.9	0.1	30.6	405.3	2.0	28.1	5.8	32.3	44.2
CAR															
nval	80	119	110	95	117	112	121	119	121	121	112	112	112	121	121
0.1	8.2	5.5	196	0.385	7.0	37.1	0.4	0.0	2.5	126.2	0.3	1.3	0.3	<0.5	2.5
0.5	11.8	8.8	346	0.440	7.2	70.5	2.3	0.1	9.2	204.3	0.7	4.5	1.6	2.6	9.7
0.9	14.7	12.3	511	0.496	7.7	113.7	11.3	0.2	17.1	335.5	2.2	13.4	5.2	8.8	94.5
FLY															
nval	0	63	70	0	63	70	68	0	70	70	70	70	68	70	70
0.1	n.a.	3.7	220	n.a.	6.1	41.3	0.3	n.a.	3.6	149.0	0.3	2.5	0.4	<0.5	4.7
0.5	n.a.	6.3	291	n.a.	6.7	59.2	0.7	n.a.	5.9	192.6	0.5	4.1	1.1	1.5	10.9
0.9	n.a.	7.9	411	n.a.	7.2	85.0	1.9	n.a.	8.7	275.8	1.1	10.6	3.7	5.0	32.2
EVA															
nval	0	92	92	10	10	91	91	85	90	91	91	91	91	91	91
0.1	n.a.	5.6	1110	0.406	7.0	257.0	<0.5	<0.02	6.4	152.5	0.7	30.5	1.6	<0.5	553.0
0.5	n.a.	8.9	1710	0.408	7.0	442.0	3.4	0.1	10.2	234.9	1.7	57.1	4.2	<0.5	1060.0
0.9	n.a.	11.7	2070	0.416	7.2	542.0	17.1	0.3	15.4	323.3	5.0	123.0	13.5	2.7	1440.0
GNE															
nval	0	331	339	28	100	345	345	345	275	341	345	345	345	345	345
0.1	n.a.	3.6	40	0.320	6.2	8.0	0.1	<0.02	6.8	22.0	0.2	0.2	0.9	<0.5	5.1
0.5	n.a.	6.3	75	0.433	7.3	12.9	0.4	0.2	10.1	32.9	1.2	0.6	1.8	0.3	9.0
0.9	n.a.	10.4	163	0.501	7.8	29.3	0.9	2.1	14.0	62.8	2.8	1.3	4.7	1.6	36.7
QUA															
nval	0	4	0	0	4	57	57	4	4	57	57	57	57	57	57
0.1	n.a.	8.9	n.a.	n.a.	7.4	74.5	9.5	0.1	8.0	7.9	2.5	0.6	3.0	6.5	7.3
0.5	n.a.	9.2	n.a.	n.a.	7.5	99.2	17.7	0.1	12.5	308.0	3.5	7.8	4.0	18.0	12.1
0.9	n.a.	10.5	n.a.	n.a.	7.5	114.2	255.3	0.1	17.4	341.9	8.7	11.1	5.1	36.1	18.8
AQU															
nval	115	721	723	245	404	787	794	665	672	792	787	787	785	796	796
0.1	8.2	4.2	45	0.366	6.4	9.4	0.2	<0.02	5.2	23.8	0.3	0.3	0.8	<0.5	4.9
0.5	11.5	7.3	218	0.414	7.2	50.5	0.9	0.1	10.2	130.0	1.1	2.4	2.0	1.1	11.7
0.9	14.0	11.1	1276	0.478	7.7	264.6	13.4	0.9	20.7	329.2	3.2	34.8	5.7	14.2	602.0

Tableau 5.8a : Compilation des données AQUITYP pour 6 typologies (MOL : molasse, CAR : carbonates, FLY : flysch, EVA : évaporites, GNE : gneiss et granite, QUA : quaternaire) et compilation de tous les aquifères (AQU). Nval : nbre de valeur, 0.1 : centile à 10%, 0.5 : centile à 50% (médiane), 0.9 : centile à 90%. l.d. : limite de détection et Pa : précision analytique.

	Sr mg/l	Ag µg/l	Al µg/l	As µg/l	Au µg/l	B µg/l	Ba µg/l	Be µg/l	Bi µg/l	Br µg/l	Cd µg/l	Ce µg/l	Co µg/l	Cr µg/l	Cu µg/l	Fe µg/l	Ge µg/l
ld	0.001	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Pa %		5	10	5	5	10	5	5	5	10	5	5	5	5	5		5
MOL																	
nval	112	0	112	112	0	112	112	0	0	112	18	0	112	112	112	112	0
0.1	0.110	n.a.	0.9	0.1	n.a.	1.6	8.5	n.a.	n.a.	2.8	n.d.	n.a.	0.1	0.1	0.1	0.1	n.a.
0.5	0.230	n.a.	6.8	0.1	n.a.	3.3	27.4	n.a.	n.a.	9.2	n.d.	n.a.	0.1	0.7	0.2	1.5	n.a.
0.9	0.514	n.a.	31.4	0.5	n.a.	8.0	74.6	n.a.	n.a.	27.4	n.d.	n.a.	0.4	3.4	3.0	9.2	n.a.
CAR																	
nval	112	0	112	112	0	112	112	0	0	112	19	0	112	112	112	112	0
0.1	0.027	n.a.	0.5	<0.1	n.a.	1.1	2.6	n.a.	n.a.	0.3	<0.1	n.a.	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	n.a.
0.5	0.158	n.a.	2.8	0.2	n.a.	7.7	10.6	n.a.	n.a.	2.7	0.1	n.a.	0.0	0.3	0.3	1.2	n.a.
0.9	0.980	n.a.	31.7	0.6	n.a.	25.5	38.4	n.a.	n.a.	9.4	0.1	n.a.	0.1	0.8	3.0	15.5	n.a.
FLY																	
nval	70	0	69	0	0	70	70	0	0	70	0	0	70	69	50	39	0
0.1	0.274	n.a.	0.2	n.a.	n.a.	3.2	12.5	n.a.	n.a.	1.5	n.a.	n.a.	0.1	0.1	0.1	6.2	n.a.
0.5	0.442	n.a.	0.8	n.a.	n.a.	8.3	30.8	n.a.	n.a.	3.4	n.a.	n.a.	0.3	0.2	0.5	15.0	n.a.
0.9	1.086	n.a.	2.6	n.a.	n.a.	33.5	71.7	n.a.	n.a.	6.1	n.a.	n.a.	0.4	0.6	1.5	31.9	n.a.
EVA																	
nval	91	0	82	82	0	86	88	0	0	82	83	0	0	82	88	0	0
0.1	3.880	n.a.	<0.1	<0.1	n.a.	<0.1	4.2	n.a.	n.a.	<0.1	<0.1	n.a.	n.a.	<0.1	0.3	n.a.	n.a.
0.5	8.24	n.a.	14.1	0.2	n.a.	20.0	9.6	n.a.	n.a.	7.6	0.2	n.a.	n.a.	0.1	3.0	n.a.	n.a.
0.9	11.50	n.a.	30.0	1.4	n.a.	60.0	19.2	n.a.	n.a.	28.6	0.6	n.a.	n.a.	0.7	5.1	n.a.	n.a.
GNE																	
nval	345	0	0	117	0	130	114	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.1	0.003	n.a.	n.a.	0.3	n.a.	7.0	0.3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
0.5	0.043	n.a.	n.a.	7.8	n.a.	20.0	1.2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
0.9	0.190	n.a.	n.a.	36.3	n.a.	34.1	14.3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
QUA																	
nval	57	53	57	57	53	57	57	53	53	57	53	53	53	57	57	53	53
0.1	0.148	n.d.	1.3	<0.1	n.d.	13.4	18.4	n.d.	n.d.	7.7	0.1	n.d.	<0.1	0.2	0.8	0.7	n.d.
0.5	0.191	n.d.	5.1	0.2	n.d.	19.0	31.4	n.d.	n.d.	12.1	0.2	n.d.	0.2	0.8	1.6	2.3	n.d.
0.9	0.232	n.d.	55.8	0.7	n.d.	27.4	40.4	n.d.	n.d.	20.2	1.0	n.d.	0.2	1.4	3.1	6.1	n.d.
AQU																	
nval	787	53	432	480	53	567	553	53	53	433	173	53	347	432	419	316	53
0.1	0.014	n.d.	0.3	<0.1	n.d.	2.1	1.0	n.d.	n.d.	0.9	<0.1	n.d.	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	n.d.
0.5	0.160	n.d.	3.7	0.3	n.d.	11.0	14.3	n.d.	n.d.	5.8	0.1	n.d.	0.1	0.3	0.7	1.9	n.d.
0.9	4.708	n.d.	30.2	11.4	n.d.	33.0	50.8	n.d.	n.d.	21.0	0.6	n.d.	0.4	1.4	3.9	18.2	n.d.

Tableau 5.8b - Compilation des données AQUITYP pour 6 typologies (MOL : molasse, CAR : carbonates, FLY : flysch, EVA : évaporites, GNE : gneiss et granite, QUA : quaternaire) et compilation de tous les aquifères (AQU). Nval : nbre de valeur, 0.1 : centile à 10%, 0.5 : centile à 50% (médiane), 0.9 : centile à 90%. l.d. : limite de détection et Pa : précision analytique.

	Ge µg/l	Hf µg/l	Hg µg/l	I µg/l	Ir µg/l	La µg/l	Li µg/l	Mn µg/l	Mo µg/l	Nd µg/l	Ni µg/l	Os µg/l	Pb µg/l	Pd µg/l	Pt µg/l	Rb µg/l	Re µg/l
ld	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Pa %	5	5	5	10	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
MOL																	
nval	18	0	0	112	0	0	112	112	112	0	112	0	112	0	0	112	0
0.1	n.d.	n.a.	n.a.	4.5	n.a.	n.a.	0.7	0.2	0.1	n.a.	0.1	n.a.	0.1	n.a.	n.a.	0.2	n.a.
0.5	n.d.	n.a.	n.a.	9.4	n.a.	n.a.	2.2	0.8	0.4	n.a.	0.5	n.a.	0.1	n.a.	n.a.	0.6	n.a.
0.9	n.d.	n.a.	n.a.	24.5	n.a.	n.a.	9.0	7.9	2.5	n.a.	1.2	n.a.	0.6	n.a.	n.a.	1.3	n.a.
CAR																	
nval	3	0	0	112	0	4	112	112	108	0	112	0	112	0	0	112	0
0.1	0.3	n.a.	n.a.	11.8	n.a.	0.1	0.2	0.1	0.1	n.a.	0.1	n.a.	0.0	n.a.	n.a.	0.1	n.a.
0.5	0.3	n.a.	n.a.	35.9	n.a.	0.2	0.9	0.8	0.3	n.a.	0.4	n.a.	0.3	n.a.	n.a.	0.6	n.a.
0.9	0.5	n.a.	n.a.	59.8	n.a.	1.5	2.9	7.5	1.0	n.a.	2.2	n.a.	1.9	n.a.	n.a.	1.2	n.a.
FLY																	
nval	0	0	0	70	0	70	70	70	0	0	53	0	0	0	0	70	0
0.1	n.a.	n.a.	n.a.	0.4	n.a.	0.0	1.4	0.1	n.a.	n.a.	0.3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.4	n.a.
0.5	n.a.	n.a.	n.a.	0.9	n.a.	0.1	3.6	0.5	n.a.	n.a.	0.8	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.7	n.a.
0.9	n.a.	n.a.	n.a.	2.1	n.a.	0.1	13.4	2.5	n.a.	n.a.	1.3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2.0	n.a.
EVA																	
nval	82	0	0	87	0	0	91	83	0	0	87	0	0	0	0	87	0
0.1	<0.1	n.a.	n.a.	0.2	n.a.	n.a.	20.0	1.5	n.a.	n.a.	1.1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	8.0	n.a.
0.5	<0.1	n.a.	n.a.	5.2	n.a.	n.a.	20.0	12.7	n.a.	n.a.	3.0	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	17.4	n.a.
0.9	1.0	n.a.	n.a.	18.8	n.a.	n.a.	40.0	22.0	n.a.	n.a.	5.2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	28.6	n.a.
GNE																	
nval	0	0	0	0	0	0	345	0	117	0	0	0	0	0	0	117	0
0.1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0.1	n.a.	0.8	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.2	n.a.
0.5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2.9	n.a.	5.4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.7	n.a.
0.9	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	11.0	n.a.	93.9	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	4.4	n.a.
QUA																	
nval	53	53	53	57	53	0	57	57	53	53	57	53	53	53	53	57	53
0.1	n.d.	n.d.	n.d.	1.4	n.d.	n.a.	0.6	0.1	0.1	n.d.	0.2	n.d.	<0.1	n.d.	n.d.	<0.1	n.d.
0.5	n.d.	n.d.	n.d.	2.1	n.d.	n.a.	1.1	0.1	0.1	n.d.	0.4	n.d.	<0.1	n.d.	n.d.	0.1	n.d.
0.9	n.d.	n.d.	n.d.	4.8	n.d.	n.a.	1.5	0.4	0.2	n.d.	1.0	n.d.	1.0	n.d.	n.d.	0.1	n.d.
AQU																	
nval	156	53	53	438	53	74	787	434	390	53	421	53	277	53	53	555	53
0.1	<0.1	n.d.	n.d.	0.8	n.d.	<0.1	0.2	0.1	0.1	n.d.	0.1	n.d.	<0.1	n.d.	n.d.	0.1	n.d.
0.5	<0.1	n.d.	n.d.	7.3	n.d.	0.1	2.5	0.7	0.4	n.d.	0.6	n.d.	0.1	n.d.	n.d.	0.7	n.d.
0.9	0.7	n.d.	n.d.	46.4	n.d.	0.2	20.0	14.4	21.0	n.d.	3.7	n.d.	1.0	n.d.	n.d.	14.4	n.d.

Tableau 5.8 c Compilation des données AQUITYP pour 6 typologies (MOL : molasse, CAR : carbonates, FLY : flysch, EVA : évaporites, GNE : gneiss et granite, QUA : quaternaire) et compilation de tous les aquifères (AQU). Nval : nbre de valeur, 0.1 : centile à 10%, 0.5 : centile à 50% (médiane), 0.9 : centile à 90%. l.d. : limite de détection et Pa : précision analytique.

	Ru µg/l	Sb µg/l	Sc µg/l	Se µg/l	Sn µg/l	Ta µg/l	Tb µg/l	Te µg/l	Th µg/l	Ti µg/l	Tl µg/l	U µg/l	V µg/l	W µg/l	Y µg/l	Zn µg/l	Zr µg/l
ld	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Pa %	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
MOL																	
nval	0	0	112	112	0	0	0	0	0	112	0	112	112	15	0	112	0
0.1	n.a.	n.a.	0.1	0.1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.1	n.a.	0.1	0.3	n.d.	n.a.	0.1	n.a.
0.5	n.a.	n.a.	0.1	0.1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.2	n.a.	0.5	0.5	n.d.	n.a.	1.0	n.a.
0.9	n.a.	n.a.	0.3	0.1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.5	n.a.	2.4	0.8	n.d.	n.a.	5.7	n.a.
CAR																	
nval	0	0	112	0	0	0	0	0	0	108	0	112	112	7	0	112	0
0.1	n.a.	n.a.	<0.1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<0.1	n.a.	0.1	0.1	n.d.	n.a.	<0.1	n.a.
0.5	n.a.	n.a.	0.1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.2	n.a.	0.3	0.4	n.d.	n.a.	0.9	n.a.
0.9	n.a.	n.a.	0.3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.6	n.a.	0.7	0.7	n.d.	n.a.	5.4	n.a.
FLY																	
nval	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	70	69	0	0	42	0
0.1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.1	0.1	n.a.	n.a.	0.2	n.a.
0.5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.2	0.3	n.a.	n.a.	1.0	n.a.
0.9	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.4	0.4	n.a.	n.a.	4.1	n.a.
EVA																	
nval	0	0	87	0	0	0	0	0	0	0	0	87	82	0	82	88	0
0.1	n.a.	n.a.	1.8	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1.0	0.2	n.a.	0.2	<0.1	n.a.
0.5	n.a.	n.a.	2.7	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5.4	0.4	n.a.	0.6	2.0	n.a.
0.9	n.a.	n.a.	4.3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	26.8	0.8	n.a.	0.9	5.8	n.a.
GNE																	
nval	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	117	0	79	0	0	0
0.1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.9	n.a.	<0.1	n.a.	n.a.	n.a.
0.5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	8.2	n.a.	0.7	n.a.	n.a.	n.a.
0.9	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	320.6	n.a.	6.0	n.a.	n.a.	n.a.
QUA																	
nval	53	53	57	53	53	53	53	53	53	53	53	57	57	53	53	57	53
0.1	n.d.	n.d.	<0.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0.1	n.d.	0.6	0.1	n.d.	n.d.	4.1	n.d.
0.5	n.d.	n.d.	0.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.0	n.d.	0.7	0.2	n.d.	n.d.	9.6	n.d.
0.9	n.d.	n.d.	0.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.1	n.d.	0.8	0.3	n.d.	n.d.	17.1	n.d.
AQU																	
nval	53	53	368	165	53	53	53	53	53	273	53	555	432	154	135	411	53
0.1	n.d.	n.d.	<0.1	<0.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0.1	n.d.	0.2	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	n.d.
0.5	n.d.	n.d.	0.1	0.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.1	n.d.	0.7	0.4	<0.1	0.3	1.5	n.d.
0.9	n.d.	n.d.	2.9	0.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.5	n.d.	18.7	0.7	3.7	0.7	10.6	n.d.

Tableau 5.8d Compilation des données AQUITYP pour 6 typologies (MOL : molasse, CAR : carbonates, FLY : flysch, EVA : évaporites, GNE : gneiss et granite, QUA : quaternaire) et compilation de tous les aquifères (AQU). Nval : nbre de valeur, 0.1 : centile à 10%, 0.5 : centile à 50% (médiane), 0.9 : centile à 90%. l.d. : limite de détection et Pa : précision analytique.

5.2.1.2 Les indices de saturation : le code de calcul WATEQ

L'objectif principal du programme WATEQ4F est de calculer les *indices de saturation (SI)*. Lorsqu'il est prélevé, un échantillon d'eau n'est habituellement plus en contact avec les phases minérales, et ces phases peuvent ne plus être accessibles à l'observation. Il est intéressant alors de déterminer avec quelles phases minérales l'eau est totalement ou partiellement saturée. Les activités calculées des ions dissous dans un eau peuvent être combinées pour calculer le produit d'activité approprié qui peut être comparé au produit de solubilité pour montrer le degré de saturation de l'eau avec le minéral considéré [Truesdell et Jones 1974]. Grâce à cet outil on pourra mettre en évidence l'influence des anhydrites ou gypses et des minéraux carbonatés cristallisés dans les fissures par exemple, sur la composition des eaux des massifs cristallins alpins rencontrées dans les ouvrages souterrains.

L'indice de saturation, SI est approximativement égal à zéro quand une eau est à l'équilibre. Quand le SI est supérieur à zéro, l'eau est sursaturée avec ce minéral, et le minéral tendra à précipiter. Quand le SI est inférieur à zéro, l'eau est sous-saturée par rapport au minéral et ce minéral tendra à être dissout par l'eau. A cause des erreurs thermodynamiques et analytiques, il existe une certaine incertitude sur le SI qui doit être prise en compte. Cette incertitude varie avec la complexité de la stoechiométrie du minéral et les erreurs sur les données d'entrée. L'utilisateur doit être conscient de ces problèmes lorsqu'il interprète les résultats.

Pour des raisons purement thermodynamiques, WATEQ4F doit être utilisé avec une certaine réserve quant aux produits de solubilité relatifs aux smectites, illites, chlorites, micas, feldspaths, amphiboles, pyroxènes et pyrophyllites. Ce cortège de minéraux est évidemment important dans les roches cristallines où ils constituent des composantes essentielles de la roche (minéraux primaires) ou des produits d'altération de celle-ci (minéraux secondaires). Il conviendra d'en tenir compte dans la suite lors de l'interprétation des résultats. Par ailleurs, les résultats obtenus avec des solutions dont la force ionique est significativement supérieure à 0,7 doivent toujours être interprétés avec précaution. Nous verrons dans la suite que les eaux étudiées dans le cadre de cette étude possèdent toutes une force ionique inférieure à 0,7.

5.2.2 Chimie isotopique

5.2.2.1 Calcul du temps de transit d'une eau : les modèles isotopiques

Afin d'effectuer à partir de la teneur en tritium d'un eau, une estimation de son temps de transit moyen dans le massif, entre le moment de son infiltration et le moment de sa sortie, on emploie des modèles de mélange. Les modèles utilisés en hydrologie isotopique s'apparentent à des modèles convolutifs. Ils permettent de calculer le signal de sortie (teneur en tritium d'une source ou d'une venue d'eau à la sortie d'un aquifère) en convoluant le signal d'entrée (teneur en tritium dans les précipitations) par une fonction de transfert (distribution des temps de transit de l'eau dans l'aquifère) choisie. Les distributions habituellement utilisées sont le modèle piston, le modèle dispersif et le modèle exponentiel. Les calculs effectués dans ce travail l'ont été au moyen du code MULTIS développé par l'Agence Internationale de l'Energie Atomique - IAEA [Richter et Szymczak 1992; Richter, J., Szymczak P. & Jordan, H. 1992].

Les modèles de temps de transit sont utilisés afin de simuler la teneur en tritium à un point d'eau à partir de la teneur des précipitations en utilisant une certaine distribution des temps de transit des eaux dans l'aquifère. Une utilisation possible de ces modèles consiste à simuler les teneurs pour différents temps de transit moyens supposés et de comparer les résultats de la simulation aux teneurs effectivement mesurées. La simulation qui s'ajuste le mieux aux résultats observés permet de déterminer le temps de transit moyen de l'eau dans l'aquifère. Cette méthode a été appliquée aux deux venues du Mont-Blanc (voir le chapitre 4).

On peut décrire les modèles de calcul des temps de transit par des modèles conceptuels dont l'hydrodynamique générera les distributions de temps de transit utilisées. Ces modèles conceptuels existent pour des puits de pompage [Maloszewski et Zuber 1982; Zuber 1986]; ils ont été adaptés à la problématique des tunnels (figure 5.19).

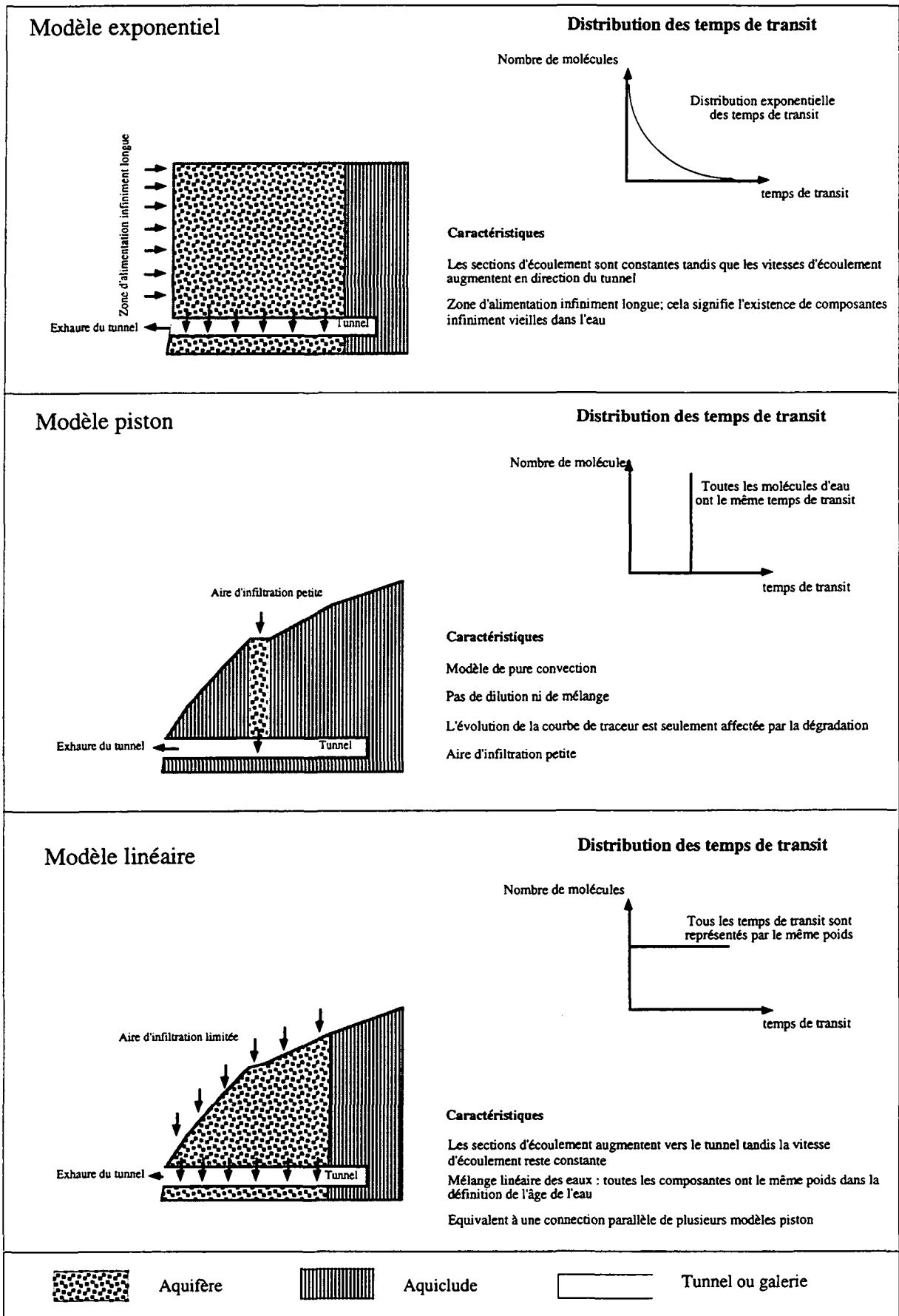


Figure 5.19 : Modèles isotopiques adaptés à l'étude des venues d'eau dans les ouvrages souterrains et leurs caractéristiques. (a) Modèle exponentiel. (b) Modèle piston. (c) Modèle linéaire.

Le modèle *exponentiel* est caractérisé par une distribution exponentielle des temps de transit des eaux dans le système. Ainsi, il y a peu de molécules d'eau qui transitent très rapidement ou très lentement dans l'aquifère tandis que le plus grand nombre de molécules sont caractérisées par un temps de transit proche du temps de transit moyen. Dans le modèle conceptuel correspondant (Figure 5.19), le tunnel draine un terrain aquifère limité d'un côté par une topographie très pentue et de l'autre, par un aquiclude vertical. L'infiltration se produit le long des fortes pentes sur une zone illimitée vers le haut : c'est ce qui explique la présence de temps de transit infiniment grands. Les systèmes d'écoulement sont tels que peu de trajectoires courtes et longues distances arrivent dans le tunnel.

Dans la réalité, le modèle *exponentiel* semble adapté au calcul du temps de transit moyen de l'ensemble des venues d'eau que draine un ouvrage. Certaines de ces venues correspondant à des circuits superficiels relativement rapides (temps de transit faibles) tandis que d'autres correspondent à des venues d'eau très vieilles (temps de transit élevés) remises en circulation par l'ouvrage. Le plus grand nombre des venues possèdent un temps de séjour moyen. Ainsi, dans le cas précis d'un ouvrage drainant un bassin versant étendu, on pourra utiliser le modèle exponentiel afin de calculer le temps de transit moyen de l'ensemble des eaux d'exhaure.

Le modèle *piston* est caractérisé par des temps de transit égaux pour toutes les molécules d'eau traversant le système. Le modèle conceptuel correspondant est celui d'un aquifère limité de chaque côté par un aquiclude. L'aire d'infiltration est également limitée. C'est un modèle de pure convection sans dilution ni mélange, seule la dégradation du traceur en affecte la concentration. Toutes les molécules d'eau ont le même trajet à effectuer et passent la même quantité de temps dans le système, avant d'atteindre le tunnel drainant.

Le modèle piston semble plus adapté au calcul du temps de transit moyen des molécules d'eau provenant d'une venue d'eau située dans un panneau aquifère (zone de fissures, terrains lithologiquement plus perméables) coincé entre deux aquicludes. C'est un cas assez typique des Alpes où des structures d'épaisseur limitée sont souvent très redressées. On utilisera donc plus volontiers le modèle piston pour l'étude d'une venue d'eau localisée dans le tunnel.

Le modèle *linéaire* est caractérisé par un poids égal des différentes composantes qui constituent le mélange de l'eau à la sortie. Le modèle conceptuel correspondant est celui d'un aquifère drainé par le tunnel et limité d'un côté par la topographie et de l'autre côté par un aquiclude. L'aire d'infiltration est limitée. Le modèle linéaire équivaut à une série de modèles piston les uns à côté des autres.

Ce modèle est particulièrement adapté au cas d'un tunnel drainant un bassin versant, et dans lequel il n'y a pas de système d'écoulement à temps de transit infiniment long. Il semble, comme le modèle exponentiel, mieux adapté à l'exhaure totale qu'à une venue d'eau ponctuelle.

Nous avons décrit les modèles les plus simples, avec une seule inconnue : le temps de transit moyen. D'autres modèles existent mais leur utilisation est fortement compliquée par l'introduction de paramètres supplémentaires généralement inconnus et nécessaires à l'ajustement du modèle. Ainsi par exemple, le modèle dispersif, qui décrit mieux les phénomènes réellement observés dans la nature, nécessite la connaissance de la dispersion du milieu, donnée très difficile à mesurer sur le terrain. Ces modèles exigent une bonne connaissance des caractéristiques hydrogéologiques du milieu et de sa géométrie, ce qui est rarement le cas en montagne.

Les modèles exponentiel, piston et linéaire sont donc les plus simples d'utilisation et les plus adaptés à la problématique des tunnels en montagne. Le modèle piston est particulièrement bien adapté à une venue d'eau localisée tandis que les deux autres sont plutôt adaptés à l'ensemble des venues d'eau drainées par un ouvrage entier.

Les teneurs en ^3H ont été simulées en un point d'eau imaginaire entre 1953 et 1996 en utilisant les trois modèles pour trois temps de transit moyens choisis (1 an, 5 ans et 10 ans). Pour un temps de transit moyen égal à 1 an (figure 5.20a), la différence entre les trois modèles est assez faible. Pour 5 ans de temps de transit moyen (figure 5.20b), les écarts entre les trois modèles sont importants jusqu'à 1974 environ. Ensuite, les courbes de décroissance sont relativement proches. Le modèle linéaire est le plus tamponné tandis que le modèle piston est celui qui donne les plus grandes

variations de tritium à la sortie : il répercute quasiment les entrées en tritium avec un nombre d'années de retard égal au temps de transit moyen. Les résultats obtenus pour des temps de transit moyens égaux à 10 ans (figure 5.20c) sont similaires à ceux obtenus à 5 ans, avec atténuation des pics en tritium et accentuation de la durée des pics.

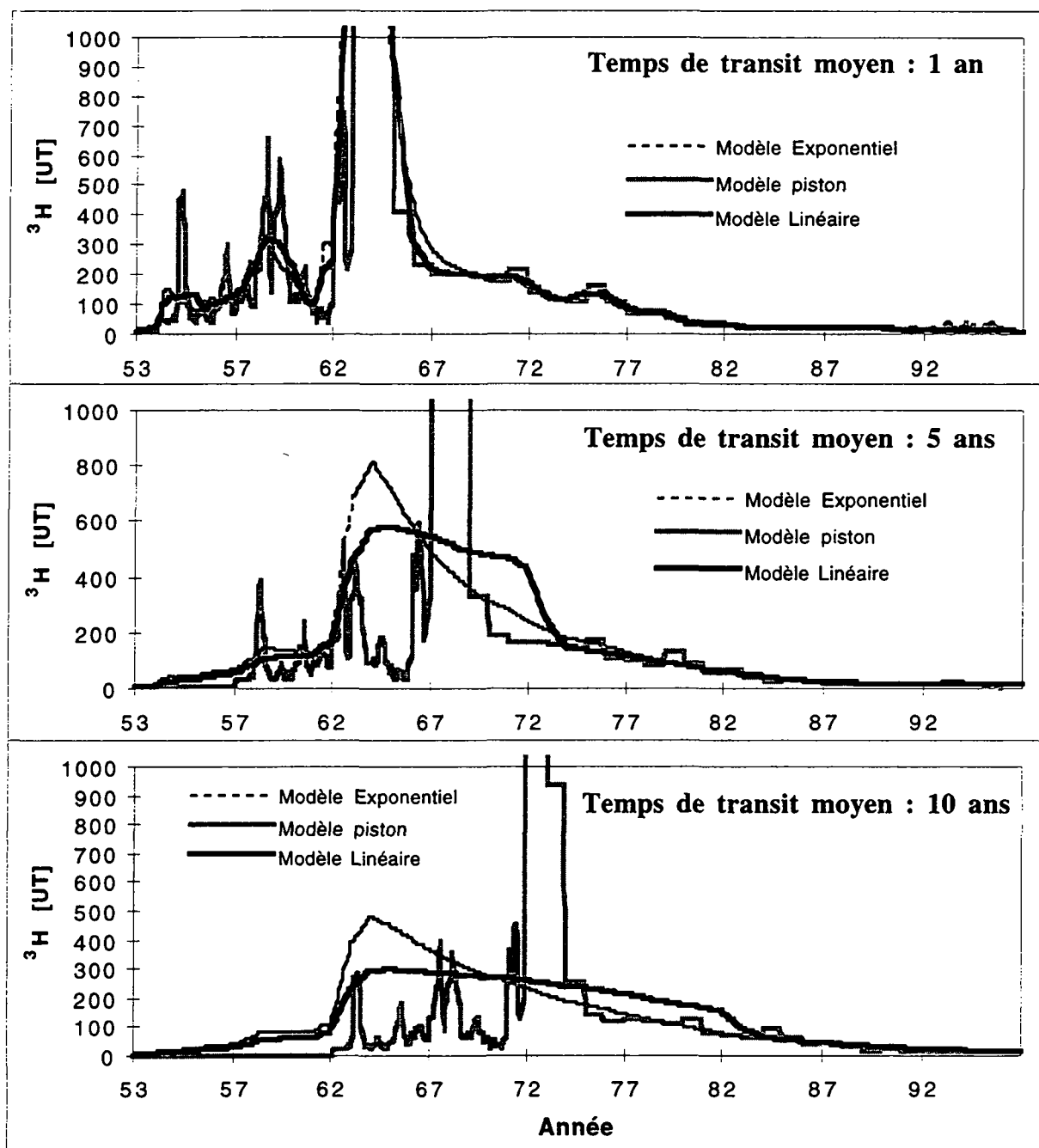


Figure 5.20 : Simulations de la teneur en ^3H d'une venue d'eau en utilisant trois modèles isotopiques pour différents temps de transit moyens : (a) 1 an (b) 5 ans (c) 10 ans.

Afin de déterminer les temps de transit moyen des eaux rencontrées dans les ouvrages souterrains, nous avons calculé, pour les trois modèles choisis, la relation existant pour chacune des trois années de l'étude (1995, 1996 et 1997) entre le temps de transit et la teneur en tritium dans les eaux (figure 5.21).

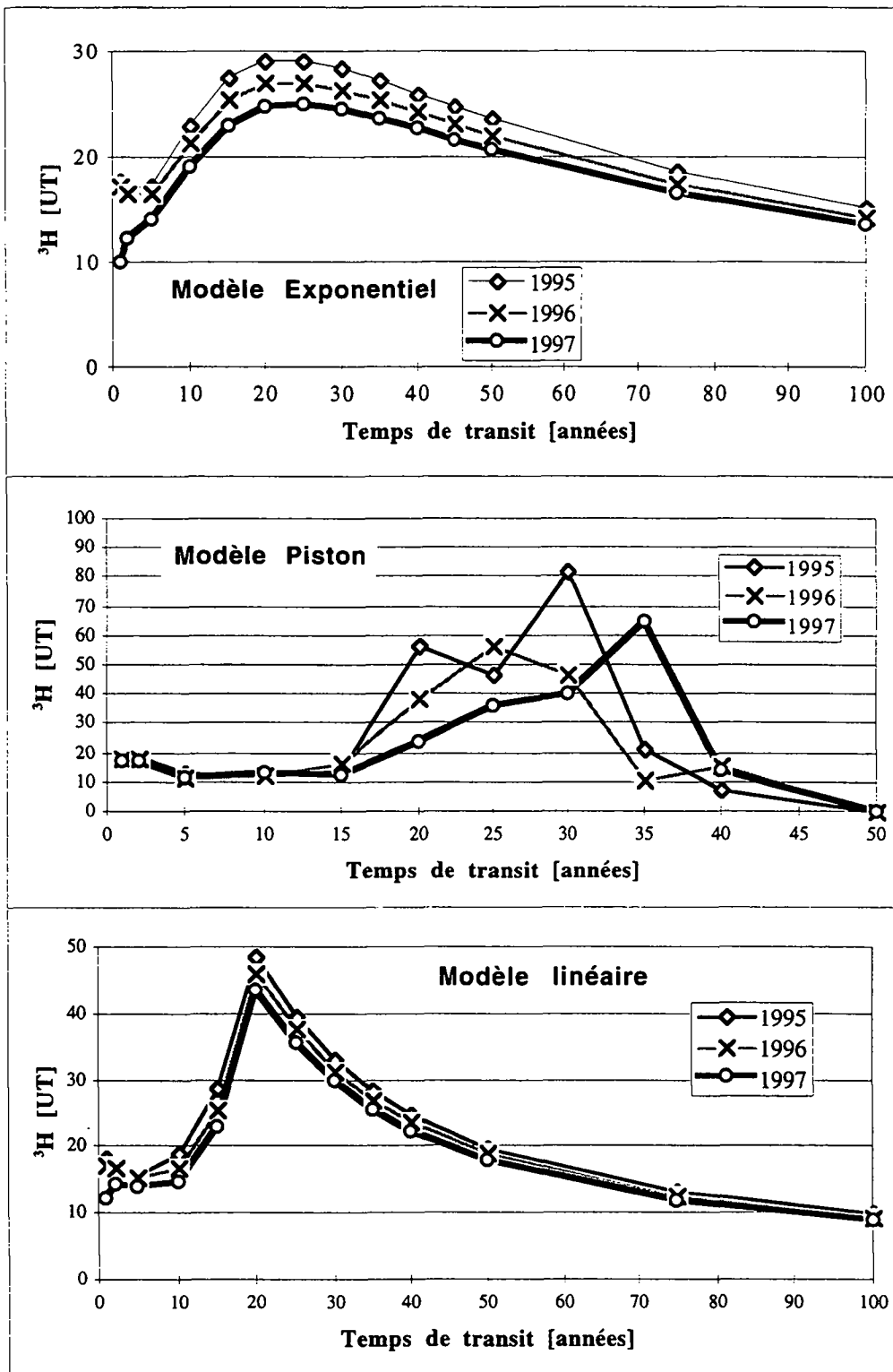


Figure 5.21 : Relation entre le temps de transit moyen de l'eau dans le massif et la teneur en tritium mesurée pour chacune des trois années de l'étude selon les trois modèles de mélange retenus.

Les teneurs en tritium comprises entre 0 UT et 10 UT caractérisent des eaux dont le temps de transit moyen est très long : plus de 40 ans pour le modèle piston, plus de 100 ans pour le modèle linéaire et plus de 200 ans pour le modèle exponentiel. On qualifie ces eaux d'eaux anciennes. Les teneurs comprises entre 10 et 20 UT sont celles d'eaux récentes dont le temps de transit moyen est inférieur à 15 ans pour le modèle piston, 10 ans pour les modèles linéaire et exponentiel. Les teneurs supérieures à 20 UT indiquent qu'il s'agit d'eaux marquées par les essais

nucléaires des années 60 et 70. Leur temps de transit moyen est compris entre 15 et 35 ans pour le modèle piston et entre 10 et 50 ans pour les modèles linéaire et exponentiel.

Ce sont ces relations et ces modèles, adaptés à la problématique des ouvrages souterrains dans les Alpes qui nous servent à calculer les temps de transit des eaux à partir des teneurs mesurées en tritium.

6. Facteurs influençant le comportement des venues d'eau

6.1 Introduction

En général, les caractéristiques d'un aquifère en milieu fissuré et son comportement sont conditionnés par cinq facteurs déterminants (figure 6.1).

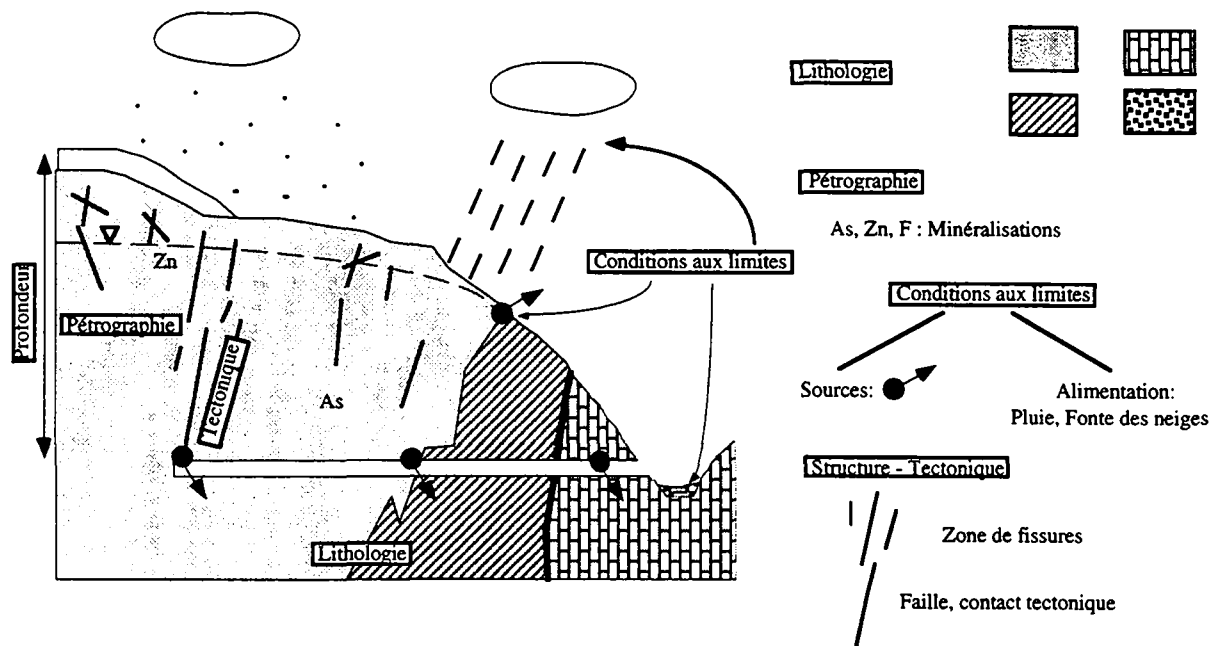


Figure 6.1 : Coupe schématique d'un ouvrage souterrain dans un massif cristallin. Les cinq facteurs qui influencent les venues d'eau sont la lithologie, la pétrographie, la profondeur, la structure (tectonique) et les conditions aux limites. Par souci de simplification, le milieu fissuré aquifère a été représenté sous la forme d'une nappe aquifère continue; dans la réalité, il n'en va pas de même.

La perméabilité du massif dépend de la nature physique de la roche (*lithologie*, voir § 6.2) et de la *structure*. L'histoire tectonique a contribué à modifier les caractéristiques des massifs rocheux, notamment leur aptitude à laisser s'écouler l'eau. Toutefois, les mêmes contraintes tectoniques conduisent à des propriétés hydrogéologiques très différentes selon les lithologies concernées.

Suite à l'interaction entre l'eau et la roche réservoir, la nature des minéraux constituant les roches - nature chimique de la roche : *pétrographie* (§ 6.3) - influe sur la composition chimique des eaux souterraines.

Un troisième élément est particulièrement important dans le cadre de l'interaction entre les ouvrages souterrains et les eaux des massifs alpins; c'est la *profondeur* de l'ouvrage dans le massif et son *contexte topographique* qui jouent un rôle sur de nombreuses caractéristiques des venues d'eau (§ 6.4).

La *tectonique* est responsable également de la répartition spatiale des perméabilités (§ 6.5). Au travers des jeux de failles, plis et autres charriages, c'est elle qui a donné au massif montagneux, et conséquemment à l'aquifère, sa structure actuelle et son champ de perméabilités.

Les *conditions aux limites* traduisent les relations entre l'aquifère et l'extérieur (§ 6.6). Elles constituent les limites des systèmes d'écoulement et règlent leur forme à l'intérieur de l'aquifère. Parmi elles, on séparera l'*alimentation* qui peut être considérée comme le signal d'entrée du système que constitue l'aquifère, des *sources* qui constituent un exutoire naturel de l'aquifère.

6.2 Nature physique de la roche : la lithologie

6.2.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous aborderons l'aspect quantitatif des venues d'eau dans les ouvrages étudiés. Nous observerons l'influence des propriétés physiques de la roche réservoir, c'est à dire sa lithologie, sur la quantité d'eau drainée.

Selon leur nature lithologique, les terrains répondent différemment aux contraintes tectoniques qui les affectent, notamment du point de vue de leur fracturation. Cette situation a une incidence sur les propriétés hydrogéologiques des terrains traversés et conséquemment sur les quantités d'eau rencontrées lors du percement des ouvrages souterrains. D'autre part, certaines roches telles les roches magmatiques par exemple, sont caractérisées par des altérations hydrothermales liées à leur genèse, qui constituent des chemins privilégiés pour l'eau.

Afin de pouvoir comparer le comportement hydrogéologique des diverses lithologies rencontrées dans le cristallin, il convient d'utiliser un paramètre affranchi de la géométrie et des conditions aux limites. Le débit linéaire n'est pas satisfaisant de ce point de vue car s'il est indépendant de la longueur de l'ouvrage, il varie avec le temps, est fortement dépendant du gradient hydraulique dans le massif et (peu) dépendant du rayon du tunnel. Nous utiliserons donc la conductivité hydraulique¹ comme paramètre de comparaison.

Le calcul de la conductivité hydraulique implique l'utilisation de solutions analytiques du problème des écoulements dans le massif. Ce point a été abordé au chapitre 5 dans lequel les diverses formules analytiques habituellement utilisées dans le cadre de l'interaction avec des ouvrages souterrains ont été testées. L'application de la formule de Jacob et Lohman [1952] en mode transitoire et Goodman et al. [1965] en mode permanent, à l'ensemble des massifs étudiés dans ce travail permet de calculer la conductivité hydraulique dans les différents massifs cristallins. On observe l'influence de la lithologie et de l'appartenance à un massif tectonique particulier sur la valeur de la conductivité hydraulique.

6.2.2 Les quantités d'eau rencontrées selon les lithologies : calcul de la conductivité hydraulique à l'échelle du massif

En utilisant les rapports géologiques encore disponibles et des publications existants, nous avons recensé les différents ouvrages souterrains du cristallin et rassemblé les données relatives aux quantités d'eau rencontrées durant le percement ou l'exploitation de l'ouvrage. Les formules (Jacob et Lohman et Goodman) discutées dans le chapitre 5 ont été utilisées afin de calculer la transmissivité (et la conductivité hydraulique) des massifs cristallins traversés, sur la base d'hypothèses relatives au niveau piézométrique de la nappe. Par ailleurs, nous rappelons qu'elles sont basées sur l'hypothèse simplificatrice qu'il s'agit d'un milieu équivalent poreux et que la formule de Darcy est applicable, c'est à dire qu'il n'existe pas de pertes de charge quadratiques aux environs de l'ouvrage. Cette dernière hypothèse est plausible dans la mesure où les débits linéaires observés restent dans des limites acceptables. Dans ces formules, les écoulements vers le front sont négligés; l'hypothèse de travail est celle d'un ouvrage complet. Cette hypothèse est à l'origine d'incertitudes très inférieures à celles liées aux autres facteurs (notamment le coefficient d'emmagasinement). Etant donné ces hypothèses et les effets notamment de l'incertitude sur le coefficient d'emmagasinement, les valeurs de conductivités hydrauliques calculées doivent être considérées avec une certaine marge d'erreur possible (voir à ce sujet les tests de sensibilité au chapitre 5).

Les résultats sont présentés sous forme de tableaux. Ils sont hiérarchisés de la manière suivante : les caractéristiques hydrauliques sont calculées pour chacune des lithologies appartenant aux unités tectoniques cristallines constituant les domaines paléogéographiques alpins selon la classification établie au chapitre 2. Lorsque le débit linéaire est donné sous la forme qf , cela signifie que l'on se trouve dans un vieil ouvrage avec des conditions d'équilibre. Dès lors, la formule de Goodman (état permanent) a été utilisée. Si le débit est donné sous la forme qi , cela veut dire qu'on a introduit le débit initial mesuré durant le percement dans la formule de Jacob et Lohman (état transitoire).

¹ La conductivité hydraulique n'est pas une caractéristique strictement intrinsèque au massif puisqu'elle varie en fonction de la température par l'intermédiaire de la viscosité cinématique de l'eau. Voir à ce sujet le chapitre 5.

Ces calculs sont effectués à l'échelle du massif ou à l'échelle de tronçons homogènes du point de vue géologique (unité lithologique, structurale ou d'épaisseur de couverture) à l'intérieur de l'ouvrage. Ces tronçons possèdent des longueurs de l'ordre de 100 m à plusieurs kilomètres. Les conductivités hydrauliques calculées constituent donc un paramètre caractérisant le massif (ou une partie) et non une seule fracture ou une zone de quelques mètres comme c'est le cas généralement lors d'essais hydrauliques en forage.

6.2.2.1 L'Austro-Alpin

L'Austro-Alpin supérieur

Le tunnel ferroviaire de la Vereina recoupe les terrains cristallins (amphibolites et gneiss) de la nappe de la Silvretta. Ces terrains sont moyennement productifs avec $qf = \frac{60}{19048} = 3.10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$.

Les terrains cristallins de la nappe de Silvretta

Ouvrage	$Q [\text{l.s}^{-1}]$	$e [\text{m}]$	$q [\text{l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}]$	$C [\text{m}]$	$T [\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}]$	$K [\text{m.s}^{-1}]$
Tunnel ferroviaire de la Vereina (amphibolites et gneiss)	60	19048	$qf = 3.10^{-3}$	1000	$1,6.10^{-4}$	$8,5.10^{-9}$

Tableau 6.1 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des terrains cristallins de la nappe de la Silvretta. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

6.2.2.2 Le Pennique moyen

La zone Valais - Simplon NW

La galerie hydroélectrique de Cleuson-Dixence recoupe différentes unités tectoniques constituant l'ex-nappe du Gd-St-Bernard. Ces terrains sont assez productifs avec $qf = \frac{250}{8284} = 30.10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ et

$qf = \frac{80}{7673} = 10.10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ respectivement dans les nappes du Mont-Fort et de Siviez-Mischabel [Norbert 1997].

Les nappes du Mont-Fort et de Siviez-Mischabel (Pennique moyen)

Ouvrage	$Q [\text{l.s}^{-1}]$	$e [\text{m}]$	$q [\text{l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}]$	$C [\text{m}]$	$T [\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}]$	$K [\text{m.s}^{-1}]$
Galerie de Cleuson-Dixence : lot B (Nappe du Mont-Fort - prasinites)	250	8284	$qf = 30.10^{-3}$	460	$1,3.10^{-3}$	$1,6.10^{-7}$
Galerie de Cleuson-Dixence : lot C (Nappe de Siviez - Mischabel - gneiss et micaschistes)	80	7673	$qf = 10.10^{-3}$	250	$6,9.10^{-4}$	9.10^{-8}

Tableau 6.2 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des nappes du Pennique moyen. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Le tunnel routier du Gd-St-Bernard recoupe principalement le socle de la nappe de Pontis. Les venues d'eau y sont très faibles.

Nappe des Pontis (Pennique moyen)

Ouvrage	$Q [\text{l.s}^{-1}]$	$e [\text{m}]$	$q [\text{l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}]$	$C [\text{m}]$	$T [\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}]$	$K [\text{m.s}^{-1}]$
Tunnel du Gd-St-Bernard (micaschistes)	0,3	5855	$qf = 0,05.10^{-3}$	300	$4,4.10^{-7}$	$1,5.10^{-10}$

Tableau 6.3 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers de la nappe des Pontis du Pennique moyen. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

La zone des Grisons

Le site du Piz Pian Grand (galerie de Valbella Spina) recoupe les gneiss de la *nappe Adula*, tout comme le tunnel routier du San Bernardino. Ces terrains sont peu productifs avec au maximum

$$qf = \frac{0,75}{6050} = 0,1 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \text{ dans le tunnel du San Bernardino.}$$

Les gneiss de la nappe Adula

Ouvrage	$Q [\text{l.s}^{-1}]$	$e [m]$	$q [\text{l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}]$	$C [m]$	$T [\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}]$	$K [\text{m.s}^{-1}]$
Tunnel du San Bernardino	6	6596	$qf = 0,9 \cdot 10^{-3}$	300	$4,6 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-9}$
Galerie Valbella Spina	0,75	6050	$qf = 0,1 \cdot 10^{-3}$	800	$2,1 \cdot 10^{-6}$	$6,4 \cdot 10^{-10}$

Tableau 6.4 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des orthogneiss de la nappe Adula dans le Pennique moyen. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Dans des forages réalisés par la Cedra sur ce site, les conductivités hydrauliques obtenues sont comprises entre $3 \cdot 10^{-8}$ et $1 \cdot 10^{-15} \text{ m.s}^{-1}$ [Nagra 1988].

6.2.2.3 Le Pennique inférieur

La zone Simplon E - Lepontin

Le tunnel ferroviaire du Simplon a recoupé diverses nappes géologiques constituant le Pennique inférieur dans cette région. Elles sont généralement peu productives en eau :

- dans la *nappe gneissique de l'Antigorio*, le débit linéaire vaut lors du percement

$$q_i = \frac{339}{4325} = 78 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}.$$

- dans les *micaschistes de la nappe de Lebendum*, le débit linéaire est peu élevé :

$$q_i = \frac{1,2}{4267} = 0,3 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$$

Une série de marbres, intercalée au milieu des schistes est beaucoup plus aquifère puisque son débit linéaire vaut $q_i = \frac{20}{248} = 81 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$.

- les *gneiss schisteux du Monte Leone* sont peu aquifères : $q_i = \frac{0,35}{1379} = 0,2 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$

- les *gneiss de la nappe de Berisal* ont un comportement semblable : $q_i = \frac{1,1}{2597} = 0,4 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$.

Par contre, les roches métasédimentaires de la *Zone de Teggiolo* (marbres blancs) et les roches sédimentaires à métasédimentaires de la *Zone de Veglia* (calcaires micacés et marbres principalement) sont nettement plus aquifères avec respectivement $q_i = \frac{1200}{94} = 12766 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ et

$$q_i = \frac{248}{1222} = 203 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}.$$

Les terrains schisteux des nappes simploniques du Pennique inférieur

Ouvrage	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Tunnel ferroviaire du Simplon (Nappe de Berisal)	1,1	2597	$q_i = 0,4.10^{-3}$	1500	$3,9.10^{-8}$	$1,5.10^{-11}$
Tunnel ferroviaire du Simplon (Nappe de Monte Leone)	0,35	1379	$q_i = 0,2.10^{-3}$	1000	$1,8.10^{-8}$	$1,3.10^{-11}$
Tunnel ferroviaire du Simplon (Nappe de Lebendum)	1,2	4267	$q_i = 0,3.10^{-3}$	1600	$2,6.10^{-8}$	6.10^{-12}

Tableau 6.5 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des terrains schisteux des nappes simploniques du Pennique inférieur. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Les orthogneiss de la nappe de l'Antigorio

Ouvrage	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Tunnel ferroviaire du Simplon	339	4325	$q_i = 78.10^{-3}$	1000	$1,1.10^{-4}$	$2,6.10^{-8}$

Tableau 6.6 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des orthogneiss de la nappe de l'Antigorio. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Les terrains métasédimentaires des nappes simploniques

Ouvrage	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Tunnel ferroviaire du Simplon (Marbres au sein du Lebendum)	20	248	$q_i = 81.10^{-3}$	1600	$6,7.10^{-6}$	$2,7.10^{-8}$
Tunnel ferroviaire du Simplon (Zone de Veglia)	248	1222	$q_i = 203.10^{-3}$	1700	$9,5.10^{-5}$	$7,8.10^{-8}$
Tunnel ferroviaire du Simplon (Zone de Teggiolo)	1200	94	$q_i = 12766.10^{-3}$	1100	$1,3.10^{-3}$	$1,4.10^{-5}$

Tableau 6.7 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des terrains métasédimentaires des nappes simploniques. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

La galerie de reconnaissance AlpTransit Gothard de Polmengo a recoupé les gneiss de la zone pennique gneissique, soit les nappes du Lucomagno et de la Leventina.

Ces terrains sont très peu productifs puisque le débit linéaire n'excède pas $q_i = \frac{6}{3070} = 2.10^{-3} l.s^{-1}.m^{-1}$ dans les gneiss de Leventina [Schneider 1997, communication personnelle].

La Zone pennique gneissique

Ouvrage	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Galerie ATG de Polmengo (Gneiss de Leventina)	6	3070	$q_i = 2.10^{-3}$	800	$9,2.10^{-7}$	3.10^{-10}
Galerie ATG de Polmengo (Gneiss du Lucomagno)	2	2482	$q_i = 0,8.10^{-3}$	1500	$9,2.10^{-8}$	3.10^{-11}

Tableau 6.8 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers de la Zone pennique gneissique. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

6.2.2.4 L'Helvétique : les massifs cristallins externes

Massif du Mont-Blanc

Trois unités hydrogéologiques principales, dont deux cristallines, constituent le massif du Mont-Blanc. Elles ont été observées au travers de trois ouvrages souterrains : le tunnel routier du Mont-Blanc et deux galeries du complexe hydroélectrique d'Emosson (galerie Est du Trient et galerie Sud).

Les *schistes cristallins*¹ sont moyennement productifs : $q_i = \frac{60}{3520} = 17.10^{-3}.l.s^{-1}.m^{-1}$ dans le tunnel [Gudéfin 1967] et $q_i = \frac{15}{2450} = 6.10^{-3}.l.s^{-1}.m^{-1}$ dans la galerie du Trient [Jamier 1975]. La zone de *métamorphisme de contact* entre schistes cristallins et granite, fortement pegmatitisée est très peu aquifère : moins de $0,1 l.s^{-1}$ ont été rencontrés dans le tunnel du Mont-Blanc. Elle a été rattachée à l'unité hydrogéologique des schistes cristallins.

Le schistes cristallins du Massif du Mont-Blanc

Ouvrage	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Tunnel routier du Mont-Blanc (partie française)	60	3520	$q_i = 17.10^{-3}$	700	$4,2.10^{-5}$	$1,2.10^{-8}$
Galerie hydroélectrique du Trient	15	2450	$q_t = 6.10^{-3}$	400	$1,1.10^{-4}$	$4,6.10^{-8}$
Tunnel routier du Mont-Blanc (zone de métamorphisme de contact)	0,1	425	$q_i = 0,2.10^{-3}$	1500	$8,5.10^{-9}$	2.10^{-11}

Tableau 6.9 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des schistes cristallins du massif du Mont-Blanc. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Le *granite* quant à lui est beaucoup plus productif avec, dans le tunnel du Mont-Blanc :

- du côté français : $q_i = \frac{156}{2280} = 68.10^{-3}.l.s^{-1}.m^{-1}$ [Gudéfin 1967]

- du côté italien : $q_i = \frac{1150}{4520} = 254.10^{-3}.l.s^{-1}.m^{-1}$ [Baggio & Malaroda 1961, 1962, 1964a, 1964b].

On observe $q_i = \frac{1084}{604} = 1794.10^{-3}.l.s^{-1}.m^{-1}$ sur les 600 m les plus productifs du tunnel dans la *zone fortement tectonisée*.

Dans la galerie hydroélectrique de Trient, quelques mois après le percement, $q_t = \frac{400}{3300} = 120.10^{-3}.l.s^{-1}.m^{-1}$ [Jamier 1975].

Pour information, les calcaires de la *couverture mésozoïque* sont caractérisés par un débit linéaire proche de celui du granite : $q_i = \frac{200}{1300} = 154.10^{-3}.l.s^{-1}.m^{-1}$.

¹Constitués principalement de gneiss avec intercalations d'amphibolites, micaschistes.

Le Granite du massif du Mont-Blanc

<i>Ouvrage</i>	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Tunnel routier du Mont-Blanc (partie française)	156	2280	$q_i = 68.10^{-3}$	2100	$1,6.10^{-5}$	7.10^{-9}
Tunnel routier du Mont-Blanc (partie italienne, sans la zone tectonisée)	66	3916	$q_i = 17.10^{-3}$	1650	$4,7.10^{-6}$	$1,2.10^{-9}$
Tunnel routier du Mont-Blanc (partie italienne)	1150	4520	$q_i = 254.10^{-3}$	1600	3.10^{-4}	$6,6.10^{-8}$
Galerie hydroélectrique du Trient	400	3300	$q_f = 120.10^{-3}$	1300	$4,5.10^{-4}$	$1,35.10^{-7}$
Tunnel routier du Mont-Blanc (zone tectonisée, partie italienne)	1084	604	$q_i = 1794.10^{-3}$	1650	$4,1.10^{-4}$	$6,85.10^{-7}$

Tableau 6.10 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers du granite du massif du Mont-Blanc. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Massif des Aiguilles Rouges

Le granite de Vallorcine et les schistes cristallins constituent les deux unités hydrogéologiques cristallines principales du Massif des Aiguilles Rouges.

Les schistes cristallins sont recoupés par deux galeries du complexe hydroélectrique d'Emosson (galeries Nord et Ouest). Ils sont moyennement à peu productifs, semblablement aux schistes cristallins du massif du Mont-Blanc. Dans la galerie Nord de Ravoire (massif de l'Arpille), on obtient

$$: q_i = \frac{70}{7300} = 10.10^{-3}.l.s^{-1}.m^{-1} \text{ [Jamier 1975].}$$

Les schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Arpille)

<i>Ouvrage</i>	$Q [l.s^{-1}]$	$L [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Galerie hydroélectrique de Ravoire (Emosson Nord)	70	7300	$q_i = 10.10^{-3}$	600	$5,5.10^{-5}$	$7,5.10^{-9}$

Tableau 6.11 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

L'unité hydrogéologique du granite de Vallorcine n'a été recoupée par aucun ouvrage souterrain.

Massif de Belledonne

Dans le rameau externe, seule la série satinée composée de micaschistes est présente.

Dans la vallée de la Romanche, les perméabilités des micaschistes de la série satinée est quasi-nulle : moins de $0,01 l.s^{-1}$ ont été observés dans une galerie de reconnaissance de plus de 100 m de longueur réalisée dans le cadre de l'instabilité de Séchilienne ($q_i = \frac{0,01}{100} = 0,1.10^{-3}.l.s^{-1}.m^{-1}$). Plus au Nord, à proximité de l'Arc, les débits linéaires observés sont faibles également : $q_f = \frac{20}{10000} = 2.10^{-3}.l.s^{-1}.m^{-1}$ dans la galerie Arc-Isère.

Les micaschistes du rameau externe du Massif de Belledonne

Ouvrage	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Galerie de reconnaissance de Séchilienne	0,01	100	$q_i = 0,1.10^{-3}$	50	4.10^{-8}	4.10^{-10}
Galerie hydroélectrique Arc-Isère	20	10000	$q_f = 2.10^{-3}$	600	$1,3.10^{-5}$	$1,3.10^{-9}$

Tableau 6.12 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des micaschistes du rameau externe du massif de Belledonne. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Le *rameau interne* est divisé en deux secteurs : la *zone SW* et la *zone NE*.

Dans la *zone SW*, les galeries du projet Nouvelle Romanche sont situées dans les gneiss amphibolitiques des formations de Livet et Rioupéroux. Les débits linéaires rencontrés sont moyens, de l'ordre de $25.10^{-3} l.s^{-1}.m^{-1}$.

Les gneiss de la zone SW du rameau interne du Massif de Belledonne

Ouvrage	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Galerie de reconnaissance de Livet (amphibolites et leptynites)	9	360	$q_f = 25.10^{-3}$	350	5.10^{-5}	$1,4.10^{-7}$
Galerie de reconnaissance de Gavet (gneiss et amphibolites)	13	899	$q_f = 14.10^{-3}$	300	$1,7.10^{-4}$	$1,9.10^{-7}$

Tableau 6.13 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des gneiss de la zone SW du rameau interne du massif de Belledonne. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Dans la *zone NE*, les diverses unités hydrogéologiques ont été recoupées par la galerie Arc-Isère [Cruchet 1983] :

- le *Complexe orthogneissique de Saint Colomban* est moyennement à fortement productive : le débit linéaire dans la galerie vaut : $q_i = \frac{145}{2750} = 53.10^{-3} l.s^{-1}.m^{-1}$;

- la *Série gneissique de Saint Rémy* est moyennement productive : $q_i = \frac{30}{2050} = 15.10^{-3} l.s^{-1}.m^{-1}$.

- le *granite des Sept Laux* est assez productif : son débit linéaire vaut $q_i = \frac{265}{3250} = 81.10^{-3} l.s^{-1}.m^{-1}$.

- la *Série des Schistes verts* n'a pas été recoupée par la galerie.

Les séries schisteuses de la zone NE du rameau interne du Massif de Belledonne

Ouvrage	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Galerie hydroélectrique Arc-Isère (Gneiss de Saint Rémy)	30	2050	$q_i = 15.10^{-3}$	1400	1.10^{-5}	5.10^{-9}

Tableau 6.14 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des schistes de la zone NE du rameau interne du massif de Belledonne. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Les granitoïdes de la zone NE du rameau interne du Massif de Belledonne

Ouvrage	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Galerie hydroélectrique Arc-Isère (Orthogneiss de Saint Colomban)	145	2750	$q_i = 53.10^{-3}$	1100	$6.9.10^{-5}$	$2,5.10^{-8}$
Galerie hydroélectrique Arc-Isère (Granite des Sept Laux)	265	3250	$q_i = 81.10^{-3}$	1450	$1,3.10^{-4}$	$3,9.10^{-8}$

Tableau 6.15 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des granitoïdes de la zone NE du rameau interne du massif de Belledonne. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Massif de l'Argentera-Mercantour

Dans ce massif, on distinguera principalement les unités *gneissiques* des *granitoïdes*. La galerie hydroélectrique de Valabres est entièrement creusée dans les gneiss et les amphibolites du massif de l'Argentera. Ces terrains à faible profondeur sont très productifs avec $q_i = \frac{200}{1000} = 200.10^{-3}.l.s^{-1}.m^{-1}$.

Les gneiss du massif de l'Argentera-Mercantour

Ouvrage	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Galerie hydroélectrique Valabres	200	1000	$q_f = 200.10^{-3}$	200	$2,7.10^{-3}$	$2,7.10^{-6}$

Tableau 6.16 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des gneiss du massif de l'Argentera-Mercantour. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Les perméabilités élevées dans ces formations sont dues à des phénomènes de décompression avec basculement des couches; elles sont caractérisées par une grande ouverture de fissures de poussée au vide [Bordet 1961].

Les *granitoïdes*, situés à plus grande profondeur, sont moins productifs avec $q_i = \frac{30}{2925} = 10.10^{-3}.l.s^{-1}.m^{-1}$ [Bortolami et Grasso 1969].

Le granite du massif de l'Argentera-Mercantour

Ouvrage	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Galerie de sondage de Ciriegia	30	2925	$q_f = 10.10^{-3}$	650	$1,5.10^{-4}$	5.10^{-8}

Tableau 6.17 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers du granite du massif de l'Argentera-Mercantour. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Massif du Gothard

Trois unités hydrogéologiques principales se distinguent dans le *massif du Gothard*. Du Sud au Nord, il s'agit de la *zone méridionale des paragneiss* constituée par les séries de Prato et de Tremola principalement, de la *zone centrale à orthogneiss*, et de la *zone septentrionale à paragneiss*. A ces trois unités, s'ajoute l'unité constituée par l'ensemble des corps granitiques de Gamsboden, Fibbia et Rotondo.

Ces unités ont été recoupées par les tunnels ferroviaires du Gothard et de la Furka ainsi que par le tunnel routier du Gothard. Les données du tunnel ferroviaire ne sont pas exploitables pour des raisons d'imprécision et de lacunes.

Dans le lot Oberwald du tunnel de la Furka [Keller & Schneider 1982], les venues d'eau sont relativement faibles : percé à 75 % dans les *paragneiss de la zone septentrionale*, ce lot est caractérisé par un débit linéaire oscillant aux alentours de $q_i = \frac{10}{3758} = 2,7 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Dans le lot Realp, les débits se sont stabilisés à $q_i = \frac{30}{2710} = 11 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$.

Les paragneiss de la zone septentrionale du Massif du Gothard

Ouvrage	Q [l.s ⁻¹]	e [m]	q [l.s ⁻¹ . m ⁻¹]	C [m]	T [m ² .s ⁻¹]	K [m.s ⁻¹]
Tunnel ferroviaire de la Furka (Lot Oberwald)	10	3758	q _i = 2,7.10 ⁻³	800	4,9.10 ⁻⁶	1,3.10 ⁻⁹
Tunnel ferroviaire de la Furka (Lot Realp)	30	2710	q _i = 11.10 ⁻³	500	3,5.10 ⁻⁵	1,3.10 ⁻⁸
Tunnel routier du Gothard	1	1372	q _i = 0,7.10 ⁻³	500	5,5.10 ⁻⁷	4.10 ⁻¹⁰

Tableau 6.18 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des paragneiss de la zone septentrionale du massif du Gothard. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Les *orthoigneiss de la zone centrale* sont plus productifs avec notamment dans le tunnel de la Furka une zone particulière dans le lot Realp qui a donné $q_i = \frac{100}{536} = 186 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$.

Les orthoigneiss de la zone centrale du massif du Gothard

Ouvrage	Q [l.s ⁻¹]	e [m]	q [l.s ⁻¹ . m ⁻¹]	C [m]	T [m ² .s ⁻¹]	K [m.s ⁻¹]
Tunnel ferroviaire de la Furka (Lot Bedretto)	45	2566	q _i = 17.10 ⁻³	1200	2.10 ⁻⁵	8.10 ⁻⁹
Tunnel ferroviaire de la Furka (Lot Realp)	100	536	q _i = 186.10 ⁻³	1000	8,6.10 ⁻⁵	1,6.10 ⁻⁷
Tunnel ferroviaire de la Furka (Lot Oberwald)	5	610	q _i = 8,2.10 ⁻³	800	3.10 ⁻⁶	5.10 ⁻⁹
Tunnel routier du Gothard (Gneiss granitique de Fibbia)	1	824	q _i = 1,2.10 ⁻³	1300	1,7.10 ⁻⁷	2.10 ⁻¹⁰
Tunnel routier du Gothard (Zone de Guspis)	20	894	q _i = 22.10 ⁻³	1200	9,8.10 ⁻⁶	1,1.10 ⁻⁸
Tunnel routier du Gothard (Gneiss granitique de Gamsboden)	150	2885	q _i = 52.10 ⁻³	1000	8,4.10 ⁻⁵	2,9.10 ⁻⁸

Tableau 6.19 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des orthoigneiss de la zone centrale du massif du Gothard. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Les *schistes des séries Tremola et Prato* (paragneiss de la zone méridionale) sont assez productifs

avec $q_i = \frac{66}{600} = 110 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ dans les 600 premiers mètres du tunnel routier du Gothard.

Les schistes des séries Tremola et Prato dans la zone méridionale du massif du Gothard

Ouvrage	Q [l.s ⁻¹]	e [m]	q [l.s ⁻¹ . m ⁻¹]	C [m]	T [m ² .s ⁻¹]	K [m.s ⁻¹]
Tunnel ferroviaire de la Furka (Fenêtre Bedretto)	40	786	q _i = 51.10 ⁻³	400	7,9.10 ⁻⁵	1.10 ⁻⁷
Tunnel routier du Gothard	25	2404	q _i = 12.10 ⁻³	700	1,9.10 ⁻⁵	8.10 ⁻⁹
Tunnel routier du Gothard	66	600	q _i = 110.10 ⁻³	100	7,2.10 ⁻⁴	1,2.10 ⁻⁶

Tableau 6.20 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des schistes des séries Tremola et Prato dans la zone méridionale du massif du Gothard. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Dans les *granitoïdes de la zone centrale (granites de Rotondo, Cacciola)*, le plus productif est le granite de Cacciola avec un débit linéaire $q_i = \frac{50}{882} = 57.10^{-3}.l.s^{-1}.m^{-1}$.

Les granitoïdes de la zone centrale du massif du Gothard

Ouvrage	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Tunnel ferroviaire de la Furka (Lot Oberwald : Granite Rotondo)	50	1952	$q_i = 26.10^{-3}$	1100	$2,7.10^{-5}$	$1,4.10^{-8}$
Tunnel ferroviaire de la Furka (Lot Bedretto : Granite Rotondo)	35	998	$q_i = 35.10^{-3}$	1400	$1,5.10^{-5}$	$1,5.10^{-8}$
Tunnel ferroviaire de la Furka (Fen. Bedretto : Granite Rotondo)	100	4076	$q_i = 24.10^{-3}$	1100	$5,3.10^{-5}$	$1,3.10^{-8}$
Tunnel ferroviaire de la Furka (Lot Realp : Granite Cacciola)	50	882	$q_i = 57.10^{-3}$	500	$7,9.10^{-5}$	9.10^{-8}

Tableau 6.21 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers des granitoïdes de la zone centrale du massif du Gothard. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

Massif de l'Aar

Le *massif de l'Aar* est recoupé en partie par les tunnels du Gothard et le laboratoire du Grimsel.

Le *granite central de l'Aar* est très peu aquifère, son débit linéaire ne dépasse pas $q_i = \frac{0,25}{1000} = 0,25.10^{-3}.l.s^{-1}.m^{-1}$.

Le granite de l'Aar

Ouvrage	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Tunnel routier du Gothard (Granite central de l'Aar)	4	3217	$q_i = 1,2.10^{-3}$	400	$3,5.10^{-6}$	$1,1.10^{-9}$
Laboratoire souterrain du Grimsel (Granodiorite Grimsel et Granite central de l'Aar)	0,25	1000	$q_f = 0,25.10^{-3}$	400	$1,1.10^{-6}$	$1,1.10^{-9}$

Tableau 6.22 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers du granite central du massif de l'Aar. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

La *zone gneissique méridionale* est également très peu aquifère dans le tunnel du Gothard avec $q_i = \frac{0,1}{831} = 1,2.10^{-4}.l.s^{-1}.m^{-1}$.

La zone gneissique méridionale du massif de l'Aar

Ouvrage	$Q [l.s^{-1}]$	$e [m]$	$q [l.s^{-1}.m^{-1}]$	$C [m]$	$T [m^2.s^{-1}]$	$K [m.s^{-1}]$
Tunnel routier du Gothard	0,1	831	$q_i = 1,2.10^{-4}$	400	$4,2.10^{-8}$	5.10^{-11}

Tableau 6.23 : Débits rencontrés dans les différents ouvrages au travers de la zone gneissique méridionale du massif de l'Aar. Calculs de la transmissivité et de la conductivité hydraulique.

6.2.3 Discussion sur les conductivités hydrauliques mesurées

6.2.3.1 Effet de la lithologie

Les valeurs des conductivités hydrauliques calculées au chapitre précédent dans les divers ouvrages souterrains sont regroupées par lithologie sur un diagramme en bâtonnets (figure 6.2).

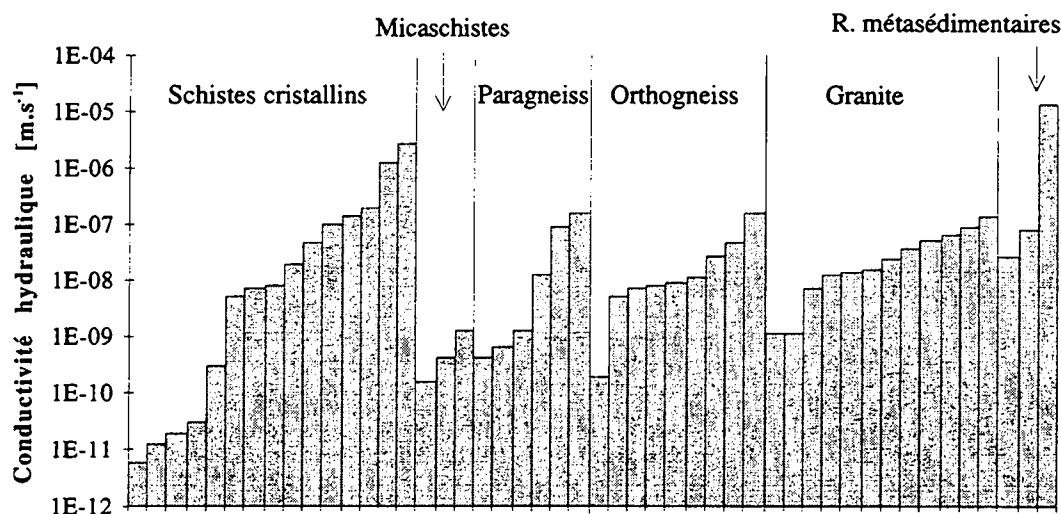


Figure 6.2 : Conductivités hydrauliques mesurées dans les massifs cristallins alpins, classées selon les lithologies rencontrées.

Le rapport entre les conductivités hydrauliques des formations les plus perméables et les moins perméables est de l'ordre de 10^6 ; il traduit une grande variabilité de ce paramètre dans les terrains cristallins alpins.

Ces conductivités hydrauliques sont globalement faibles. La conductivité hydraulique moyenne est proche de 10^{-8} m.s⁻¹. Il convient de rappeler qu'il s'agit de conductivités hydrauliques à l'échelle du massif et non à l'échelle d'une venue d'eau particulière. Ce sont donc des valeurs moyennes sur de larges tronçons dans lesquels alternent quelques zones plus perméables (où K peut atteindre 10^{-5} m.s⁻¹ par exemple, ou plus) au milieu de zones très peu perméables (où K n'excède pas 10^{-12} m.s⁻¹). Par ailleurs, à l'échelle d'un massif fissuré, l'interconnexion des fissures entre elles joue un grand rôle du point de vue de la conductivité hydraulique mesurée dans l'ouvrage. Cette connexion joue un rôle à deux niveaux. Il y a le problème de la persistance des fissures en profondeur. On constate en effet parfois dans ce type de massif, la disparition en profondeur de familles de fractures [François et Massonnat 1981]. Mais aussi le problème de la connexion à l'échelle du massif. Une fissure peut être localement très perméable (conductivité hydraulique mesurée en forage élevée) mais avoir une extension limitée. Il en résulte une faible perméabilité à plus grande échelle. Ce facteur est important à prendre en compte car il explique les faibles conductivités hydrauliques mesurées à l'échelle du massif.

Il existe une hiérarchisation des terrains du point de vue de la conductivité hydraulique (figure 6.2 et tableau 6.24). Ainsi, les micaschistes du massif externe de Belledonne, les schistes cristallins (des massifs externes et des nappes simploniques) et les paragneiss (massifs externes de l'Aar et du Gothard) sont parmi les lithologies les moins conductives; leur conductivité hydraulique est par ailleurs très variable. On verra dans la suite (§ 6.4) qu'elle est très sensible à l'épaisseur de la couverture rocheuse. Les orthogneiss et granitoïdes possèdent des conductivités hydrauliques très légèrement supérieures aux précédents, généralement comprises entre 10^{-9} m.s⁻¹ et 10^{-7} m.s⁻¹. Pour des zones situées à des profondeurs comparables, les conductivités hydrauliques de ces terrains sont très supérieures à celles des micaschistes, paragneiss et schistes cristallins (voir § 6.4). Les unités métasédimentaires (essentiellement des marbres) sont caractérisées par des conductivités hydrauliques élevées, supérieures à 10^{-8} m.s⁻¹ et pouvant croître jusqu'à 10^{-5} du fait de la karstification. Celle-ci est une micro-karstification car aucun karst pénétrable n'a été cartographié dans les régions concernées.

<i>Lithologie</i>	K_{moy} [m.s ⁻¹]	K_{min} [m.s ⁻¹]	K_{max} [m.s ⁻¹]	$\log(K_{max}/K_{min})$ [1]
Schistes cristallins	5,0.10 ⁻⁹	6,0.10 ⁻¹²	2,7.10 ⁻⁶	5,6
Micaschistes	4,3.10 ⁻¹⁰	1,5.10 ⁻¹⁰	1,3.10 ⁻⁹	0,9
Paragneiss	6,3.10 ⁻⁹	4,0.10 ⁻¹⁰	1,6.10 ⁻⁷	2,6
Orthogneiss	1,0.10 ⁻⁸	2,0.10 ⁻¹⁰	1,6.10 ⁻⁷	2,9
Granitoïdes	1,8.10 ⁻⁸	1,1.10 ⁻⁹	1,3.10 ⁻⁷	2,1
R. métasédimentaires	3,1.10 ⁻⁷	2,7.10 ⁻⁸	1,4.10 ⁻⁵	2,7
R. cristallophylliennes	2,2.10 ⁻⁹	6,0.10 ⁻¹²	2,7.10 ⁻⁶	5,6
R. cristallines (ss)	1,4.10 ⁻⁸	2,0.10 ⁻¹⁰	1,6.10 ⁻⁷	2,9
Total	8,9.10 ⁻⁹	6,0.10 ⁻¹²	1,4.10 ⁻⁵	6,4

Tableau 6.24 : Valeurs caractéristiques des conductivités hydrauliques mesurées à l'échelle du massif dans les terrains cristallins alpins. Les r. cristallophylliennes regroupent les roches riches en feuillets de micas (micaschistes, schistes cristallins et paragneiss) au contraire des roches cristallines sensu stricto (orthogneiss et granitoïdes).

Si l'on classe les résultats en deux grands groupes de roches sur la base de leurs richesses en micas : les r. cristallines au sens strict (granitoïdes et orthogneiss) d'une part et les roches cristallophylliennes (schistes cristallins, micaschistes et paragneiss) d'autre part, on observe une différence de conductivité hydraulique assez nette : les roches cristallines sont six fois plus conductives en moyenne que les roches cristallophylliennes. Par ailleurs, la variabilité de conductivité est inférieure dans les roches cristallines par rapport aux roches cristallophylliennes.

Une des explications de la variation de la conductivité hydraulique d'une lithologie à l'autre trouve son origine dans le comportement des roches lorsqu'elles sont soumises aux contraintes tectoniques. Les micaschistes et autres schistes cristallins, plus riches en micas, possèdent un comportement rhéologique plus plastique que le granite. Soumis aux contraintes des différentes phases tectoniques, ils ont plutôt tendance à se déformer qu'à se casser. Ils sont en conséquence moins fracturés et moins perméables à l'échelle du massif. C'est le même mécanisme qui explique la différence entre les paragneiss et orthogneiss. Ces derniers, issus de la transformation d'un granite, en ont hérité une partie des caractères principaux (y compris la texture) alors que les paragneiss du massif du Gothard par exemple sont très riches en micas. Par ailleurs, du fait de leur allongement, lors de la fracturation éventuelle d'une roche cristallophyllienne, les micas peuvent épouser les plans de la fracture et constituer un remplissage qui diminue la conductivité hydraulique. A ces phénomènes s'ajoute celui de l'altération qui, dans les micaschistes et autres schistes cristallins, produit des argiles qui obturent les fissures. Quant aux marbres, leur forte perméabilité provient de la karstification qui a élargi les fractures initialement héritées de la tectonique.

Il serait intéressant d'observer s'il existe une relation entre la teneur en micas des roches observées et leur conductivité hydraulique à l'échelle du massif.

Il convient de remarquer qu'à l'intérieur de chacune des lithologies, les conductivités hydrauliques mesurées varient fortement. Ainsi le granite du Mont-Blanc possède, selon les zones étudiées, une conductivité hydraulique qui varie entre 1,2.10⁻⁹ m.s⁻¹ au coeur du massif et 6,9.10⁻⁷ m.s⁻¹ dans la zone fortement tectonisée. Nous reparlerons de l'effet de la structure et de la tectonique au § 6.5.

On voudrait savoir si les conductivités hydrauliques et les temps de séjour de l'eau sont dépendants. La figure 6.3 met en relation la teneur en tritium mesurée aux venues d'eau étudiées dans cette étude avec la conductivité hydraulique à l'échelle du massif dans la zone à laquelle elle appartient.

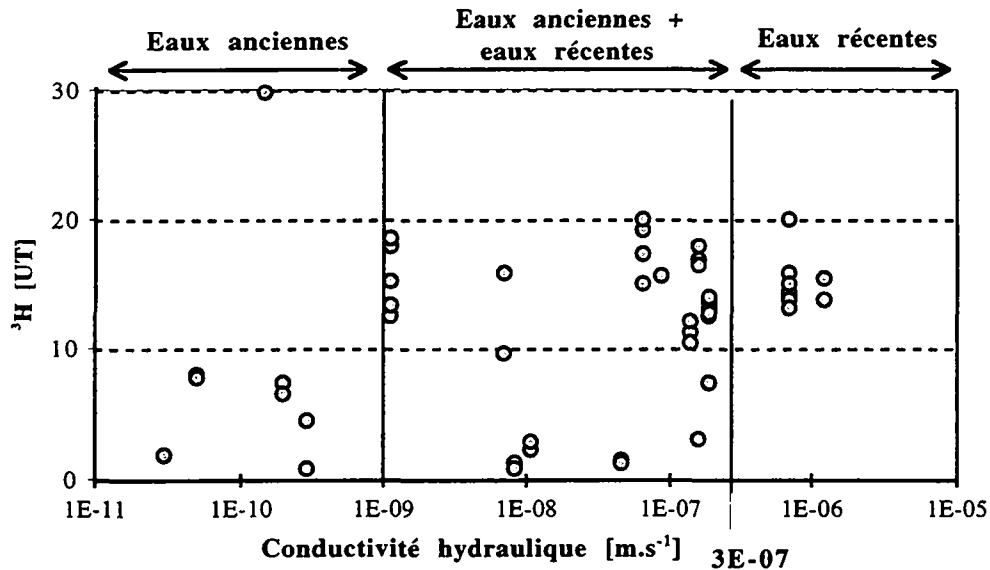


Figure 6.3 : Teneur en tritium des venues d'eau en fonction de la conductivité hydraulique de la zone à laquelle elles appartiennent.

La relation n'est pas évidente. On constate toutefois que toutes les venues d'eau situées dans des tronçons dont la conductivité hydraulique est inférieure à 10^{-9} m.s^{-1} sont des eaux anciennes. Il existe une grande zone de recouvrement (entre 10^{-9} et $3 \cdot 10^{-7}$ m.s^{-1}) dans laquelle on trouve aussi bien des eaux récentes qu'anciennes. Les eaux situées dans des tronçons à conductivité hydraulique supérieure à $3 \cdot 10^{-7}$ m.s^{-1} sont toutes récentes. Le manque de clarté de la relation entre les temps de séjour de certaines venues et la conductivité hydraulique du massif est essentiellement due à l'hétérogénéité du massif. Une venue correspond par définition à une structure (fracture ou autre) dans laquelle la conductivité hydraulique est localement plus élevée. Nous reparlerons de ce phénomène dans le paragraphe consacré à la structure (6.5).

6.2.3.2 Représentativité de la conductivité hydraulique : anisotropie et effet d'échelle

Les écoulements vers l'ouvrage étant principalement verticaux et les structures généralement très redressées dans les Alpes, la conductivité hydraulique mesurée est proche de K_h , c'est à dire la conductivité hydraulique maximale dans une direction parallèle à la schistosité principale. La conductivité hydraulique K_v , perpendiculairement à la schistosité et aux structures majeures, est plus faible (figure 6.4).

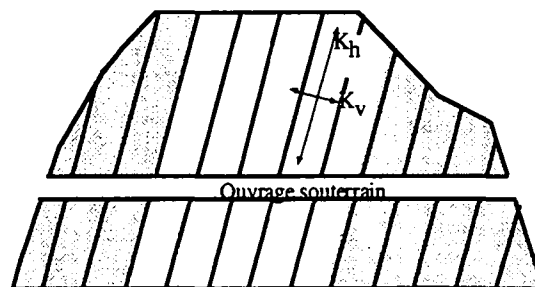


Figure 6.4 : Anisotropie du tenseur de perméabilité dans le massif.

L'anisotropie de la conductivité hydraulique à l'échelle du massif dépend de la nature des structures conductives dans le massif (schistosité, fractures...). Dans des terrains fortement anisotropes tels que les gneiss et autres schistes cristallins, si la schistosité joue un rôle majeur du point de vue hydraulique, l'anisotropie hydraulique peut être élevée. Le rapport K_h/K_v peut alors atteindre 10, 100 voire 1000. Dans le cas d'un granite fracturé selon une direction proche de la verticale comme c'est le cas du granite du Mont-Blanc, et en l'absence d'autres familles de fractures, l'anisotropie peut atteindre de telles valeurs également. Par contre, dans le cas de massifs fracturés de façon telle que

diverses familles de fractures apparaissent, l'anisotropie diminue nettement. C'est la structure du massif, produit de son histoire tectonique, qui conditionne son anisotropie hydraulique. Nous reviendrons sur les notions d'anisotropie et compartimentage du massif dans le chapitre 6.5.

La comparaison des résultats obtenus à l'échelle du massif avec ceux mesurés dans des forages profonds, par la Nagra principalement, pose le problème de l'effet d'échelle.

Dans la galerie de Valbella Spina (massif du Piz Pian Grand), une série de forages ont été réalisés. On a reporté sur la figure 6.5 les valeurs des conductivités hydrauliques mesurées en fonction de l'ordre de grandeur de l'échantillon de mesures. Les analyses de conductivités hydrauliques en laboratoire concernent des échantillons dont la taille avoisine 0,1 m. Pour les roches ignées et métamorphiques non fissurées, la littérature donne des conductivités hydrauliques comprises entre 10^{-14} et 10^{-10} m.s^{-1} . La valeur la plus faible mesurée en forage sur le site du Piz Pian Grand est de 10^{-15} m.s^{-1} ; nous estimons que c'est la conductivité hydraulique de la roche non fissurée. Les forages ont été réalisés par passes d'une dizaine de mètres environ. La conductivité hydraulique moyenne mesurée dans les forages vaut $9,5 \cdot 10^{-13}$ m.s^{-1} . A l'échelle du massif, elle vaut $6,4 \cdot 10^{-10}$ m.s^{-1} . On observe sur le graphique de la figure 6.5 un effet d'échelle qui traduit l'influence des macrofractures dans les forages, et d'une zone plus perméable à l'échelle du massif.

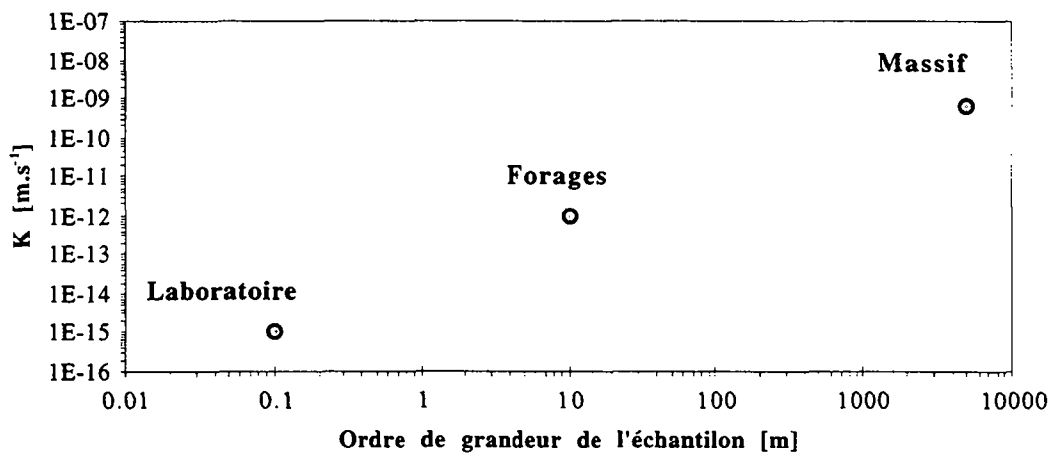


Figure 6.5 : Effet d'échelle sur les conductivités hydrauliques mesurées sur le site du Piz Pian Grand.

Pour représenter l'effet d'échelle sur l'ensemble du cristallin, les données de forages utilisées sont celles de la Nagra dans le Nord de la Suisse. C'est la moyenne des conductivités hydrauliques mesurées dans les forages profonds : elle vaut $1,7 \cdot 10^{-10}$ m.s^{-1} . On constate également un effet d'échelle (figure 6.6) qui traduit l'influence des macrofractures dans les forages et des « water-conducting features » (selon la Cedra [Thury et al. 1994] : zones de cataclasites, zones à fractures ouvertes et dykes fissurés) ainsi que des grands accidents à l'échelle du massif (dans les ouvrages étudiés dans ce travail, $K_{\text{moy}} = 8,9 \cdot 10^{-9}$ m.s^{-1}). Toutefois, la différence entre les résultats des forages et ceux acquis à l'échelle du massif n'est pas très grande du fait du problème de la connexion évoqué précédemment.

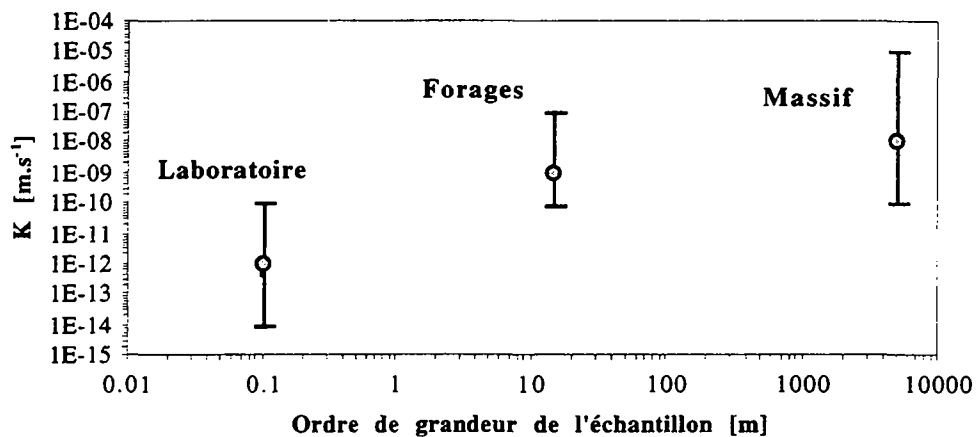


Figure 6.6 : Effet d'échelle sur les conductivités hydrauliques mesurées sur l'ensemble des massifs cristallins.

Ces phénomènes sont similaires à ceux mis en évidence dans le karst par Kiraly [1978] avec l'existence également de micro- et macro-fractures et, dans le karst, la présence supplémentaire de chenaux karstiques qui augmentent la perméabilité à l'échelle du massif. Dans les terrains cristallins alpins, ce sont la zone décomprimée en surface des massifs, les grands accidents tectoniques (grandes fractures ouvertes, zones tectonisées) et des structures intimes qui jouent ce rôle à l'échelle du massif. Les deux différences essentielles entre le karst et le cristallin résident dans la géométrie et la conductivité hydraulique des structures hydrauliques majeures. Les caractères sinueux et local des chenaux karstiques (très perméables) en font des structures qu'il est peu probable de rencontrer lors de la réalisation d'un forage ou d'un tunnel. Par contre, dans le cristallin, le caractère planaire des structures conductives (grandes fractures et zones tectonisées, moins perméables que les chenaux karstiques) leur confèrent une grande probabilité de rencontre avec les ouvrages (tunnels ou forages profonds).

Cet effet d'échelle met en évidence l'hétérogénéité de l'aquifère cristallin et montre l'influence de la structure sur la conductivité hydraulique à l'échelle du massif. Ces phénomènes seront étudiés au paragraphe 6.5.

6.3 Nature chimique de la roche : la pétrographie

6.3.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous aborderons l'aspect qualitatif des venues d'eau dans les ouvrages étudiés. Nous observerons l'influence des propriétés chimiques de la roche réservoir, c'est à dire sa pétrographie, sur la qualité de l'eau drainée.

La composition de la roche réservoir, influe sur la composition chimique des eaux souterraines. C'est ce que les anglais appellent le "water-rock interaction" : les eaux souterraines sont en interaction avec le milieu rocheux.

La composition chimique de l'eau étudiée est importante pour plusieurs raisons. En premier chef, elle est avec la bactériologie, un paramètre essentiel qui définit la qualité de l'eau. Ensuite, étant donné qu'elle est liée à la composition de la roche réservoir, il est possible, à partir de la composition chimique d'une eau, d'en déduire des indications sur son origine géologique. Cet aspect est particulièrement important lors de la prospection ou lors de la réalisation d'ouvrages souterrains afin d'évaluer de façon correcte l'interaction entre l'ouvrage et le milieu naturel. Enfin, la composition chimique de l'eau rencontrée par un ouvrage va déterminer le type de béton utilisé pour le revêtement de l'ouvrage; les ingénieurs connaissent les nombreux problèmes qui peuvent résulter de la présence d'une eau trop sulfatée par exemple.

Dans ce chapitre, nous examinerons successivement ces différents points qui sont tous liés aux caractéristiques physico-chimiques de l'eau. La compilation des données acquises sur le terrain dans les différents ouvrages étudiés permet de répondre à certaines questions que se posent encore les hydrogéologues et les ingénieurs à propos des eaux du cristallin, réputées peu minéralisées.

6.3.2 Composition chimique des eaux du cristallin

6.3.2.1 Les paramètres physico-chimiques

Les paramètres physico-chimiques de 137 venues d'eau considérées comme représentatives de la diversité des eaux rencontrées dans cette étude sont prises en considération.

Les températures des venues d'eau observées sont comprises entre 3,0 et 29,4 °C. La température est liée à l'épaisseur de la couverture rocheuse par l'intermédiaire du gradient géothermique régional. Actuellement, il n'existe pas de magmatisme dans les Alpes susceptible de réchauffer les eaux ponctuellement (la dernière phase de magmatisme alpin date du Tertiaire). Des anomalies peuvent être mises en évidence grâce à l'examen des diagrammes de la température en fonction de l'épaisseur de couverture. Nous faisons référence au chapitre 6.4 dans lequel la problématique de la température des venues d'eau a été abordée plus en détail.

La conductivité électrique¹ des venues d'eau est dans la plupart des cas inférieure à 500 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (figure 6.7). Seules quelques venues situées dans des contextes géologiques très particuliers possèdent des conductivités comprises entre 500 et 2500 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Il s'agit des eaux de la Piora Mulde, des gneiss de Leventina et du Lucomagno et du PM 717 dans la galerie de Gavet. Les premières sont associées à une zone de roches métasédimentaires triasiques tandis que les suivantes sont toutes liées à des évaporites triasiques situées au sein des massifs gneissiques concernés.

Dans ces massifs fissurés où les eaux circulent sur de longues distances pendant des temps relativement longs, c'est avant tout la nature de la roche généralement peu soluble et des minéralisations secondaires dans les fissures qui influencent de manière décisive la minéralisation totale. On ne constate pas d'augmentation de la conductivité électrique en fonction de la température des eaux (figure 6.7).

¹ Toutes les conductivités électriques données dans ce travail sont corrigées à 20°C.

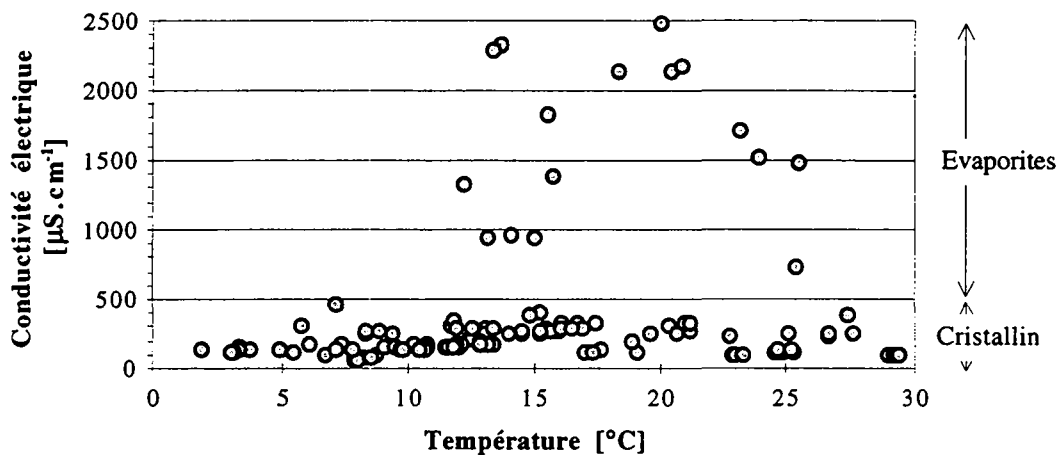


Figure 6.7 : Conductivité électrique en fonction de la température des venues d'eau.

Nature de la roche	Gamme de variation [µS.cm ⁻¹]	Moyenne [µS.cm ⁻¹]
Evaporites et carbonates du Trias	246 - 2490	1432
Granite	67 - 390	136
Orthogneiss	87 - 454	221
Micaschiste	135 - 304	204
Paragneiss	119 - 333	235
Roches vertes	121 - 165	139

Tableau 6.25 : Influence de la pétrographie sur la conductivité électrique de l'eau.

Le tableau 6.25 ainsi que la figure 6.8 illustrent l'influence de la pétrographie de la roche réservoir sur la minéralisation des eaux. Les eaux marquées par le Trias se distinguent particulièrement avec des conductivités électriques dix fois plus élevées que le reste des eaux étudiées. Dans l'ensemble, les eaux des orthogneiss, paragneiss et micaschistes possèdent des conductivités électriques comparables aux environs de 200 µS.cm⁻¹ tandis que les granites et les roches vertes sont moins minéralisées avec des conductivités électriques moyennes qui valent respectivement 136 et 139 µS.cm⁻¹.

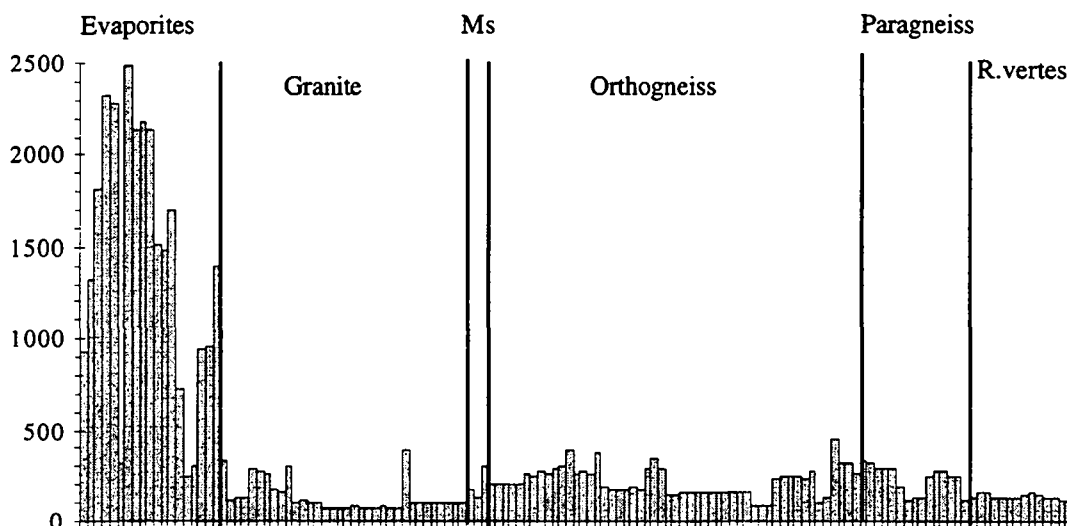


Figure 6.8 : Conductivités électriques des venues d'eau dans les diverses pétrographies étudiées.

Les valeurs de pH mesurées sont comprises entre 7 et 9,5. Elles sont élevées et traduisent une basicité des eaux observées. Nous reviendrons plus tard sur l'origine possible de ces pH élevés. Ils impliquent que l'alcalinité de l'eau comprend une part non négligeable de carbonates. On notera que les pH sont généralement les plus élevés dans les paragneiss (figure 6.9), et dans des eaux chaudes dont la température est supérieure à 15°C.

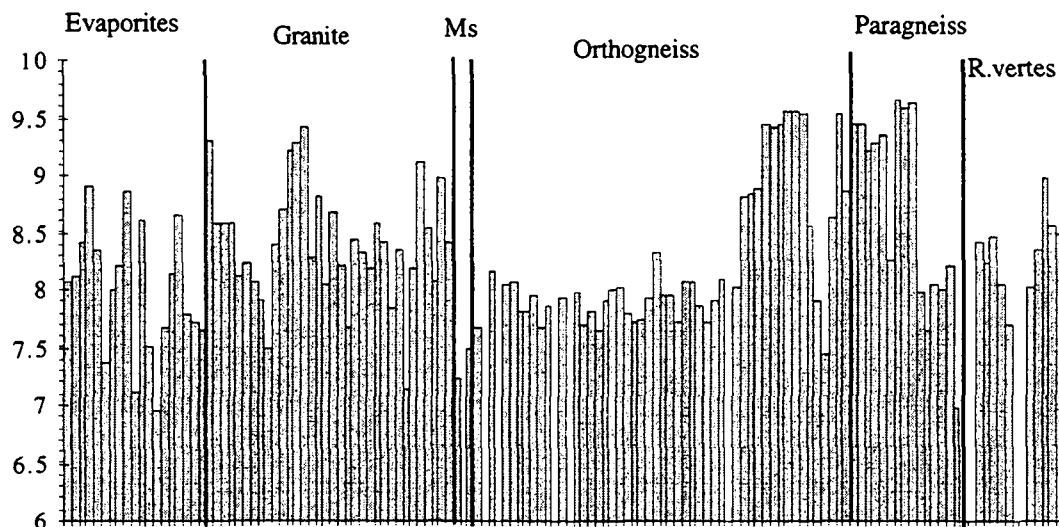


Figure 6.9 : pH des venues d'eau dans les diverses pétrographies étudiées.

Les valeurs de potentiel d'oxydo-réduction sont toutes positives et traduisent un milieu plutôt oxydant. En effet, les valeurs de rH calculées au moyen du Eh et du pH¹ montrent que les deux tiers des eaux sont situées dans un domaine peu oxydant tandis qu'un tiers des eaux appartient à un milieu indifférent (figure 6.10). Aucune venue n'a été observée en milieu réducteur.

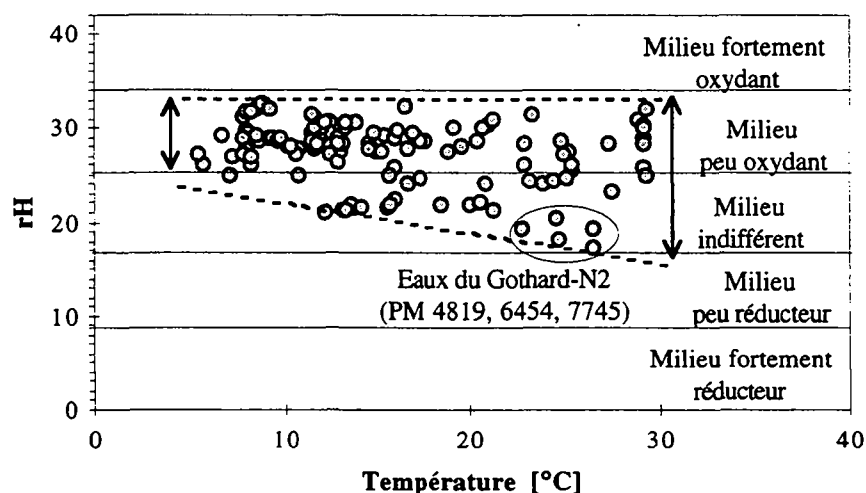


Figure 6.10 : rH en fonction de la température des venues d'eau.

Tandis qu'en dessous d'une température de 12°C, soit pour des eaux à faible profondeur, le milieu est toujours quelque peu oxydant, au-delà de 12°C apparaissent des venues chaudes dans un milieu moins oxydant. Trois venues d'eau chaude situées au coeur du massif du Gothard (PM 4819, 6454 et 7745) à des profondeurs élevées (température proche de 25°C) possèdent un rH

¹ rH a été défini au § 2.2.2.1

situé à proximité du milieu réducteur. Ce sont les mêmes venues qui, sur le diagramme pH-Eh (figure 6.11) apparaissent dans le coin inférieur droit dans la gamme des pH élevés et des Eh faibles.

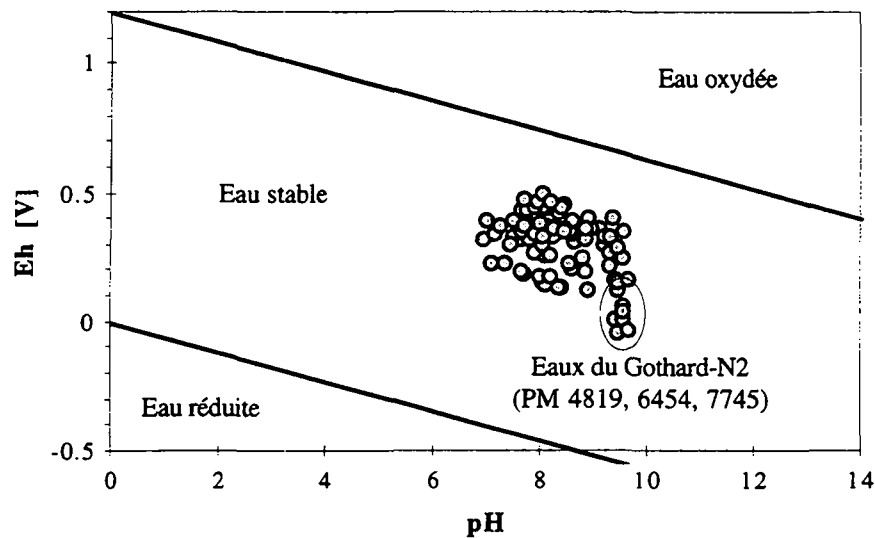


Figure 6.11 : Diagramme pH - Eh des venues d'eau.

L'ensemble des eaux étudiées sont dans un domaine d'eaux stables d'un point de vue oxydo-réduction (figure 6.11).

6.3.2.2 Les ions majeurs : définition de types et groupes d'eaux

Types d'eaux

Une série de 60 échantillons d'eau ont fait l'objet d'une analyse des éléments majeurs.

Les eaux analysées ont été classées selon la méthode définie par Jäckli [1970]. Cette classification se base sur les concentrations des ions majeurs et mineurs en solution dans les eaux souterraines. La définition des classes se calcule en considérant le pour-cent de chaque ion par rapport au total des ions de même charge. La somme des cations doit donner 100 %, de même pour les anions. Ce calcul est effectué sur des concentrations exprimées en milliéquivalents par litre [meq.l⁻¹].

Une fois effectué le calcul des pourcentages, les types de Jäckli sont définis sur la base de la quantité de chaque ion dans l'eau. Selon ce principe les ions sont ordonnés, les anions suivant les cations, selon les critères suivants :

- Les ions qui représentent plus de 50 % sont soulignés; ex. Ca;
- Les ions qui représentent entre 20 et 50 % sont reportés sans être soulignés; ex. Na;
- Les ions qui représentent entre 10 et 20 % sont reportés entre parenthèses; ex. (SO4);
- Les ions qui représentent moins de 10 % ne sont pas pris en compte dans la classification.

Selon cette classification, les 60 eaux du réseau forment 21 types de Jäckli différents indiqués au tableau 6.26. Un code a été associé à chacun de ces types et le nombre d'échantillons qui lui appartiennent.

Type	Nombre de venues	Nombre d'analyses
<u>Na-HCO₃-SO₄</u>	4	4
<u>Na-HCO₃</u>	1	2
<u>Na-HCO₃-(SO₄)</u>	2	2
<u>Na-Ca-HCO₃-SO₄</u>	2	2
<u>Na-Ca-HCO₃-SO₄-(Cl)</u>	2	2
<u>Na-(Ca)-HCO₃-SO₄</u>	2	2
<u>Na-HCO₃-SO₄</u>	1	1
<u>Na-(Ca)-Cl-HCO₃-(SO₄)</u>	1	1
<u>Ca-HCO₃-SO₄</u>	6	6
<u>Ca-HCO₃-(SO₄)</u>	4	4
<u>Ca-(Mg)-HCO₃-SO₄</u>	5	7
<u>Ca-Mg-HCO₃-SO₄</u>	2	2
<u>Ca-Mg-HCO₃-(SO₄)</u>	2	2
<u>Ca-Na-HCO₃-SO₄</u>	4	8
<u>Ca-(Na)-HCO₃-SO₄</u>	3	6
<u>Ca-Na-HCO₃-SO₄</u>	1	1
<u>Ca-Na-HCO₃-SO₄-(Cl)</u>	1	1
<u>Ca-Na-SO₄-HCO₃-(Cl)</u>	1	1
<u>Ca-(K)-HCO₃-SO₄</u>	1	1
<u>Ca-Mg-SO₄</u>	2	3
<u>Ca-Mg-SO₄-(HCO₃)</u>	2	2
Total	49	60

Tableau 6.26 : Inventaire des types d'eau de Jäckli. Un total de 60 analyses ont été effectuées sur 41 venues d'eau différentes. 21 types de Jäckli ont été observés.

La plus grande partie des types de Jäckli font intervenir les ions Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , HCO_3^- et SO_4^{2-} , qui sont par conséquent considérés comme des ions majeurs dans les eaux des aquifères cristallins alpins. Au contraire, les ions K^+ , Sr^{2+} , Cl^- , NO_3^- n'entrant pas, ou très rarement dans la classification de Jäckli, sont pour cette raison considérés comme des ions mineurs dans ces eaux. En particulier, les chlorures interviennent dans trois types d'eau à chaque fois dans des proportions inférieures à 20 %. Le potassium intervient dans un seul type d'eau, mais ce résultat n'a pas été confirmé par les quatre autres analyses effectuées sur le même point. Les nitrates et le strontium n'interviennent dans aucun type d'eau.

Dans de nombreux échantillons, le calcium est l'élément dominant. Toutefois, on constate qu'un certain nombre d'eaux sont caractérisées par la prépondérance du sodium. Lorsque le magnésium intervient, c'est toujours en qualité de deuxième cation avec des proportions comprises entre 10 et 50 %.

L'ion hydrogénocarbonate est l'anion dominant dans la majorité des cas. Les sulfates sont prépondérants dans cinq analyses seulement.

Un certain nombre de types de Jäckli souvent rencontrés dans les eaux souterraines n'apparaissent pas ici. Il s'agit notamment du type Ca-HCO₃ qui caractérise en général les eaux issues des aquifères carbonatés. Dans le cristallin, il y a toujours d'autres ions qui compliquent la composition de l'eau (ex. Ca-HCO₃-SO₄ ou Ca-Mg-HCO₃). On n'observe pas non plus d'eaux du type Na-SO₄. Des eaux de ce type ont été observées dans le cristallin du Nord de la Suisse

[Schmassmann et al. 1991] mais n'ont pas été rencontrées dans le cadre de cette étude. Tous les types chlorurés et potassiques n'ont pas été observés non plus dans cette étude.

Définition de groupes et sous-groupes

Les eaux du groupe A : Bicarbonaté-sodique

Ces eaux sont les plus rencontrées dans les ouvrages étudiés (12 des 41 venues d'eau, soit 29 % des venues). Elles sont caractérisées par la dominance du cation sodium dont la proportion est toujours supérieure à 50 %. L'ion hydrogencarbonate est l'anion dominant dans presque tous les cas.

La composition des eaux de ce groupe est assez variable, notamment pour les ions magnésium, calcium et chlore (figure 6.12).

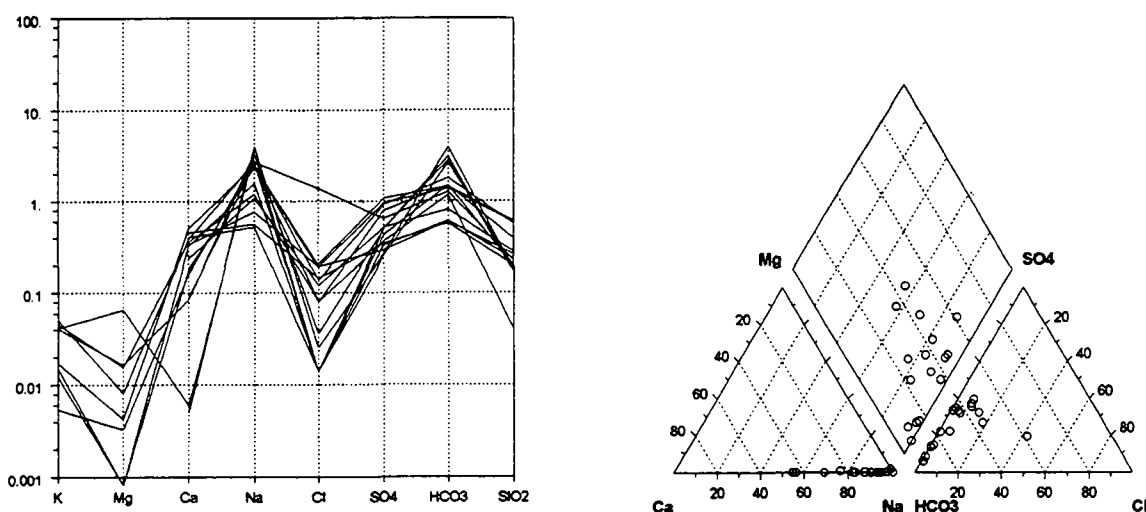


Figure 6.12 : Représentation sur diagrammes de Schoeller et Piper des eaux du groupe A.

Selon la présence des ions secondaires Ca et SO₄, on définit quatre sous-groupes :

- *Sous-groupe A1 : bicarbonaté-sodique, sulfaté; trois types selon les proportions entre HCO₃ et SO₄ :*

- type Na-HCO₃-SO₄ : quatre venues différentes dans le tunnel du Gothard (PM 4819-S, PM 6454-S, PM 7740-S, PM 13189-S).

- type Na-HCO₃-(SO₄) : une venue dans le tunnel de la Vereina (PM 4180-N) et une autre dans le tunnel du Gothard (PM 1306-S)

- type Na-HCO₃-SO₄ : venue dans le tunnel du Gothard (PM 6454-S).

- *Sous-groupe A2 : bicarbonaté-sodique, calcique et sulfaté; trois types selon les proportions de calcium et hydrogencarbonates :*

- type Na-Ca-HCO₃-SO₄ : deux venues dans le tunnel du Gothard (PM 4335-S et 13189-S).

- type Na-Ca-HCO₃-SO₄-(Cl) : deux venues dans le tunnel du Mont-Blanc (PM 2202-I et 2514-I).

- type Na-(Ca)-HCO₃-SO₄ : une venue dans le tunnel routier du Gothard (PM 4819-S) et dans le tunnel de la Vereina (PM 7165-N).

- *Sous-groupe A3 : bicarbonaté-sodique, type Na-HCO₃*

Il s'agit d'une venue située dans le tunnel du Gothard (PM 10140-S).

- Sous-groupe A4 : type $Na-(Ca)-Cl-HCO_3-(SO_4)$

Il s'agit d'une venue située dans le tunnel du Mont-Blanc (PM 1735-I).

Les eaux du groupe B : Bicarbonaté - calcique, sulfaté

Ces eaux représentent 9 venues sur un total de 41 venues étudiées (soit 22 % des venues). Elles sont caractérisées par la présence d'un seul cation en proportion supérieure à 10 %, il s'agit du calcium dont la teneur dépasse dans tous les cas 75 % du total des cations. L'anion dominant est HCO_3 dont la proportion dépasse toujours 50 % des anions (entre 53,2 et 84,3 %). La proportion de sulfates est comprise entre 13,1 et 45,7 %.

Les eaux de ce groupe sont assez homogènes du point de vue de leur composition. On distingue assez peu de différence de concentration des ions entre ces eaux (figure 6.13).

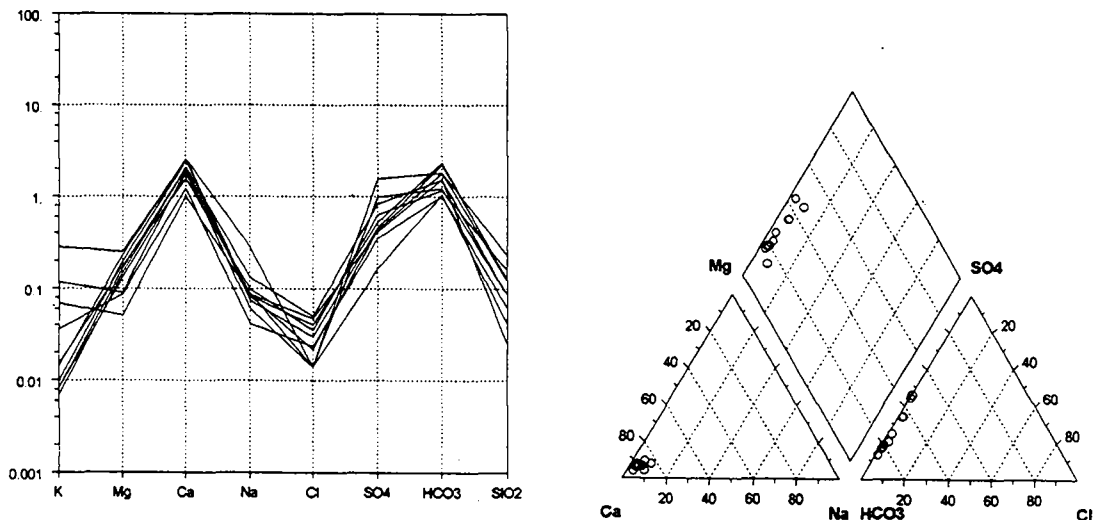


Figure 6.13 : Représentation sur diagrammes de Schoeller et Piper des eaux du groupe B.

Selon la proportion en sulfates, on définit deux sous-groupes :

- Sous-groupe B1 : type $Ca-HCO_3-SO_4$

Les eaux de ce type ont été rencontrées dans la galerie de Gavet (PM 540), dans la galerie Alptransit Gothard de Polmengo (PM 1163), dans le tunnel routier du Gothard (PM 691-S), dans le tunnel routier du San Bernardino (PM 650-S) et à la sortie des galeries de Livet et Gavet.

- Sous-groupe B2 : type $Ca-HCO_3-(SO_4)$

Les eaux de ce type ont été observées dans la galerie de Gavet (PM 42, 201 et 540) et dans le tunnel routier du San Bernardino (PM 2200-S).

Les eaux du groupe C : Bicarbonaté - calcique, magnésien

Ces eaux sont caractérisées par la présence de deux cations (Ca et Mg) et de deux anions en proportion supérieure à 10 %. Le calcium est le cation prépondérant (entre 52 et 85 %), de même que les hydrogénocarbonates constituent l'anion principal (entre 63,7 et 86,5 %). Elles représentent 9 venues sur 41, soit 22 %.

Les eaux de ce groupe sont assez homogènes du point de vue de leur composition (figure 6.14).

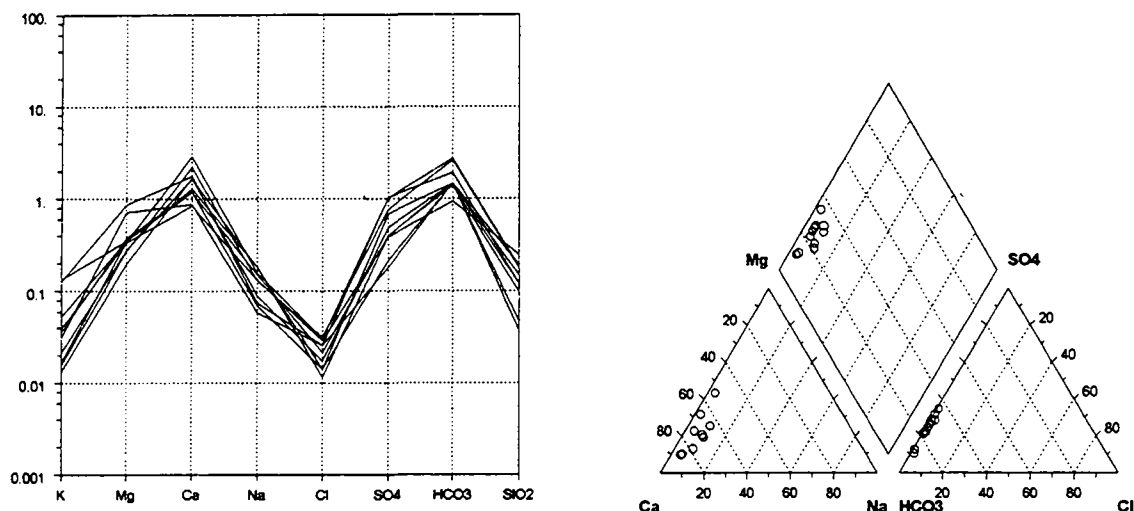


Figure 6.14 : Représentation sur diagrammes de Schoeller et Piper des eaux du groupe C.

La teneur en magnésium oscille entre 10 et 43 % tandis que la proportion de sulfates est comprise entre 10,5 et 34,1 %. Ce sont les proportions de ces deux ions qui définissent les trois sous-groupes :

- Sous-groupe C1 : type Ca-(Mg)-HCO3-SO4

Ces eaux ont été rencontrées dans le lot B de la galerie Cleuson-Dixence (PM 1710 et 2020), dans la galerie de Gavet (PM 254), à la sortie de la galerie de Livet et dans le tunnel routier du Gd-St-Bernard (PM 1016-I).

- Sous-groupe C2 : type Ca-Mg-HCO3-SO4

Des eaux de ce type ont été observées dans le lot B de la galerie de Cleuson-Dixence (PM 3060) et dans le tunnel routier du Gothard (PM 691-S).

- Sous-groupe C3 : type Ca-Mg-HCO3-(SO4)

De telles eaux ont été observées dans les lots B et C de la galerie de Cleuson-Dixence (respectivement PM 750 et 2840).

Les eaux du groupe D : Bicarbonaté - calcique, sodique et sulfaté

Ces eaux sont caractérisées par la présence en proportions supérieures à 10 % des quatre ions Ca, Na, HCO3 et SO4. Elles représentent 7 venues sur 41, soit 17 % des venues étudiées dans ce travail.

Ces eaux sont caractérisées par des compositions très variées (figure 6.15).

Selon les proportions relatives de ces ions, on définit les trois sous-groupes suivants :

- Sous-groupe D1 : Ca-Na-HCO3-SO4

Les eaux de ce type ont été observées dans le tunnel routier du Gothard (PM 4335-S et 16070-S) et dans le tunnel routier du Mont-Blanc (PM 3667-I le 12.5.97 et 5491-I).

- Sous-groupe D2 : Ca-(Na)-HCO3-SO4

Des eaux de ce type ont été rencontrées dans la galerie de Livet au PM 717 et dans le tunnel routier du Mont-Blanc (PM 3369-I et PM 3667-I le 10.2.97).

- Sous-groupe D3 : quatre types différents correspondant à quatre analyses différentes

- Ca-Na-HCO3-SO4 : tunnel routier du Gothard (PM 16070-S)

- Ca-Na-HCO₃-SO₄-(Cl) : tunnel routier du Gothard (PM 15260-S)
- Ca-Na-SO₄-HCO₃-(Cl) : tunnel routier du Gothard (PM 15260-S)
- Ca-(K)-HCO₃-SO₄ : tunnel routier du Mont-Blanc (PM 3369-I)

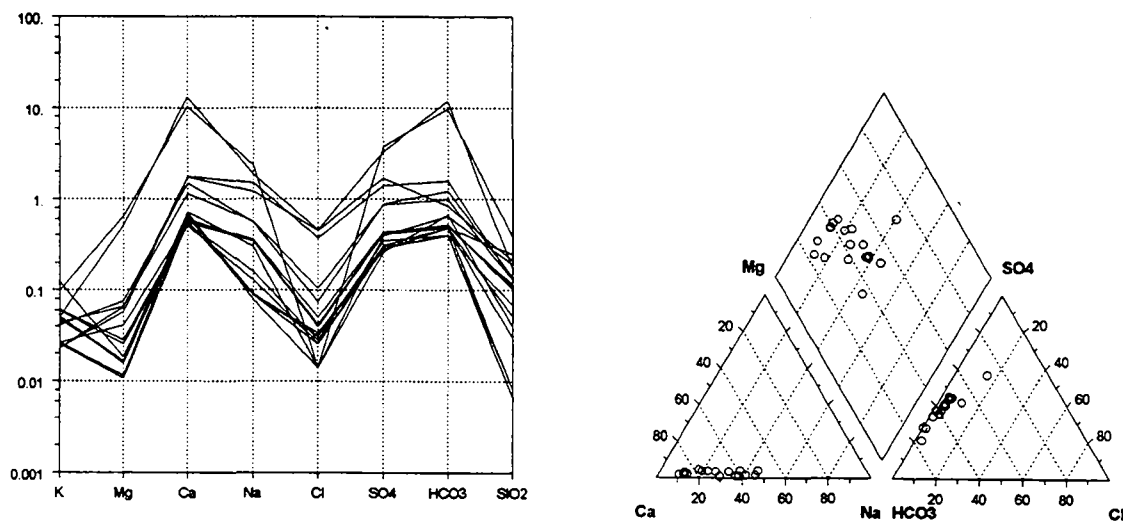


Figure 6.15 : Représentation sur diagrammes de Schoeller et Piper des eaux du groupe D.

Les eaux du groupe E : Sulfaté - calcique, magnésien

Ce sont les eaux de la galerie AlpTransit Gothard de Polmengo à proximité de la zone de la Piora Mulde. Les proportions en Ca sont comprises entre 60,1 et 78,5 % alors que le magnésium constitue le cation secondaire avec des proportions de 20,9 à 31,4 % des cations. L'ion SO₄ est hyper dominant; sa proportion oscille en 86,3 et 96,3 % des anions. Ces eaux représentent 4 venues sur 41, soit 10 % des venues étudiées.

Ces eaux sont très homogènes; seul l'ion Na possède des concentrations variables (figure 6.16).

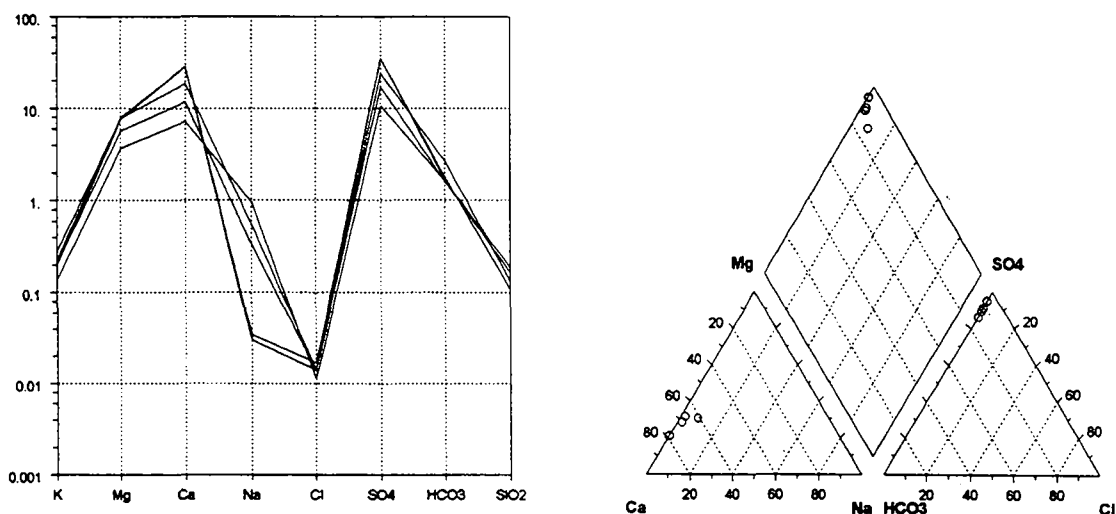


Figure 6.16 : Représentation sur diagrammes de Schoeller et Piper des eaux du groupe E.

La teneur en hydrogénocarbonates définit deux sous-groupes :

- *Sous-groupe E1* : type Ca-Mg-SO4

Ces eaux ont été rencontrées dans la galerie de Polmengo au PM 5540 et dans le forage BO3.2.

- *Sous-groupe E2* : type Ca-Mg-SO4-(HCO3)

Des eaux de ce type ont été observées dans la galerie au PM 5406 et dans le forage BO2.

Résumé des 5 groupes

Le tableau suivant résume l'ensemble des analyses effectuées sur les majeurs. Il donne les types de Jäckli des eaux ainsi que leur appartenance aux groupes et sous-groupes définis précédemment.

Groupe	Sous-groupe	Type de Jäckli	Code
A	A1	<u>Na-HCO3-SO4</u>	GOT N2 6454
	A1	<u>Na-HCO3-SO4</u>	GOT N2 4819
	A1	<u>Na-HCO3-SO4</u>	GOT N2 7740
	A1	<u>Na-HCO3-SO4</u>	GOT N2 13189
	A2	<u>Na-HCO3</u>	GOT N2 10140
	A2	<u>Na-HCO3</u>	GOT N2 10140
	A3	<u>Na-HCO3-(SO4)</u>	VER 4180
	A3	<u>Na-HCO3-(SO4)</u>	GOT N2 1306
	A4	<u>Na-Ca-HCO3-SO4</u>	GOT N2 13189
	A4	<u>Na-Ca-HCO3-SO4</u>	GOT N2 4335
	A5	<u>Na-Ca-HCO3-SO4-(Cl)</u>	MB 2202-I
	A5	<u>Na-Ca-HCO3-SO4-(Cl)</u>	MB 2514-I
	A6	<u>Na-(Ca)-HCO3-SO4</u>	GOT N2 4819
	A6	<u>Na-(Ca)-HCO3-SO4</u>	VER 7165
	A7	<u>Na-HCO3-SO4</u>	GOT N2 6454
	A8	<u>Na-(Ca)-Cl-HCO3-(SO4)</u>	MB 1735-I
B	B1	<u>Ca-HCO3-SO4</u>	GAV 540
	B1	<u>Ca-HCO3-SO4</u>	ATG 1163
	B1	<u>Ca-HCO3-SO4</u>	GOT N2 691
	B1	<u>Ca-HCO3-SO4</u>	SB 650 S
	B1	<u>Ca-HCO3-SO4</u>	LIV 0
	B1	<u>Ca-HCO3-SO4</u>	GAV 0
	B2	<u>Ca-HCO3-(SO4)</u>	GAV 42
	B2	<u>Ca-HCO3-(SO4)</u>	GAV 540
	B2	<u>Ca-HCO3-(SO4)</u>	GAV 201
	B2	<u>Ca-HCO3-(SO4)</u>	SB 2200 S
C	C1	<u>Ca-(Mg)-HCO3-SO4</u>	GAV 254
	C1	<u>Ca-(Mg)-HCO3-SO4</u>	LIV 0
	C1	<u>Ca-(Mg)-HCO3-SO4</u>	GAV 254
	C1	<u>Ca-(Mg)-HCO3-SO4</u>	DIXAB 2020
	C1	<u>Ca-(Mg)-HCO3-SO4</u>	DIXAB 1710
	C1	<u>Ca-(Mg)-HCO3-SO4</u>	LIV 0
	C1	<u>Ca-(Mg)-HCO3-SO4</u>	GSB 1016 I
	C2	<u>Ca-Mg-HCO3-SO4</u>	DIXAB 3060
	C2	<u>Ca-Mg-HCO3-SO4</u>	GOT N2 691
	C3	<u>Ca-Mg-HCO3-(SO4)</u>	DIXAB 750 ?
C3	<u>Ca-Mg-HCO3-(SO4)</u>	DIXC 2840	
D	D1	<u>Ca-Na-HCO3-SO4</u>	GOT N2 16070
	D1	<u>Ca-Na-HCO3-SO4</u>	GOT N2 4335
	D1	<u>Ca-Na-HCO3-SO4</u>	MB 5491-I
	D1	<u>Ca-Na-HCO3-SO4</u>	MB 5491-I
	D1	<u>Ca-Na-HCO3-SO4</u>	MB 5491-I

D	D1	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	MB 5491-I	
	D1	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	MB 3667-I	
	D1	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	MB 5491-I	
	D2	Ca-(Na)-HCO ₃ -SO ₄	GAV 717	
	D2	Ca-(Na)-HCO ₃ -SO ₄	MB 3369-I	
	D2	Ca-(Na)-HCO ₃ -SO ₄	MB 3369-I	
	D2	Ca-(Na)-HCO ₃ -SO ₄	MB 3369-I	
	D2	Ca-(Na)-HCO ₃ -SO ₄	MB 3667-I	
	D2	Ca-(Na)-HCO ₃ -SO ₄	MB 3369-I	
	D3	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	GOT N2 16070	
	D4	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	GOT N2 15260	
	D5	Ca-Na-SO ₄ -HCO ₃ -(Cl)	GOT N2 15260	
	D6	Ca-(K)-HCO ₃ -SO ₄	MB 3369-I	
	E	E1	Ca-Mg-SO ₄	ATG 5540
		E1	Ca-Mg-SO ₄	ATG BO3.2
		E1	Ca-Mg-SO ₄	ATG BO3.2
E2		Ca-Mg-SO ₄ -(HCO ₃)	ATG 5406	
E2		Ca-Mg-SO ₄ -(HCO ₃)	ATG BO2	

Tableau 6.27 : Tableau récapitulatif de l'ensemble des venues d'eau analysées avec leur appartenance aux groupes et sous-groupes hydrochimiques définis précédemment.

6.3.2.3 Les groupes d'eau et le tritium

Les quantités de tritium mesurées dans les eaux sont très variables selon les groupes d'eau (tableau 6.28).

Groupe	Gamme de variation [UT]	Moyenne [UT]
Groupe A	0,9-17,8	5,7
Groupe B	4,6-15,8	12,1
Groupe C	3,1-29,8	14,8
Groupe D	0,8-19,9	15,2
Groupe E	1,8-30,5	14,3

Tableau 6.28 : Teneurs en tritium des eaux classées selon les 5 groupes.

Alors que la majorité des eaux rencontrées sont récentes, les eaux du groupe A sont, à l'exception d'une venue dans le granite de l'Aar (figure 6.17), toutes anciennes (teneurs en tritium inférieures à 10 UT).

Il s'agit donc d'eaux qui ont été très longtemps en contact avec la roche.

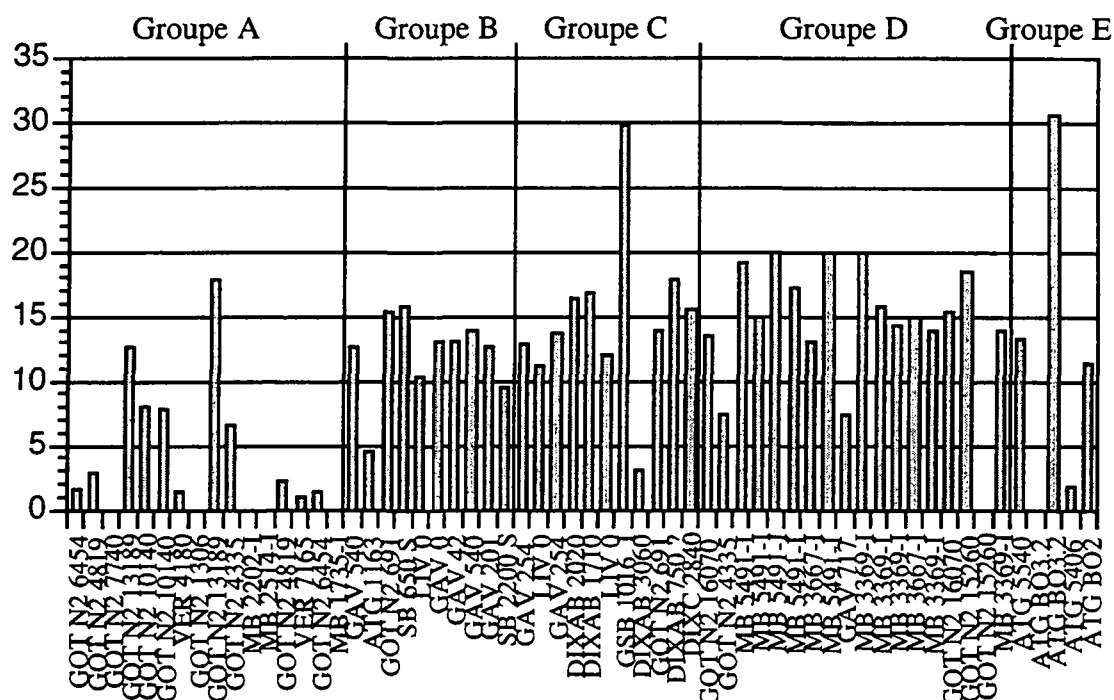


Figure 6.17 : Teneurs en tritium des eaux selon les groupes hydrochimiques.

6.3.2.4 Les groupes d'eau et la nature de la roche réservoir

La répartition des ions majeurs dans la composition chimique des eaux étudiées est fortement influencée par la nature de la roche réservoir (tableau 6.29).

Groupe	Sous-groupe	Nature de la roche
A	A1	Paragneiss, orthogneiss (2x), granite, micaschiste, gneiss
	A2	Orthogneiss, granite (3x), paragneiss et gneiss
	A3	Paragneiss (2x)
	A4	Granite
B	B1	Amphibolites, gneiss granitique, micaschiste à hornblende, orthogneiss, orthogneiss amphibolitique (2x)
	B2	Orthogneiss amphibolitique (3x), orthogneiss
C	C1	Prasinite (2x), orthogneiss amphibolitique (2x), micaschiste
	C2	Prasinite, paragneiss
	C3	Prasinite (2x)
D	D1	Granite (3x), orthogneiss
	D2	Granite (2x), orthogneiss avec évaporite triasique
	D3	Granite (4x)
E	E1	Dolomies triasiques
	E2	Dolomies triasiques

Tableau 6.29 : Liste des groupes et sous-groupes d'eaux définis et correspondance avec la nature de la roche réservoir.

Les eaux du groupe A sont issues des diverses lithologies présentes dans le cristallin alpin (paragneiss, orthogneiss, micaschistes et granites).

Les eaux du groupe B sont associées à des roches métamorphiques uniquement; on notera l'absence de venue issue du granite dans ce groupe.

Les terrains correspondant aux venues du groupe C sont de type roches vertes (prasinite), micaschiste ou gneiss à amphiboles.

Les eaux du groupe D sont issues exclusivement de roches de type granitique, que ce soit des granites ou des orthogneiss.

Les eaux du groupe E sont liées aux dolomies de la zone de la Piora Mulde.

6.3.2.5 Synthèse sur les groupes d'eau

Les cinq groupes d'eaux se distinguent bien sur le diagramme de Piper (figure 6.18). Seuls les groupes B et C possèdent un recouvrement dans le losange central; c'est la teneur en magnésium qui permet de faire la différence entre ces deux groupes.

Les eaux du groupe A, riches en sodium, apparaissent de ce fait dans la partie inférieure du losange central. L'absence de magnésium et la forte proportion de sodium les positionnent sur la gauche de la base inférieure du triangle des cations. Dans le triangle des anions, ce groupe d'eau ne se distingue pas des autres groupes d'eaux.

Les eaux du groupe B se distinguent aisément dans le losange central, des eaux des groupes A, C, D et E. Il n'est toutefois pas possible de les séparer des eaux du groupe B qui se situent dans la même zone du losange, soit le long du côté supérieur gauche suite aux faibles teneurs en sodium et chlorure. Ce sont les proportions de magnésium qui permettent de différencier dans la plupart des cas ces eaux : les eaux du groupe B sont caractérisées par des proportions en magnésium inférieures à 20 %, contrairement aux eaux du groupe C.

Les eaux du groupe C, comme nous venons de le voir, se distinguent des eaux du groupe B par leurs teneurs relatives supérieures en magnésium.

Les eaux du groupe D occupent une position quasi-centrale dans le losange, due à leurs teneurs non négligeables en sodium. Elles occupent, dans le triangle des cations, la partie gauche de la base suite à l'absence de magnésium et aux teneurs en sodium. Dans le triangle des anions, elles ne se distinguent pas aisément des autres types d'eau. Leurs teneurs relatives en sulfates sont toutefois supérieures à celles des groupes A, B et C.

Les eaux du groupe E se distinguent très nettement des autres dans le losange central où elles se situent dans le coin supérieur suite à l'équilibre entre $\text{Ca}+\text{Mg}$ et SO_4 (ou l'absence de HCO_3 et Na). Il en va de même dans le triangle des anions où les fortes teneurs en sulfates positionnent les eaux de ce groupe à proximité du sommet supérieur du triangle. Dans le triangle des cations, ces eaux ne se distinguent pas des eaux du groupe C.

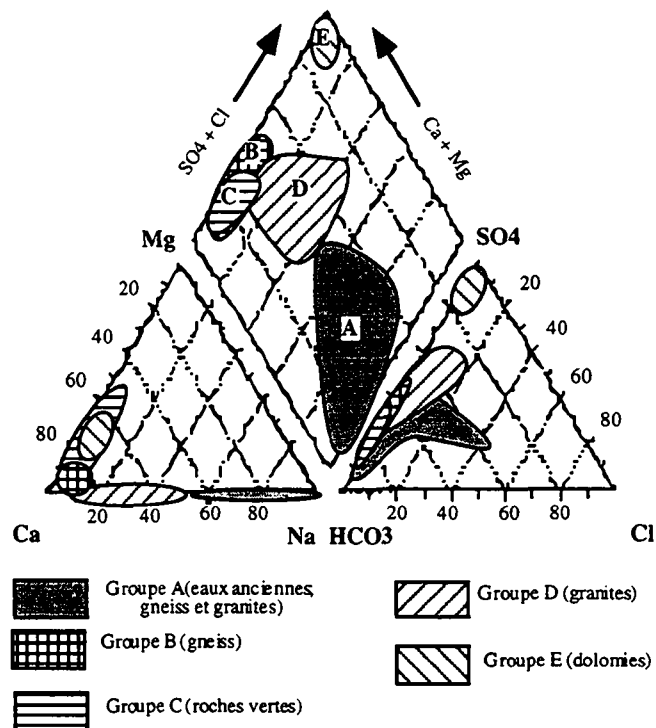


Figure 6.18 : Diagramme de Piper regroupant les domaines d'influence de chacun des groupes d'eau définis précédemment.

Dans le diagramme de Piper appliqué à ces eaux, on constate que le pouvoir discriminant des deux triangles et du losange va en décroissant selon l'ordre suivant : losange central, triangle cationique, triangle anionique. Ce dernier ne permettant de distinguer que les eaux liées aux évaporites.

6.3.2.6 Les composants majeurs et leur origine

Le calcium (Ca) et les hydrogencarbonates (HCO₃)

Dans les paragneiss, le calcium peut provenir de la dissolution de minéraux carbonatés recristallisés dans les fissures ou issus de la matrice rocheuse (présence de marbres par exemple). Dans les roches granitiques, il est plus vraisemblable qu'il provienne de l'altération des minéraux silicatés tels principalement le plagioclase (composante anorthite CaAl₂SiO₂O₈) ou de recristallisations secondaires de calcite dans les fissures. Il convient de rappeler que, en comparaison avec les roches magmatiques basiques, le granite contient peu de calcium.

Dans les terrains cristallins, l'origine des hydrogencarbonates souvent liée au CO₂ dissous dans l'eau provenant de l'atmosphère et des sols. En montagne, les sols sont pauvres et souvent peu abondants.

Les teneurs en hydrogencarbonates sont peu élevées (< 100 mg.l⁻¹) par rapport aux autres aquifères et traduisent l'existence de peu de minéraux carbonatés dans les terrains traversés. La forte basicité de certaines eaux (neuf échantillons dont le pH est supérieur à 9) entraîne la présence de carbonates (CO₃²⁻). Il en a été tenu compte dans les bilans hydrochimiques et la présentation des résultats sous la forme de graphiques (figure 6.19 par exemple) grâce aux calculs de spéciation et d'équilibre réalisés au moyen du code WATEQ. Dans un souci de simplification, les résultats présentés en annexe III donnent l'alcalinité exprimée sous la forme de HCO₃.

Dans les eaux bicarbonatées-calcique des groupes B, C et D, le calcium est équilibré par les bicarbonates (rapport¹ Ca/HCO₃ = 1). Il s'agit des eaux issues des roches vertes, de nombreux granites et d'une partie des gneiss. Les eaux du groupe E possèdent un excès en calcium (Ca/HCO₃ ≈ 10) lié à la forte présence de sulfates; ces eaux associées aux séries métasédimentaires triasiques de la Piora Mulde montrent l'influence de gypse ou anhydrite (voir § sur les sulfates). Les eaux du groupe A sont caractérisées par un déficit en calcium (Ca/HCO₃ ≈ 0,1 avec en outre deux venues dont Ca/HCO₃ est très bas (≈ 0,001) lié à la forte présence de sodium. Il s'agit de gneiss (para- et ortho-) et de granites.

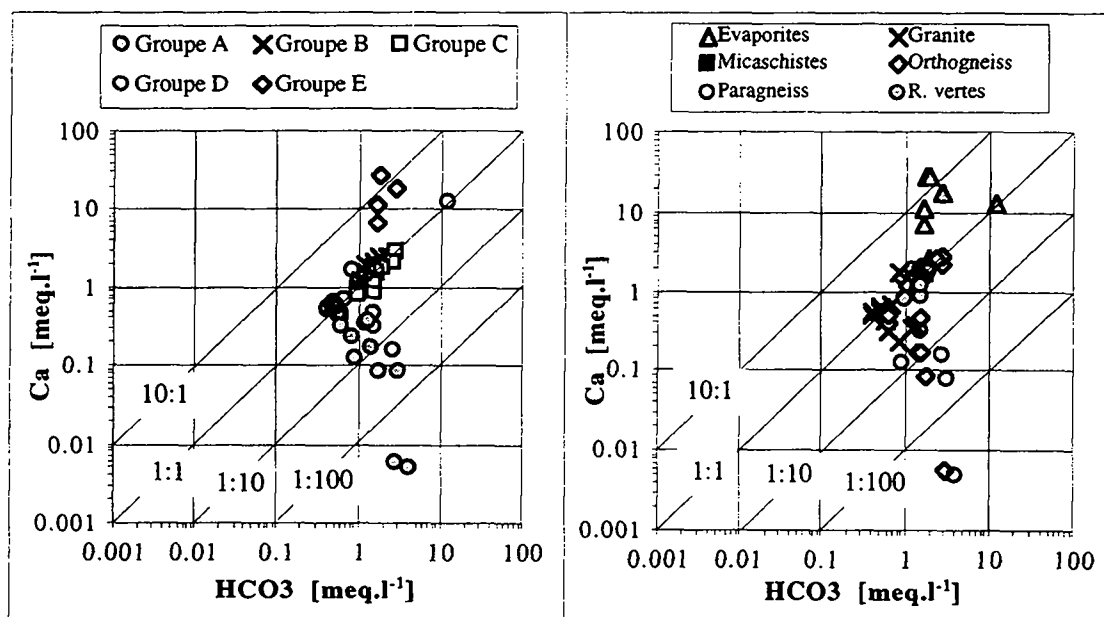


Figure 6.19 : Rapport entre Ca et HCO₃ pour les différents groupes chimiques (a) et les diverses pétrographies (b).

Sur la figure 6.19(b), les granites sont caractérisés par des teneurs faibles en calcium, conformément à la pauvreté de ces roches en cet élément.

La figure 6.20 montre que les indices de saturation des eaux par rapport à la calcite sont variables d'une pétrographie à l'autre. Les eaux des évaporites sont presque systématiquement saturées par

¹ Les rapports sont massiques : ils expriment le rapport de concentrations exprimées en meq.l⁻¹.

rapport à la calcite. Les eaux des granites sont pour la plupart sous-saturées. Les eaux des paragneiss sont plus souvent saturées en calcite que les eaux des orthogneiss. C'est l'influence de la calcite héritée de la roche mère sédimentaire.

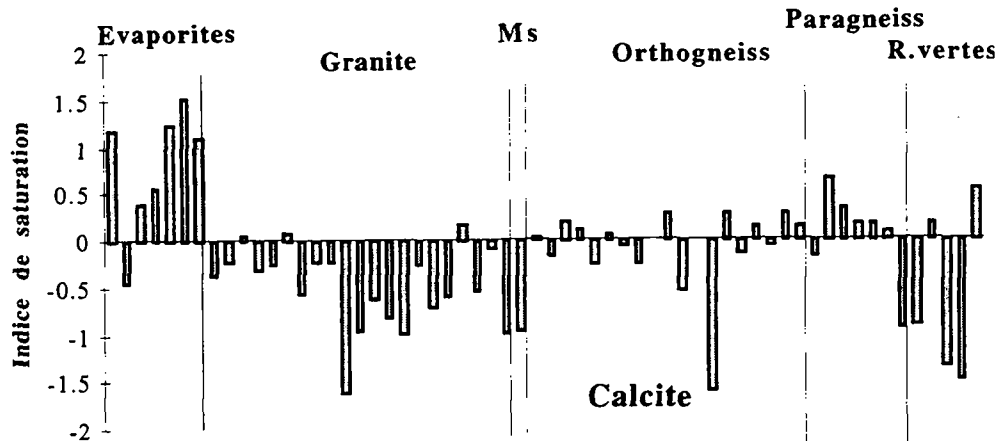


Figure 6.20 : Indices de saturation des eaux par rapport à la calcite.

Le magnésium (Mg)

Dans les roches cristallines, on trouve du magnésium principalement dans les minéraux ferro-magnésiens, par exemple la biotite $K(Mg,Fe)_3 AlSi_3O_{10} (OH,F)_2$ et dans l'amphibole, par exemple la hornblende $(Ca,Na)_2-3(Mg,Fe,Al)_5(Si,Al)_8O_{22}(OH)_2$. Dans les roches métasédimentaires, le magnésium provient principalement des dolomies contenant en quantité variable de la dolomite $((Ca,Mg)(CO_3)_2)$.

Dans la majorité des eaux rencontrées, le rapport Mg/Ca est compris entre 0,1 et 0,01 (figure 6.21).

Les teneurs élevées en magnésium sont caractéristiques des eaux du groupe C et du groupe E; avec un rapport Mg/Ca compris entre 0,1 et 1. Il s'agit des eaux issues des roches vertes et de la zone triasique de la Piora Mulde. La venue du PM 1306-S dans le tunnel routier du Gothard (Paragneiss) et la venue du PM 4180-N dans le tunnel de la Vereina (Orthogneiss), bien qu'appartenant au groupe A, sont caractérisées par des teneurs en magnésium plus élevées.

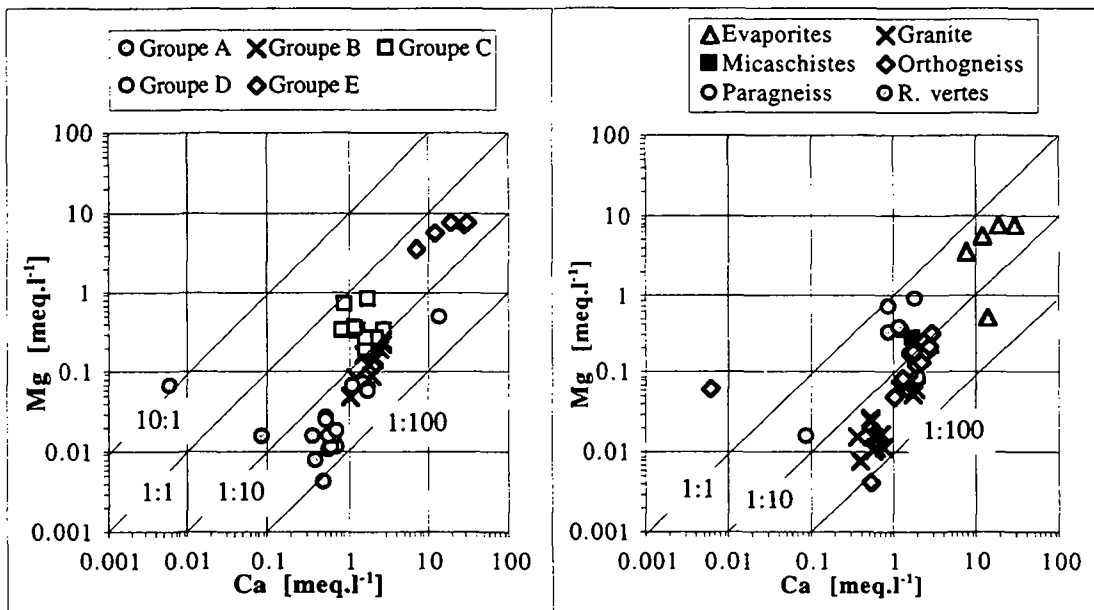


Figure 6.21 : Rapport entre Mg et Ca pour les différents groupes chimiques (a) et les diverses pétrographies (b).

Le magnésium dans les eaux du groupe C et les deux venues particulières mentionnées ci-dessus est d'origine cristalline :

- dans la galerie de Livet constituée d'amphibolites et de leptynites, la hornblende est très présente : elle représente entre 10 et 40 % des phases dans les échantillons de roches analysés par diffraction des rayons X [Rassineux et Bouchet 1994]; à l'opposé, les micas sont peu abondants;

- dans les terrains de la galerie de Cleuson-Dixence :

- le lot B est caractérisé par une abondance de roches vertes de type prasinite (48 % du tronçon) et de micaschistes (32 %), deux roches contenant les minéraux (respectivement hornblende et biotite) susceptibles de mettre en solution du magnésium;

- dans le lot C, la zone du PM 2840 dans laquelle a été prélevé l'échantillon montre une nette prédominance de prasinites également.

- dans les micaschistes du tunnel du Gd-St-Bernard, la biotite peut être à l'origine des teneurs en magnésium;

- dans le tunnel routier du Gothard, le magnésium est présent aux PM 691 et 1306 dans la série du Prato :

- PM 691-S : dans les gneiss à deux micas et grenat de la Zone Nelva

- PM 1306-S : dans les micaschistes et chloritoschistes à hornblende de la Zone Sasso Rosso

- dans le tunnel de la Vereina, ce sont les amphibolites de la nappe de la Silvretta qui pourraient être à l'origine de la teneur en magnésium.

Le magnésium des eaux du groupe E provient des dolomies de la Piora Mulde. Les fortes teneurs observées ainsi que le rapport Mg/Ca proche de 1 en est l'illustration. Ces eaux du Trias sont les seules à être saturées par rapport à la dolomie (figure 6.22).

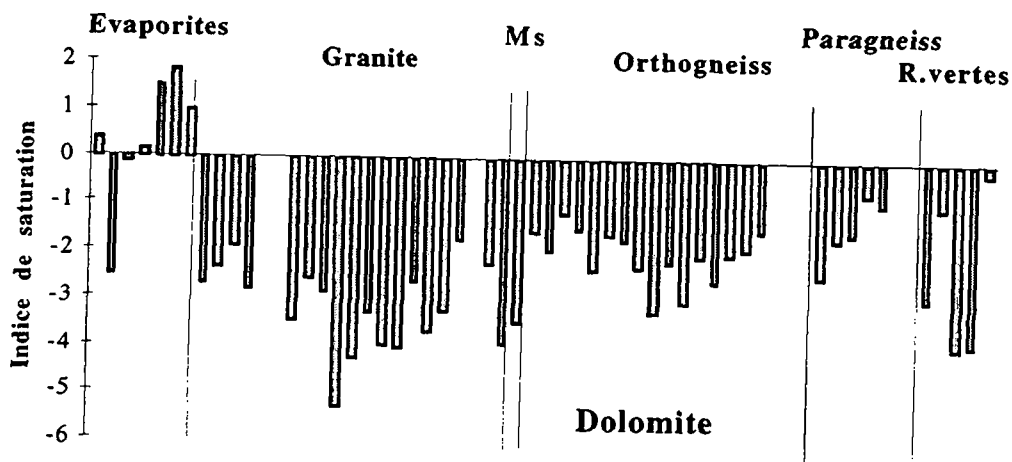


Figure 6.22 : Indices de saturation des eaux par rapport à la dolomite.

En résumé, deux origines du magnésium ont été mises en évidence :

- dans les terrains cristallins, le magnésium est systématiquement associé à des micaschistes ou à des amphiboles de type hornblende.

- dans les terrains métasédimentaires, le magnésium est associé à la présence de dolomies.

Le sodium (Na)

L'altération des plagioclases acides (albite, oligoclase) met en solution du sodium. La réaction d'altération de l'albite est la suivante :



Les amphiboles (par exemple edenite, $\text{Na Ca}_2 \text{Mg}_5 \text{Al Si}_7 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$) peuvent également être à l'origine de sodium dans les eaux souterraines.

Le rapport Na/Ca est dans la majorité des cas inférieur à 1, sauf pour le groupe A (figure 6.23), où le sodium constitue le cation majeur. Un rapport proche de 1 est par ailleurs observé dans les eaux du groupe D. Les eaux riches en sodium appartiennent aux granites et aux gneiss (ortho- et paragneiss).

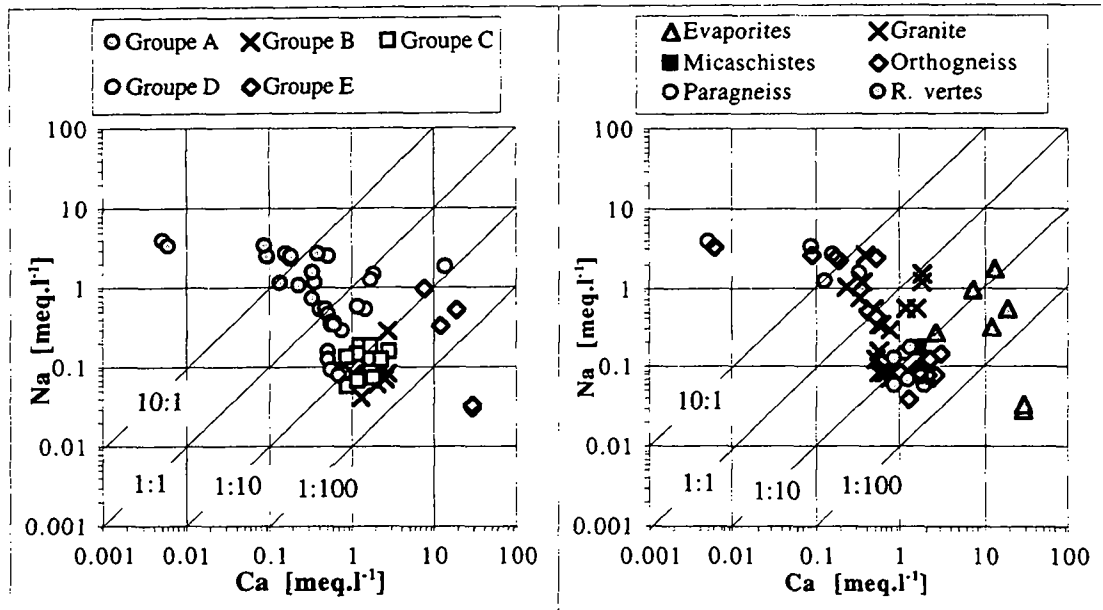


Figure 6.23 : Rapport entre Na et Ca pour les différents groupes chimiques (a) et les diverses pétrographies (b)

L'altérabilité des minéraux silicatés décroît dans l'ordre suivant : plagioclase calcique, plagioclases intermédiaires, plagioclase sodique, feldspath potassique, muscovite, quartz. Le plagioclase sodique est altéré après le plagioclase calcique. Ceci explique que les fortes concentrations de sodium (eaux du groupe A) sont observées sur des eaux anciennes à teneurs en tritium faibles (figure 6.24). Ces eaux ont eu le temps d'altérer l'albite.

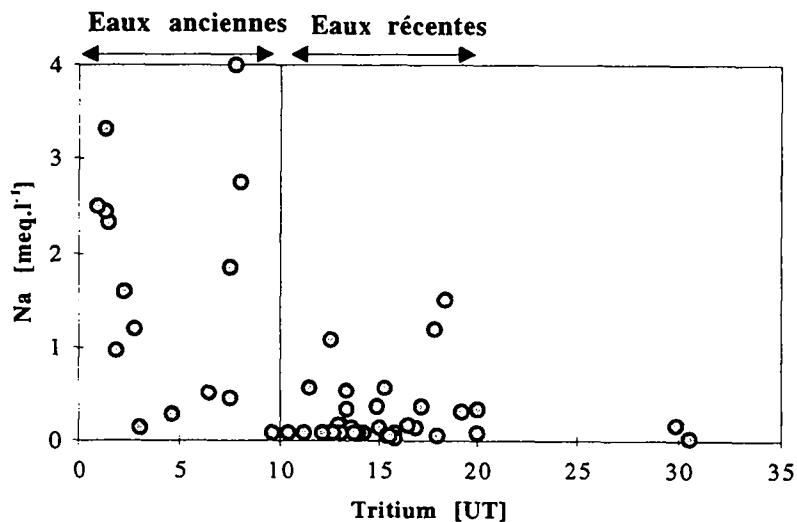


Figure 6.24 : Teneurs en Na des eaux en fonction de leur teneur en tritium.

La réaction d'altération de l'albite, tout comme celle des autres minéraux silicatés (feldspath sodique, anorthite, pyroxène et biotite) consomme des protons. En l'absence de CO_2 , ceci conduit à une augmentation du pH. Les eaux du groupe A possèdent effectivement des pH élevés aux environs de 9. Ces eaux devraient contenir de fortes teneurs en silice. Nous verrons dans la suite que c'est bien le cas.

Les sulfates (SO₄)

Dans les terrains cristallins, deux origines possibles des sulfates sont généralement retenues :

- oxydation des sulfures et notamment de la pyrite (FeS₂) qui est abondante dans les roches cristallines;
- dissolution de minéraux sulfatés d'origine évaporitique datant du Trias. Des écailles évaporitiques peuvent avoir été pincées au sein des schistes cristallins durant l'orogénèse alpine. Dans les zones granitiques, on invoquera la même origine avec des circulations d'eau vers l'intérieur du massif et recristallisation des évaporites dans les fractures aquifères. C'est le cas notamment de recristallisations d'anhydrite épaisses de plusieurs centimètres dans des fractures affectant le granite de l'Aar observée au travers d'ouvrages souterrains [Schneider, comm. pers.]. Dans ce cas, les teneurs en sulfates sont supérieures à celles liées à l'oxydation de la pyrite.

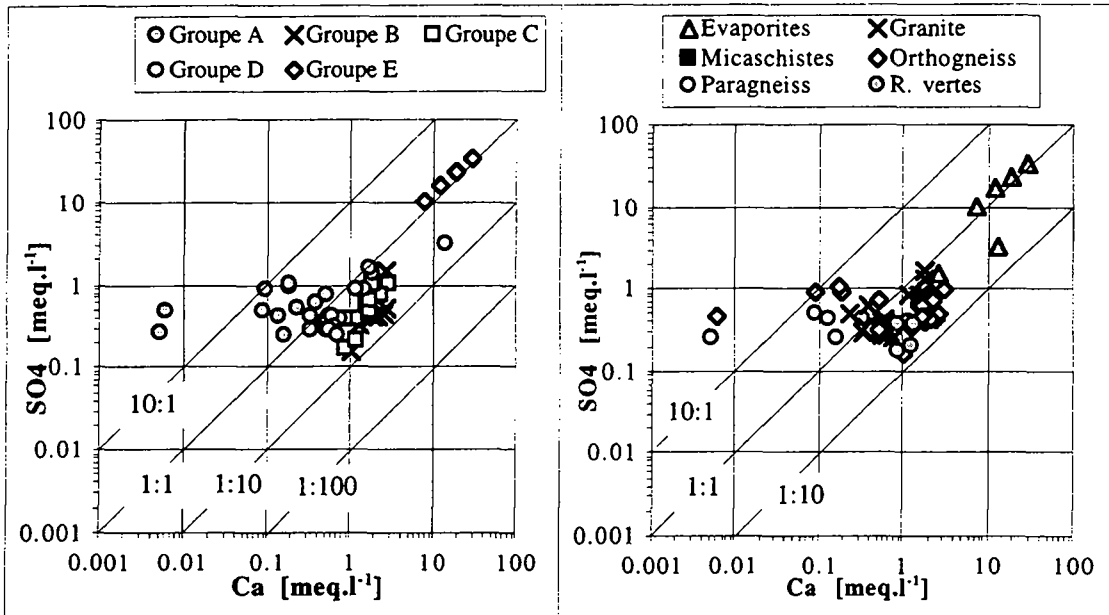


Figure 6.25 : Rapport entre SO₄ et Ca pour les différents groupes chimiques (a) et les diverses pétrographies (b).

Dans les eaux fortement minéralisées influencées par le Trias, le rapport SO₄/Ca est proche de 1 (figure 6.25). Parmi les eaux issues strictement du cristallin, le rapport est SO₄/Ca est extrêmement variable entre 100 et 0,1 suite à une forte variation des teneurs en calcium tandis que les sulfates varient nettement moins.

Dans les gneiss de Leventina, au travers du forage de Biaschina, des minéralisations d'anhydrite ont été observées au sein de la matrice rocheuse et dans les fractures [Hiss 1975].

Les indices de saturation par rapport au gypse et l'anhydrite restent inférieurs à 0 (figure 6.26). La sous-saturation est nettement moins grande dans les eaux issues du Trias.

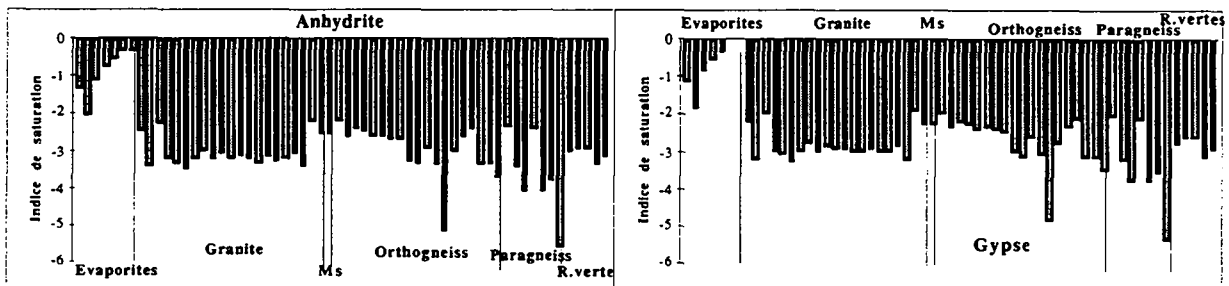


Figure 6.26 : Indices de saturation des eaux par rapport à l'anhydrite et au gypse.

Les chlorures (Cl) et le potassium (K)

Une partie des chlorures présents dans les eaux souterraines est attribué à l'apport atmosphérique (teneur dans les neiges du Mont-Blanc : 0,3 mg.l⁻¹, soit 0,009 meq.l⁻¹). Des concentrations supérieures peuvent être attribuées à l'altération des micas et des amphiboles.

Les teneurs en chlorures mesurées sont extrêmement faibles, particulièrement dans les eaux des groupes B, C et D.

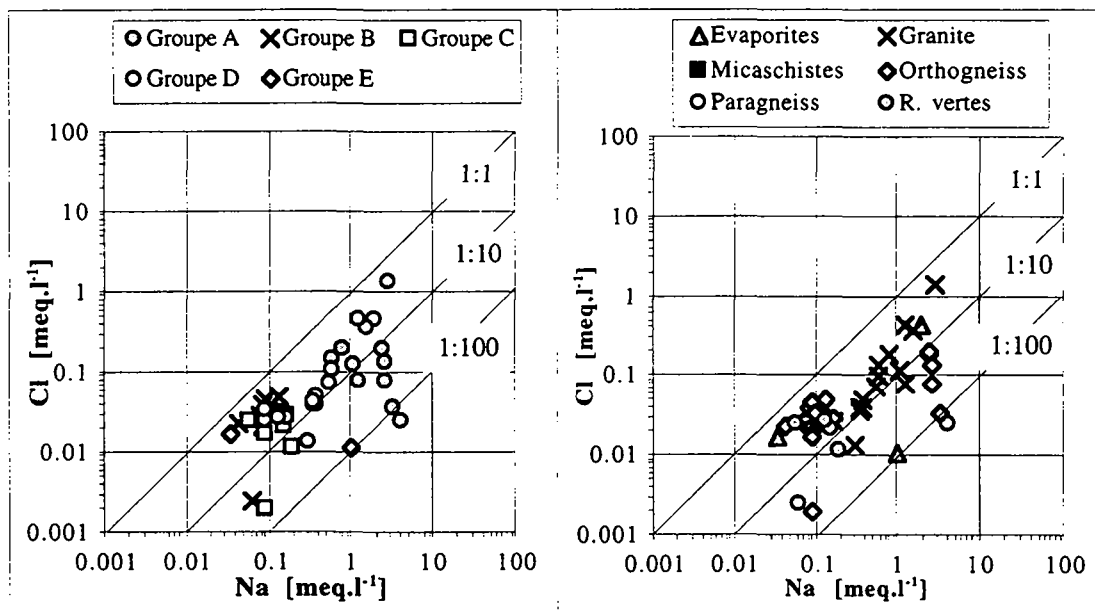


Figure 6.27 : Rapport entre Na et Cl pour les différents groupes chimiques (a) et les diverses pétrographies (b).

Il existe un lien entre les teneurs de Na et Cl. On observe un enrichissement (rapport Cl/Na proche de 0,1 en moyenne) en sodium suite à l'altération de l'albite. Les indices de saturation de la halite sont dans tous les cas très faibles (de l'ordre de -10).

Le potassium est un élément important de plusieurs groupes de silicates, dont les principaux sont les feldspaths et les micas. Les tests de mise en solution [Dubois 1993] ont mis en évidence de plus grandes quantités de potassium dans le granite par rapport aux gneiss.

On n'observe pas de lien entre K et Cl. Les teneurs en potassium sont faibles, ceci indique que le feldspath potassique est peu altéré.

La silice (H₄SiO₄)

Les calculs thermodynamiques effectués par WATEQ ont montré que dans tous les cas, plus de 95 % de la silice se trouve sous la forme de H₄SiO₄ aqueux.

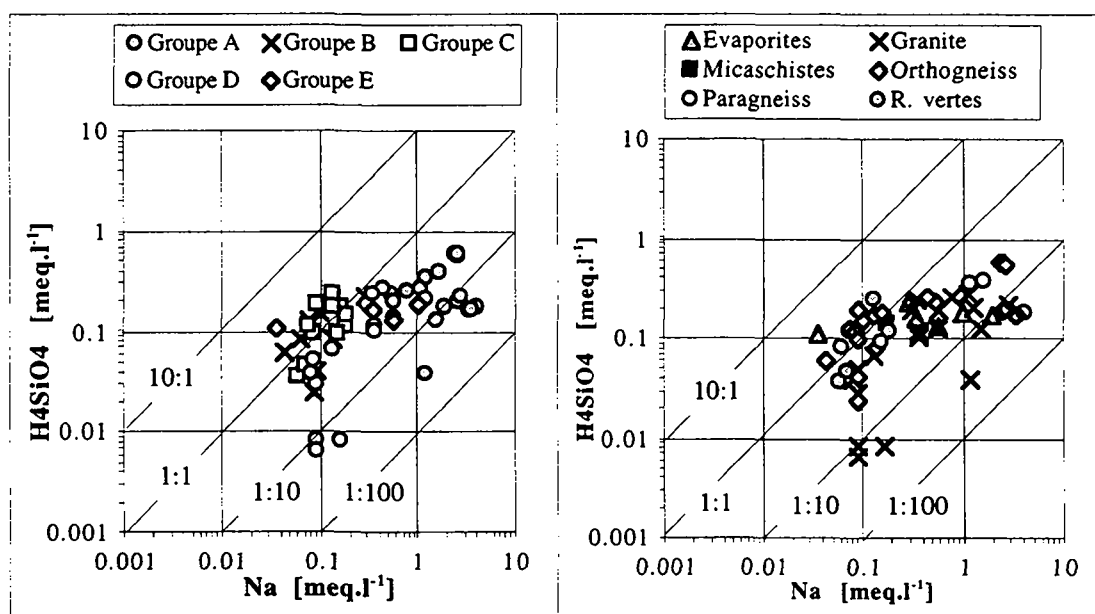


Figure 6.28 : Rapport entre Na et H₄SiO₄ pour les différents groupes chimiques (a) et les diverses pétrographies (b).

La relation entre Na et H_4SiO_4 (figure 6.28) confirme le rôle de l'altération des silicates dans l'origine du sodium pour les eaux étudiées. Le rapport H_4SiO_4/Na est généralement proche de 1. On constate un enrichissement en sodium dans les eaux du groupe A.

Sur la figure 6.29, on constate que les teneurs en silice sont plus élevées dans les eaux anciennes (dont la teneur en tritium est inférieure à 10 UT). L'altération des silicates est un phénomène lent par rapport à la dissolution d'autres minéraux (carbonates par exemple). Ce sont donc des eaux anciennes qui sont riches en silice.

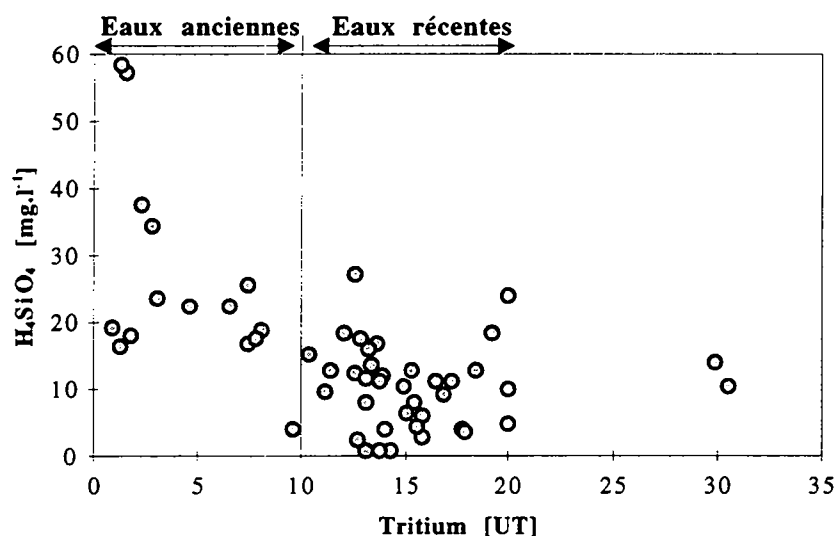


Figure 6.29 : Teneurs en silice des eaux en fonction de la teneur en tritium.

6.3.2.7 Les éléments mineurs et traces

Le strontium (Sr)

Le strontium en solution dans les eaux se trouve toujours sous forme cationique Sr^{2+} . Les valeurs élevées de cet élément sont typiques des eaux des aquifères évaporitiques [Mandia 1991]. En effet, le strontium remplace le calcium dans le gypse et les anhydrites. De plus, il peut se trouver également sous forme de célestine ($SrSO_4$) de néoformation dans les conduits gypseux des karsts évaporitiques [Mandia 1991]. On peut le trouver également sous forme de strontianite ($SrCO_3$). Dans les roches cristallines, le strontium est présent essentiellement dans les plagioclases, les feldspaths potassiques, les micas, les clinopyroxènes et les amphiboles.

Les eaux influencées par les séries métasédimentaires de la Piora Mulde (eaux du groupe E) se distinguent par des teneurs très élevées (figure 6.30) caractéristiques des aquifères évaporitiques [Mandia 1991].

Trois autres venues (Gavet PM 717 et Alptransit Gothard PM 1163 et 2370) montrent également le signe d'une influence évaporitique. Les deux venues (PM 1710 et 2020) du lot B de Cleuson-Dixence possèdent des teneurs en strontium très élevées également. On citera dans le lot C l'existence du synclinal des Chèques, constitué de roches triasiques, mais dans le lot B la présence de roches triasiques n'a pas été détectée.

Le reste des eaux montrent des teneurs sensiblement égales à celles obtenues par Dubois [1993] dans les eaux des massifs cristallins des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc.

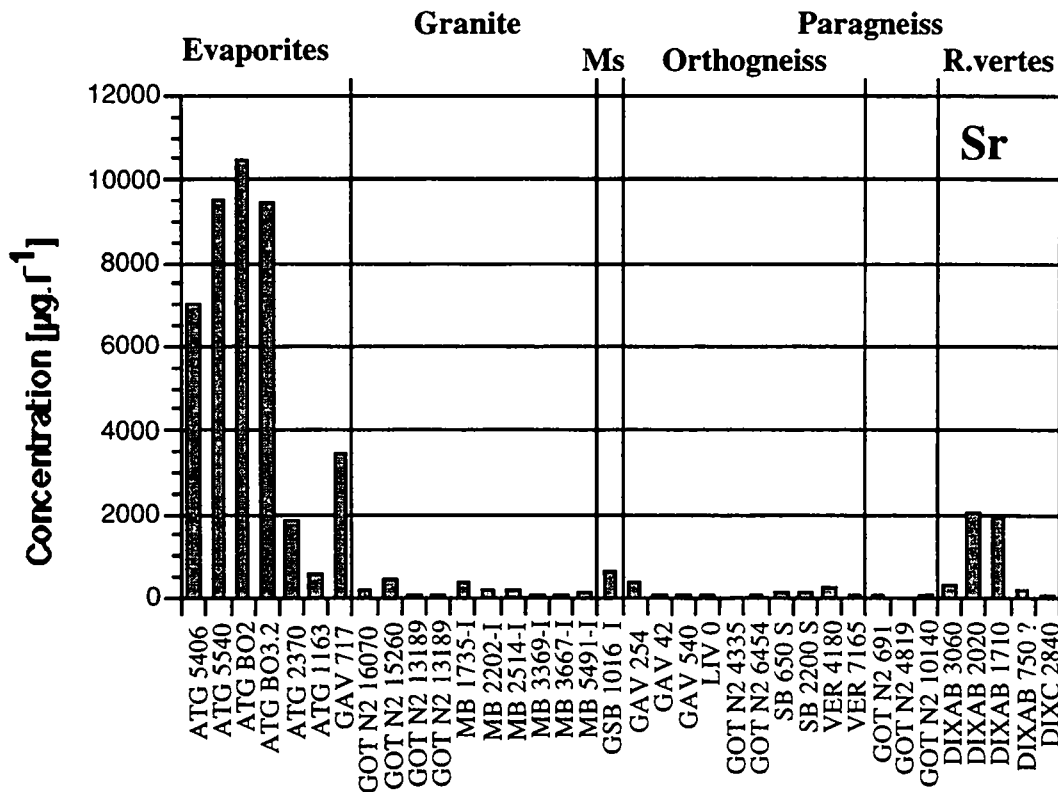


Figure 6.30 : Teneurs en strontium des eaux selon les diverses pétrographies.

Le lithium

Le lithium est un élément très incompatible dans les roches magmatiques; pour cette raison, les dernières intrusions magmatiques sont fortement enrichies en cet élément. Le cortège spodumène, quartz, petalite, albite, lepidolite et beryl est typique des pegmatites granitiques riches en lithium [Deer et al. 1992]. La lepidolite apparaît dans les pegmatites granitiques et dans certains granites et aplites. Le lithium s'est avéré être un bon traceur du Trias [Mandia 1993]. Dans le sel (NaCl), il remplace le sodium.

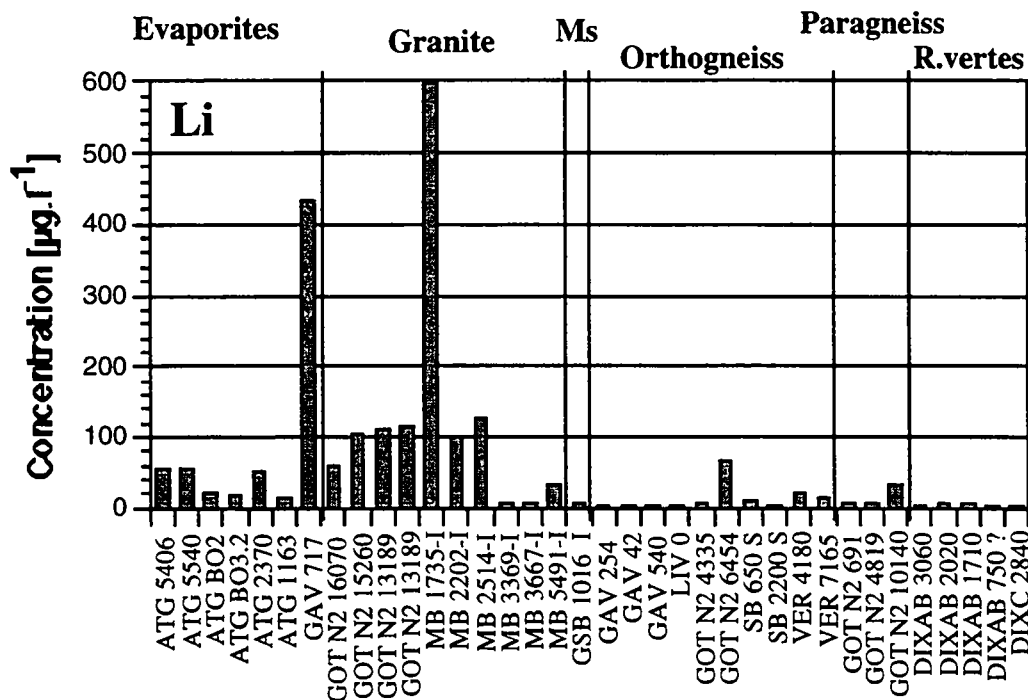


Figure 6.31 : Teneurs en lithium des eaux selon les diverses pétrographies.

Le lithium apparaît dans les eaux du groupe E (évaporites), dans les granites du groupe A et dans les évaporites et granites du groupe D (figure 6.31). Il est un bon marqueur du granite de l'Aar et d'une partie du granite du Mont-Blanc (en aval de la zone tectonisée).

La corrélation entre le sodium et le lithium (figure 6.32) est assez bonne quelle que soit la pétrographie considérée. On note toutefois des teneurs plus élevées en lithium dans les granites.

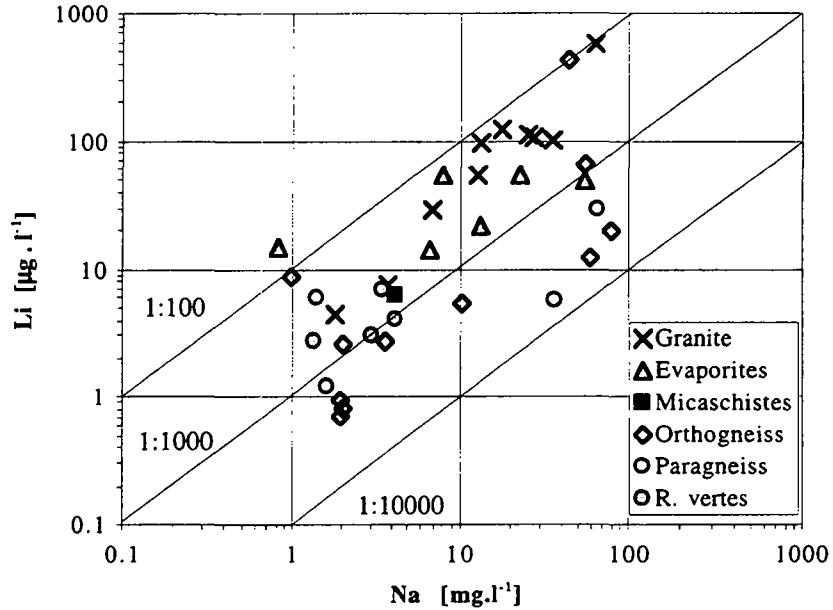


Figure 6.32 : Relation entre Na et Li pour les diverses pétrographies.

Le manganèse (Mn)

Le manganèse est un bon traceur du Trias [Mandia 1993] où il est présent principalement en substitution du calcium dans le gypse.

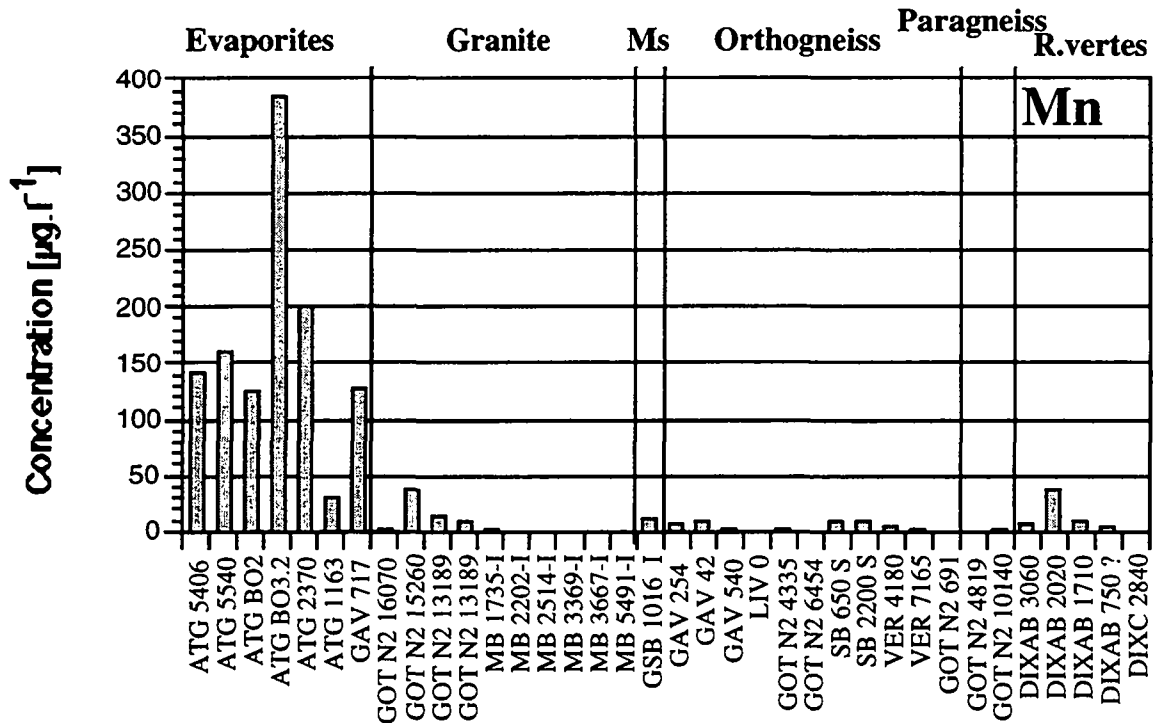


Figure 6.33 : Teneurs en manganèse des eaux selon les diverses pétrographies.

Le manganèse est surtout présent dans les eaux du groupe hydrochimique E (évaporites) et dans quelques venues des autres groupes (figure 6.33). Il est en fait associé aux eaux issues des roches triasiques de la Piora. Il est également présent dans les venues des PM-1710 et 2020 du lot B de Cleuson-Dixence et dans deux venues du granite de l'Aar. Les eaux étudiées sont toutes en milieu oxydant. Ceci explique les faibles teneurs en manganèse analysées dans les eaux issues des roches cristallines.

Le rubidium (Rb)

Le rubidium est un excellent traceur des roches évaporitiques du Trias [Mandia 1993]. Dans les roches cristallines, le rubidium est présent dans les silicates potassiques et ne forme pas de minéraux qui lui soient propres : les principaux minéraux qui le contiennent sont les feldspaths potassiques et les micas.

Le rubidium est très présent dans les eaux du groupe E (eaux issues de roches triasiques) et dans certaines eaux des groupes A et D, principalement dans les eaux issues des granites de l'Aar et du Mont-Blanc dans une moindre mesure. Les eaux des orthogneiss de la nappe de l'Adula sont également riches en rubidium.

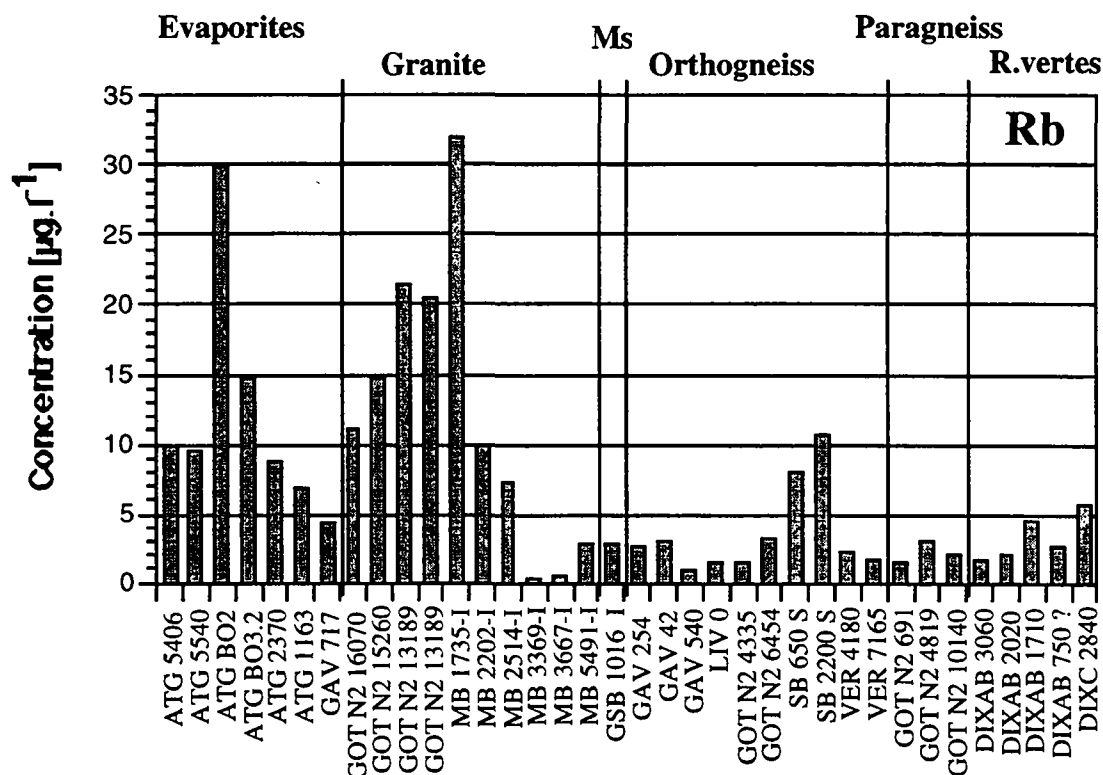


Figure 6.34 : Teneurs en rubidium des eaux selon les diverses pétrographies.

Dans les ouvrages souterrains étudiés, il se confirme que le rubidium est un excellent traceur des séries métasédimentaires du Trias, en particulier celui de la Piora Mulde (figure 6.34).

Le fluor

Les principaux minéraux des roches cristallines dans lesquels est présent le fluor sont la fluorine (CaF_2) et l'apatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$). Dans les roches cristallines, la fluorine peut apparaître comme un produit de cristallisation tardive, principalement hydrothermal, spécialement dans les granites et syénites. L'apatite est un minéral accessoire dans presque toutes les roches ignées acides ou basiques. Il apparaît également dans les roches du métamorphisme régional. La biotite et les amphiboles, bien que contenant peu de fluor, peuvent, par leur abondance dans les roches cristallines, contribuer aux concentrations observées dans les eaux. Le sphène contient également du fluor, mais la faible présence de ce minéral ne peut être à l'origine d'un effet important sur les eaux.

Les valeurs en fluor sont très variables avec des teneurs soit très faibles (seuil de détection de la méthode) ou des teneurs plus élevées, comparables à celles mesurées pour les chlorures. Cette forte variabilité est liée à la présence ou non de fluorine dans le milieu.

Les indices de saturation des eaux par rapport à la fluorine indiquent que la majorité des eaux sont sous-saturées (figure 6.35).

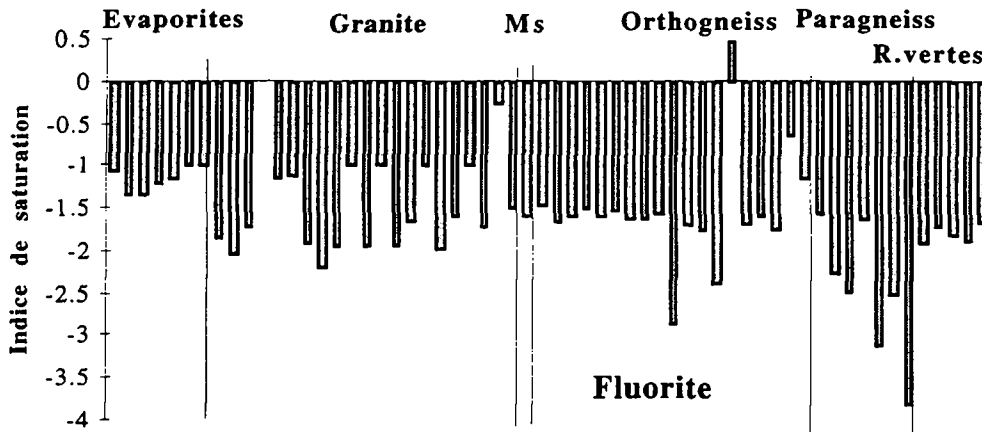


Figure 6.35 : Indices de saturation des eaux par rapport à la fluorine.

L'arsenic (As) et le molybdène (Mo)

Ces deux minéraux sont présentés ensemble car ils ont en commun de provenir le plus souvent de l'oxydation de sulfures.

De très nombreux minéraux contiennent de l'arsenic; parmi eux l'arsénopyrite est le minéral le plus courant (FeAsS). Des teneurs élevées en arsenic ont été mises en évidence par Dubois [1993] dans les eaux des gneiss des massifs des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc. Des venues dans le granite du Mont-Blanc ont montré également des teneurs importantes en arsenic. Dans le massif des Aiguilles-Rouges, des anomalies d'arsenic sont connues dans le vallon d'Emaney et au sud du Lac d'Emosson, et des filons d'arsénopyrite sont connus dans la région de Salanfè [Dubois 1993]. Dans les gneiss du Mont-Blanc, plusieurs anomalies ont été mises en évidence de chaque côté de la vallée du Trient, à la hauteur de l'Alpe des Pétoudes d'en Haut [Woodtli et al. 1987].

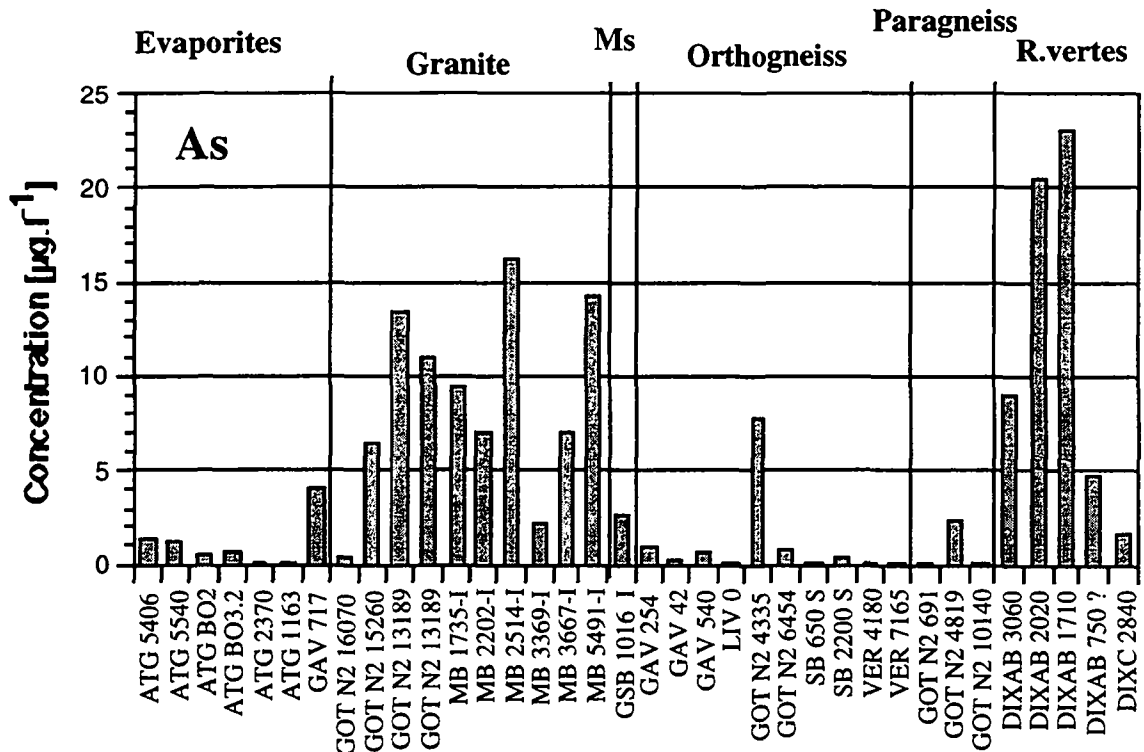


Figure 6.36 : Teneurs en arsenic des eaux selon les diverses pétrographies.

Dans les eaux des groupes B et E, l'arsenic est très peu présent : moins de $1,3 \mu\text{g.l}^{-1}$. Dans les eaux du groupe A, les teneurs supérieures à $2,5 \mu\text{g.l}^{-1}$ sont toutes associées aux granites du Mont-Blanc et de l'Aar (figure 6.36). Il en est de même pour les eaux du groupe D. Dans le groupe C, des teneurs élevées sont associées aux roches vertes des séries de Metailler et de Siviez-Mischabel, principalement dans le lot B. On citera également des teneurs élevées dans l'orthogneiss de Fibbia.

La molybdénite (MoS_2) est le principal minéral contenant du molybdène. Peu abondant dans le rocher sain, le molybdène a tendance à se concentrer dans les fractures [Kanishchev et Memaker 1974]. C'est ce qui explique sa présence dans les eaux souterraines.

Les teneurs élevées ont été observées dans les granites et orthogneiss des groupes hydrochimiques A et D. C'est le granite du Mont-Blanc (figure 6.37) qui montre les teneurs les plus élevées. Tout comme l'arsenic et contrairement à l'uranium qui est surtout présent dans les zones fortement tectonisées, le molybdène est un traceur assez constant du granite du Mont-Blanc. Des gisements de molybdénite ont en effet été signalés dans tout le massif [Canet 1960; Dumont 1988]. Dans le granite de l'Aar, des minéralisations de molybdénite ont été mises en évidence [Steck et Hügi 1970]; elles se traduisent par une seule teneur élevée sur les trois venues étudiées dans cette formation.

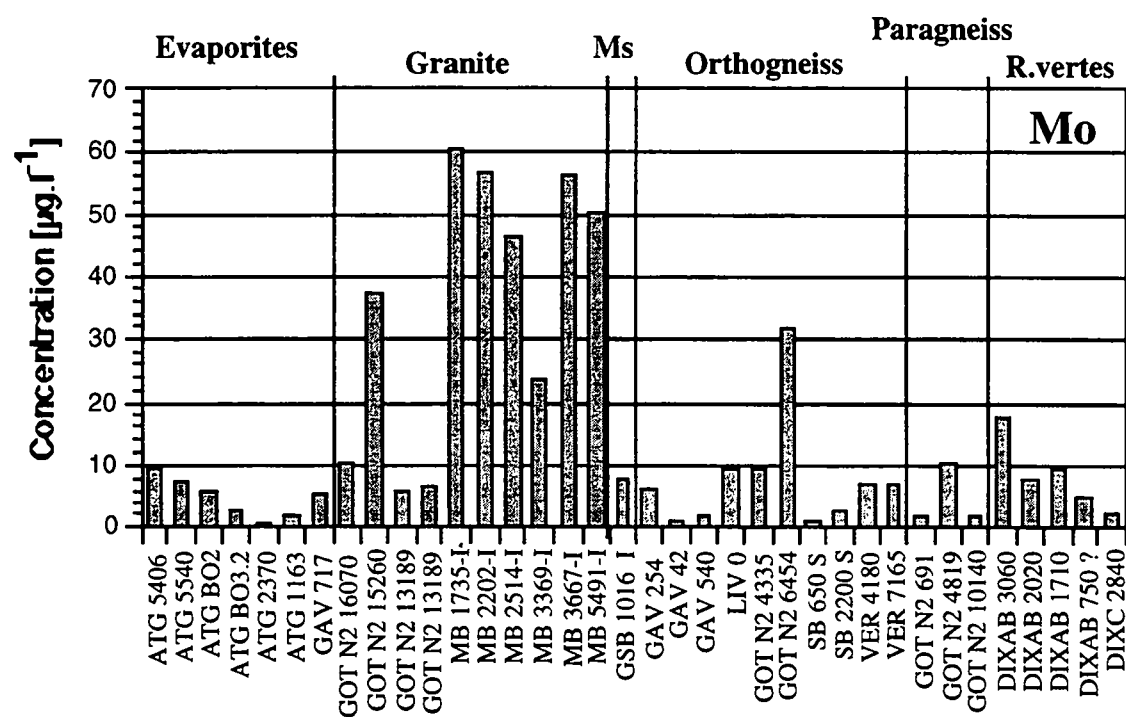


Figure 6.37 : Teneurs en molybdène des eaux selon les diverses pétrographies.

La figure 6.38 montre qu'il existe un lien entre ces deux éléments qui ont une origine commune. On constate des teneurs élevées dans les granites et les roches vertes.

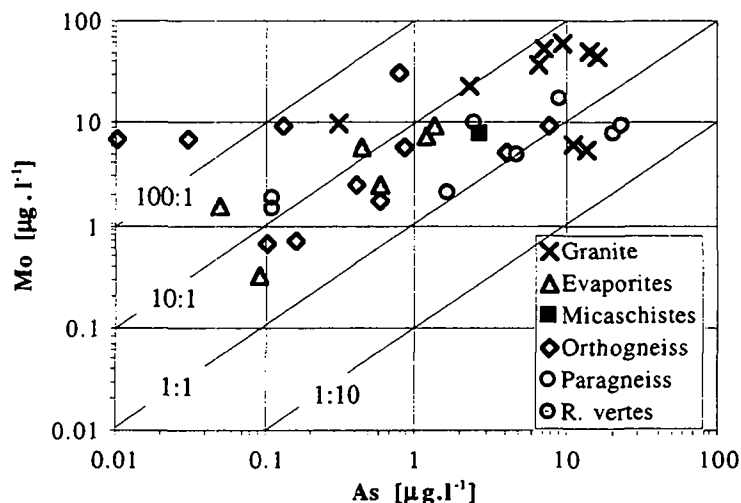


Figure 6.38 : Relation entre le molybdène et l'arsenic dans les eaux étudiées.

L'uranium (U)

L'uraninite ou pechblende, dont la formule varie de UO_2 à U_3O_8 , est le minéral principal de l'uranium. L'uranium aurait tendance à se concentrer également dans les zones de fissures où il a reprécipité après lessivage de la roche mère [Cruchet 1983].

Dans nos eaux, l'uranium n'est pas associé à un groupe hydrochimique en particulier. On le retrouve uniquement dans les granites du Mont-Blanc et de l'Aar (figure 6.39). La forte présence d'uranium dans les eaux souterraines issues des granites de l'Aar et du Gothard a été mise en évidence précédemment [Baertschi et Keil 1992]. L'uranium est un excellent traceur du granite. Au Mont-Blanc, les teneurs en uranium sont élevées surtout dans la zone fortement tectonisée à débits élevés. Ceci confirmerait la tendance de cet élément à se concentrer dans les zones à écoulements préférentiels [Cruchet 1983].

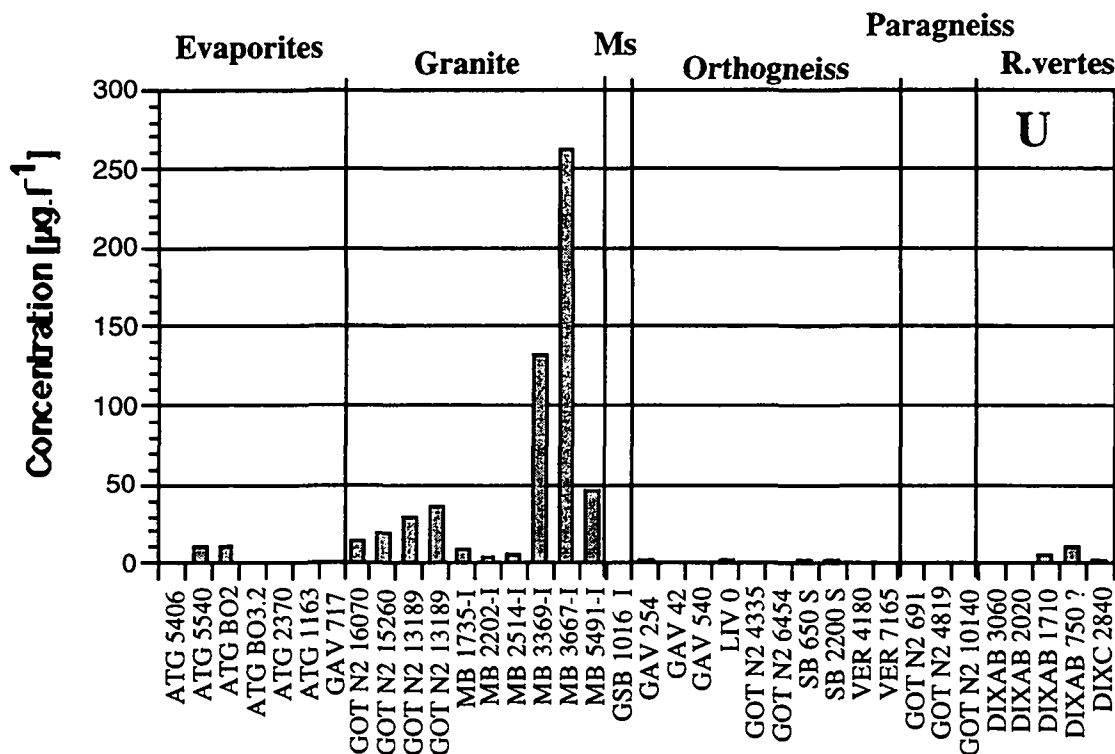


Figure 6.39 : Teneurs en uranium des eaux selon les diverses pétrographies.

Le césium

Le césium est un élément très rare dans les eaux. Son origine est encore peu connue. Il pourrait provenir de la substitution du potassium dans les feldspaths potassiques et la biotite.

Le césium apparaît de manière sporadique dans les eaux des groupes hydrochimiques A et D. C'est un très bon traceur des eaux du granite de l'Aar (figure 6.40) où il apparaît dans des concentrations supérieures à 5 $\mu\text{g.l}^{-1}$.

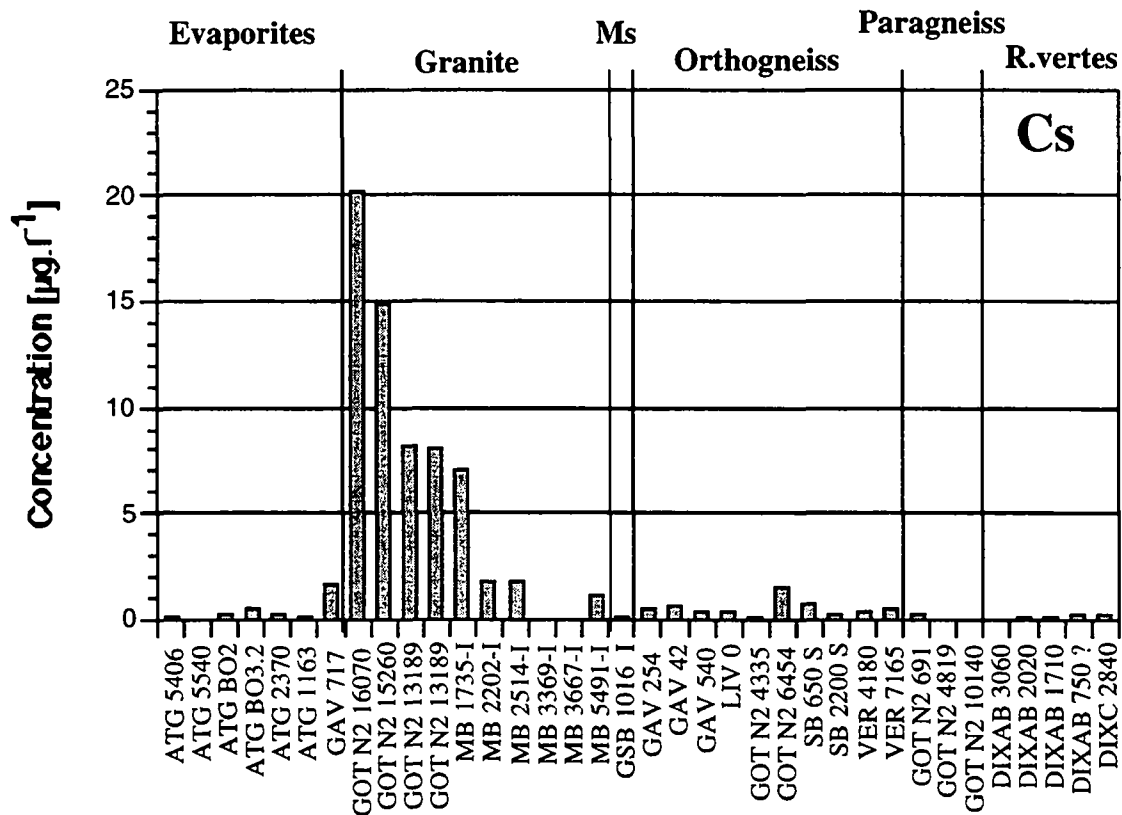


Figure 6.40 : Teneurs en césium des eaux selon les diverses pétrographies.

Le baryum (Ba)

La baryte (BaSO_4) est le minéral du baryum le plus commun. Il apparaît le plus souvent comme minéral en gangue dans les veines hydrothermales métallifères, et comme concrétions de remplissage de fractures dans les calcaires et dolomites. La fluorine est souvent régionalement associée à la barytine. Le baryum peut provenir dans une moindre mesure, des feldspaths potassiques, où la substitution la plus importante se fait avec le potassium qui possède une taille ionique très semblable à celle du baryum. Des substitutions avec le calcium des plagioclases, des pyroxènes et des amphiboles ont été souvent observées [Roy 1965].

Le baryum est surtout présent dans les groupes E, C et dans une moindre mesure B. Il est associé aux roches triasiques, aux roches vertes du lot B de Cleuson-Dixence et à quelques orthogneiss (Vereina et Gavet).

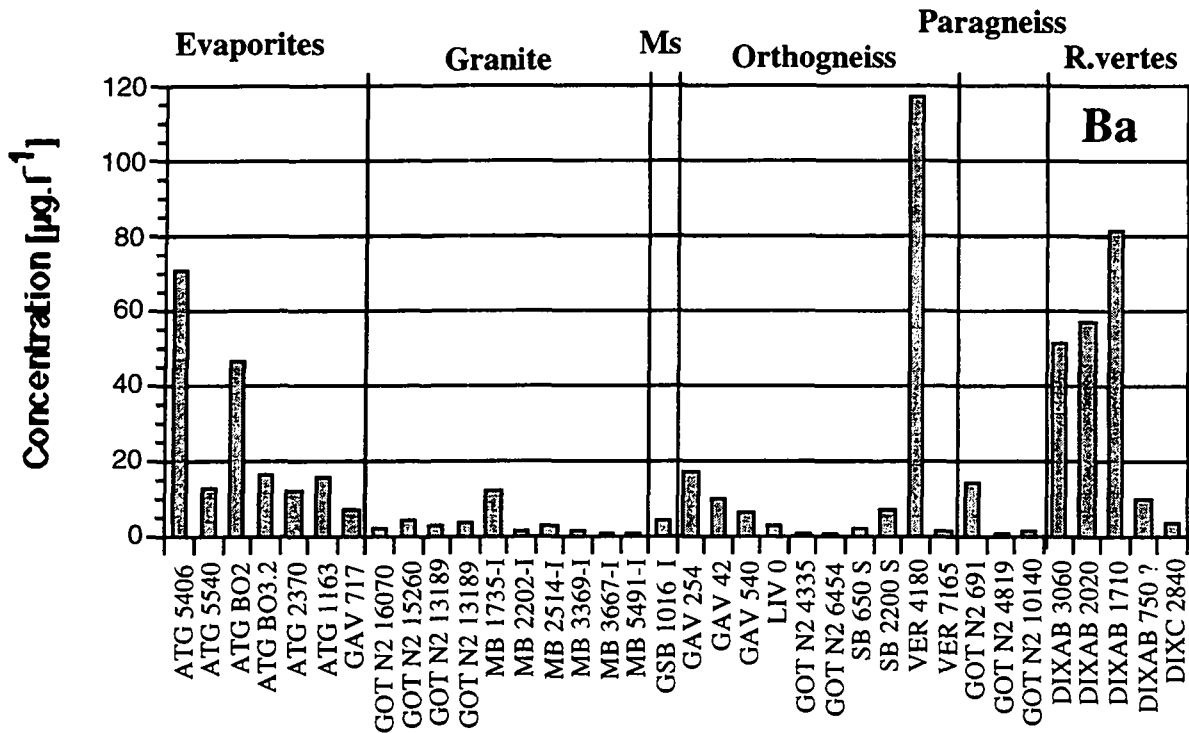


Figure 6.41 : Teneurs en baryum des eaux selon les diverses pétrographies.

Le baryum est bien corrélé avec le strontium dont la structure atomique est proche (figure 6.42). Les teneurs élevées en ces deux éléments se retrouvent dans le Trias et les roches vertes de la nappe du Pennique.

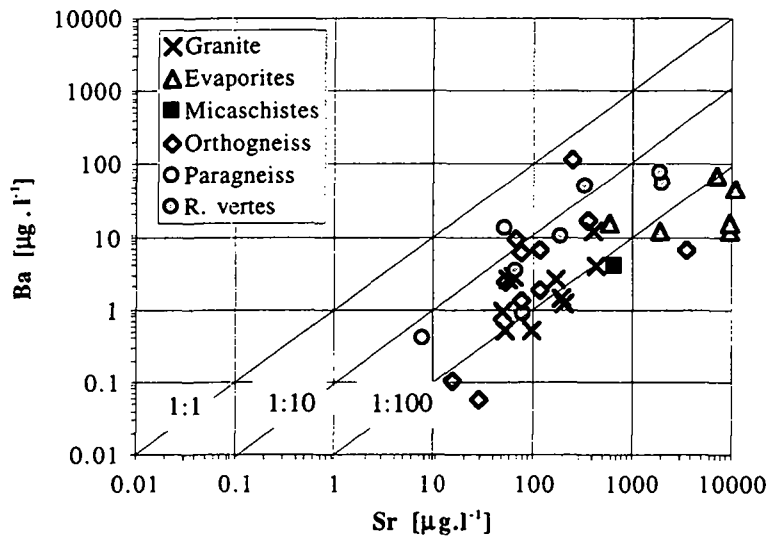


Figure 6.42 : Relation entre le strontium et le baryum dans les eaux étudiées.

Les indices de saturation par rapport à la baryte sont proches de 0 dans les eaux issues des évaporites et des roches vertes.

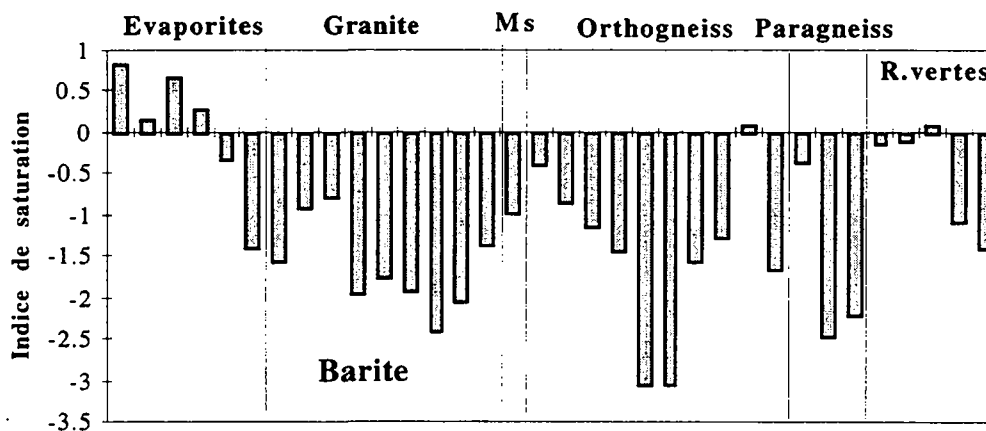


Figure 6.43 : Indices de saturation des eaux par rapport à la baryte.

Le tungstène (W)

La wolframite ((Fe,Mn)WO₄) et la scheelite (CaWO₄) sont deux minéraux contenus dans les granites. Ils sont l'origine la plus probable du tungstène.

Le tungstène apparaît principalement dans les eaux des groupes A et E, et dans une moindre mesure dans le groupe D. Il est présent dans toutes les eaux du tunnel du Gothard hormis la venue du PM 690-S dans les gneiss de Tremola et la venue du PM 4335-S dans les orthogneiss de Fibbia. Le tungstène est également présent dans les eaux des orthogneiss de la Vereina (figure 6.44).

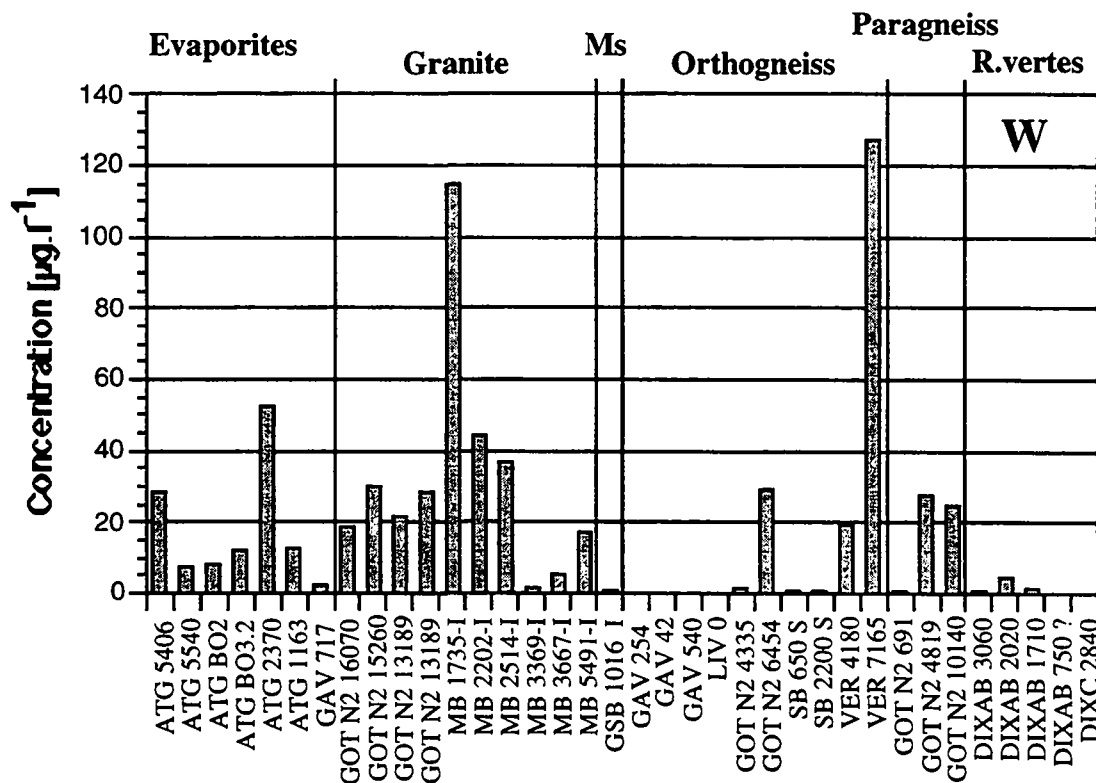


Figure 6.44 : Teneurs en tungstène des eaux selon les diverses pétrographies.

Le brome

Les faibles teneurs en brome sont liées aux eaux météoriques.

Des teneurs élevées ont été observées dans certaines évaporites, dans des granites et des orthogneiss (figure 6.45).

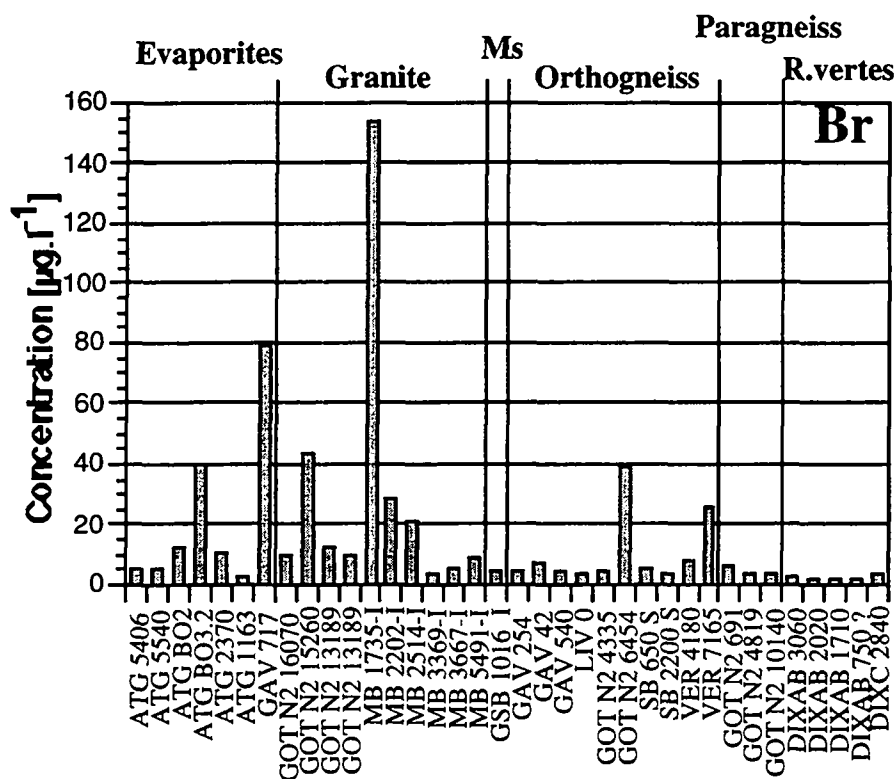


Figure 6.45 : Teneurs en brome des eaux selon les diverses pétrographies.

Dans leur étude sur le cristallin du Nord de la Suisse, Schmassmann et al. [1991] ont montré que les eaux issues des roches cristallines du socle étaient caractérisées par un rapport Br/Cl égal à 0,0044. Les eaux issues de la couverture sédimentaire possédaient un marquage en Br-Cl proche de celui de l'eau de mer (Br/Cl = 0,0013). Les eaux de cette étude se situent entre ces deux pôles (figure 6.46). Ceci indique l'influence des roches sédimentaires sur la composition des eaux issues des roches cristallines alpines. Schmassman et al obtenaient un résultat similaire avec des eaux du cristallin de socle dont le rapport Br/Cl était très proche de la droite des sédiments.

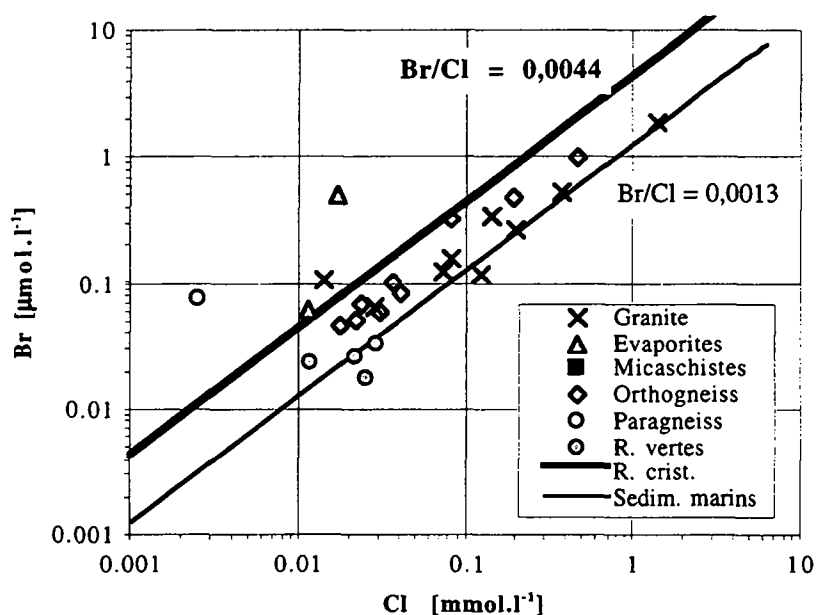


Figure 6.46 : Relation entre Cl et Br pour les diverses pétrographies.

Le Bore (B)

Le bore est apparu surtout dans les eaux des groupes A, D et E, soit dans les eaux riches en sodium ou issues des roches triasiques. Le bore est lié au Trias et au granite. Il est présent dans trois venues issues d'orthoigneiss et une venue dans les paragneiss. C'est un excellent marqueur du granite de l'Aar et du granite du Mont-Blanc en amont de la zone tectonisée. Il est totalement absent des eaux issues des roches vertes.

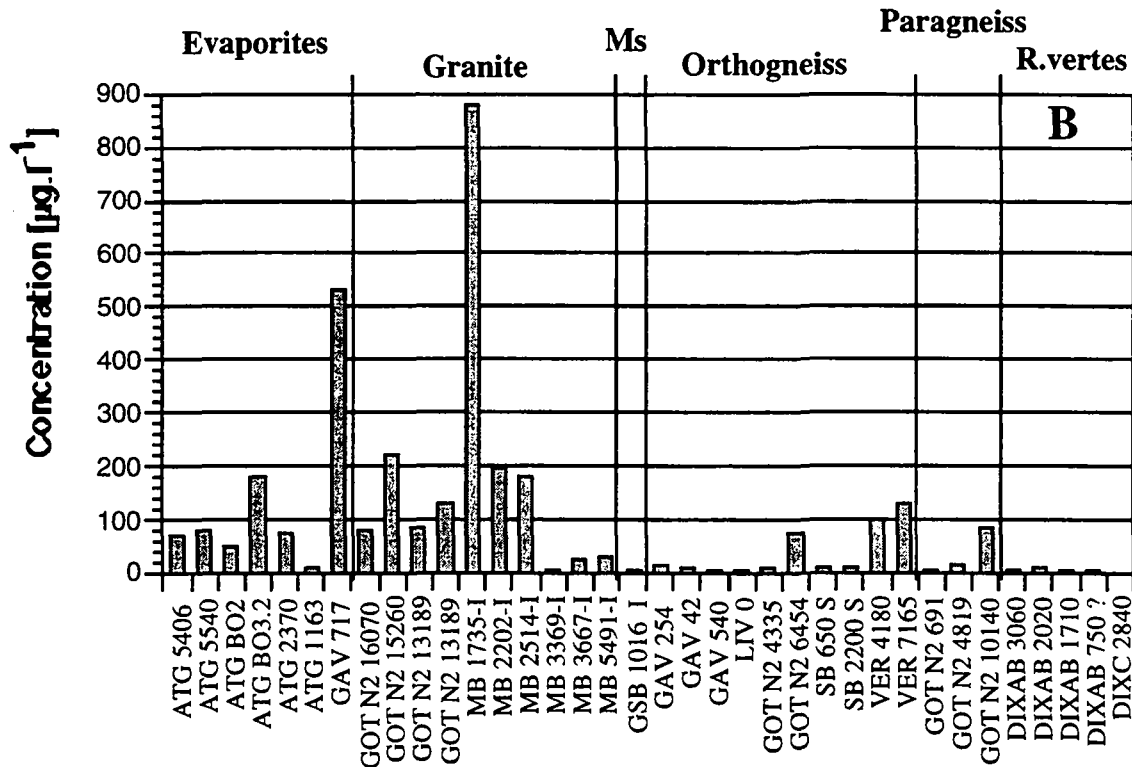


Figure 6.47 : Teneurs en bore des eaux selon les diverses pétrographies.

L'aluminium (Al) et le fer (Fe)

Ces deux éléments sont traités ensemble car ils sont bien corrélés dans les eaux étudiées dans ce travail.

Les silicates des roches cristallines contiennent de l'aluminium en grande quantité. Le fer peut trouver son origine dans l'altération des minéraux ferro-magnésiens.

Les teneurs en aluminium sont supérieures à celles mesurées généralement dans les eaux du programme AQUITYP (médiane : 3,7 µg.l⁻¹).

Les teneurs en fer sont également supérieures à celles généralement trouvées dans les autres aquifères (médiane dans les autres aquifères : 1,9 µg.l⁻¹).

La variabilité de ces deux éléments à l'intérieur de chacun des groupes hydrochimiques et chacune des pétrographies considérées est plus grande que d'un groupe ou d'une pétrographie à l'autre. Ceci en fait deux mauvais traceurs à l'intérieur des roches cristallines.

Ces deux éléments sont normalement peu solubles aux pH et Eh mesurés dans nos eaux. Les fortes teneurs trouvées dans certaines eaux peuvent être associées à la turbidité des eaux. Ces éléments ont en effet tendance à s'adsorber sur les colloïdes.

Le cuivre (Cu) et le zinc (Zn)

Ces deux éléments sont présentés ensemble car ils sont souvent associés dans la nature.

Dans nos eaux, le zinc marque bien les eaux du Trias. On le retrouve de façon disparate dans les autres pétrographies. Il en est de même pour le cuivre qui est très peu présent, contrairement au

zinc. Ce sont par ailleurs deux éléments très sensibles aux pollutions et doivent donc en général être considérés avec précaution.

Le vanadium (V), le chrome (Cr), le nickel (Ni), le cobalt (Co), le cadmium (Cd), le plomb (Pb) et le thorium (Th)

Ces éléments ont été associés car ils apparaissent très peu dans les eaux étudiées dans cette étude.

Les teneurs en vanadium observées sont inférieures à $1,7 \mu\text{g.l}^{-1}$, sauf DIXB 1710 qui possède $6,6 \mu\text{g.l}^{-1}$.

Les teneurs en cadmium sont inférieures à $1 \mu\text{g.l}^{-1}$ sauf cinq d'entre elles : trois dans les orthogneiss et deux dans les granites.

Le nickel apparaît surtout dans les eaux issues du Trias, dans des concentrations comprises entre 0 et $3,3 \mu\text{g.l}^{-1}$. La plupart des autres teneurs sont inférieures à $1 \mu\text{g.l}^{-1}$.

Dans nos eaux, la plupart des concentrations en iode sont inférieures à $4 \mu\text{g.l}^{-1}$. Cet élément n'a aucun pouvoir discriminant à l'intérieur du cristallin, y compris dans la zone de la Piora.

6.3.2.8 Analyse factorielle en composantes principales

Dans le chapitre 6.3.2.2, nous avons mis en évidence le pouvoir discriminant des ions majeurs contenus dans les eaux cristallines pour déterminer leur origine. Nous avons utilisé à cet effet les méthodes classiques de classification des eaux selon leur appartenance aux types de Jäckli ainsi que les diagrammes de Schoeller et Piper.

Les éléments en traces constituent un ensemble de données relativement grand (24 éléments en traces analysés) à traiter. Des méthodes statistiques sont adaptées à ce genre de situation; il s'agit des méthodes dites multivariées. L'analyse en composantes principales (ACP) permet de représenter dans un espace à un nombre de dimensions faible, les analyses représentant les individus (ou échantillons) qui, sans ce traitement, correspondent à un espace à 24 dimensions (24 éléments dosés).

Les échantillons sont considérés comme des individus caractérisés par un nombre de variables correspondant au nombre d'éléments en traces analysés. Ils constituent un nuage de points dans un espace à m dimensions ($m = 24$ dans notre cas).

Ce type de méthodes nécessite l'indépendance des n observations. Les échantillons ont effectivement été prélevés dans différents aquifères cristallins alpins et sont indépendants les uns des autres. Le principe de la méthode consiste à calculer la matrice de corrélation des variables pour les observations et de la diagonaliser pour en tirer les valeurs et vecteurs propres. Les valeurs propres d'une matrice de corrélation décrivent le maximum de variance pour une direction donnée (dans le sous-espace). Chaque direction est donnée par le vecteur propre associé. Les vecteurs propres sont les projections des variables dans un nouvel espace où les axes (les composantes principales) sont orthogonaux deux à deux, donc de covariance nulle (maximisation de la variance). Cet espace a son origine au centre du nuage de points constitué par les n observations de départ.

La méthode a été appliquée à l'ensemble des observations. Dans un premier temps, la totalité des 24 éléments en traces dosés ont été considérés. Les résultats obtenus sont peu satisfaisants et ne permettent pas de discriminer les différentes pétrographies étudiées. Le test sur les 10 éléments en traces ayant montré, en première analyse (voir chapitre précédent), le meilleur pouvoir discriminant à l'intérieur du cristallin (As, B, Ba, Br, Li, Mn, Mo, Rb, Sr, et U) a donné de bien meilleurs résultats.

L'analyse factorielle (ACP) a isolé quatre facteurs (ou composantes principales) différents qui représentent à eux quatre, 84 % de la variance totale du nuage d'observations.

Dans un espace à 2 dimensions, les facteurs 2 (23 % de la variance totale) et 4 (12 % de la variance totale) permettent de distinguer les eaux du Trias et des granites, des eaux des gneiss et des roches vertes.

Dans l'espace des variables, les éléments se répartissent de la manière suivante (figure 6.52) :

- dans le quadrant I : Rb, Mn et Sr;
- dans le quadrant II : Mo et U;

- dans le quadrant III : As et à proximité de l'origine : B, Li et Br;
- dans le quadrant IV : Ba.

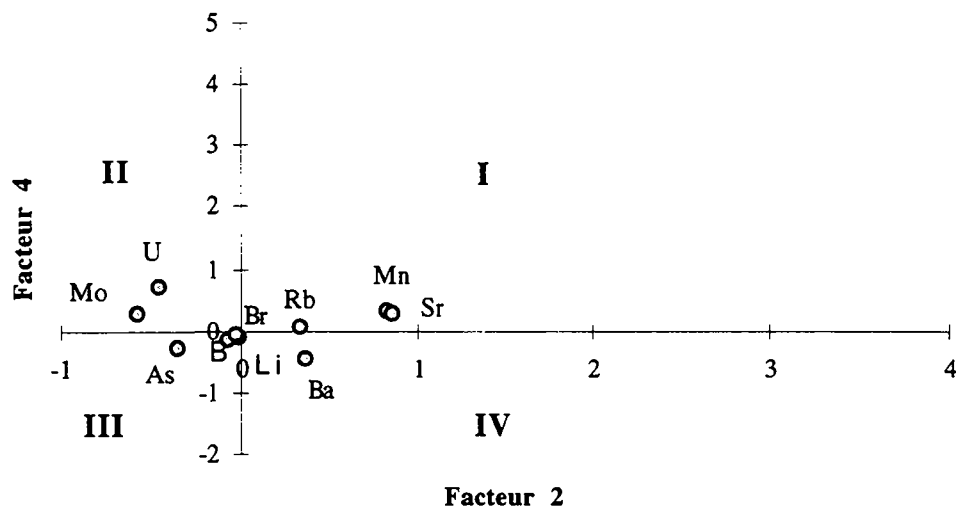


Figure 6.48 : Résultats de l'analyse factorielle en composantes principales dans l'espace des variables. Le facteur 2 est fortement influencé par les teneurs en Sr, Mn, Rb et Ba.

On constate que les éléments du quadrant I (figure 6.48) sont de bons traceurs du Trias tandis que les éléments du quadrant II, plus l'arsenic dans le quadrant III à proximité de l'axe du facteur 2, sont de bons traceurs du granite.

Dans l'espace des observations (figure 6.49), la représentation des diverses pétrographies met en évidence le pouvoir discriminant des traces pour les eaux issues des roches triasiques et des granites. Les premières apparaissent dans les quadrants I et IV le long de l'axe du facteur 2 (fortement corrélé avec les traceurs des roches du Trias). Les eaux des granites apparaissent principalement dans le quadrant II et en partie dans le quadrant I. Les éléments en traces ne permettent pas de différencier les eaux des gneiss et roches vertes.

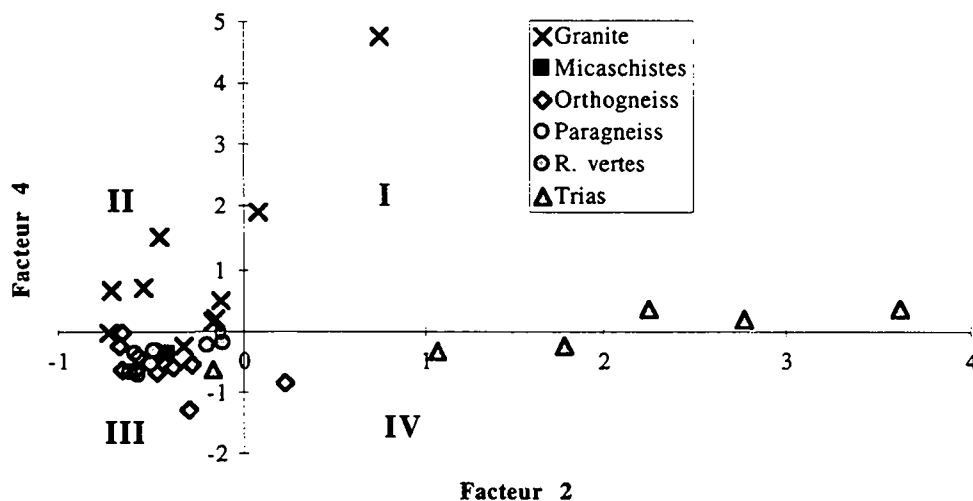


Figure 6.49 : Résultats de l'analyse factorielle en composantes principales dans l'espace des observations.

6.3.2.9 Conclusion

Les analyses chimiques permettent de différencier les eaux issues des diverses pétrographies du cristallin. Il s'avère utile d'utiliser non seulement les analyses chimiques classiques mais aussi les analyses des éléments en traces. Dans le cadre de cette étude, les proportions des ions majeurs ont permis de différencier de manière systématique les eaux issues de la dolomie triasique de la Piora ainsi que les eaux des roches vertes de l'ex-nappe du Grand-Saint-Bernard. Elle a également permis de faire un premier tri au sein des eaux gneissiques et granitiques entre les eaux à caractère jeune et les eaux à caractère ancien.

A l'intérieur de ces groupes, l'emploi des éléments en traces a permis de distinguer nettement les eaux des granites. L'arsenic, le molybdène et l'uranium notamment s'avèrent d'excellents traceurs des eaux souterraines issues des granites. L'analyse en composantes principales utilisant ces trois éléments plus 7 autres (B, Ba, Br, Li, Mn, Rb et Sr) a montré l'intérêt des traces dans l'étude hydrochimique des eaux du cristallin.

Pour les eaux marquées par les roches du Trias, les éléments en traces confirment les résultats acquis grâce aux éléments majeurs. Des teneurs élevées en strontium, manganèse et rubidium sont des indices très forts du marquage par le Trias. Ils ont permis de montrer que les eaux du PM 717 dans la galerie de Gavet (Belledonne) étaient bien influencées par une écaïlle de Trias pincée dans le massif. La faible limite de détection de ces méthodes a permis de suspecter une origine triasique dans la composition chimique de deux venues du lot B de Cleuson-Dixence pour lesquelles les éléments majeurs n'ont pas réagi.

6.3.3 Qualité des eaux : comparaison aux normes

6.3.3.1 Résultats

Les résultats des analyses effectuées ont été comparés aux normes sur la qualité des eaux de boisson dans les trois pays dans lesquels les ouvrages étudiés sont situés : France, Suisse et Italie. Les éléments sont classés selon trois groupes : paramètres physico-chimiques (ions majeurs principalement), substances indésirables et substances toxiques (tableau 6.30).

Paramètres physico-chimiques

Les venues chaudes situées au coeur des massifs possèdent des températures parfois supérieures à la valeur de tolérance de 25°C. Le pH ne pose en général pas de problème avec des valeurs de tolérance de 9,2. Seules quelques venues possèdent un pH plus élevé mais celles-ci sont des eaux vieilles avec des débits très faibles et ne constituent pas une ressource intéressante.

Les teneurs en chlorures, potassium sont toutes conformes aux objectifs de qualité.

Les teneurs en sulfates, calcium et magnésium des eaux de la Piora Mulde sont supérieures aux objectifs de qualité. Ce sont surtout les sulfates qui sont problématiques dans ces eaux avec des teneurs de plusieurs centaines voire plus de 1000 mg.l⁻¹, cinq fois supérieures à la valeur de tolérance.

Nous n'avons pas trouvé trace de nitrates dans ces eaux. L'agriculture étant peu développées sur les versants des montagnes, ceci n'est pas étonnant.

Substances indésirables

Les teneurs en fer sont dans deux cas seulement supérieures à la valeur de tolérance (GOT N2 13189 et SB 2200-S).

Dans les eaux de la Piora, le manganèse dépasse les valeurs de tolérance.

Les teneurs en cuivre sont toutes inférieures à l'objectif de qualité. Celles en zinc sont conformes à la valeur de tolérance.

Un certain nombre de venues d'eau montrent des teneurs en fluor supérieures à la valeur de tolérance (1500 µg.l⁻¹). Il s'agit des eaux de la Vereina (PM 4180 et 7165), d'eau du tunnel du Gothard (PM 7740, PM 6454 et PM 15260) et du tunnel du Mont-Blanc (PM 5491). La valeur maximale étant de 12,2 mg.l⁻¹ au PM 6454 du tunnel du Gothard.

Eaux destinées à la consommation humaine - paramètres principaux	Suisse ¹⁾		Italie ²⁾		France ³⁾	
	Objectif de qualité	Valeur de tolérance	Valori-guida	Concentrazione massima ammissibile	Valeur limite impérative	
Paramètre chimico-physique						
Température	°C	15	25	12	25	25
Concentration ions hydrogènes	pH	7 - 8	9.2	6.5 - 8.5	6 - 9.5	6 - 9.5
Turbidité	UT/IT	0.5	1	0.4	4	2
Chlorures	mg/l Cl	20	200	25	(200)	200
Sulfates	mg/l SO ₄	10 - 50	200	25	250	250
Calcium	mg/l Ca	40 - 125		100		
Magnésium	mg/l Mg	5 - 30	50	30	50	50
Sodium	mg/l Na	20	150	20	175	150
Potassium	mg/l K	10		10	-	12
Aluminium	mg/l Al	0.05	0.2	0.05	0.2	0.2
Dureté totale	°F	15-25		15 - 50		> 15
Oxygène dissout	‰	>60			>75	
Substances indésirables						
Nitrates	mg/l NO ₃	25	40	5	50	50
Nitrites	mg/l NO ₂	0.01	0.1	-	0.1	0.1
Ammoniaque	mg/l NH ₄	0.05	0.5	0.05	0.5	0.5
Hydrocarbures dissous	µg/l	0.1	1 - 20	-	10	50
Phénols	µg/l	0.5	5		0.5	1
Substances tensioactive (total)	µg/l		100		200	200
Fer	µg/l Fe	50	300	50	200	200
Manganèse	µg/l Mn	20	50	20	50	50
Cuivre	µg/l Cu	50	1500	100	1000	1000
Zinc	µg/l Zn	10	5000	100	1000	5000
Fluor	µg/l F		1500	-	700-1500	1500
Argent	µg/l Ag		200	-	10	10
Substances toxiques						
Arsenic	µg/l As	2	50		50	50
Cadmium	µg/l Cd	0.5	5		5	5
Cyanure	µg/l CN		50		50	50
Chrome	µg/l Cr	1	20		50	50
Mercure	µg/l Hg	0.1	1		1	1
Nickel	µg/l Ni				50	50
Plomb	µg/l Pb	1	50		50	50
Antimoine	µg/l Sb				10	10
Sélénium	µg/l Se	1	10		10	10
Antiparasitaires et produits assimilés						
par composant séparés	µg/l		0.1		0.1	0.1
au total	µg/l		0.5		0.5	0.5
Hydrocarbures aromatiques	µg/l		0.2		0.2	0.2
Paramètres microbiologiques						
Echerichia Coli par 100 ml			0		0	0
Enterobactéries par 100 ml			0		0	0
Germes aérobies par 1 ml		10	100	10	100	100

Tableau 6.30 : Normes de qualité pour les eaux destinées à la consommation humaine.

Substances toxiques

L'arsenic n'a pas été détecté dans nos eaux dans des concentrations supérieures aux teneurs admises. Toutefois, nous citerons le cas des sources des massifs des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc, dont certaines d'entre elles possèdent des teneurs proches de la valeur de tolérance (exemples de la source du Brocard à Martigny ou des Tines à Chamonix).

Le cadmium, chrome, nickel et plomb ne posent aucun problème : ils sont toujours présents dans des teneurs très inférieures aux valeurs de tolérance.

6.3.3.2 Interprétation

Globalement, les eaux rencontrées dans les tunnels du cristallin alpin possèdent une bonne qualité physico-chimique. Hormis les eaux liées à la zone triasique de la Piora, l'ensemble des eaux étudiées sont conformes aux valeurs de tolérance dictées par les législations. On notera une petite réserve sur la teneur en fluor de certaines eaux. L'absence d'agriculture dans les bassins versants les met à l'abri de pollutions aux nitrates. Des analyses bactériologiques n'ont pas été effectuées. Toutefois, étant donné les temps de séjour suffisamment longs de ces eaux, il est raisonnable de pronostiquer une bonne qualité de ce point de vue également. Des analyses bactériologiques effectuées sur les sources du cristallin confirment ce point de vue [Lhomme 1998].

6.3.4 Les eaux et le béton

Dans les ouvrages souterrains, l'interaction entre le béton et les eaux souterraines est un problème essentiel qui peut être la cause de difficultés majeures lors de l'exploitation d'un ouvrage à cause de l'altération du béton par des eaux agressives.

Dans le cadre d'un travail sur la typologie géochimique des eaux souterraines prélevées dans des ouvrages souterrains, l'interaction béton - eau peut être à l'origine d'une modification du chimisme de l'eau et conduire à de mauvaises interprétations des phénomènes hydrologiques et géochimiques. Ainsi, il est connu que le contact du béton induit des pH élevés sur les eaux.

6.3.4.1 Les eaux agressives pour les bétons

Les bétons sont sensibles à deux types d'eau. Les eaux acides salines ou séléniteuses (type I) d'une part et les eaux douces, peu minéralisées (type II) d'autre part.

Le tableau 6.31 caractérise l'agressivité d'une eau naturelle du type I vis à vis du béton. Les phénomènes en jeu sont nombreux et complexes : alcali-réaction, hydrolyse, dissolution, solvatation et cristallisation [Regourd 1987].

Paramètre chimique [mg.l ⁻¹]	Agressivité		
	Faible	Forte	Très forte
Valeur du pH	6,5 à 5,5	5,5 à 4,5	< 4,5
CO ₂ agressif	15 à 30	30 à 60	> 60
NH ₄ ⁺	15 à 30	30 à 60	> 60
Mg ²⁺	100 à 300	300 à 1500	> 1500
SO ₄ ²⁻	200 à 400	600 à 3000	> 3000

Tableau 6.31 : Agressivité d'une eau acide ou saline en fonction de ses constituants (d'après la norme allemande DIN 4030).

Les eaux rencontrées dans cette étude possèdent des pH supérieurs à 6,5; elles sont toutes à caractère basique. Les teneurs en magnésium sont systématiquement inférieures à 100 mg.l⁻¹ et ce, y compris dans les eaux magnésiennes issues des roches vertes de Cleuson-Dixence et de la Piora Mulde. Nous n'avons pas rencontré d'indices de teneurs élevées en NH₄⁺ dans les eaux. En effet, le caractère oxydant des eaux rencontrées a été démontré. Par ailleurs, lors des prélèvements, aucune odeur d'ammoniaque n'a été décelée. Les teneurs en CO₂ libre (CO₂ agressif + CO₂ équilibrant) ont été calculées grâce au code WATEQ. Elles sont inférieures à la limite de 15 mg.l⁻¹. A fortiori, les teneurs en CO₂ agressif sont inférieures également. Ainsi ces quatre paramètres (pH, CO₂ agressif, NH₄⁺ et Mg²⁺) ne posent pas de problème dans les eaux cristallines de montagne.

Parmi nos eaux, dans la majorité des cas les sulfates sont présents dans des teneurs inférieures à 200 mg.l⁻¹. Toutefois, ce n'est pas le cas des venues d'eau rencontrées dans la Piora (teneurs proches de 1000 mg.l⁻¹) qui sont fortement agressives. Ce n'est pas le cas non plus d'autres venues d'eau, non analysées dans ce travail, mais mises en évidence par les bureaux d'études lors des travaux de percement de différents ouvrages dans les Alpes.

Nous citerons quelques exemples pour illustrer la variabilité des cas dans les Alpes.

A) Cas à problèmes

Lors du percement du tunnel routier du Gothard, des teneurs supérieures à 200 mg.l⁻¹ ont été observées dans le granite de l'Aar et le Permo-Carbonifère de la Zone d'Urseren [Keller et al. 1987]. Les teneurs, liées à des minéralisations évaporitiques dans des fractures, ont atteint 3494 mg.l⁻¹ dans la zone d'Urseren et 935 mg.l⁻¹ dans le nord du tronçon traversant le granite de l'Aar. Les eaux des autres formations du tunnel possèdent des teneurs inférieures à 200 mg.l⁻¹. Dans la galerie de Polmengo, des teneurs proches de 2000 mg.l⁻¹ ont été observées dans les gneiss de Leventina, bien avant la zone de la Piora. Dans le tunnel de la Vereina, les teneurs en sulfates sont généralement inférieures à 200 mg.l⁻¹ sauf dans une zone située entre les PM 2600 et 3200-N à proximité des dolomies de la zone de Schaf läger-Zug où les teneurs atteignent 600 à 800 mg.l⁻¹. Dans le tunnel du Simplon, des teneurs en sulfates jusqu'à 2000 mg.l⁻¹ ont été mesurées, y compris dans les zones gneissiques [Bianchetti et al. 1993]. Dans les orthogneiss de la nappe de l'Adula (tunnel du San Bernardino), les teneurs en sulfates sont souvent supérieures à la limite d'agressivité au béton.

B) Cas sans problèmes

Dans le tunnel du Mont-Blanc, les analyses effectuées dans le cadre d'études précédentes [Dubois 1993] ont montré qu'à part une venue au PM 2300-F, les eaux ne posaient pas de problème de ce point de vue. Il en est de même de la galerie hydroélectrique de Trient dans laquelle les teneurs sont très faibles [Jamier 1975]. Dans le massif de Belledonne, les eaux issues de la galerie Arc-Isère [Cruchet 1985], tout comme celles des galeries de Livet et Gavet ou de l'aménagement de Grand'Maison (massif du Rissiou) montrent des teneurs très faibles en sulfates [Gourgand 1983]. Dans la galerie de Cleuson-Dixence, mis à part une venue liée au Synclinal des Cheques (1342 mg.l⁻¹), les venues possèdent des teneurs inférieures à 200 mg.l⁻¹.

On voit donc que les sulfates peuvent selon les cas poser des problèmes d'agressivité. Les teneurs sont parfois, localement, nettement supérieures à la limite d'agressivité. Les dégâts provoqués sur les bétons par les eaux sulfatées se manifestent généralement sous la forme de déformations, fissures et éclatements. La cause du gonflement est encore loin d'être élucidée. La formation d'ettringite au dépend de l'aluminate tricalcique est souvent le principal responsable de l'effet destructeur. Ce minéral très expansif provoque s'il ne peut croître librement, une pression qui entraîne l'expansion et finalement l'éclatement de la structure du béton. En outre, les ions sulfates peuvent réagir à l'hydroxyde de calcium et former du sulfate de calcium bihydraté (gypse). Cette réaction est également parfois liée à une telle augmentation de volume que la pâte de ciment durcie éclate [Hermann 1992]. Pour palier à ce problème, on utilise des bétons spéciaux à haute résistance aux sulfates; ces bétons sont pauvres en aluminate tricalcique (exemple des ciments Sulfacem et Sulfix en Suisse).

Les eaux douces (type II) qui contiennent peu de sels de calcium et de magnésium dissous sont aussi des eaux agressives pour les bétons. Cette agressivité, nettement moins forte que celle des eaux séléniteuses et acides, s'exerce sur des durées assez longues. L'eau douce, qui contient moins de 30 mg de CaO par litre (soit 21 mg.l⁻¹ de Ca), peut lentement éliminer l'hydroxyde de calcium de la pâte de ciment durcie. Si l'eau se renouvelle continuellement, l'hydroxyde de calcium est également éliminé continuellement. Un point est finalement atteint, où les autres composants de la pâte de ciment durcie deviennent instables et le béton perd de sa résistance.

Les eaux cristallines de montagne possèdent souvent des teneurs en calcium peu élevées. Ainsi, parmi les eaux analysées dans cette étude, toutes les eaux des groupes hydrochimiques A et D sont dans ce cas. Par contre, les eaux des autres groupes possèdent généralement des duretés supérieures. Il est donc important d'utiliser des bétons de qualité, peu perméables (même étanches à l'eau avec un rapport eau sur ciment inférieur à 0,60), qui montreront une bonne résistance aux eaux douces [Hermann 1996].

En résumé, les eaux cristallines sont agressives pour les bétons à cause de deux paramètres essentiels. D'une part, la teneur en sulfates de certaines eaux des massifs cristallins est supérieure à la limite d'agressivité (200 mg.l⁻¹). D'autre part, la dureté totale (teneur en calcium principalement) est souvent faible et peut être à l'origine d'une agressivité des eaux pour les bétons à long terme.

6.3.4.2 L'effet du béton sur la composition chimique des eaux

Afin de valider nos interprétations sur les eaux sodiques à pH élevés rencontrées dans des ouvrages revêtus où les eaux souterraines sont en contact avec le béton, nous avons effectué des tests de mise en contact de bétons avec de l'eau.

Deux bétons différents ont été utilisés (150 g de béton jeune et béton vieux sous la forme de granulats de $\varnothing = 5$ cm). Le test de mise en contact (sans agitation) a duré 24 heures à une température ambiante de 20°C avec analyse des ions majeurs après 1 heure de contact. L'eau utilisée (500 ml) au départ est une eau désionisée ($C = 5 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et $\text{pH} = 6,5$).

La figure 6.50 montre l'évolution rapide de la minéralisation de l'eau et de son pH en fonction du temps.

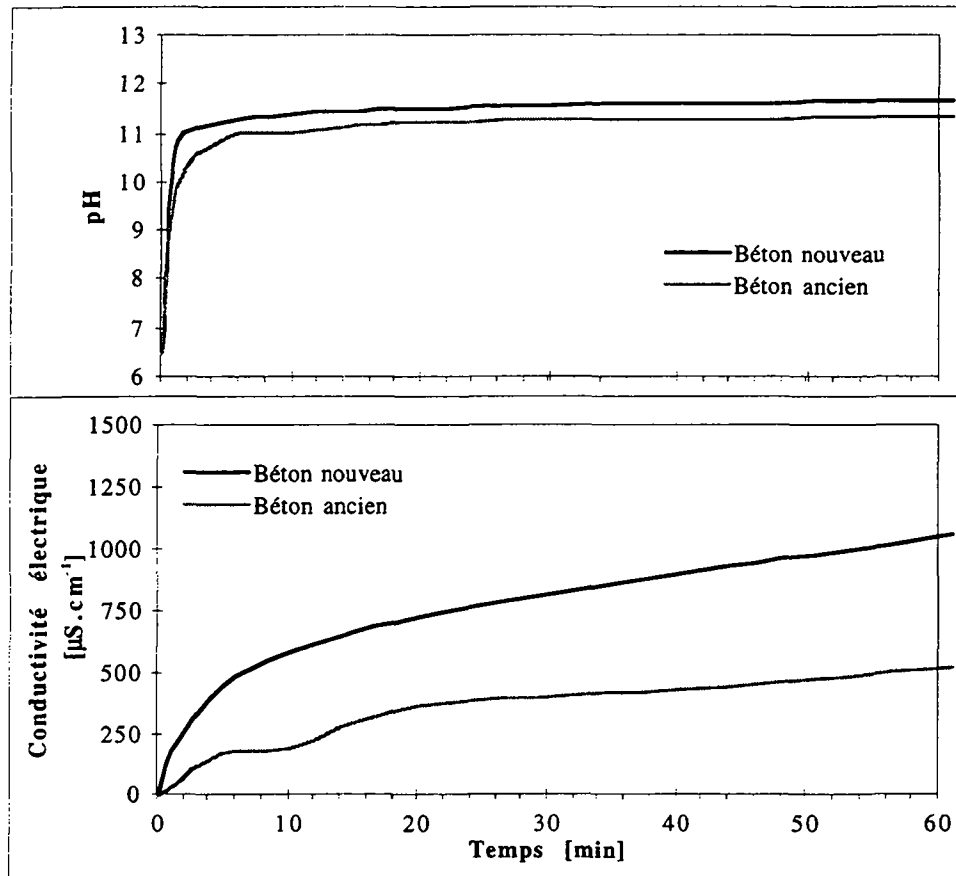


Figure 6.50 : Essais de mise en contact d'eau sur béton. Evolution du pH et de la conductivité électrique en fonction du temps.

L'évolution du pH et de la minéralisation de l'eau mise en contact sont très rapides durant les six premières minutes. Après une minute de contact avec le béton, l'eau a déjà atteint un pH proche de 10 et une conductivité électrique comprise entre 40 et 200 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

Le pH et la conductivité électrique de l'eau sont supérieurs pour le béton jeune. Celui-ci est plus réactif que le béton ancien. Après une heure, le pH est proche de 11 et la conductivité électrique de l'eau oscille entre 400 et 1000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

Des analyses des éléments majeurs ont été effectuées après une heure. Les teneurs données sont indicatives des éléments mis en solution. Etant donné les forts pH observés, certains éléments tels le calcium et surtout le magnésium tendent à précipiter après prélèvement. L'alcalinité est très forte. Exprimée en HCO_3 , elle vaut 285,5 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Les sulfates sont variables.

Le tableau 6.32 montre clairement que le béton largue du sodium (7 à 8 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) dans des concentrations 8 à 10 fois inférieures au calcium (60 à 75 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$). Ceci est un premier élément pour affirmer que l'origine du sodium dans les eaux sodiques est bien géologique puisque celles-ci

sont pauvres en calcium. Les teneurs en potassium sont également un indice. Elles sont élevées (supérieures au sodium) dans nos essais et quasi absentes dans les eaux prélevées dans les tunnels.

Type de béton			Béton nouveau	Béton ancien
Temps			1h	1h
Sodium	Na	[mg/l]	9.8	7.3
Magnésium	Mg	[mg/l]	0.1	0.1
Potassium	K	[mg/l]	20.4	9.1
Calcium	Ca	[mg/l]	75.3	60.5
Chlorure	Cl	[mg/l]	1.9	2.4
Sulfate	SO ₄	[mg/l]	10.5	53.4
Alcalinité	HCO ₃	[mg/l]	285.5	221.5

Tableau 6.32 : Tableau des analyses chimiques sur les eaux mises en contact des bétons après une heure de contact.

Pour des temps de contact d'une heure, les quantités de sodium mis en solution sont de l'ordre de 10 mg.l⁻¹. Or, étant donné l'absence d'injections dans les massifs, le temps de contact de nos eaux avec le béton du parement sont inférieurs à une ou quelques minutes. La quantité de sodium mis en solution par le béton durant ces durées est donc de l'ordre de 1 à 2 mg.l⁻¹. Or, les eaux sodiques observées dans les tunnels possèdent des teneurs en sodium de l'ordre de 10 à 100 mg.l⁻¹. Ces valeurs sont nettement supérieures aux teneurs liées au béton.

Enfin, des pH élevés sur les eaux ont été observés dans des tronçons de galerie sans revêtement et à partir desquels aucune injection dans le massif n'a été effectuée. On citera le cas de la galerie de sécurité du tunnel du Gothard, non revêtue dans une partie de son tronçon dans le granite de l'Aar. La venue PM 13189 est riche en sodium et possède un pH élevé alors que le béton est totalement absent.

Cette série d'observations ainsi que l'ensemble des indices géochimiques qui concourent dans la même direction (fortes teneurs en sodium liées à un pH élevé et une teneur en silice élevée pour des eaux pauvres en tritium : signes de l'altération de l'albite) sont autant d'éléments qui nous permettent d'affirmer que les caractéristiques hydrochimiques des eaux du groupe A (à teneur en sodium élevée et pH élevé) sont bien géogènes et non liées au béton qui recouvre les galeries.

6.4 La profondeur - contexte topographique

La profondeur de l'ouvrage et sa position par rapport à la topographie (proche d'un versant ou au coeur d'un massif) sont deux paramètres importants qui conditionnent les caractéristiques des venues d'eau rencontrées dans les ouvrages souterrains. La profondeur influence d'une part les quantités d'eau drainées du fait de la variation de conductivité hydraulique des massifs en fonction de la profondeur (§ 6.4.1) et est d'autre part directement reliée à la température des venues d'eau rencontrées dans l'ouvrage (§ 6.4.2).

6.4.1 Effet de la profondeur sur les quantités d'eau drainée

6.4.1.1 La zone décomprimée

Les conductivités hydrauliques varient avec l'épaisseur de la couverture rocheuse : les conductivités décroissent lorsque l'épaisseur de couverture croît. Ceci est particulièrement visible pour les paragneiss et schistes cristallins dont les conductivités hydrauliques passent de 10^{-6} m.s^{-1} sous 100 m de couverture à 10^{-9} m.s^{-1} sous 800 m de couverture (Figure 6.51). Ce phénomène est moins évident à déceler dans les orthogneiss et apparemment inexistant dans les granitoïdes. Si l'on écarte le cas du granite de l'Aar, les granitoïdes possèdent des conductivités qui varient en fait assez peu. Toutefois, étant donné leur position au coeur des massifs cristallins, les granitoïdes ont toujours été rencontrés sous d'importantes couvertures rocheuses. Il en résulte sur le diagramme de la figure 6.51 peu de points situés dans la gamme des faibles profondeurs. Il est donc difficile de se faire une idée de leur comportement sous des couvertures inférieures à 500 m.

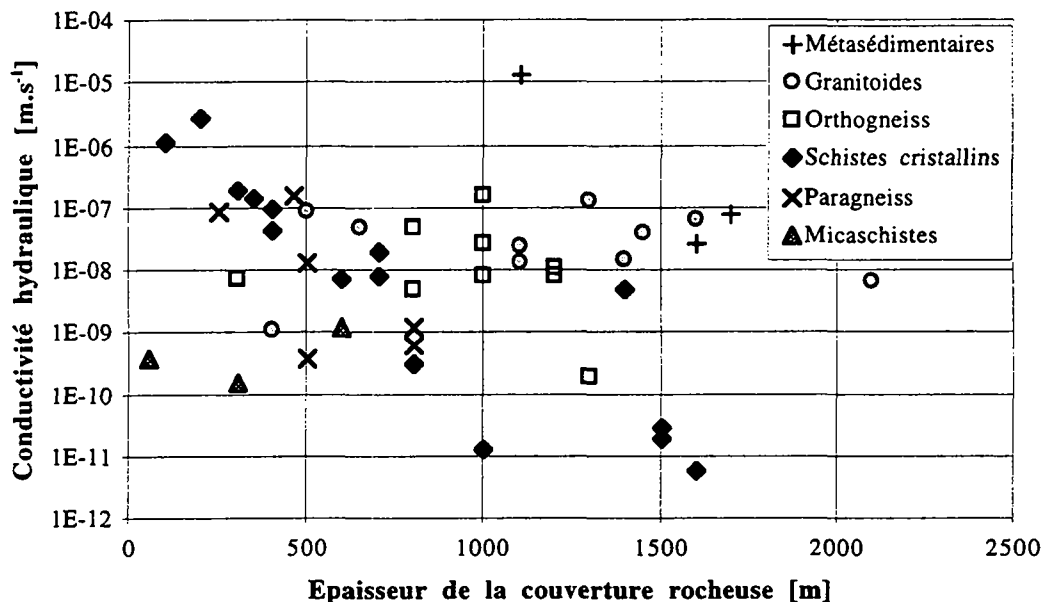


Figure 6.51 : Conductivités hydrauliques en fonction de la couverture rocheuse. Les valeurs sont regroupées par lithologie.

En distinguant les séries cristallophylliennes des séries cristallines au sens strict (figure 6.52), les phénomènes apparaissent plus clairement. Tandis que les conductivités des premières décroissent nettement lorsque l'épaisseur de couverture augmente, les séries cristallines montrent des conductivités qui varient peu. Pour des épaisseurs de couverture supérieures à 600 m, les unités cristallophylliennes sont moins conductives que les unités cristallines au sens strict. Entre 400 et 600 m de couverture, les unités cristallophylliennes et cristallines possèdent des conductivités comparables. En dessous de 400 m de couverture, il n'est pas possible de se prononcer étant donné le manque de données concernant les roches cristallines à ces profondeurs.

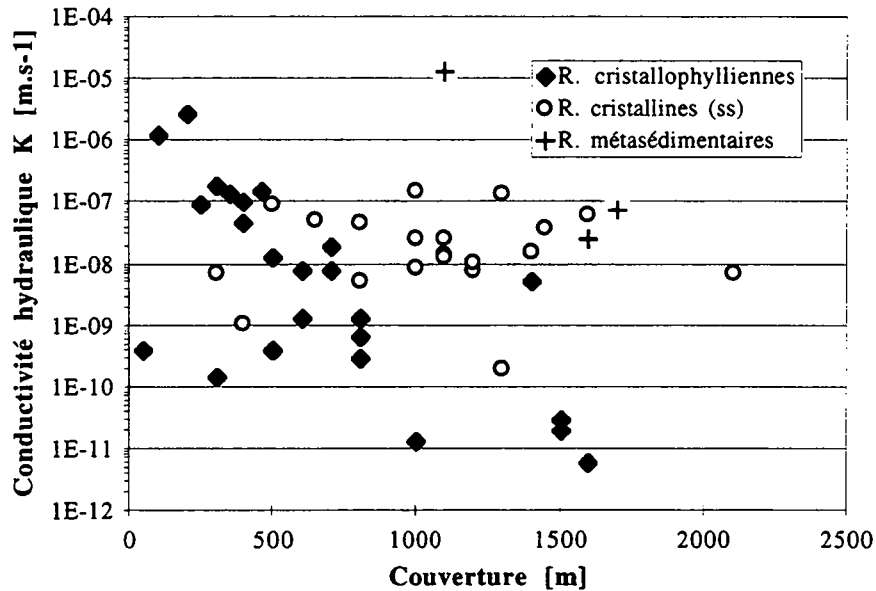


Figure 6.52 : Conductivités hydrauliques en fonction de la couverture rocheuse. Les lithologies sont divisées en trois grandes classes : roches cristallines pauvres en micas, roches cristallophylliennes riches en micas (paragneiss + schistes cristallins + micaschistes) et roches métasédimentaires.

Une des caractéristiques connues des terrains cristallins est la tendance à la diminution de la perméabilité du massif avec la profondeur. Les résultats (figure 6.53) de diverses études effectuées dans des régions cristallines de socle en Caroline du Nord par Legrand [1954] ou dans le Nord de la Suisse par la Nagra [Thury et al. 1994] représentent cette tendance observée par les foreurs dans diverses régions cristallines. Dans les Alpes, le même phénomène a été observé dans le massif de Belledonne sur les gneiss du site de Grand'Maison [Louis 1972].

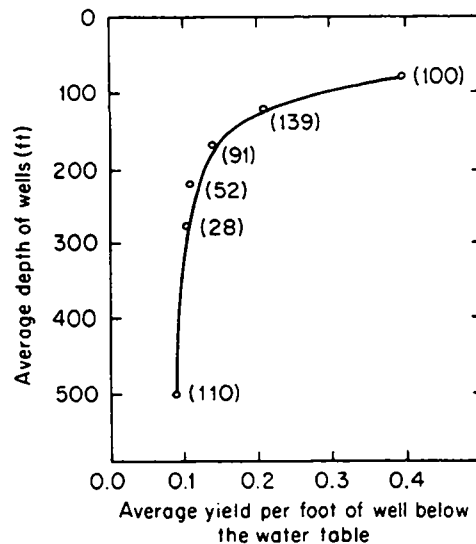


Figure 6.53 : Décroissance de la perméabilité de roches cristallines en Caroline du Nord en fonction de la profondeur [d'après Legrand 1954; Davis & De Wiest 1966 cités dans Freeze & Cherry 1979]. Les nombres entre parenthèses indiquent le nombre de puits utilisés pour obtenir les valeurs moyennes qui définissent la courbe.

A ce stade, plusieurs explications du phénomène peuvent être avancées. Dans les massifs rocheux naturels, la contrainte lithostatique augmente avec la profondeur. Les effets d'une augmentation de la pression lithostatique sur la déformation des roches ont été démontrés. Des essais de

contrainte triaxiale effectués sur des cylindres de roches à des pressions de confinement variables montrent que la fracturation est retardée par une augmentation de la pression de confinement [Paterson 1958]. Ainsi, lors d'un épisode tectonique, les roches enfouies à grande profondeur possèdent un comportement plus plastique et sont moins fracturées. En fait, une augmentation de la pression hydrostatique a pour effet une suppression de la microfracturation dans la roche et permet ainsi de la maintenir dans le domaine de la ductilité.

Selon certains auteurs [Freeze & Cherry 1979] les roches cristallines sont moins fracturées en profondeur car les variations de contrainte qui sont la cause de la fracturation sont plus grandes et plus fréquentes à proximité de la surface.

En surface, des fractures de décompression peuvent apparaître suite à une diminution de la charge sus-jacente liée à l'érosion des terrains et au retrait des glaciers. LeGrand [1954] a mis en évidence l'importance hydrogéologique de telles fractures parallèles à la surface (soit horizontales) dans un granite en Géorgie sur les 100 premiers mètres. L'auteur parle de "sheeting" du granite. Inversement, le confinement de la roche en profondeur et les contraintes auxquelles elle est soumise provoquent la fermeture des fissures et conséquemment une diminution de la conductivité hydraulique.

A l'échelle de la fracture, une série impressionnante de travaux ont été effectués afin de déterminer l'influence des contraintes sur l'ouverture des fractures et leur conductivité hydraulique [Walsh 1981; Gentier 1987; Tsang et Witherspoon 1981; Tsang et Witherspoon 1983; Witherspoon, Watkins et Tsang 1981]. Elles montrent toutes la diminution de la conductivité hydraulique lorsque la contrainte de confinement augmente.

Quelle que soit l'origine du phénomène, une diminution de la conductivité hydraulique en profondeur a été mesurée dans divers ouvrages souterrains alpins et ce, particulièrement dans les roches montrant une schistosité marquée. En profondeur, les plans de schistosité de ces roches, sous l'effet des contraintes lithostatiques notamment, ont tendance à se refermer, provoquant une baisse de la conductivité hydraulique. Si ce phénomène se marque de façon progressive entre 600 et 1500 m de couverture, il semble subir une accélération en dessous de 600 m de couverture. Il existerait une première zone de décompression dans les Alpes, dont l'épaisseur est égale à peu près à 600 m. Il est intéressant de remarquer que les forages de la Nagra dans le socle cristallin du nord de la Suisse (figure 6.54) ont montré également une décroissance de la transmissivité avec la profondeur, et ce, surtout dans les 500 à 600 premiers mètres, conformément à nos observations dans les Alpes.

On constate dans de nombreux ouvrages souterrains, l'existence dans les premiers mètres de la galerie d'une zone à plus fortes venues que dans le reste de l'ouvrage. Ceci est lié à la zone décomprimée qui existe à la surface des massifs alpins. Elle vient d'être mise en évidence au travers de la variation de conductivité hydraulique à l'échelle du massif en fonction de l'épaisseur de la couverture rocheuse.

L'existence d'une zone décomprimée a déjà été démontrée dans le massif de Belledonne grâce à l'observation de sources [Cruchet 1985]. L'auteur insiste sur le rôle hydrogéologique de la zone décomprimée dans laquelle les capacités d'infiltration et d'emmagasinement sont nettement supérieures au reste de l'aquifère cristallin.

Dans les gneiss du massif des Aiguilles-Rouges, la densité des fissures de tension diminue assez rapidement avec la profondeur [Jamier 1975]. L'auteur estime qu'il existe une zone décomprimée épaisse d'une centaine de mètres, dans laquelle se produisent des écoulements hypodermiques. L'auteur mentionne à cet égard, dans la galerie de Ravoire, une recrudescence des suintements dans les 100 premiers mètres de galerie.

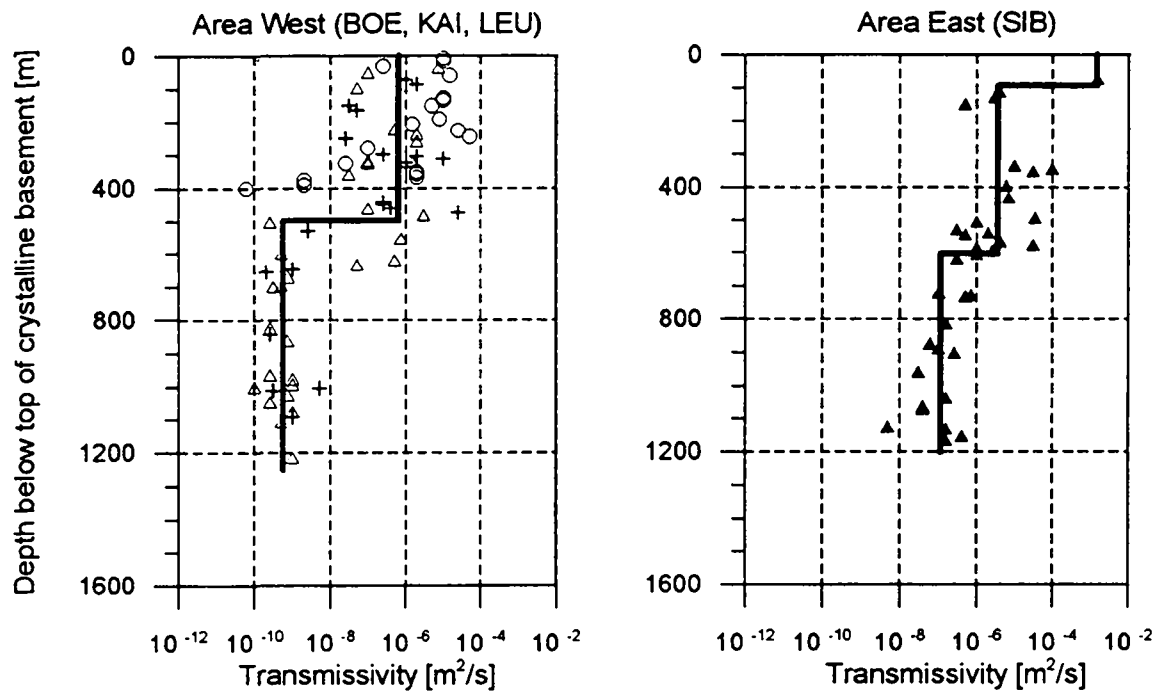


Figure 6.54 : Transmissivités mesurées dans les forages du Nord de la Suisse dans le socle cristallin [d'après Thury et al. 1994].

Dans les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc, nous avons mis en évidence une décroissance de la conductivité hydraulique avec la profondeur grâce aux mesures effectuées dans les tunnels du Mont-Blanc et les galeries hydroélectriques d'Emosson (voir chapitre 6.2.). La figure 6.55 résume l'effet de la profondeur sur la conductivité hydraulique des schistes cristallins du Mont-Blanc.

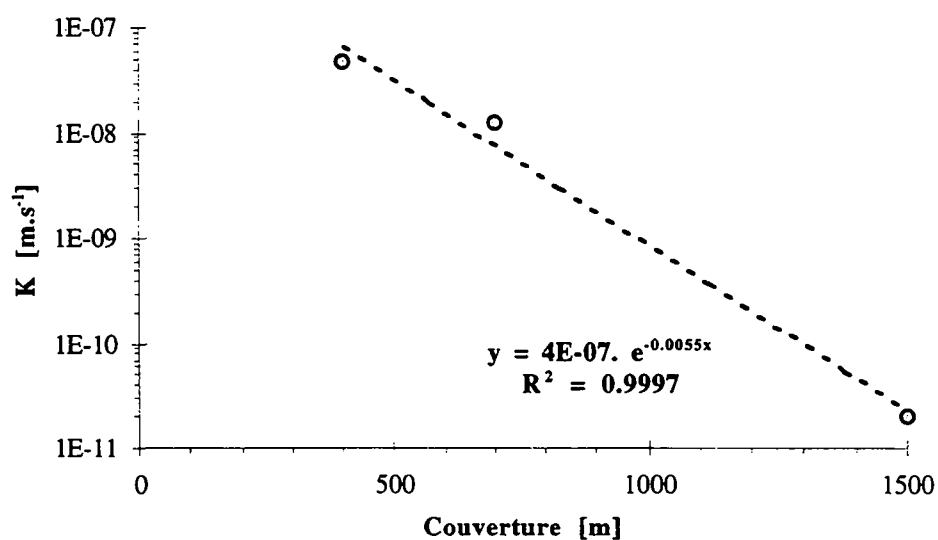


Figure 6.55 : Variation de la conductivité hydraulique des schistes cristallins du massif du Mont-Blanc en fonction de l'épaisseur de la couverture rocheuse.

La décroissance de la conductivité hydraulique est exponentielle, de type :

$$K = K_0 \cdot e^{-a \cdot C}$$

où K désigne la conductivité hydraulique ($[m \cdot s^{-1}]$) à une profondeur donnée C ($[m]$); a ($[m^{-1}]$) est le taux de décroissance de la conductivité hydraulique en fonction de l'épaisseur de la couverture; K_0 est la conductivité hydraulique en surface (pour $C = 0$).

Louis [1972; 1974] avait proposé une relation de ce type pour expliquer les résultats de conductivité hydraulique obtenus dans des forages sur le site du barrage de Grand-Maison. Les valeurs de a obtenues par Louis dans ces terrains gneissiques étaient comprises entre 0,027 et 0,08 m^{-1} pour des profondeurs comprises entre 10 et 70 m. La valeur obtenue dans les schistes cristallins du Mont-Blanc est $a = 0,0055 m^{-1}$ pour des couvertures comprises entre 400 et 1500 m (figure 6.55), soit une décroissance moins rapide pour des terrains enfouis à plus grande profondeur.

Le même type d'ajustement (figure 6.56) peut être effectué sur l'ensemble des valeurs de conductivité hydraulique calculées au chapitre 6.2.

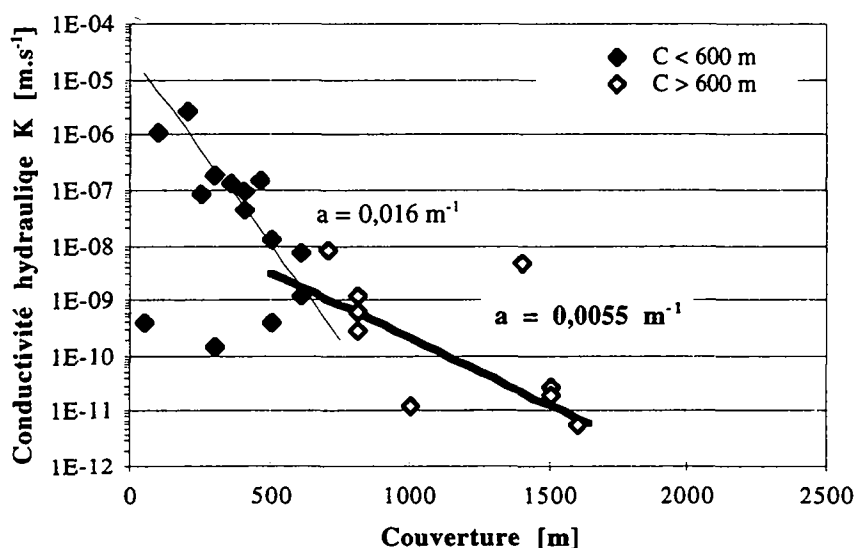


Figure 6.56 : Variation de la conductivité hydraulique en fonction de la couverture rocheuse dans les terrains cristallophylliens alpins. Ajustement par deux relations exponentielles.

On obtient deux ajustements avec deux paramètres a différents selon les épaisseurs de couverture. Pour des épaisseurs comprises entre 100 et 600 m, le paramètre a vaut 0,016 m^{-1} tandis que pour des épaisseurs supérieures à 600 m, a décroît à 0,0055 m^{-1} .

Sur la base de ces résultats, nous proposons un modèle de la variation de la conductivité hydraulique en fonction de l'épaisseur de couverture incluant trois zones (figure 6.57) :

- zone décomprimée supérieure (entre 0 et 100 m de profondeur) : $a = 0,05 m^{-1}$ en moyenne;
- zone décomprimée inférieure (entre 100 et 600 m de profondeur) : $a = 0,015 m^{-1}$ en moyenne;
- zone non décomprimée (au-delà de 600 m de profondeur) : $a = 0,005 m^{-1}$ en moyenne.

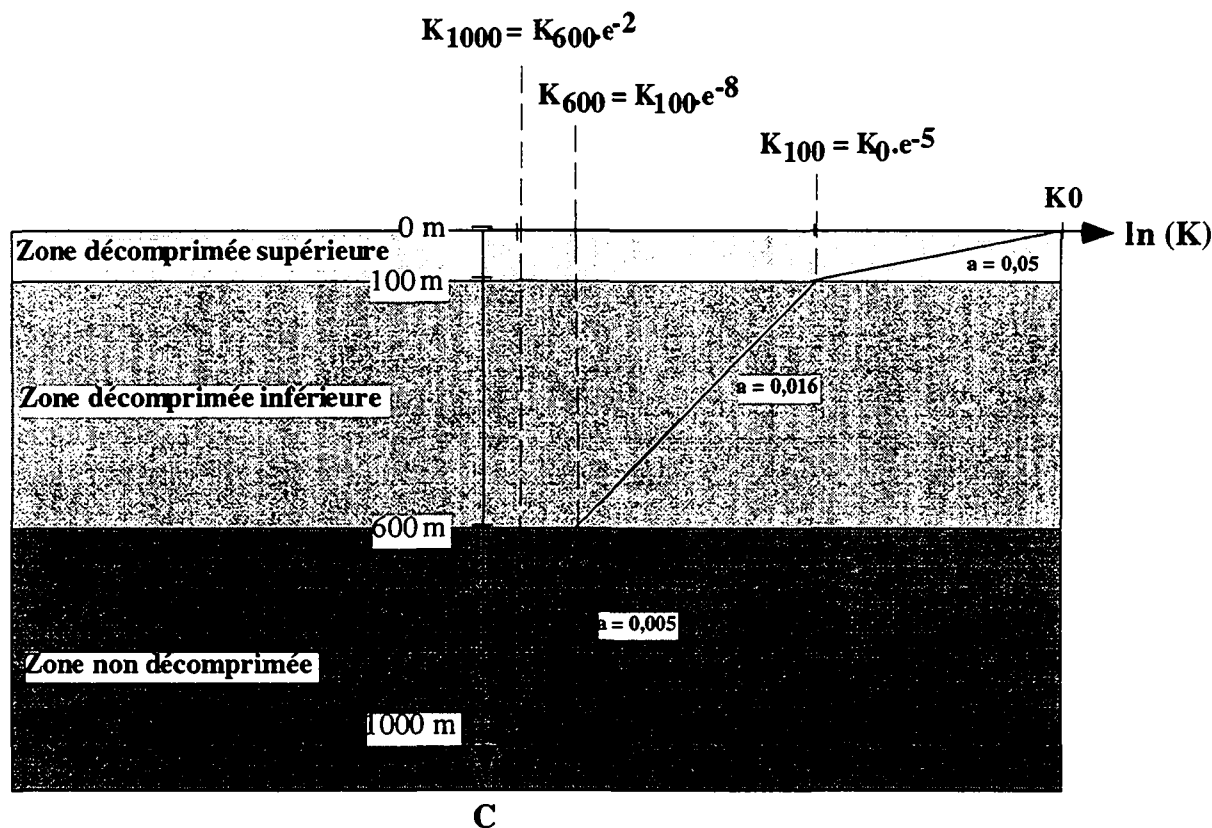


Figure 6.57 : Zonation des massifs cristallophylliens représentant leur comportement hydrogéologique en fonction de la profondeur.

Cette zonation inclut les fortes variations enregistrées dans les forages à moins de 100 m et les faibles variations obtenues au-delà de 600 m. La zone décompressée supérieure est proposée sur la base principalement des essais de Louis. Toutefois, Cruchet [1985] cite également le cas de sondages miniers ayant rencontré des fractures ouvertes jusqu'à une profondeur limite de 100 m dans le massif de Belledonne. Bordet [195?], l'un des premiers auteurs à avoir mentionné l'existence d'une zone décompressée dans les terrains cristallins alpins, cite le cas de fissures de poussée au vide sous 100 m de couverture verticale.

La zone décompressée inférieure est limitée à une profondeur de 600 m suite aux calculs de conductivité hydraulique effectués dans cette étude. Dans ses travaux sur la zone décompressée, Cruchet [1985] lui attribue une épaisseur voisine de 500 mètres, tout comme Bordet [195?]. Les résultats obtenus par la Nagra dans le cristallin du Nord de la Suisse vont dans ce sens également (500 à 600 mètres). Dans la galerie EDF de l'aménagement de Grand'Maison, dans le massif du Rissiou (Belledonne), les gneiss sont plus perméables dans la partie de la galerie située dans la zone décompressée inférieure. Les débits linéaires valent en effet de 1 à $2 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ sous une couverture de 500 à 800 m de roche tandis qu'ils augmentent jusqu'à $20 \cdot 10^{-3} \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ sous une couverture comprise entre 200 et 300 m [Gourgand 1983].

La zonation proposée s'adresse plus spécifiquement aux roches cristallophylliennes car ces phénomènes de décompression ont été observés au cours de cette étude dans ce type de roche. C'est la forte anisotropie des roches cristallophylliennes qui peut expliquer l'importance de ces phénomènes de décompression. Dans les granitoïdes, nous nous référons aux travaux de la Nagra qui ont mis en évidence de tels phénomènes également dans les granites et sur des épaisseurs comparables (exemples des forages de Böttstein et Siblingen [Thury et al. 1994]). Nous ferons donc l'hypothèse dans la suite qu'il en va de même pour les granites, en dessous de 500 m de profondeur.

La limite de la zone décomprimée est, à notre avis, variable et dépend des conditions locales. Il serait dangereux d'extrapoler cette épaisseur à l'ensemble des Alpes. Il conviendrait de confronter la zonation proposée avec de nouveaux résultats acquis grâce à de nouveaux forages et ouvrages souterrains dans le cristallin alpin, et particulièrement dans les granitoïdes à faible profondeur.

La galerie de Cleuson-Dixence a été réalisée durant cette étude. A la fin des travaux dans le lot B, assez homogène du point de vue géologique, les débits drainés par l'ouvrage ont été jaugés par tronçon de 100 m. Ils varient en fonction de l'épaisseur de la couverture (figure 6.58).

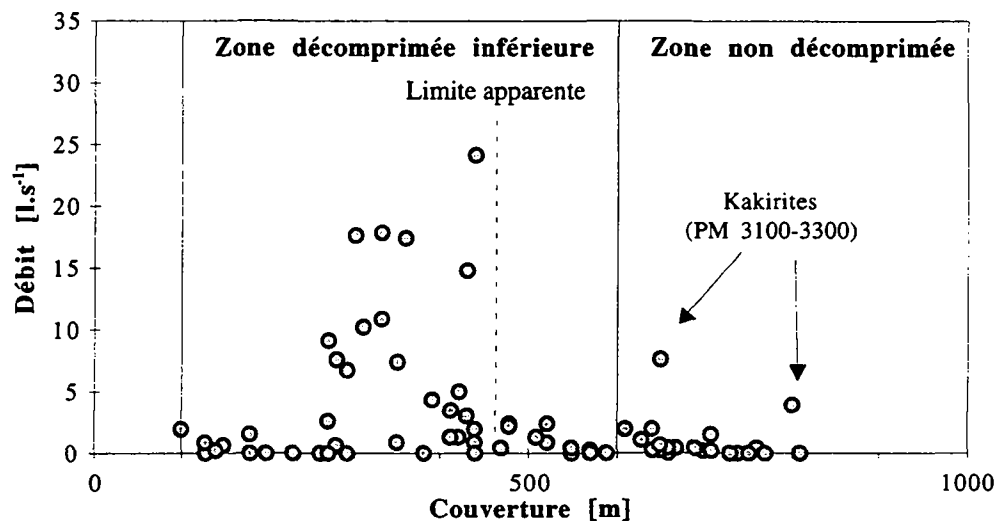


Figure 6.58 : Lot B de la galerie hydroélectrique de Cleuson-Dixence. Débits drainés par tronçon de 100 m dans la galerie le 6 novembre 1996, en fonction de l'épaisseur de la couverture rocheuse présente au-dessus de chaque tronçon.

Dans la zone non décomprimée telle que définie précédemment (au delà de 600 m de couverture), hormis deux tronçons, tous les débits (par 100 m de tronçon) sont inférieurs à 2 l.s⁻¹. On notera que les deux tronçons faisant exception (PM 3200-3400) correspondent à la zone fortement tectonisée (présence de mylonites et kakirites) dans laquelle le tunnelier est resté bloqué durant deux mois. Dans la zone décomprimée inférieure (entre 100 et 600 m de couverture), les débits oscillent le plus souvent entre 0 et 5 l.s⁻¹ avec de nombreux tronçons dont le débit est supérieur à 5 l.s⁻¹. Le débit maximum étant de 25 l.s⁻¹ sous 450 m de couverture environ. Les tronçons possédant les débits les plus forts se situent pour la plupart sous le vallon de Fond de Cleuson entre les Monts Rosets et l'arête nord du Bec des Etagnes. Il n'y a pas de tendance régulière à la décroissance des débits avec la couverture à l'intérieur de chacune des deux zones. La limite entre les deux zones semble se situer plutôt aux alentours de 450 m. Nous ne possédons pas d'information sur la zone décomprimée supérieure (entre 0 et 100 m).

6.4.1.2 Contexte topographique : Phénomènes de poussée au vide et basculement

Aux phénomènes classiques de décompression, s'ajoutent, en montagne, dans les vallées, les phénomènes de poussée au vide, balancement des versants (fauchage) et phénomènes de glissement qui modifient la structure de la roche et par conséquent sa perméabilité non seulement en surface mais également jusqu'à une certaine profondeur dans le massif.

La poussée au vide est l'ouverture de fissures généralement préexistantes dans le rocher, avec tendance pour les parties du versant les plus externes à basculer vers le vide. Ce phénomène est fréquent dans les roches cristallophylliennes, particulièrement dans les versants à schistosité proche de la verticale, où la direction de cette schistosité est à peu près parallèle aux courbes de niveaux du versant. "Les bancs ou feuillettes du Cristallin s'ouvrent alors à la façon d'un livre placé le dos contre une table" [Bordet, 195]. La géométrie des massifs cristallins externes est favorable à ce genre de phénomènes car les terrains cristallophylliens y sont situés dans les vallées autour des

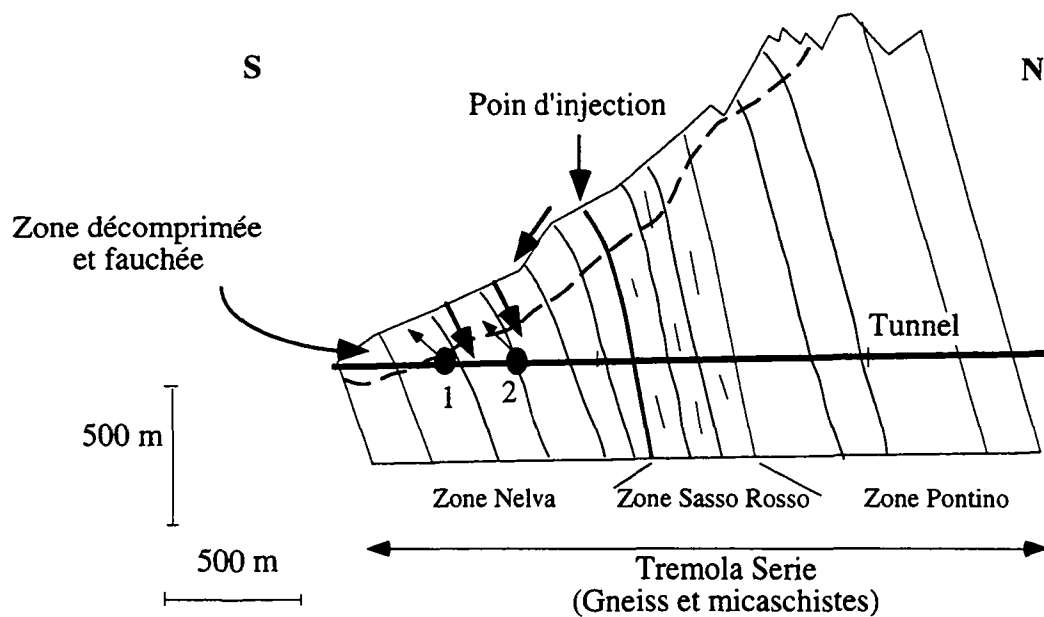
granitoïdes qui constituent les sommets au coeur des massifs : exemples des schistes cristallins du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges, paragneiss dans le massif du Gothard et de l'Aar.

Dans le massif des Aiguilles-Rouges, d'importants phénomènes de basculement de la schistosité des gneiss ont été mis en évidence à proximité des versants [Blanc 1976]. L'auteur a également étudié les nombreux glissements de terrains associés. Le glissement de Ravoire atteint par exemple une épaisseur de plusieurs centaines de mètres. On citera également les glissements de la Treutse à l'Aille et des Revenettes [Blanc 1976].

Un ouvrage souterrain traversant une zone de poussée au vide rencontre des fissures, de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres d'ouverture, soit vides, soit remplies de débris éboulés plus ou moins terreux ou argileux. Des fissures de poussée au vide ont été rencontrées sous plus de 100 m de couverture verticale. Ces fissures sont par leur ouverture, favorables aux écoulements d'eau souterraine.

On citera l'exemple de la galerie de Feissons sur Isère (tronçon Glaize-Teppes), percée dans des micaschistes et gneiss du massif de Belledonne, dans laquelle de fortes venues d'eau (150 l.s^{-1}) ont été rencontrées au travers de fissures ouvertes [Bordet 195?]. La galerie de Valabres dans les gneiss et amphibolites du massif de l'Argentiera-Mercantour a rencontré des terrains balancés (ou fauchés) sous plus de 500 m de couverture [Bordet 195?]. Les débits étaient de l'ordre de 250 l.s^{-1} sur les 500 premiers mètres de galerie.

Des phénomènes de fauchage en surface ont été observés lors du percement du tunnel routier du Gothard, dans sa partie sud (figure 6.59).



1 : venue du PM 412 : 60 l.s^{-1} lors du percement

2 : venue du PM 690 : 40 l.s^{-1} en automne 1993

Figure 6.59 : Entrée sud du tunnel routier du Gothard (N2).
Phénomènes de fauchage [modifié d'après Keller et al. 1987; Greco 1994].

La zone de fauchage est épaisse d'environ 150 m et affecte principalement les micaschistes et gneiss de la série Tremola, dont les plans de schistosité sont fortement redressés. Ces phénomènes ont été accompagnés de venues d'eau importantes lors du percement du tunnel durant les 600 premiers mètres. Les débits rencontrés dans cette zone sont de l'ordre de 70 l.s^{-1} dont 60 l.s^{-1} sur une seule venue située au PM 412-S à proximité de la limite de la zone fauchée (venue 1; figure 6.59). Une autre venue (venue 2; figure 6.59), de débit faible lors du percement, située en dehors

de la zone fauchée, a posé des problèmes lors de l'exploitation de l'ouvrage. Lors des forts événements pluvieux de l'automne 1993, le débit est monté à plus de 40 l.s^{-1} dans cette zone (PM 690-S à PM 719-S) et a provoqué l'inondation de la chaussée. Suite à cela, une étude hydrogéologique a été réalisée [Greco 1994]. Les résultats de cette étude ont mis en évidence l'origine locale de ces eaux. Leur points représentatifs sur un diagramme O-18 - altitude au droit de la venue s'alignent selon une droite. Les circulations dans la zone fauchée sont donc principalement verticales et latérales par rapport à l'ouvrage, parallèlement à l'orientation de la schistosité. Il n'y a pas de circulation perpendiculairement à l'orientation des structures, même dans la zone fauchée. Un essai de traçage (injection de fluorescéine dans un torrent situé sur le bassin versant au droit du tunnel) a montré que les circulations étaient rapides. Le traceur est en effet arrivé aux venues moins de 4 jours après l'injection [Greco 1994]. Durant cette crue de la venue 2 (PM 690-S), la venue 1 n'a pas fonctionné. Les eaux de ruissellement venant du haut du versant se sont infiltrées plus en amont au niveau de la venue 2 qui court-circuite ainsi la venue 1.

Des phénomènes semblables de fauchage ont été observés dans les mêmes formations schisteuses de la série Tremola à l'entrée de la fenêtre Bedretto dans le tunnel de la Furka (figure 6.60). La zone de fauchage est épaisse de 150 à 200 m et affecte aussi bien les micaschistes et gneiss de Tremola que les amphibolites et gneiss de Prato. Ils sont accompagnés également d'importantes venues d'eau dans le tunnel : un pic à 130 l.s^{-1} entre les PM 180 et 360 à proximité de la limite de la zone fauchée [Keller et Schneider 1982].

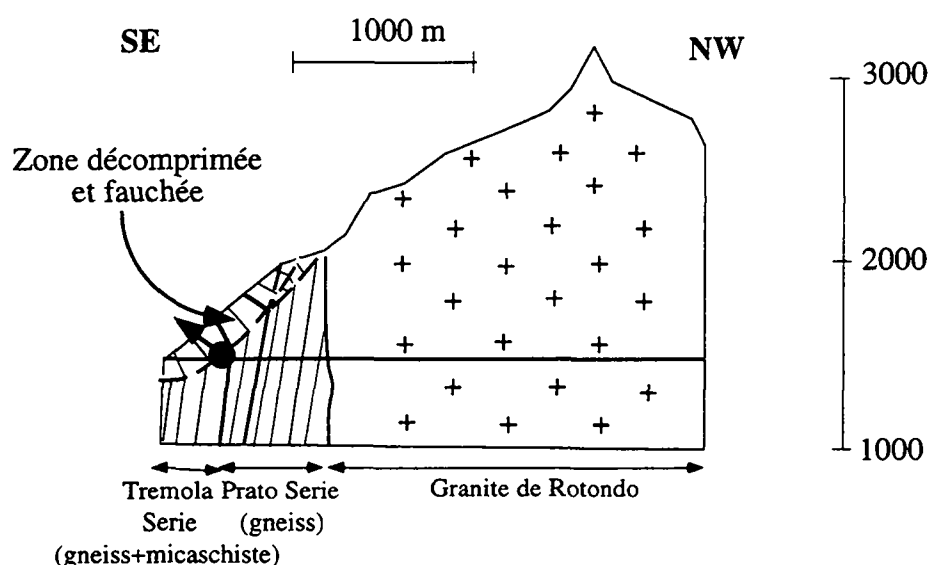


Figure 6.60 : Entrée sud de la fenêtre de Bedretto (tunnel de la Furka). Phénomènes de fauchage [d'après Keller et Schneider 1982].

Dans la galerie d'Obergesteln, des phénomènes de fauchage des couches de paragneiss du massif du Gothard sont visibles dans la galerie durant les 700 premiers mètres environ (figure 6.61).

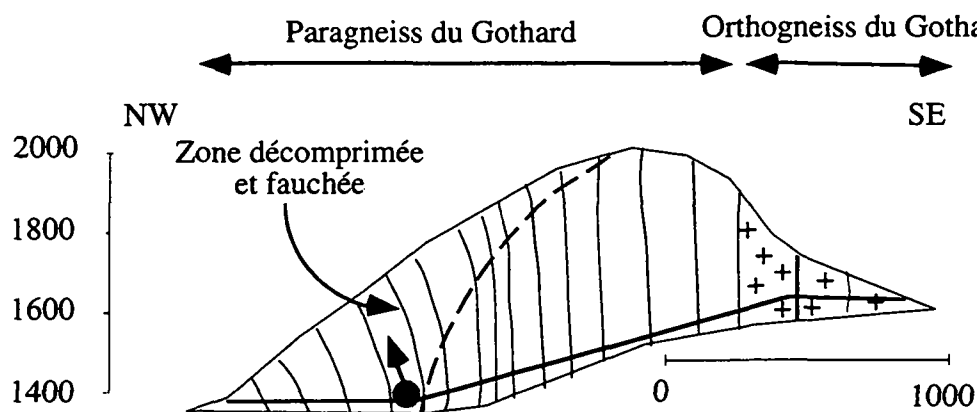


Figure 6.61 : Entrée de la galerie d'Obergesteln. Phénomènes de fauchage [d'après Klemenz 1974].

La profondeur de la zone touchée par le basculement est importante; elle vaut entre 300 et 400 m. Ce phénomène est facilité par l'orientation de la schistosité, favorable au basculement. D'importantes venues d'eau sont enregistrées à proximité du contact entre la zone décomprimée basculée et la roche non fauchée. On observe un pic à 210 l.s⁻¹ au PM 550 sous une couverture de 250 m [Klemenz 1974]. Notons que ces phénomènes de fauchage n'affectent pas les orthogneiss situés à l'autre bout de la galerie.

6.4.1.3 La zone décomprimée : quelques exemples de comportement

Le cas de la Romanche : galeries de Livet et Gavet

Dans le cadre de ce travail, nous avons suivi les venues d'eau dans les galeries EDF de la Romanche. Celles-ci sont situées à faible profondeur. Le comportement de ces venues d'eau est donc représentatif dans une certaine mesure de la zone décomprimée. L'opportunité de disposer d'un suivi dans le temps des débits d'exhaure totaux de ces deux galeries réalisées à faible profondeur a été saisie afin de préciser le comportement hydraulique de cette zone.

On utilise différentes méthodes permettant de caractériser l'aquifère fissuré à partir de l'étude du débit drainé par l'ouvrage souterrain. Un aquifère mal drainé retient de grosses réserves d'eau, les eaux s'écoulent difficilement et ceci se traduit au travers de la relation pluie-débit. A l'opposé, si de grandes fractures interviennent et règlent l'essentiel des écoulements, les réserves sont faibles et l'eau (de pluie ou de fonte des neiges) transite rapidement jusqu'à la galerie.

Les débits moyens journaliers (figure 6.62) des deux galeries ont subi divers traitements. Les méthodes appliquées ont été développées pour l'étude des exutoires de massifs fissurés, karstiques plus précisément. La plupart d'entre elles n'ont jamais été appliquées à des venues d'eau en tunnel; seules les méthodes d'ajustement ont été appliquées au cas du massif du Haut du Them [Rossier et Sandmeier 1983].

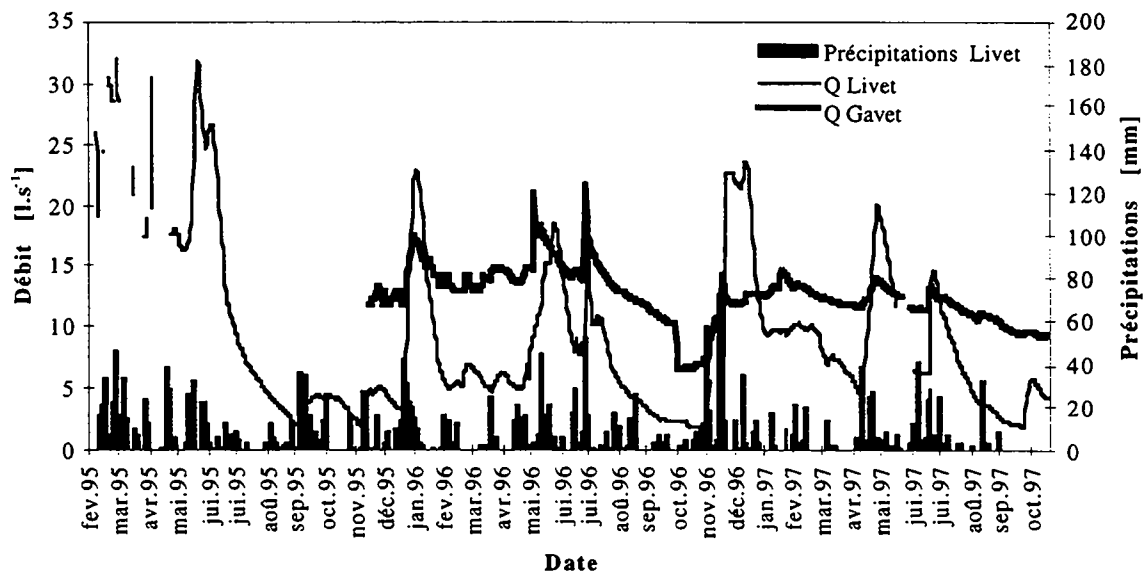


Figure 6.62 : Débits moyens journaliers à la sortie des galeries de Livet et Gavet (vallée de la Romanche).

Débits classés

A Livet, deux années hydrologiques ont été distinguées. Tandis que la première année (du 27/04/95 au 26/04/96) suit directement la fin des travaux, la seconde débute le 27/04/96 et prend fin le 26/04/97. Durant ces deux cycles hydrologiques, les débits évoluent très différemment (figure 6.63).

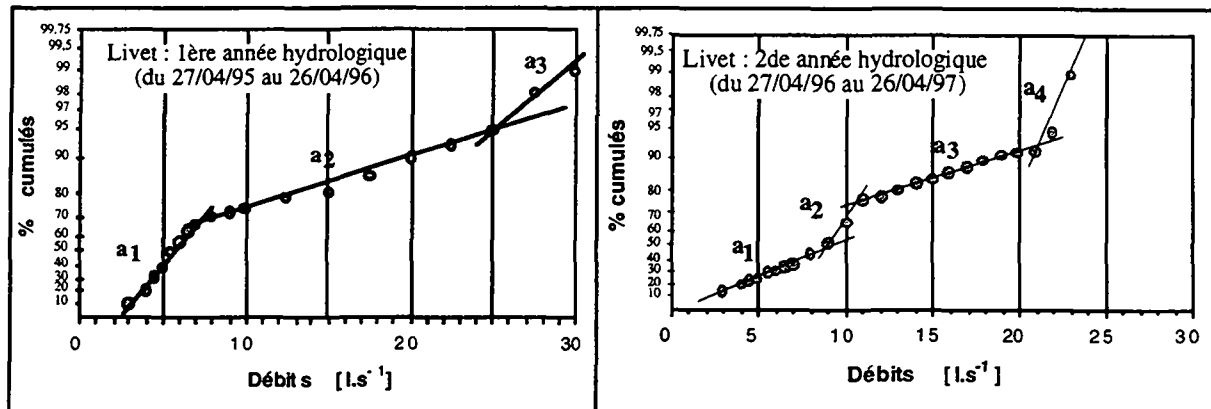


Figure 6.63 : Débits classés à la sortie de la galerie de Livet.

La première année hydrologique est caractérisée par trois droites de pentes différentes. La droite représentative principale (pente a_2) régit les débits entre 7 et 25 l.s^{-1} . La présence d'une rupture de pente dans la partie relative aux faibles pourcentages de la droite, se traduisant par une augmentation de la pente ($a_1 > a_2$) est le signe d'un apport d'une réserve issue d'un cycle hydrologique antérieur. En effet, l'augmentation de pente de la droite représentative est à mettre en relation avec une croissance ou une décroissance plus lente des faibles débits (inférieurs à 7 l.s^{-1}). En l'occurrence, la réserve antérieure mise en évidence correspond à la réserve d'eau accumulée dans le massif avant le percement de la galerie. Les débits de la première année hydrologique qui suit le percement du tunnel sont donc fortement influencés par la réserve d'eau accumulée dans le massif avant le percement de la galerie. La rupture de pente à pourcentages élevés ($a_3 > a_2$) est l'indice de l'existence de phénomènes de trop-pleins pour des débits supérieurs à 25 l.s^{-1} . Pour ces débits, des circuits annexes se mettent à fonctionner et participent au drainage du massif, parallèlement à la galerie.

La seconde année hydrologique étudiée ne montre pas l'existence d'un phénomène de réserve antérieure comme lors de la première année. La réserve a été vidée durant la première année et n'a pas d'incidence sur les débits de la seconde année. L'alternance des trois droites de pente a_1 , a_2 et a_3 (avec $a_2 > a_3 = a_1$) est typique d'un phénomène de piégeage d'une réserve lors de la décrue par abandon d'un circuit et restitution de cette réserve au cours du tarissement, au moment où les débits croissent ou décroissent moins vite (pente a_2 supérieure à a_1 et a_3). Les débits pour lesquels l'apport ou la recharge de cette réserve se manifeste se situent aux environs de 10 l.s^{-1} . On constate d'ailleurs durant les décrues de l'été 96 et janvier 97, un brusque arrêt de la récession aux environs de 10 l.s^{-1} suite à un apport d'eau provenant de cette réserve. La forte pente de la droite représentative a_4 traduit soit un effet de trop-plein, mais plus probablement un mauvais fonctionnement des appareils de mesures durant la crue de décembre 96 qui est écrêtée par un effet de saturation du dispositif de mesures placé à la sortie de la galerie.

A Gavet, nous avons décidé de limiter la première année hydrologique à la période comprise entre le 23/11/95 et le 12/10/96, jour durant lequel s'est produite une chute brusque de débits. La seconde année hydrologique débute le 12/10/96 et se termine le 28/8/97, date à laquelle les données ont cessé de nous parvenir. Cette division particulière en deux pseudo années hydrologiques (d'une durée de 325 jours) nous permet de comparer le régime des eaux de la galerie de Gavet avant et après l'événement du 12 octobre (figure 6.64).

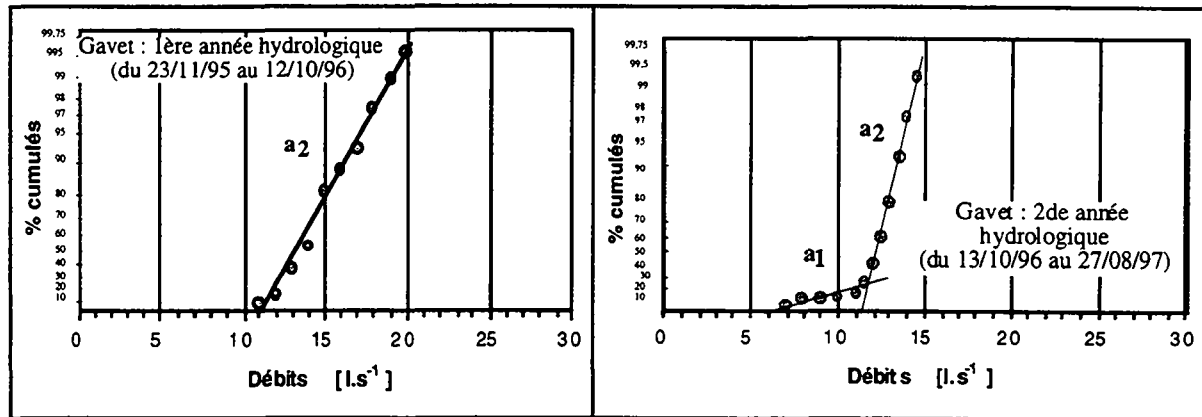


Figure 6.64 : Débits classés à la sortie de la galerie de Gavet.

La première année hydrologique est caractérisée par une seule droite de forte pente. Elle traduit l'existence d'un système robuste dont les débits varient assez peu. La pente a_1 à Gavet est supérieure aux pentes générales observées sur les débits de Livet. Comme nous l'avons déjà montré précédemment (chapitre 4), l'aquifère drainé par Gavet montre un débit qui varie nettement moins que Livet. L'importance de la venue d'eau située profondément dans le massif (PM 540, couverture de 450 m) se traduit sur le régime des eaux drainées par la galerie.

La seconde année hydrologique est caractérisée par l'existence de deux droites représentatives de pente différente. La présence d'une rupture de pente dans la partie relative aux faibles pourcentages de la droite, se traduisant par une diminution de la pente de la droite ($a_1 < a_2$) est le signe de la formation d'une réserve qui sera restituée plus tard pendant un cycle postérieur. Il s'agit en fait de l'eau stockée dans le massif suite à la fermeture probable le 12 octobre 1997 d'une fissure qui drainait les eaux vers la galerie. La montée de la piézométrie dans le massif suite à cette obturation est à cet égard démonstrative (figure 6.65) : elle traduit la formation de la réserve mise en évidence par l'analyse des débits classés. Pour des débits supérieurs à 11 l.s^{-1} , les débits évoluent selon une seule droite représentative de pente plus forte que celle observée durant la première année, traduisant la faible variabilité temporelle des débits à la sortie de Gavet. Toutefois, durant cette seconde année hydrologique, les débits restent compris entre 10 et 15 l.s^{-1} , inférieurs à ceux observés l'année précédente : l'obturation de la fissure a obligé les eaux à trouver un autre exutoire que la galerie.

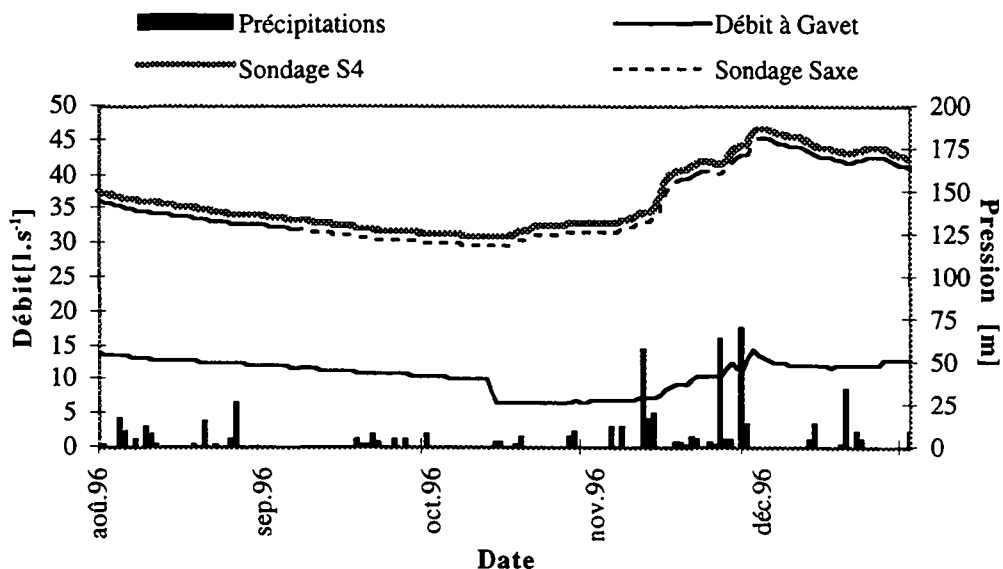


Figure 6.65 : Piézométrie et débit dans la galerie de Gavet aux environs du 10 octobre 1996.

L'étude des débits classés a permis de mettre en évidence un comportement hydrogéologique différent dans les deux galeries durant la première année hydrologique qui suit leur percement. A Livet, une vidange du réservoir par le percement de la galerie est mise en évidence tandis qu'à Gavet, un tel phénomène n'est pas sensible. Les quelques débits mesurés ponctuellement à Livet durant l'hiver 95 confortent cette idée puisqu'ils semblaient soutenus à 25 l.s^{-1} environ alors qu'ils ont chuté depuis entre 5 et 10 l.s^{-1} . La vidange du réservoir n'a duré qu'une année puisque ce phénomène n'est pas visible durant la seconde année hydrologique étudiée à Livet. A Gavet, une chute de débits n'est par contre pas observable depuis l'installation du dispositif de mesures.

A Gavet, les débits drainés mettent en évidence l'importance de la venue du PM 540. La faible variabilité des débits - en comparaison avec Livet - doit être attribuée à un aquifère plus profond, de réservoir plus grand et donc moins sensible aux impulsions atmosphériques, lié à cette venue. Un tel réservoir a existé à Livet; toutefois, il a été vidangé par le percement de la galerie durant la première année, contrairement à Gavet où il semble perdurer.

Ajustement de la récession par des fonctions mathématiques

Les méthodes de la décomposition de l'hydrogramme de crue en diverses composantes ont été appliquées aux galeries de Livet et Gavet. Un ajustement a été effectué à Livet durant les récessions de l'été 95 et de l'été 96. A Gavet, les récessions de l'été 96 et de l'été 97 ont fait l'objet d'un ajustement (figure 6.66).

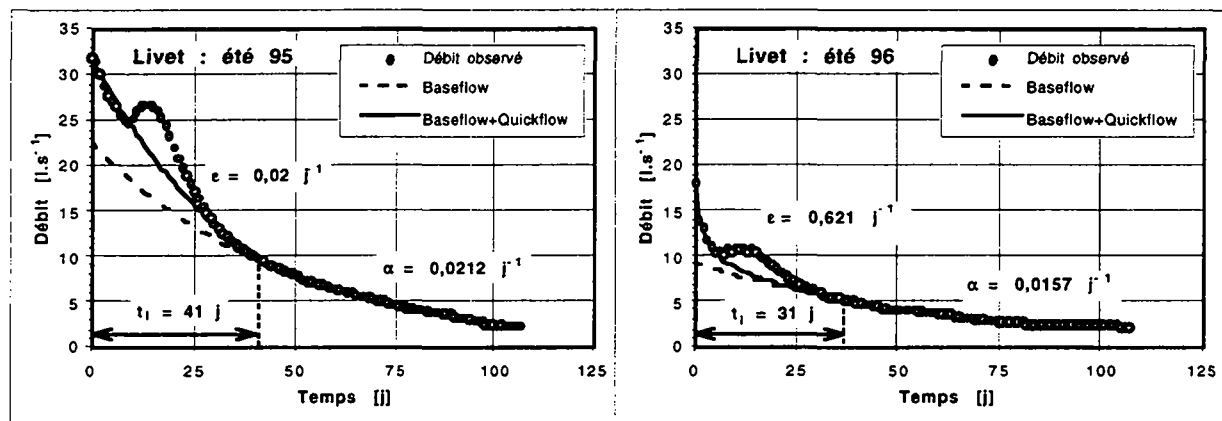


Figure 6.66 : Ajustements des récessions à Livet.

A Livet, les deux récessions nécessitent l'utilisation d'une fonction homographique afin d'ajuster de manière satisfaisante la décroissance des débits. Dans les deux cas, le volume d'eau drainé par le débit de base est prédominant par rapport au «quickflow». Celui-ci n'est présent que durant respectivement 41 et 31 jours. Ensuite c'est le débit de base qui constitue la totalité du débit drainé par la galerie. Le volume total drainé par le flux de base lors de la récession de la 1ère année est quasi double de celui drainé lors de la seconde année. L'écart ($40\,000 \text{ m}^3$) constitue la réserve d'eau présente dans le massif avant le percement et vidangée par le percement de la galerie, ce phénomène ayant déjà été mis en évidence lors du traitement des débits classés. Les coefficients de tarissement évoluent également d'une année à l'autre : le coefficient supérieur en 95 traduit probablement le fait que la vidange s'est effectuée dans des zones moins profondes (donc plus perméables) de l'aquifère.

A Gavet (figure 6.67), l'ajustement de la décroissance de l'été 1996 nécessite une fonction homographique. Le volume du «quickflow» est négligeable devant le débit de base. Cela indique la prédominance de la fracture du PM 540 dans la somme des débits et semble indiquer un fort tamponnage des débits. La fracture ouverte du PM 40 semble ne pas (ou peu) participer aux débits d'exhaure de la galerie. Lors de l'été 1997, la décroissance est ajustable par une seule fonction exponentielle. Il n'y a pas de «quickflow» durant cette crue. Ceci confirme le changement de régime dans la galerie suite à la fermeture d'une fissure. Les écoulements rapides empruntent un autre chemin pour gagner l'exutoire dans la vallée. Le régime de la galerie semble maintenant fortement dominé par la venue du PM 540.

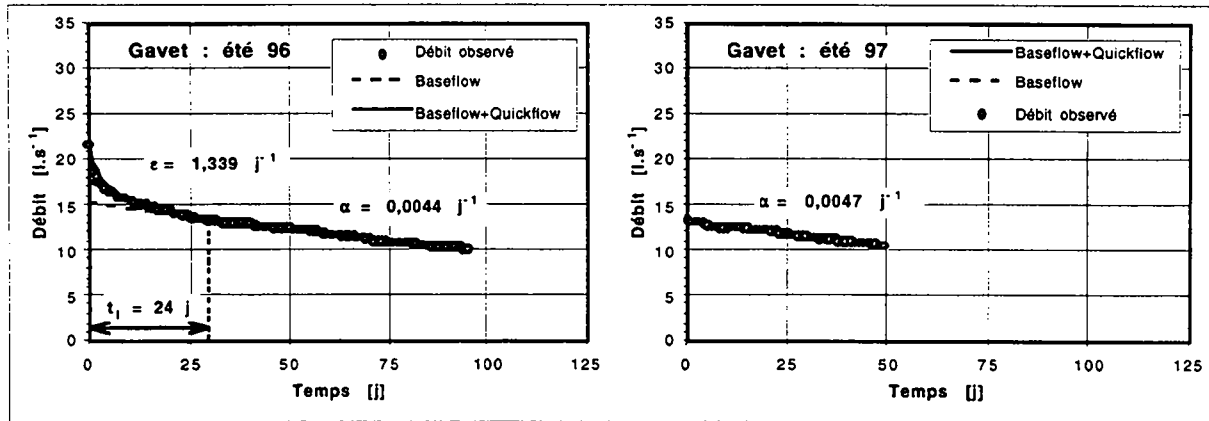


Figure 6.67 : Ajustements des récessions à Gavet.

Les volumes totaux drainés sont nettement supérieurs à Livet par rapport à Gavet. Tandis que le coefficient de tarissement est inférieur (signe d'une perméabilité moins grande), les volumes drainés nous indiquent que le volume de l'aquifère drainé par la galerie de Gavet est supérieur à celui de Livet (tableau 6.33).

Galerie	Q_0 [L.s ⁻¹]	q_{ob} [L.s ⁻¹]	α [j ⁻¹]	q_0^* [L.s ⁻¹]	q_0^*/Q_0 (-)	t_i [j]	η [j ⁻¹]	ϵ [j ⁻¹]	V_{ob} [m ³]	V_0^* [m ³]	V_0 [m ³]	V_{ob}/V_0 [%]	V_0^*/V_0 [%]
Livet (95)	31.9	22.5	0.0212	9.3	0.293	41	0.024	0.020	91766	13246	105012	87.4	12.6
Livet (96)	17.9	9.1	0.0157	8.8	0.490	31	0.032	0.621	50288	2638	52926	95.0	5.0
Gavet (96)	21.6	15.3	0.0044	6.3	0.293	24	0.042	1.339	300004	1065	301069	99.6	0.4
Gavet (97)	13.3	13.3	0.0047	0.0	0.000	-	-	-	243942	0	243942	100.0	0.0

Tableau 6.33 : Caractéristiques des ajustements des récessions des débits dans les galeries de Livet et Gavet.

Analyse corrélatrice et spectrale

L'autocorrélogramme des précipitations à la station de Livet montre une décroissance très rapide : le coefficient de corrélation r est nul après seulement 3 jours (figure 6.68). Le spectre de densité met en évidence l'inexistence de périodes qui caractériseraient les précipitations à cette station.

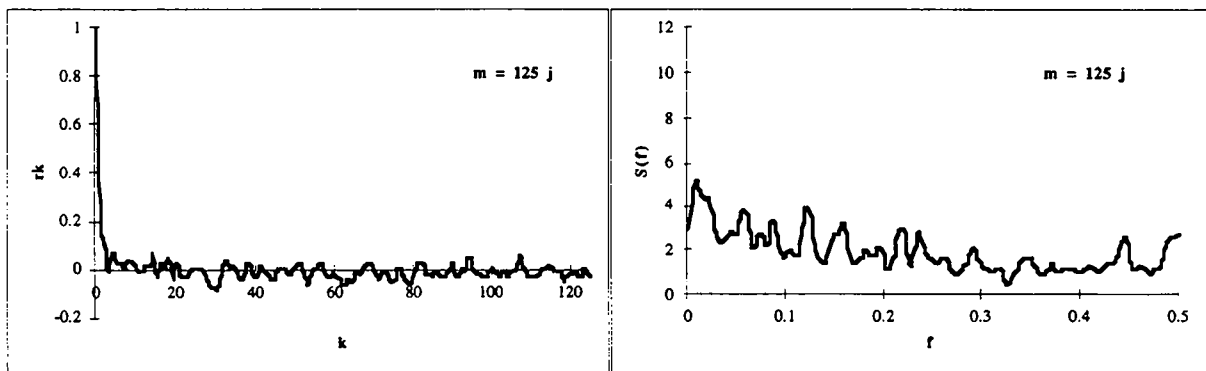


Figure 6.68 : Autocorrélogramme et spectre de densité des précipitations à la station de Livet entre le 1er février 1995 et le 22 septembre 1997 (m = 125 jours).

L'autocorrélogramme des débits à Livet et Gavet confirme que les venues d'eau de ces deux galeries n'ont pas un comportement semblable (figure 6.69). Les vitesses de décroissance des corrélogrammes sont différentes. La décroissance moins rapide à Gavet reflète la plus grande structure du signal débit. Les eaux de Gavet possèdent une « plus grande mémoire des événements » : les réserves de l'aquifère de Gavet sont plus grandes. Ceci a déjà été mis en

évidence précédemment pas l'ajustement des fonctions sur les débits. On peut quantifier l'effet mémoire : Mangin [1984] propose d'utiliser le temps pour lequel $r_k = 0,2$. A Livet, l'effet mémoire vaut 31 jours tandis qu'il vaut 64 jours à Gavet.

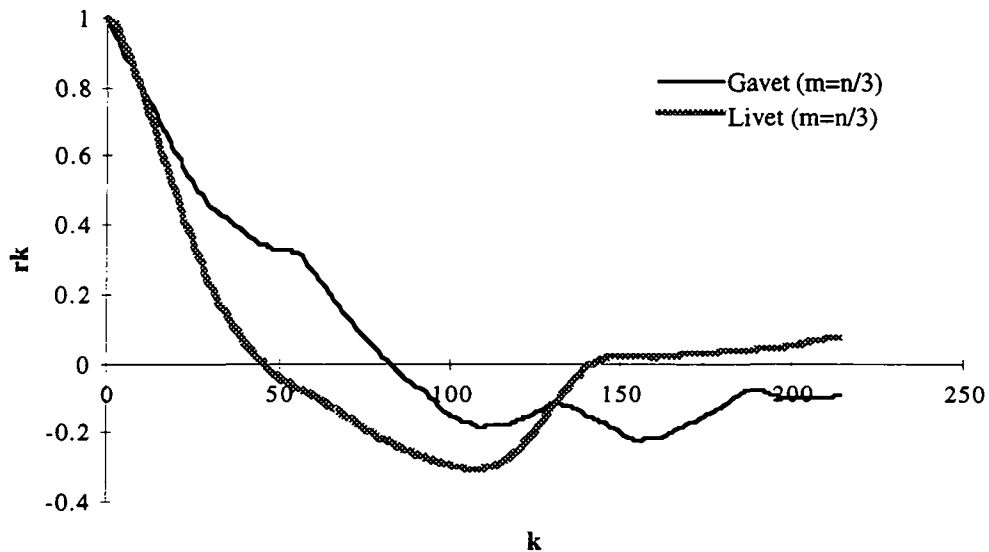


Figure 6.69 : Autocorréogrammes des débits à Livet (du 27 avril 1995 au 17 septembre 1997) et Gavet (du 23 novembre 1995 au 27 août 1997).

Les corrélogrammes croisés précipitations-débit sont également différents (figure 6.70). Si le temps de réaction des deux galeries aux précipitations est semblable : de l'ordre de 15 à 20 jours pour le maximum de corrélation, l'amplitude de la corrélation est inférieure à Gavet. La plus faible corrélation des débits de Gavet avec les pluies s'explique par l'existence d'un réservoir plus grand qui tamponne l'effet des pluies. Dans les deux cas, la corrélation est mauvaise (maximum : 0,2). Ceci s'explique par l'influence de la fonte des neiges sur les débits des galeries. Par ailleurs, la réaction aux précipitations débute très rapidement; en 1 à 2 jours, les débits des galeries augmentent.

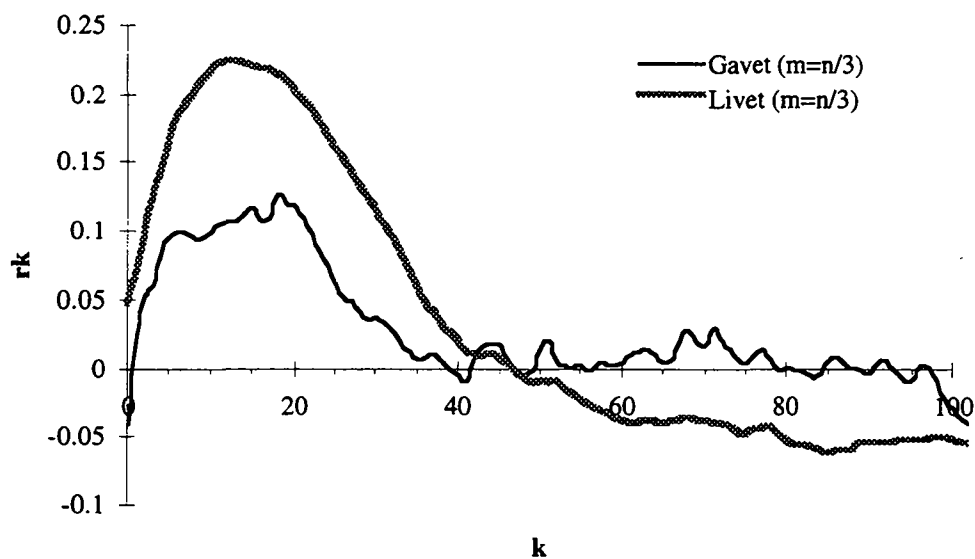


Figure 6.70 : Corrélogrammes croisés entre les débits des galeries de Livet et Gavet et les précipitations.

Les spectres dans les deux galeries sont assez semblables avec chacun un pic majeur à très basses fréquences (figure 6.71). A Gavet, la période de ce pic est de 321 jours. Ce cycle quasi-annuel correspond à la répétition de trois crues se succédant aux printemps des deux années d'observation. Un autre cycle est mis en évidence avec une période de 67 jours, c'est le temps qui sépare à peu près chacune des trois crues. A Livet, le gros pic correspond à un cycle de période semestrielle (175 jours exactement) : c'est le temps qui sépare à peu près les grosses crues à Livet. Le second pic correspond à un cycle de 71 jours, soit deux mois : c'est la durée qui sépare les deux pics de crue des deux couples du printemps.

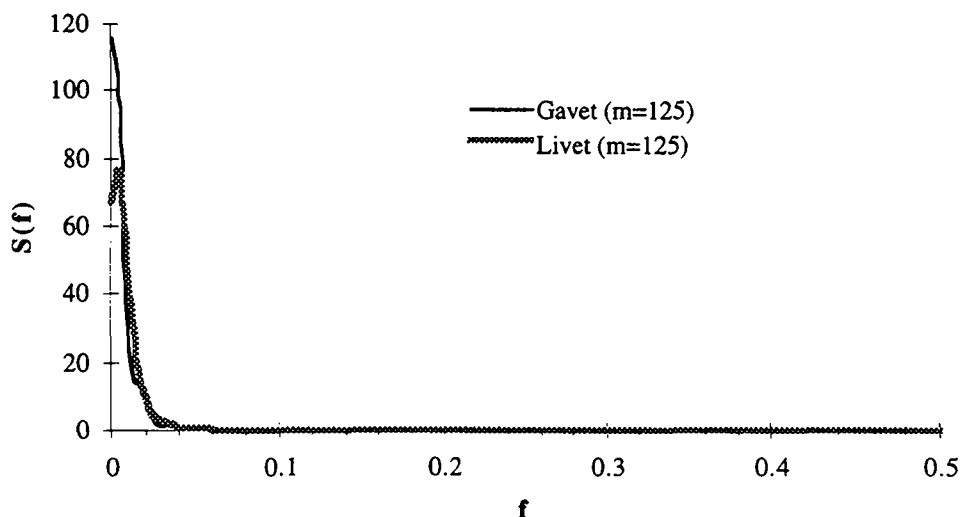


Figure 6.71 : Spectres de densité des débits à Livet (du 27 avril 1995 au 17 septembre 1997) et Gavet (du 23 novembre 1995 au 27 août 1997).

Les cas du San Bernardino et de Cleuson-Dixence : réaction à la fonte des neiges

Nous venons de mettre en évidence la sensibilité de la zone décomprimée aux précipitations dans la vallée de la Romanche. En haute montagne, la zone décomprimée réagit rapidement et assez fortement à la fonte des neiges. Nous illustrons ce propos par les cas du San Bernardino (figure 6.72) et de Cleuson-Dixence (figure 6.73).

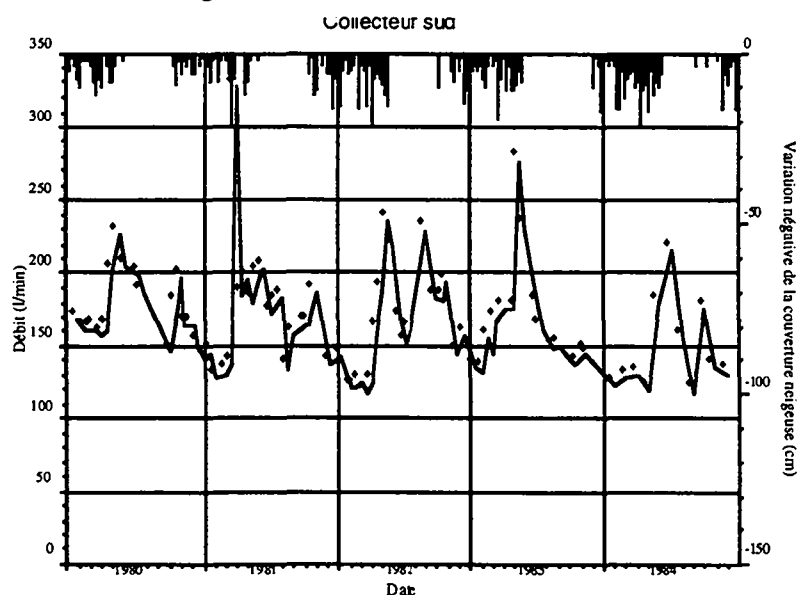


Figure 6.72 : Débits drainés par le collecteur sud du tunnel du San Bernardino entre le 1er janvier 1980 et le 31 décembre 1984, variations négatives de la couverture neigeuse à la station météorologique San Bernardino.

Le tunnel du San Bernardino, percé dans des gneiss de la nappe de l'Adula sous des couvertures rocheuses ne dépassant pas 500 m, est situé entièrement dans la zone décomprimée telle que définie au paragraphe 6.4.1.1. Les débits drainés par le collecteur sud de l'ouvrage sont présentés sur la figure 6.72.

Durant les cinq années d'observation, les débits drainés par l'ouvrage oscillent entre 120 et 325 l.min⁻¹, soit un rapport $Q_{\max}/Q_{\min} = 2,7$ assez élevé pour un ouvrage souterrain. Des pics de débit apparaissent chaque printemps suite à la fonte des neiges durant les mois d'avril et mai. Cet ouvrage réagit vite et fortement à la fonte des neiges.

Il en va de même du lot B de la galerie de Cleuson-Dixence dans lequel l'évolution des débits drainés par le total de la galerie au cours du temps montre l'effet de la fonte des neiges durant le printemps 1996 (figure 6.73).

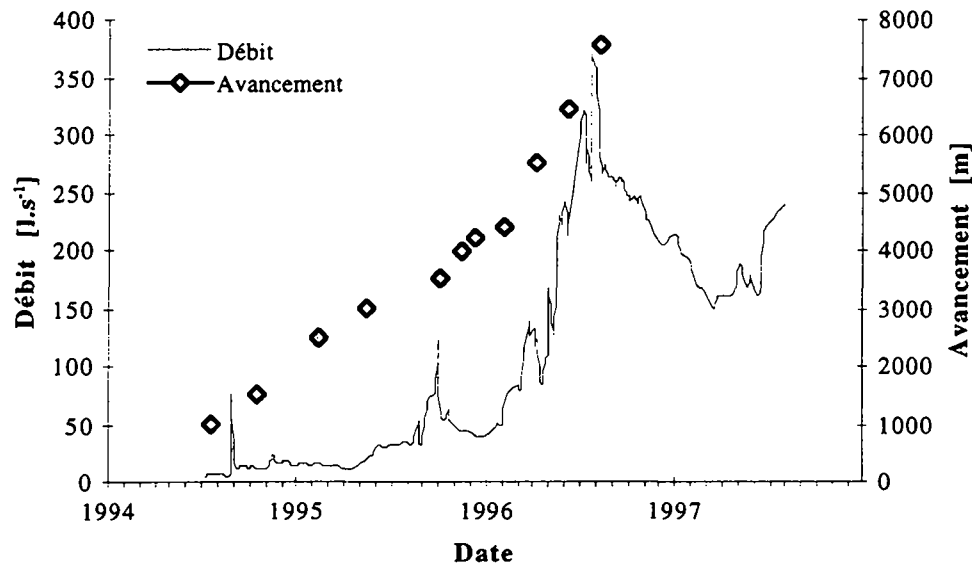


Figure 6.73 : Evolution de l'avancement et du débit total drainé par le lot B de la galerie de Cleuson-Dixence en fonction du temps.

Au cours du mois de mai 1996, les débits commencent à augmenter spectaculairement dans la galerie, passant de 70 l.s⁻¹ à la fin avril 1996 à plus de 350 l.s⁻¹ à la fin du mois de juillet 1996. Ensuite, les venues baissent jusqu'à atteindre un niveau de base à 150 l.s⁻¹ durant l'hiver 1997. Le rapport $Q_{\max}/Q_{\min} = 2,3$ est comparable à celui observé au San Bernardino pour des couvertures semblables. Au printemps de l'année 97, elles augmentent à nouveau.

La zone décomprimée, par les conductivités hydrauliques élevées qui la caractérisent, réagit rapidement et fortement aux infiltrations de surface liées aux précipitations et à la fonte des neiges.

6.4.1.4 La zone décomprimée : modèle d'interaction avec les ouvrages souterrains

Sur la base des observations effectuées dans différents ouvrages souterrains, nous proposons un modèle d'interaction entre l'ouvrage et les eaux souterraines dans la zone décomprimée avec zone fauchée (figure 6.74).

Avant le percement de l'ouvrage, une nappe de fissures s'est établie dans les terrains (figure 6.74a). La zone fauchée (épaisseur de 150 à 200 m) est en partie noyée et en partie sèche. Il en va de même pour la zone décomprimée dont l'épaisseur avoisine les 500 mètres.

Lors du percement de l'ouvrage, lorsque celui-ci arrive dans la partie noyée de la zone fauchée, des venues d'eau importantes se produisent dans l'ouvrage, notamment au contact entre la zone fauchée et la roche saine décomprimée (figure 6.74b). Ces venues correspondent au drainage de la zone fauchée dans laquelle, suite au basculement des couches, des fissures perpendiculaires à

l'orientation générale des structures, ont pu être générées et être le siège d'écoulements perpendiculairement aux structures.

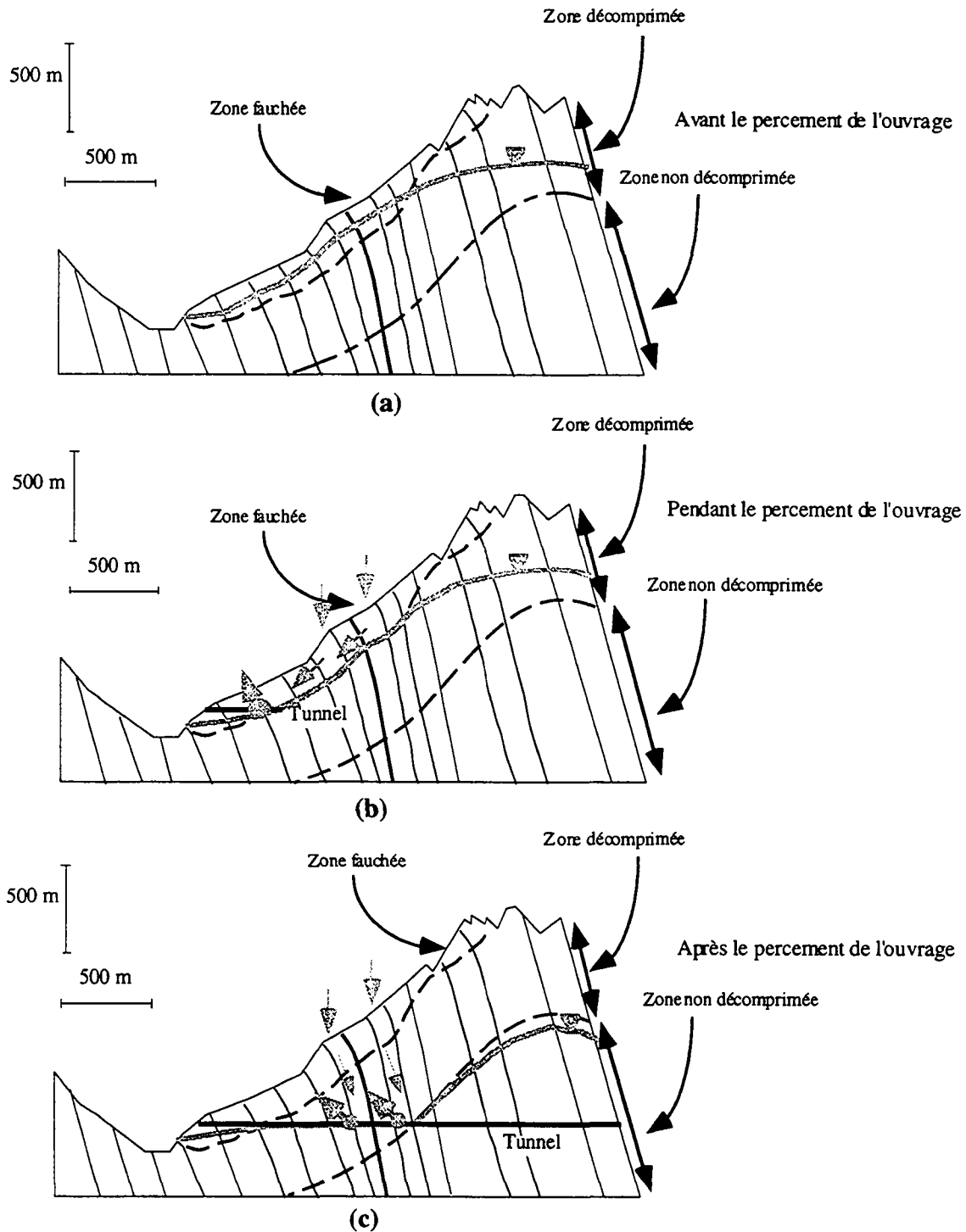


Figure 6.74 Modèle d'interaction entre un ouvrage souterrain et les eaux de la zone décompressée.

La progression de l'ouvrage provoque un rabattement de la nappe jusqu'à celui-ci étant donné les conductivités hydrauliques élevées existant dans la zone décompressée. Une nappe de fissures peut se maintenir dans la zone non décompressée (figure 6.74c). Les venues d'eau persistant dans la zone décompressée sont très variables et réagissent rapidement et fortement aux infiltrations de surface. Celles-ci s'infiltrent dans la zone fauchée et, étant donné le fort gradient hydraulique provoqué par la présence de l'ouvrage, continuent leur chemin le long des structures vers l'ouvrage. Les eaux ne circulent plus perpendiculairement aux structures comme à la figure b.

Ceci explique les résultats isotopiques obtenus au Gothard et à Livet et Gavet, où bien qu'on se trouve dans la zone décomprimée et dans un cas sous une zone fauchée (au Gothard), la relation entre l'O-18 et l'altitude des terrains au droit de la venue est linéaire. Les venues d'eau rencontrées en galerie dans les fissures sont brutales et de fort débit initial, mais tarissent rapidement. Elles sont ensuite en rapport direct avec les apports d'eau extérieurs.

Ce modèle permet d'expliquer la présence de fortes venues durant le percement au contact entre la zone fauchée et la roche saine, venues qui ensuite disparaissent totalement et ce, même en cas de crues importantes dans les venues situées plus à l'intérieur du massif.

Dans le cas d'une zone décomprimée sans zone de fauchage, en cours de percement, il n'y a pas de très grosse venue drainant toute la zone fauchée. Les venues rencontrées drainent des petites nappes locales et indépendantes jusqu'à tarissement. Après le percement de l'ouvrage, la situation est la même que dans le modèle décrit précédemment.

6.4.2 Effet de la profondeur sur la température

6.4.2.1 Généralités

Dans le cadre d'un projet de grand tunnel sous les Alpes, il est essentiel de prévoir les conditions de travail des hommes et des machines qui vont réaliser l'ouvrage. Parmi tous les problèmes géotechniques qui doivent être résolus, la prévision des températures naturelles du rocher et des venues d'eau drainées est une nécessité avant le choix des méthodes de perforation, de ventilation et de refroidissement en cours de percement, mais aussi en cours d'exploitation de l'ouvrage.

Au chapitre 4, on a vu la tendance générale de l'accroissement de la température des venues d'eau lorsque l'on s'enfonce dans les massifs. Les températures oscillent entre 5°C sous une faible couverture rocheuse dans le tunnel du Grand-Saint-Bernard et 30°C dans le tunnel du Mont-Blanc au coeur du massif sous plus de 2000 mètres de couverture rocheuse. Une température record de 55 °C a été enregistrée dans des terrains gneissiques du tunnel du Simplon [Schardt 1905].

Le gradient géothermique (accroissement de température de la roche avec la profondeur) est le résultat de l'action du flux géothermique provenant des profondeurs de la Terre. On retient souvent une valeur de 30°C.km⁻¹, qui est une valeur moyenne. En fait, le gradient géothermique varie avec le flux géothermique et la conductivité des roches.

En montagne, les choses sont plus compliquées car le gradient géothermique est sensible au relief; il est plus fort au niveau des vallées que sous les sommets (figure 6.75).

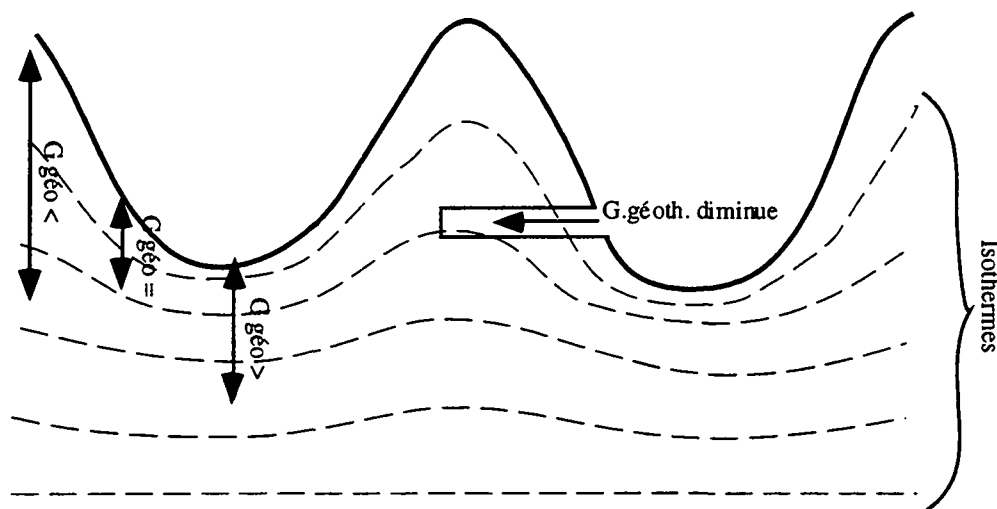


Figure 6.75 : Evolution des isothermes dans le sous-sol d'une région montagneuse. $G_{\text{géo}}$ désigne le gradient géothermique (< : faible; = : moyen; > : élevé). Il est élevé sous les vallées et faible sous les sommets.

De plus, les circulations d'eau souterraine modifient considérablement le gradient géothermique en refroidissant le massif. L'observation des températures peut donc être un outil précieux pour prévoir les venues d'eau dans les ouvrages.

Dans de nombreux ouvrages souterrains, la température de l'eau est très proche de celle de la roche; les eaux et la roche sont en équilibre thermique. C'est le cas du Simplon, du Mont-Blanc et du Gothard N2 notamment.

Nous nous proposons d'observer l'évolution de la température de l'eau au percement en fonction de l'épaisseur de la couverture rocheuse dans quatre tunnels réalisés dans le cristallin alpin et étudiés dans cette étude (tunnels du Mont-Blanc, de la Vereina, du Gothard N2 et du Gothard AlpTransit). On comparera ces résultats avec la situation du tunnel du Simplon qui à l'égard des températures a fait déjà l'objet de nombreuses études [Bianchetti et al. 1993].

Cette méthode permet de mettre en évidence d'une part, ce que nous appellerons le gradient hydrothermique des eaux (variation de température des eaux par mètre d'épaisseur de couverture rocheuse sus-jacente) et d'autre part, les anomalies positives de température liées à des effets topographiques ou à des circulations d'eau souterraine ascendantes dans le massif et les anomalies négatives liées à des circulation d'eau venant de la surface avant le percement de l'ouvrage.

Les méthodes des géothermomètres ont été appliquées afin de tester l'existence d'eaux ayant été en équilibre à des températures plus élevées et ayant parcouru un circuit ascendant jusqu'à l'ouvrage.

6.4.2.2 Température de l'eau et épaisseur de la couverture rocheuse

Dans le tunnel du Mont-Blanc, les venues d'eau évoluent assez classiquement si ce n'est l'anomalie négative de la zone à fortes venues (figure 6.76a). Sur le diagramme des températures mesurées à l'avancement en fonction de la couverture (figure 6.76b), on observe aisément cette anomalie. Sur ce même diagramme, apparaissent deux gradients hydrothermiques différents. Un premier gradient ($G_1 = 0,016 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$) caractérise les venues d'eau pour lesquelles la couverture est inférieure à 1000 m. Il s'agit des venues d'eau rencontrées dans le tunnel à proximité des deux versants. Le second gradient hydrothermique ($G_2 = 0,007 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$), moins élevé, caractérise les venues d'eau situées au coeur du massif sous plus de 1000 m de couverture rocheuse.

Deux raisons peuvent être avancées pour expliquer la plus faible valeur du gradient G_2 par rapport au gradient G_1 :

- en montagne, le gradient géothermique est toujours plus élevé sous les vallées que sous les sommets (figure 6.75); ceci peut expliquer le faible gradient hydrothermique mesuré au coeur du massif; c'est un cas qui est assez général aux ouvrages souterrains avec une diminution du gradient géothermique au cours de l'avancement des travaux;
- la présence des fortes venues d'eau dans la zone fortement tectonisée (PM 8000-F) a refroidi le massif, ceci sur une étendue inconnue. Il est possible que le faible gradient hydrothermique G_2 observé soit causé par ces venues.

Les températures dans le massif du Mont-Blanc ont fait l'objet d'une modélisation mathématique¹. Avec un flux géothermique² de $85 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ imposé à la base du modèle et des températures fonction du gradient altimétrique imposées en surface, les températures calculées au niveau du tunnel oscillent entre 6°C et 41°C au coeur du massif (voir figure 7.6). Le gradient géothermique calculé à proximité des versants vaut $0,016 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ tandis qu'il vaut $0,013 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ au coeur du massif. Ces valeurs sont inférieures à la valeur générale de $0,030 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$ suite au relief montagneux. Par ailleurs, la différence est relativement faible entre le coeur du massif et les versants; ce n'est donc pas seulement une cause topographique qui peut expliquer la différence entre les gradients hydrothermiques G_1 et G_2 dans le tunnel. On retiendra donc l'explication hydrogéologique des circulations d'eau refroidissant le massif (voir à ce sujet la modélisation de l'effet réfrigérant de ces circulations d'eau au chapitre 7).

¹ Modèle hydrodynamique et thermique, tridimensionnel à éléments finis. Le code de calcul Feflow a été utilisé. Afin de simuler un massif sec (sans circulation d'eau souterraine), on a imposé des conductivités hydrauliques extrêmement faibles ($K = 10^{-50} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Le bilan hydraulique du modèle confirme que très peu d'eau a circulé dans le modèle durant la simulation (quelques litres en une journée pour un modèle dont la surface totale avoisine les 100 km^2). Les résultats sont repris de la modélisation présentée au chapitre 7. Voir ce chapitre pour de plus amples détails.

² Selon la carte géothermique de la Suisse [Medici & Rybach 1995], le flux géothermique vaut entre 80 et $90 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ dans les massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc.

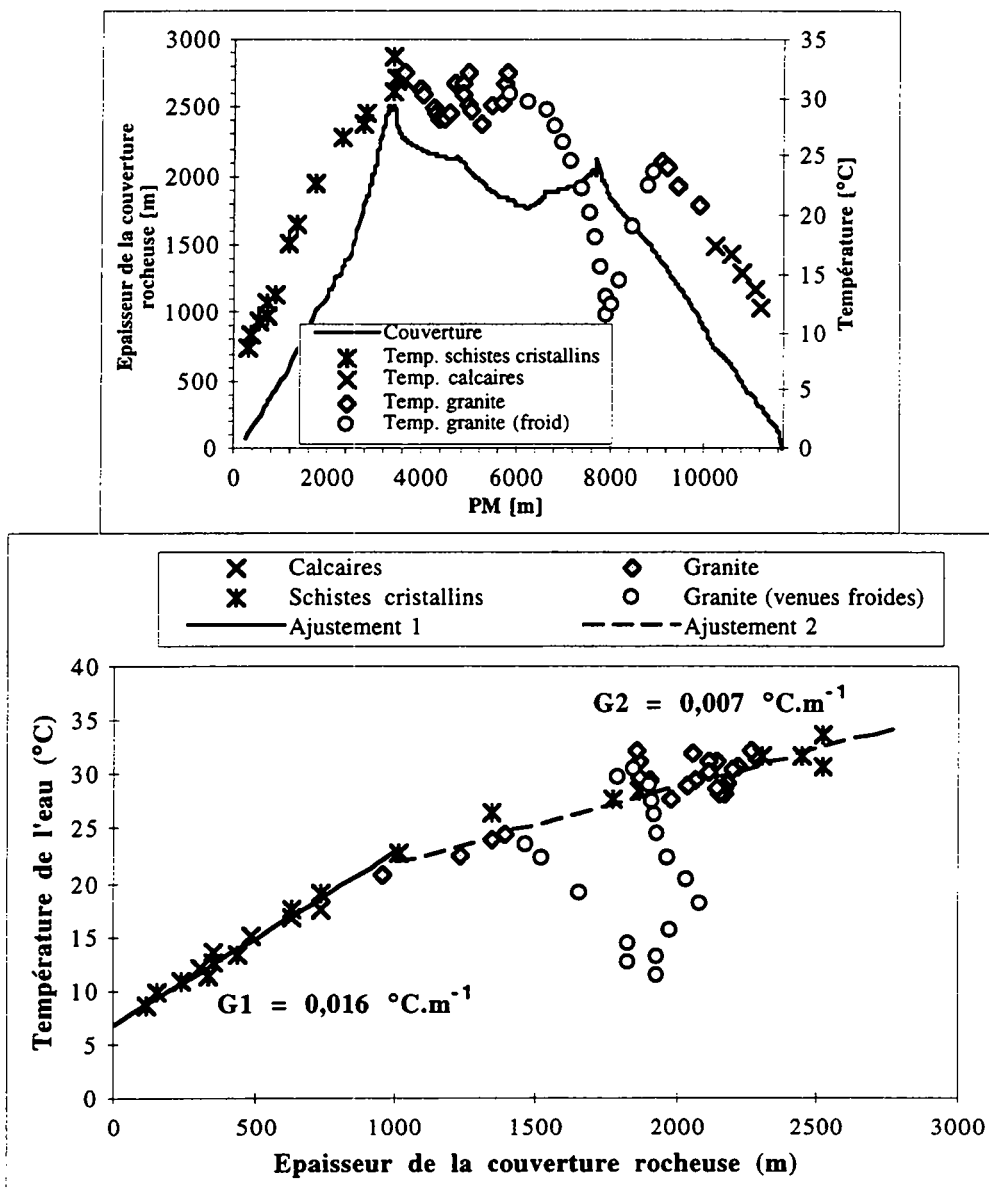


Figure 6.76 : Cas du Mont-Blanc. Profil des températures des venues d'eau et de la couverture rocheuse (a). Evolution de la température de l'eau fonction de la couverture rocheuse (b).

Dans le tunnel du Gothard N2, les températures des venues d'eau augmentent du sud vers le nord sous le massif du Monte Prosa, ensuite lorsque la couverture diminue, les températures restent un moment anormalement élevées dans la zone du Rotstock et de Guspis (figure 6.77a). Ces deux anomalies positives apparaissent très bien sur le diagramme des couverture - température (figure 6.77b). Le tracé du tunnel a été choisi de manière à pouvoir implanter dans la zone de Guspis, un puits d'aération à moindre coût suite à la plus faible couverture. Ainsi, en surface, cette zone de Guspis est un point topographiquement bas situé au confluent de plusieurs vallées (dont la Gotthardreuss) avec de tous côtés des sommets à plus de 2600 m. L'anomalie de température pourrait donc être d'origine topographique tout comme tout le tronçon nord du tunnel situé sous la vallée de la Reuss pour la même raison purement technique. On verra dans la suite (§ 6.4.2.3) que peu au sud de la zone de Guspis, certaines venues montrent tout de même le signe de l'appartenance à un système d'écoulement ascendant.

Dans la zone du Monte Prosa, où le versant est régulier, le gradient hydrothermique vaut sans anomalie $0,019 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$.

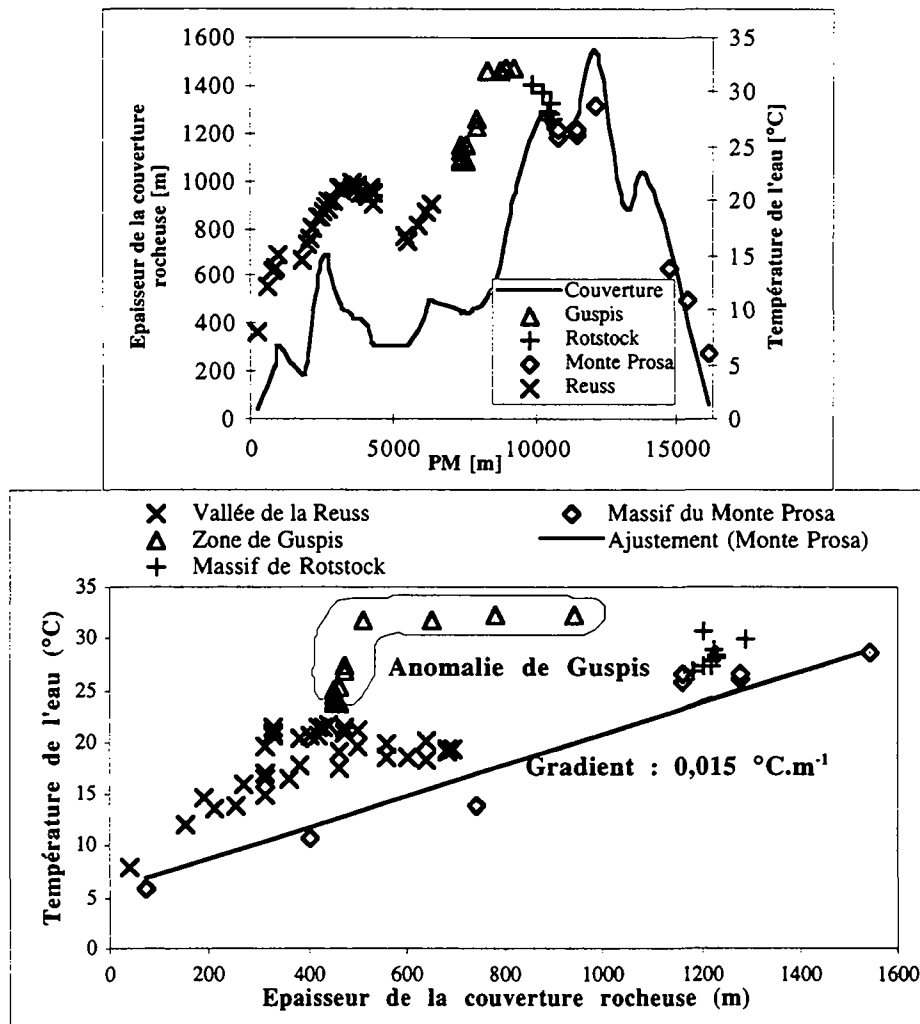


Figure 6.77 : Cas du Gotthard N2. Profil des températures des venues d'eau et de la couverture rocheuse (a). Evolution de la température de l'eau en fonction de la couverture rocheuse (b).

Dans le tunnel de la Vereina (figure 6.78), les tronçons nord et sud, sensiblement symétriques, possèdent des gradients hydrothermiques très semblables ($G_{\text{nord}} = 0,018 \text{ °C.m}^{-1}$ et $G_{\text{sud}} = 0,016 \text{ °C.m}^{-1}$). On ne constate pas d'anomalie thermique majeure dans cet ouvrage. On citera simplement, dans le tronçon nord, au-delà de 1000 m de couverture, des températures plus faibles que celles extrapolées grâce au gradient. Nous n'avons pas d'explication pour cette anomalie, non corrélée avec des venues d'eau importantes.

Dans la galerie Alptransit Gotthard (figure 6.79), les températures augmentent régulièrement jusqu'au PM 2500 et se stabilisent aux environs de 27 °C. Elles subissent, au-delà du PM 4000, le refroidissement causé par la présence de circulations d'eau dans la Piora Mulde. Le gradient hydrothermique mesuré dans les formations gneissiques est faible ($G = 0,013 \text{ °C.m}^{-1}$) en regard des petites quantités d'eau qui circulent dans ces formations.

Dans le tunnel du Simplon (figure 6.80), les variations de températures, suite aux contrastes de perméabilité des massifs, sont importantes. Elles atteignent 55 °C au coeur du massif dans la zone à faible perméabilité de Berisal et baissent jusqu'à moins de 15 °C dans les formations de marbres et calcschistes de Teggiolo, karstifiées et siège d'importantes circulations d'eau. Le gradient hydrothermique ($G_1 = 0,023 \text{ °C.m}^{-1}$) est élevé dans la partie sud, suite à l'absence d'eau souterraine. Dans la partie nord, le gradient hydrothermique diminue ($G_2 = 0,010 \text{ °C.m}^{-1}$) suite aux circulations d'eau dans la zone de marbres de Veglia.

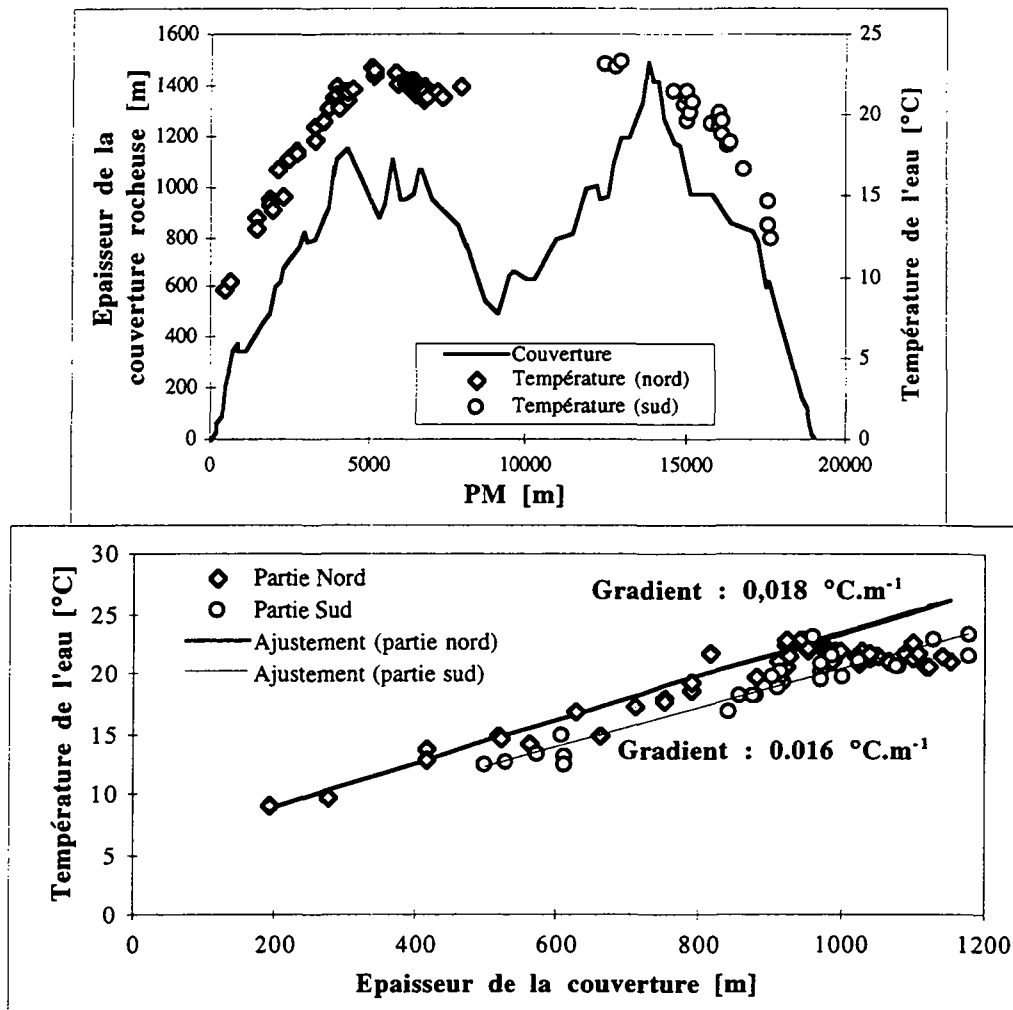


Figure 6.78 : Cas de la Vereina. Profil des températures des venues d'eau et de la couverture rocheuse (a). Evolution de la température de l'eau en fonction de la couverture rocheuse (b).

La revue de ces cinq cas a permis de mettre en évidence diverses anomalies d'origine topographique (cas des anomalies positives) et d'origine hydrogéologique (cas des anomalies négatives). Les gradients hydrothermiques calculés sont résumés dans le tableau 6.34.

Ouvrage	Gradient hydrothermique [°C.m ⁻¹]	Débit linéaire [l.s ⁻¹ .m ⁻¹]	Remarque
Mont-Blanc	0,016	0,008	Schistes cristallins
	0,007	0,193	Granite central
Vereina	0,018	0,003	Tronçon nord
	0,016	0,006	Tronçon sud
Gothard N2	0,015	0,020	Monte Prosa (PM 0 - 5500-S)
Gothard ATG	0,013	0,0015	Gneiss Leventina (PM 0 - 2500)
Simplon	0,023	0,0004	Gneiss Berisal
	0,010	0,203	Zone de Veglia

Tableau 6.34 : Gradients hydrothermiques calculés dans divers ouvrages souterrains du cristallin alpin. Comparaison avec les débits linéaires.

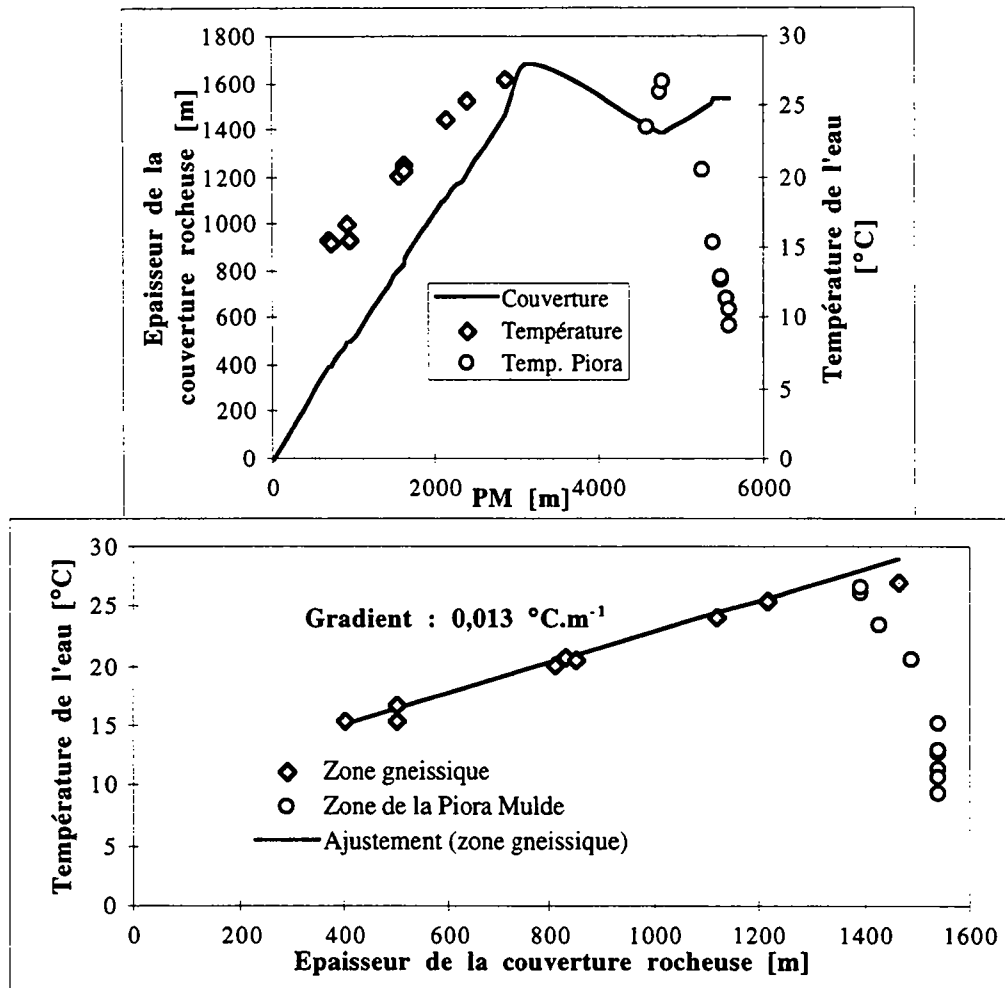


Figure 6.79 : Cas du Gothard AlpTransit. Profil des températures des venues d'eau et de la couverture rocheuse (a). Evolution de la température de l'eau en fonction de la couverture rocheuse (b).

Les gradients hydrothermiques varient d'un ouvrage à l'autre en fonction de la quantité d'eau drainée par celui-ci (débit linéaire). L'influence du débit linéaire sur le gradient hydrothermique est illustrée sur la figure 6.81 où l'on observe une décroissance logarithmique du gradient hydrothermique avec le débit linéaire. Plus il y a d'eau susceptible de circuler dans le massif, plus le gradient hydrothermique est faible. C'est l'effet réfrigérant des circulations d'eau.

La galerie AlpTransit Gothard (ATG) est complètement hors corrélation. Il semblerait que la zone de la Piora ait refroidi le massif à l'entouré et provoqué un abaissement du gradient thermique dans les gneiss du Lucomagno et de Leventina.

La relation mathématique donnée est simplement indicative. Il ne convient pas de l'appliquer à la lettre en estimant pouvoir calculer le débit à attendre dans un ouvrage en fonction de l'évolution de la température des venues d'eau durant le percement. Toutefois, une utilisation prudente permettrait de voir si l'on se situe plutôt dans la zone des débits élevés du Mont-Blanc et du Simplon (zone de marbres) ou plutôt dans la zone des faibles débits du Simplon (gneiss de Berisal) et de la Vereina. Par ailleurs, il convient de rester attentif aux phénomènes topographiques qui peuvent affecter les gradients géothermiques et hydrothermiques.

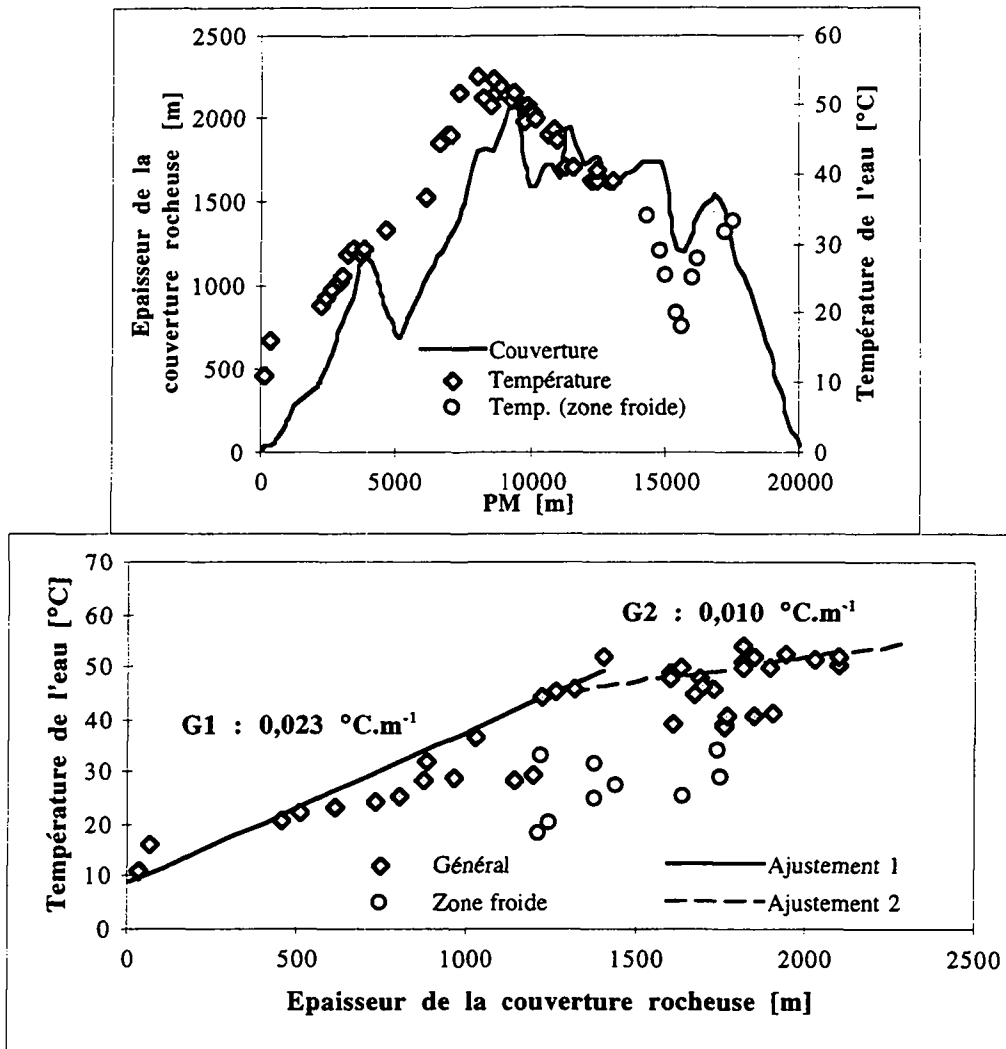


Figure 6.80 : Cas du Simplon. Profil des températures des venues d'eau et de la couverture rocheuse (a). Evolution de la température de l'eau en fonction de la couverture rocheuse.

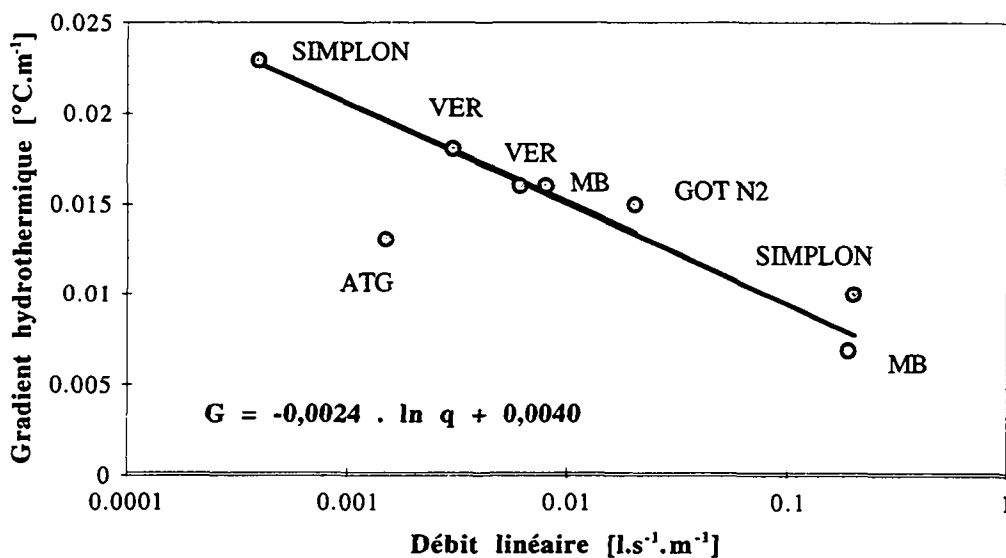


Figure 6.81 : Relation entre le débit linéaire et le gradient hydrothermique dans divers ouvrages souterrains.

6.4.2.3 Les géothermomètres

De nombreux paramètres chimiques dont la concentration dépend de la température servent comme indicateurs de la température de l'eau en profondeur. Ainsi, la solubilité de certains éléments est proportionnelle à la température de l'eau dans le réservoir. Si les eaux remontent assez vite et conservent leur composition chimique acquise dans le réservoir en profondeur, il est possible à partir de la teneur en ces éléments de recalculer la température d'équilibre de l'eau avec ces éléments.

La calcédoine est un géothermomètre particulièrement bien adapté à notre étude puisqu'il concerne un minéral présent dans les aquifères cristallins et est un géothermomètre de basse enthalpie (températures peu élevées comme c'est le cas dans les Alpes).

Le géothermomètre calcédoine est caractérisé par la relation suivante [Fournier 1981] :

$$T = \frac{1032}{4,69 - \log[\text{SiO}_2]}$$

T : température [°K]

[SiO₂] : concentration en silice [mg.kg⁻¹]

Dans les eaux de cette étude, où le pH est parfois élevé et induit des proportions non négligeables de silice présente sous forme de H₃SiO₄⁻, il est nécessaire d'effectuer une correction pour ne tenir compte que de la silice présente sous la forme de H₄SiO₄aq [Kharaka et Mariner 1989]. Ces corrections ont été effectuées grâce aux proportions de H₃SiO₄ calculées par le code WATEQ.

Un géothermomètre n'est applicable que si l'eau est en équilibre avec le minéral considéré (en l'occurrence la calcédoine). Les calculs d'équilibre effectués au moyen du code WATEQ nous ont permis de déterminer les indices de saturation de l'eau par rapport à la calcédoine. Nous avons conservé les échantillons pour lesquels l'indice de saturation en calcédoine était supérieur ou égal à 0.

Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau suivant. Seuls sont données les analyses dont l'indice de saturation est positif.

Venue	Température mesurée [°C]	Conductivité électrique [μS.cm ⁻¹]	pH	SiO ₂ [mg.l ⁻¹]	IS Calcédoine	Géothermomètre Calcédoine [°C]
GAV 254	12.5	285	7.67	10.9	-0,040	9.4
DIXAB 3060	10.4	127	7.69	14.7	0,116	19.8
LIV 0	11.6	162	8.06	11.5	-0,008	11.2
ATG 1163	16	317	7.37	13.9	0,163	17.8
GOT N2 6454	26.6	244	9.42	35.7	0,150	40.1
GOT N2 6454	27.6	245	9.45	36.4	0,132	39.5
GOT N2 7740	25.1	247	9.55	34.2	0,112	34.9
GOT N2 13189	17.6	137	8.59	16.9	0,069	23.4
GOT N2 15260	15.9	277	8.24	12.6	-0,026	14.3

Tableau 6.35 : Résultats de l'application du géothermomètre calcédoine à l'ensemble des venues analysées dans le cadre de cette étude. Seuls les échantillons pour lesquels SI calcédoine est supérieur à 0 ou très proche de 0 ont été pris en compte.

Sur soixante échantillons analysés, seuls neuf d'entre eux sont sursaturés par rapport à la calcédoine et peuvent faire l'objet de l'application de ce géothermomètre.

Les températures calculées sont comparables à celles mesurées au point d'émergence pour les venues GAV-254, LIV-0, ATG-1163 et GOT N2-15260. Ceci indique l'absence de thermalisme (c'est à dire l'absence d'un réservoir plus chaud en cours d'écoulement) et donc l'absence de circulations ascendantes vers les ouvrages. Quatre venues d'eau montrent une température calculée sensiblement plus élevée (figure 6.82) que celle mesurée; il s'agit des venues du Gothard aux PM 6454, 7740 et 13189 et d'une venue (PM 3060) dans le lot B de Cleuson-Dixence.

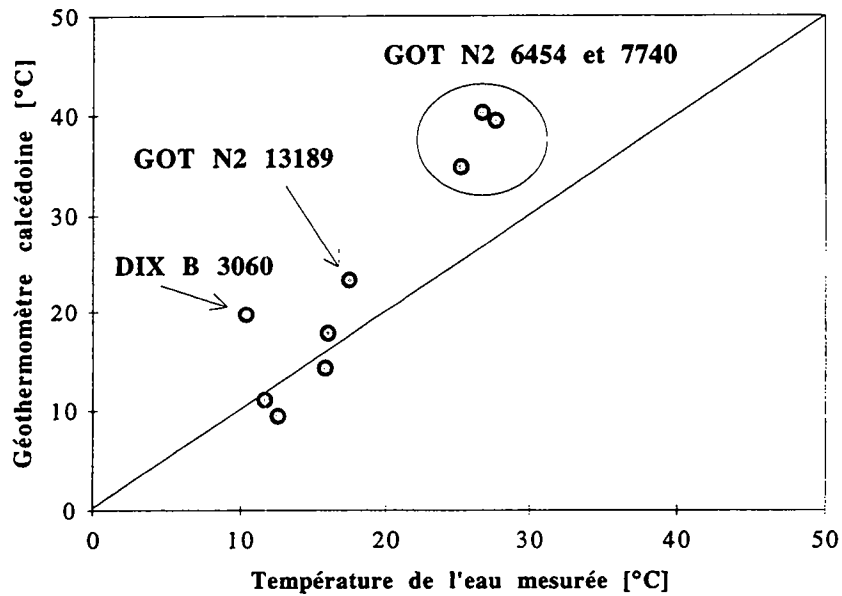


Figure 6.82 : Relation entre les températures mesurées des venues d'eau et les températures calculées au moyen du géothermomètre calcédoine.

Les venues GOT N2-6454 et DIXAB-3060 possèdent la caractéristique commune d'être très pauvres en tritium (respectivement 1,3 UT et 3,1 UT). Il s'agit d'eaux anciennes ayant atteint des températures plus élevées en profondeur dans le massif et ayant remonté jusqu'à la galerie. Toutefois, les températures atteintes restent faibles (au maximum 40 °C) et montrent que les eaux n'ont pas emprunté des systèmes de circulation très profonds. La venue GOT N2-7740, proche de GOT N2-6454 au coeur du tunnel du Gothard, se comporte probablement de la même manière. La venue GOT N2-13189 possède des teneurs en tritium compatibles avec des eaux récentes. Toutefois, une circulation en profondeur suivie d'une remontée vers l'ouvrage ne peut être exclue pour cette raison.

La littérature a déjà fait état de telles circulations ascendantes. Dans le tunnel du Simplon, certaines venues très chaudes situées au coeur du massif ont montré des températures au géothermomètre élevées (jusqu'à 67°C par le géothermomètre calcédoine). Ces résultats, confirmés par d'autres géothermomètres montrent l'existence, vers cet ouvrage, de circulations ascendantes [Bianchetti et al. 1993]. Il en est de même dans la galerie creusée sous le col du Grimsel dans laquelle des venues d'eau d'une température de 27°C ont été observées à 2000 m d'altitude. Les géothermomètres ont montré dans ce cas que l'eau a atteint en chemin des températures de plus de 100°C [Pochon 1997].

En signalant que ces résultats doivent être nuancés d'une part par le nombre restreint de venues sur lesquelles le géothermomètre a pu être appliqué et d'autre part par les hypothèses liées à l'application des géothermomètres en général, les valeurs obtenues dans cette étude montrent qu'il existe vers les ouvrages souterrains des circulations d'eau ascendantes (figure 6.83). Les quatre venues qui se comportent de cette façon ne montrent pas le signe de circulations très profondes; le maximum de température calculé étant de 40°C. Ceci est conforme à l'absence d'anomalie notable au niveau des températures des venues d'eau mesurées dans les ouvrages souterrains. Les eaux appartenant à des systèmes ascendants sont le plus souvent des eaux vieilles

car les conductivités hydrauliques en profondeur sont plus faibles et les eaux possèdent donc des temps de transit plus longs.

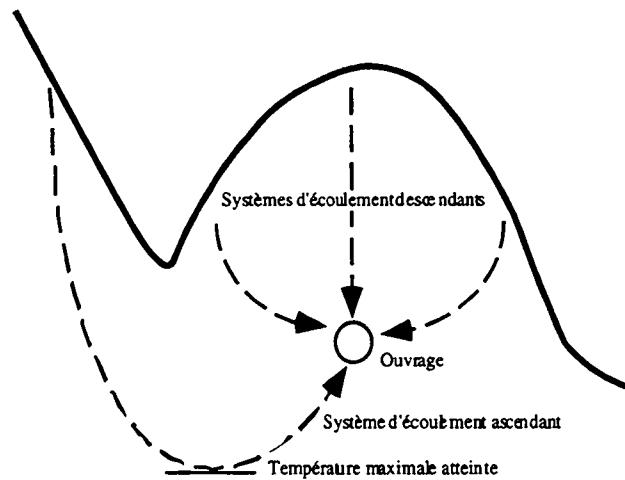


Figure 6.83 : Schéma des circulations ascendantes et descendantes vers un tunnel.

Il serait souhaitable d'utiliser d'autres géothermomètres adaptés au contexte cristallin alpin afin de pouvoir conforter ces conclusions. On citera par exemple le géothermomètre Na-K-Ca qui a donné de bons résultats dans les eaux thermales de la Suisse et des régions alpines limitrophes [Vuataz 1981].

6.5 Structure du massif : la tectonique

6.5.1 Introduction

Dans le chapitre 6.1 consacré à l'influence de la lithologie sur les venues d'eau, nous avons mis en évidence un effet d'échelle qui caractérise la conductivité hydraulique. Par ailleurs, l'analyse du tritium nous a montré qu'il existe de forts contrastes de vitesses dans le massif étant donnée la forte variabilité des temps de transit des eaux observés. De plus, l'anisotropie du tenseur de perméabilité a été signalée. Ces phénomènes sont les manifestations de la structure des massifs cristallins alpins.

Dans les Alpes, la structure est un facteur prédominant qui influence le comportement de l'aquifère cristallin en particulier, et de l'aquifère fissuré en général. La structure est le produit de l'histoire tectonique du massif. Elle caractérise le champ de perméabilités du massif.

La tectonique joue ce rôle à deux échelles différentes :

- à une échelle régionale, les grands déplacements (failles, charriages) et déformations (plis) sont à l'origine d'une géométrie des terrains souvent complexe et tourmentée. Cette géométrie de terrains aux propriétés lithologiques (et hydrogéologiques) différentes imposera la structure et les limites de l'aquifère.

- à l'intérieur de chacune des lithologies, la tectonique a modifié le champ de perméabilités au gré des fissures, zones tectonisées et roches métamorphisées.

Nous ferons l'inventaire, dans ce chapitre, des différents contextes de venues d'eau rencontrés dans les ouvrages souterrains. Celui-ci se base essentiellement sur les levés de galerie effectués par les géologues lors du creusement des ouvrages car ceux-ci sont maintenant tous revêtus et ne peuvent faire l'objet d'observations géologiques. Il en va de même pour les ouvrages en percement durant cette étude car les nouvelles techniques de foration au tunnelier impliquent la pose de voussoirs à l'avancement. Dans ces ouvrages, il aurait dès lors été nécessaire d'être présent au front de manière continue afin de pouvoir observer la géologie. En conséquence, toutes nos interprétations sont basées sur les levés de galerie des géologues de chantier.

Nous aborderons également le problème du compartimentage hydrogéologique du massif ainsi que la notion d'interconnexion des structures.

6.5.2 Contextes des venues d'eau en galerie

Les venues d'eau rencontrées dans un ouvrage souterrain n'apparaissent pas de manière aléatoire. C'est le contexte structural qui guide les circulations d'eau souterraine à l'intérieur du massif vers les exutoires, dont font partie les tunnels. Différents contextes sont propices aux venues d'eau en galerie.

6.5.2.1 Fissuration

Dans le cristallin alpin, la perméabilité primaire des roches étant très faible, c'est la fissuration qui dirige les écoulements. On observera donc souvent des venues d'eau associées à des zones de fractures, diaclases, failles et joints de schistosité.

Parmi ces structures, ce sont les fractures ouvertes, étant donné leur conductivité hydraulique plus grande, qui jouent un rôle majeur. La majorité des eaux observées dans cette étude sont liées à des fractures ouvertes.

Dans un massif fissuré, une augmentation de la densité de fissuration de la roche conduira à une augmentation des débits drainés. Ce phénomène a été très largement observé lors de forages dans le socle [Thury et al. 1994], mais également dans les ouvrages souterrains dans les massifs montagneux. Dans la galerie hydroélectrique de Trient, au sein du granite du Mont-Blanc, Jamier [1975] a mis en évidence une forte corrélation entre la densité de fracturation et le débit linéaire dans les tronçons de galerie étudiés. De même dans les galeries EDF du massif du Rissiou (Belledonne), Gourgand [1983] a constaté que les venues d'eau se localisaient dans des zones plus fracturées. Toujours dans le massif de Belledonne, les venues d'eau dans la galerie Arc-Isère sont également concentrées dans des zones très fracturées¹. " Il n'existe pas que quelques fractures

¹ Dans la galerie Arc-Isère, les venues sont localisées principalement entre :

drainantes mais des couloirs très fracturés, sièges de nombreuses venues ” [Cruchet 1983]. Cette notion de couloir drainant est très présente dans les travaux des deux derniers auteurs. Selon eux, ce sont ces couloirs drainants qui régissent principalement les écoulements dans le massif cristallin de Belledonne. On devrait en l'occurrence plutôt parler de panneau drainant.

La persistance et la densité de la fracturation jouent un rôle important du point de vue hydrogéologique. Ainsi, dans le tunnel routier du Gothard où la fracturation joue un rôle majeur, ce sont les zones où celle-ci est la plus dense et les fractures les plus grandes que les venues d'eau sont les plus importantes (voir chapitre 4). Dans la galerie ferroviaire de Gênes, en Italie, en percement durant cette étude dans des basaltes du sud des Alpes, c'est également la famille des fractures les plus longues (levées sur le terrain et par photographies aériennes) qui sont les plus productives en eau dans la galerie.

Dans la galerie EDF de Gavet, la plus grosse venue d'eau située au PM 540 est liée à une grosse fracture ouverte qui débite de l'ordre 10 l.s^{-1} . Dans cette galerie percée à l'explosif, la réalisation des forages à l'avancement pour placer les explosifs a été accompagnée de venues d'eau quelques mètres avant le PM 540, annonçant l'importante venue qui a suivi. Ainsi il est rare que de grosses venues d'eau en tunnel ne soient pas accompagnées de suintements annonciateurs dans les mètres qui précèdent.

La schistosité peut, selon les cas contribuer à la conductivité hydraulique du massif. Souvent, son rôle est limité du fait de la faible ouverture des joints de schistosité. Dans la galerie AlpTransit Gothard de Polmengo par exemple, la schistosité des gneiss de Leventina, subhorizontale sur une longue distance, n'est pas à l'origine de venues d'eau. Celles-ci sont localisées sur un réseau de fractures subverticales, parfois associées à des zones de kakirites (dont nous reparlerons dans la suite). Il en va de même dans les galeries de Livet et Gavet, dans la Romanche, où les venues d'eau sont liées dans la majorité des cas à des fractures ouvertes.

Le comportement des venues d'eau associées à des fractures dépend avant tout de l'ouverture de celles-ci, de leur extension et de leur interconnexion avec d'autres systèmes de fractures. Ainsi, parmi les venues suivies dans cette étude et liées à des fissures, les temps de transit calculés sur la base des teneurs en tritium sont extrêmement variables. Pour des venues situées à grande profondeur, les temps de transit peuvent être de l'ordre de plusieurs décennies (cas du coeur du massif du Gothard ou de la Vereina) tandis que pour des eaux à plus faible profondeur (cas de la Romanche et du San Bernardino), il s'agit d'eaux récentes.

La chimie de ces eaux sera influencée par la nature de la roche encaissante mais aussi et avant tout par la nature des minéralisations secondaires et des remplissages des fissures (quartz, calcite et gypse notamment). Des exemples de marquage des eaux par des évaporites triasiques ont été mis en évidence dans les gneiss penniques de Leventina.

L'orientation et le pendage de ces structures conductives imposent les systèmes d'écoulement. Les lignes d'écoulement se calquent sur ces structures, comme l'ont indiqué les mesures isotopiques (^{18}O) effectuées sur les eaux. On se reportera pour de plus amples informations sur ce point aux résultats isotopiques et interprétations du chapitre 4 pour chacun des sites et à la section consacrée à la zone d'alimentation dans le chapitre 6.

Compartimentage et interconnexion

Du point de vue du génie civil, il est intéressant de savoir si dans le massif, les eaux se trouvent sous la forme d'une nappe aquifère ou sous la forme de plusieurs petites nappes indépendantes les unes des autres. Un aquifère non compartimenté sera caractérisé par une répartition uniforme des débits le long de la galerie. A l'opposé, un aquifère fissuré compartimenté est beaucoup plus difficile à prévoir et pourra nécessiter selon les cas la réalisation de forages à l'avancement pour sonder les terrains afin de réduire les risques de venues ponctuelles catastrophiques sur le chantier.

- les PK 1,6 et 2,1 dans le Complexe orthogneissique de Saint Colomban

- les PK 5,7 et 6,3 dans le granite des Sept Laux

Par contre, dans les aquifères fissurés compartimentés, si les travaux d'imperméabilisation des terrains sont parfois plus difficiles à réaliser, ils possèdent l'avantage d'être plus efficaces que dans les aquifères non compartimentés. Dans ces derniers, les eaux ayant toutes les chances de trouver d'autres chemins jusqu'à la galerie et pourront nécessiter, à l'échéance, un revêtement continu.

La connaissance de la nature de l'aquifère (compartimenté ou non) peut être utile également dans le cas des problèmes d'interaction éventuelle que peut avoir l'ouvrage avec les ressources en eau car si l'aquifère est compartimenté, on peut exclure dans certains cas un impact éventuel sur les sources.

Cas du Mont-Blanc

Le massif du Mont-Blanc est affecté par des fractures et failles dont les orientations sont parallèles à l'allongement du massif [Bertini et al. 1985]. Les mesures en surface (figure 4.2) ainsi que celles effectuées en profondeur (figure 4.4) le confirment. On constate l'absence de fractures majeures et conductives dans une direction transverse par rapport au massif.

Il en résulte l'existence de circulations d'eau dans une direction latérale par rapport à l'ouvrage, indépendantes d'un panneau à l'autre. L'état de la fracturation, dominée par une famille de fractures d'orientation NE-SW et fortement pentues, est à l'origine de ce phénomène.

L'observation des venues d'eau dans cet ouvrage a permis de montrer qu'elles possèdent un comportement très variable le long du tunnel. Le profil des conductivités électriques des venues d'eau dans l'ouvrage (figure 4.8) montre une grande variabilité de la minéralisation des eaux alors que la pétrographie ne change pas. Tandis que certaines d'entre elles varient peu dans le temps, d'autres, voisines, réagissent assez fortement à la fonte des neiges. Sur la base de considérations isotopiques et hydrochimiques, d'autres auteurs [Fontes et al. 1978] avaient également supposé l'indépendance des circulations vers cet ouvrage.

La modélisation mathématique des écoulements dans le massif vers le tunnel du Mont-Blanc a confirmé la forte anisotropie de ce massif (voir chapitre 7).

Cas de la Romanche

On peut montrer que dans d'autres cas, l'existence de fractures transverses aux accidents majeurs, joue le rôle de relais, mettant en relation les eaux circulant dans les panneaux aquifères. Pour illustrer ce phénomène, regardons de plus près le cas des galeries de reconnaissance de Livet et Gavet dans la Romanche.

Un certain nombre d'observations effectuées sur ces deux galeries nous ont conduit à les considérer comme deux exemples d'aquifères fissurés très distincts. Tandis qu'un réseau de fissures très variées dans les diverses directions de l'espace existe à Livet, une seule famille de fissures aquifères a été mise en évidence à Gavet. Ceci modifie très fortement le comportement hydrogéologique du massif autour de la galerie.

A Livet, les venues se répartissent de manière assez homogène avec des suintements tout le long de la galerie alors qu'à Gavet, alternent les zones très sèches et les zones à fortes venues. Des liaisons hydrogéologiques entre venues différentes ont été mises en évidence à Livet : par exemple, le tarissement d'une venue au PM 13 au moment où apparaît une venue au PM 39. Par ailleurs, le caractère pérenne de la plupart des venues montre la connexion entre les différents réseaux de fissures aquifères. Ceci traduit le caractère moins compartimenté du massif avec des circulations dans toutes les directions de l'espace via les diverses familles de fissures aquifères relevées dans la galerie.

A Livet, les venues traduisent l'état d'un même aquifère, elles évoluent semblablement tandis qu'à Gavet, leurs comportements sont très variés - ce sont les rapports entre l'entrée (importance des apports) et la transmissivité des systèmes de fissures drainées par la venue d'eau considérée qui règlent le comportement hydrodynamique de celle-ci.

Dans le cas de Gavet, la diversité des comportements des venues d'eau est confirmée par la minéralisation des eaux : le long de la galerie, on constate une importante variabilité spatiale de la conductivité électrique des venues d'eau. Les circulations, indépendantes les unes des autres, possèdent un marquage chimique très différent tandis que dans le cas d'une nappe de fissures, les eaux se mélangent et le contraste chimique diminue.

L'ensemble des caractéristiques hydrogéologiques des deux galeries de Livet et Gavet sont présentés dans le tableau suivant (tableau 6.36) :

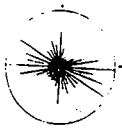
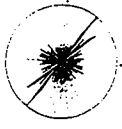

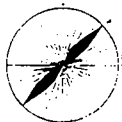
	Paramètre	Galerie de Livet	Galerie de Gavet
Géologie	Structure	Plissé	Monoclinal
	Métamorphisme	Moyen	Faible
	Fissuration		
	Fissuration aquifère		
Hydrogéologie	Venues d'eau	Nombreuses	Rares
	Comportement	Semblable	Distinct
	Rapports	Influence mutuelle	Indépendantes
	Physico-chimie	Constante	Variable
	Type d'aquifère	Nappe de fissures	Compartmenté - panneaux drainants

Tableau 6.36 : Etat de la fissuration et conséquences sur l'hydrogéologie dans les massifs drainés par les galeries de Livet et Gavet.

Ces trois exemples (Livet, Gavet et Mont-Blanc) montrent la diversité des aquifères fissurés qui se répartissent entre deux pôles opposés :

- le réseau de fissures est caractérisé par diverses familles de fissures aquifères orientées dans toutes les directions de l'espace. L'interconnexion entre les fissures et par conséquent les circulations d'eau est telle qu'on est en présence d'une nappe de fissures. L'aquifère fissuré a alors un comportement proche de celui d'un aquifère poreux avec toutefois une anisotropie du tenseur de perméabilité et l'existence d'hétérogénéités locales. L'aquifère de Livet est de ce type.

- le réseau de fissures est dominé par une seule famille de fissures aquifères. Les eaux s'écoulent dans les fissures parallèles ; l'absence de fissures transversales empêche (ou, en tout cas réduit fortement) les relations entre des circulations qui sont pour l'essentiel indépendantes : c'est le compartimentage hydrogéologique du massif. On a affaire à une série de panneaux aquifères séparés par des zones sèches - l'aquifère de Gavet se rapproche de ce cas. Il en va de même du Mont-Blanc.

Evidemment, dans la nature, tous les cas existent et se répartissent de façon progressive entre ces deux pôles.

Ces trois exemples montrent l'intérêt d'un levé de fissuration effectué à l'avancement des travaux par le géologue, lors du percement d'un tunnel. A l'heure actuelle, les méthodes de foration (tunnelier) compliquent fortement la tâche du géologue car elles rendent très vite inaccessible le front de l'ouvrage étant données les vitesses de progression élevées et la pose fréquente de voussoirs (ou la projection de béton) à l'avancement. Le géologue et la direction du chantier essaieront de trouver un accord afin que le premier puisse effectuer ses observations sans entraver de façon excessive l'avancement du second.

Une bonne connaissance de la fissuration améliorera la connaissance des circulations dans le massif et permettra de choisir la solution optimale en cas de traitements du massif par injections.

La persistance des fissures constitue également un point essentiel de l'hydrogéologie du milieu fissuré.

Il est extrêmement difficile de se prononcer quant à la persistance latérale car il conviendrait, pour ce faire, de disposer de deux ouvrages souterrains très voisins, dans lesquels des levés de fissuration auraient été effectués selon les mêmes critères et seraient donc comparables.

La persistance de la surface vers la profondeur a fait l'objet de travaux qui vont tous dans le même sens. Dans la galerie du Trient [Jamier 1975], les systèmes de fissures présentent des directions analogues à 10° près en surface et en profondeur. Toutefois, les fréquences des systèmes de tension (fractures ouvertes) diminuent en profondeur. Dans la galerie du complexe hydroélectrique de Grand'Maison, Gourgand [1983] a constaté également une conservation des directions privilégiées entre la surface et la profondeur.

Les levés de fracturation en surface et en galerie sur le projet Nouvelle Romanche (galeries de Livet et Gavet) dans les gneiss de Belledonne ont montré que les mêmes directions de fractures étaient présentes en surface et en profondeur. Dans le tunnel routier du Mont-Blanc, ce sont les mêmes fractures parallèles à l'allongement du massif qui sont relevées en profondeur et en surface dans le granite. Dans les micaschistes de la série satinée de Belledonne, la galerie Arc-Isère a traversé les mêmes structures que celles observées en surface. Toutefois, leur fréquence est inférieure dans la galerie.

Globalement, si l'on constate une persistance dans les orientations majeures des systèmes de fractures, les fréquences des fractures ouvertes (et donc hydrauliquement très conductives) diminuent avec la profondeur. Nous avons déjà abordé l'influence de ce phénomène sur la conductivité hydraulique à l'échelle du massif (chapitre 6.4 consacré à l'influence de l'épaisseur de la couverture).

6.5.2.2 Grands accidents tectoniques

Dans le tunnel routier du Mont-Blanc, les principales venues d'eau sont localisées dans une zone à fracturation intense (zone de cataclase intense selon Baggio et Malaroda 1962) située au coeur du granite. Cette zone est d'une épaisseur de 600 m environ. Elle correspond à un grand accident tectonique intra-massif dans lequel les fractures se sont concentrées.

Les venues rencontrées dans ce type de contexte sont difficilement prévisibles. Il arrive toutefois que des fissures périphériques accompagnent les accidents principaux et soient annonciatrices de ceux-ci. Dans le tunnel routier du Mont-Blanc, la très forte venue enregistrée dans la partie italienne du tunnel¹ a été précédée d'une série de venues, certes moins importantes, mais cependant conséquentes (figure 6.84). Lors du percement, depuis l'attaque italienne, à l'intérieur de la zone tectonisée, les débits des venues d'eau ont augmenté avec l'avancement de 12 l.s⁻¹ au PK 8,536-F à 30 l.s⁻¹ au PK 8,516-F à 60 l.s⁻¹ au PK 8,058-F et 800 l.s⁻¹ pour la principale venue au PK 7,932-F (figure 6.84). Ce phénomène tient à la nature de la zone drainante. Celle-ci est en effet constituée d'une succession de panneaux drainants et étanches selon la nature des matériaux la constituant. Les panneaux étanches (composés de matériaux argileux, produits extrêmes de la cataclase, observés dans cette zone) s'opposent aux circulations et favorisent la concentration des écoulements au contact de la kakirite avec le granite sain (PK 8,058-F). La superposition de panneaux aux propriétés hydrogéologiques différentes est à l'origine d'une anisotropie dans le tenseur de perméabilités de la zone : celle-ci possède une fonction drainante (verticalement, selon l'orientation des panneaux) et une fonction étanche (perpendiculairement à cette orientation). L'eau s'est alors accumulée derrière la zone et le percement du tunnel a provoqué la vidange du château d'eau ainsi constitué. Ce qui explique l'intensité de la forte venue du PK 7,95-F.

¹ La grosse venue de 800 l.s⁻¹ est située au coeur du granite au PK 7,95 depuis l'entrée française (= PK 3,65 depuis l'Italie)

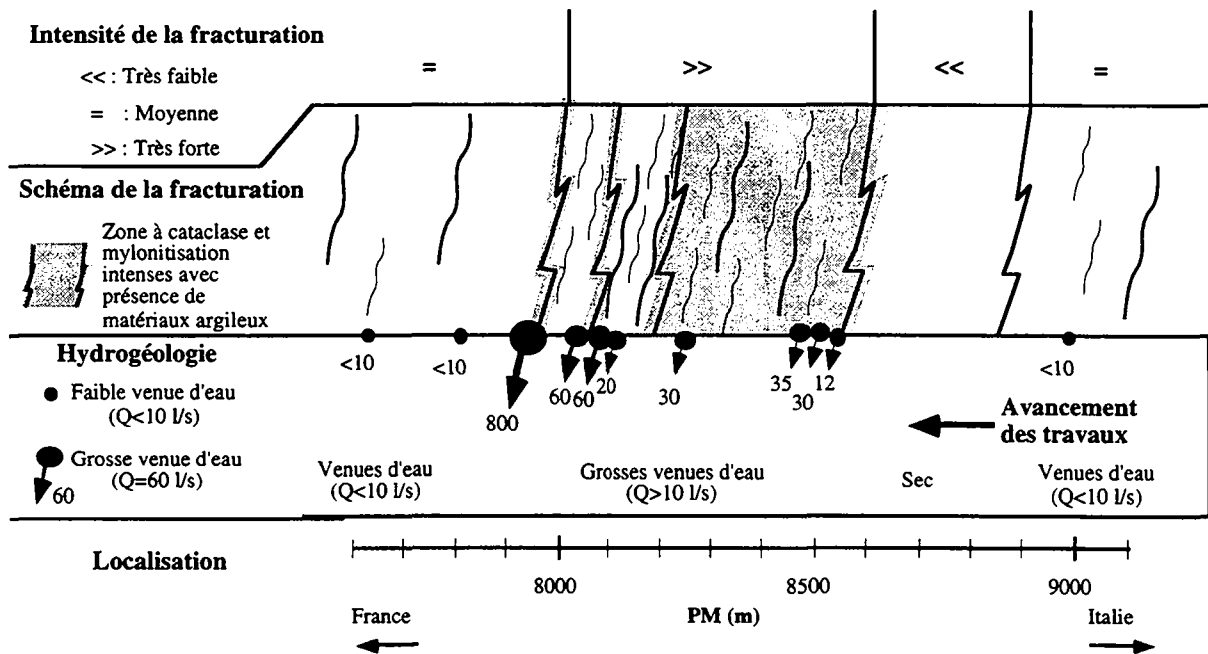


Figure 6.84 : Fracturation et venues d'eau dans la zone fortement tectonisée du granite du Mont-Blanc.

Les forts écarts dans la composition chimique des eaux des deux côtés de cette zone confirme le rôle drainant et compartimentant qu'elle joue à l'échelle du massif. Il en est de même du contraste de comportement dans le temps des venues d'eau qui y sont associées (§ 4.1). En effet l'ensemble de la zone réagit chaque année à la fonte des neiges par une crue en octobre avec un phénomène de dilution tandis que la venue du PM 3369-I (soit 8231-F au coeur de la zone fortement tectonisée) réagit très faiblement et sans phénomène de dilution.

Le caractère compartimenté est mis en évidence par les essais de traçage réalisés dans la région. Ils sont synthétisés à la figure 6.85.

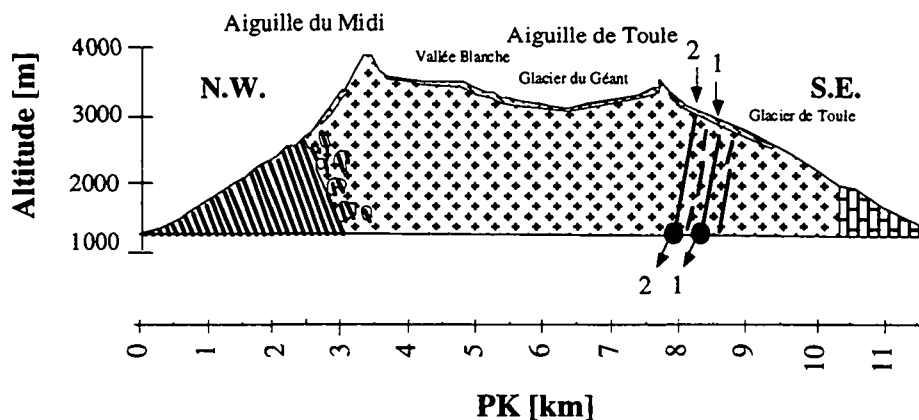


Figure 6.85 : Essais de traçage réalisés au Mont-Blanc. (1) Injection de 10 kg d'eosine en 1988. (2) Injection de 20 kg d'uranine au début juillet 1997.

Le traçage effectué en 1988 au moyen de 10 kg d'eosine [Dubois 1993] a montré une relation entre le point d'injection (Pointe Helbronner) et les venues d'eau de la zone fortement tectonisée dans le tunnel en moins de trois mois (fluocapteurs positifs sur cette période). L'essai que nous avons répété à partir d'un point d'injection situé quelques centaines de mètres plus haut (rimaye du glacier de Toule) montre un résultat comparable avec de très faibles teneurs détectées sur la grosse venue du PM 7950-F quatre mois après l'injection durant la crue qui affecte les venues en octobre - novembre. Les autres venues sont négatives. Lors de l'essai précédent, le résultat était inverse : les autres venues de la zone étaient positives tandis que la plus grosse venue était négative.

Ceci tient au lieu d'injection choisi en 1997 plus en amont. Ces résultats confirment le compartimentage de cette zone avec des circulations parallèlement aux structures.

Les temps de transit des eaux dans cette zone calculés sur base des teneurs en tritium (1 à 2 ans, voir chapitre 4) sont assez faibles si l'on tient compte de la forte épaisseur de couverture rocheuse présente. Il en est de même pour la venue du PM 5491-I (6109-F) située au coeur du massif dans le granite fissuré.

Les débits mesurés en continu sont présentés. Un limnigraphe situé au PM 7900-F dans le collecteur principal de la galerie intègre toutes les venues d'eau situées entre le PM 5800-F et le PM 7900-F, soit 2100 m de venues d'eau chaude au coeur du granite. Cette courbe de débits est donnée sur la figure 6.86a. Un autre limnigraphe installé dans le collecteur principal également vers le PM 8600-F, soit en aval de la zone fortement tectonisée, intègre les débits des venues d'eau entre le PM 5800-F et le PM 8600-F. La différence entre les débits de ces deux limnigraphes correspond au débit drainé par la zone fortement tectonisée (figure 6.86b).

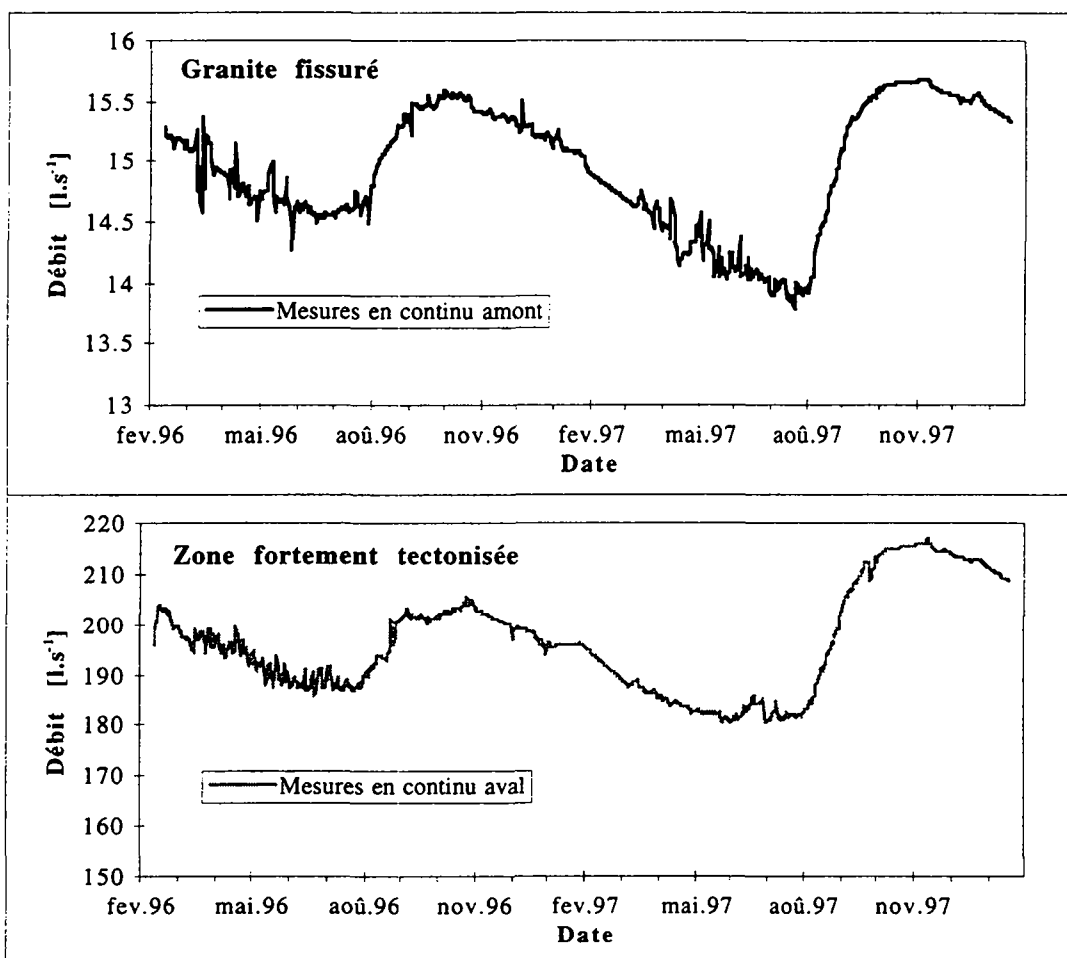


Figure 6.86 : Total des débits des venues d'eau dans le tunnel du Mont-Blanc. (a) Débits dans le granite fissuré au coeur du massif. (b) Débits dans la zone fortement tectonisée.

L'application de la méthode de l'auto-corrélogramme sur les débits de ces zones montre que ces deux zones possèdent un comportement hydrogéologique très comparable, avec une structure très faiblement plus grande pour le signal à l'amont que le signal de la zone tectonisée (figure 6.87). Le corrélogramme atteint 0,2 pour des durées de l'ordre de 60 à 70 jours, ce qui montre la grande structure de ces signaux, en relation avec la grande taille du réservoir et l'épaisseur de couverture. Les spectres de densité sont également comparables avec un seul pic pour $f = 0,003$ soit à peu près 330 jours. C'est un cycle annuel : la fonte des neiges en constitue le signal d'entrée.

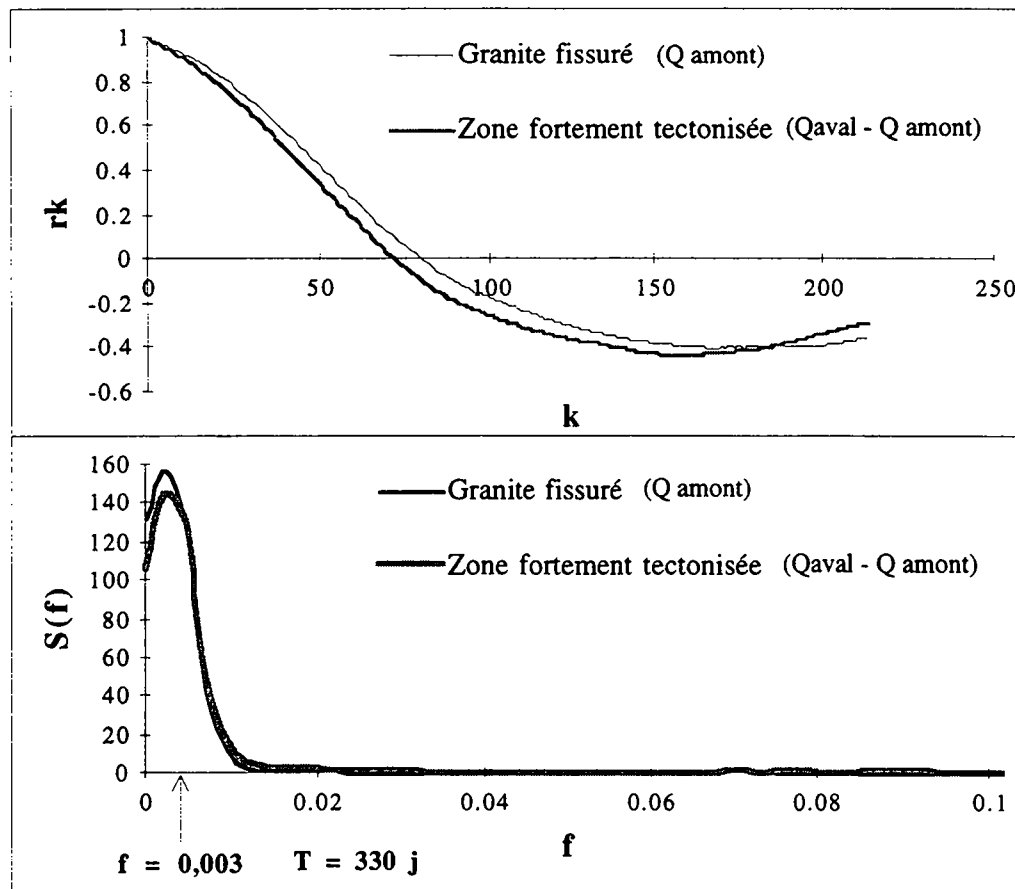


Figure 6.87 : Autocorrélogrammes et spectres de densité des débits.

Lors de l'année 1996, la fonte des neiges à 3300 m a débuté à la fin du mois de juin. Les deux zones ont réagi simultanément à la mi-août pour atteindre un pic dans le courant du mois d'octobre 96. Le décalage entre le début de la fonte et le pic est de quatre mois.

Lors de l'année 97, la fonte des neiges à 3300 m a débuté vers le 15 juillet [données Safran-Crocus¹ 1997]. Les débits des deux zones ont réagi simultanément à la fin du mois d'août 97 pour atteindre le maximum de la crue lors de notre dernière visite sur ce site le 24 novembre 1997. Le décalage est de quatre mois et demi dans les deux zones étudiées.

A chaque fois, l'augmentation des débits est accompagnée d'une diminution de la minéralisation des eaux (voir les courbes de conductivité électrique au chapitre 4), ce qui montre l'apport d'eaux nouvelles provenant de la fonte des neiges.

Tous les résultats acquis montrent que les deux zones étudiées (la zone fortement tectonisée et la zone fissurée à l'amont) se comportent hydrauliquement de la même manière. Les temps de réaction à la fonte, les temps de transit moyens ainsi que la dilution sont les mêmes. Les écarts de débits (Q_{\max}/Q_{\min}) sont également comparables. Ceci nous amène à considérer cette zone fortement tectonisée non pas comme une zone à plus grande conductivité hydraulique mais comme une zone à concentration de fractures. Ceci implique une transmissivité plus grande de la zone et explique le refroidissement thermique qui la caractérise. Cette zone peut donc être schématisée par un panneau d'épaisseur et de transmissivité élevées.

¹ Ce modèle calcule la fonte de la neige. Il est présenté plus en détail au chapitre 6.6.

6.5.2.3 Roches métasédimentaires

Au sein des massifs cristallins il arrive souvent que soit intercalé un panneau de roches de lithologie différente, plus perméables à l'échelle du massif que leurs voisines. Le contact est généralement de nature tectonique.

Dans le cas des massifs du Pennique, on citera l'exemple du tunnel du Simplon (figure 6.88). L'alternance de nappes penniques plissées comportant des noyaux cristallins paléozoïques (principalement gneissiques) et des couvertures sédimentaires et métasédimentaires mésozoïques (roches carbonato-évaporitiques, marbres) conduit à une structure hydrogéologique assez particulière. Tandis que les gneiss sont très peu perméables, les circulations d'eau se concentrent dans les formations plus perméables de la couverture mésozoïque. Alors que les venues d'eau observées dans les gneiss sont faibles, les venues dans les terrains métasédimentaires sont importantes.

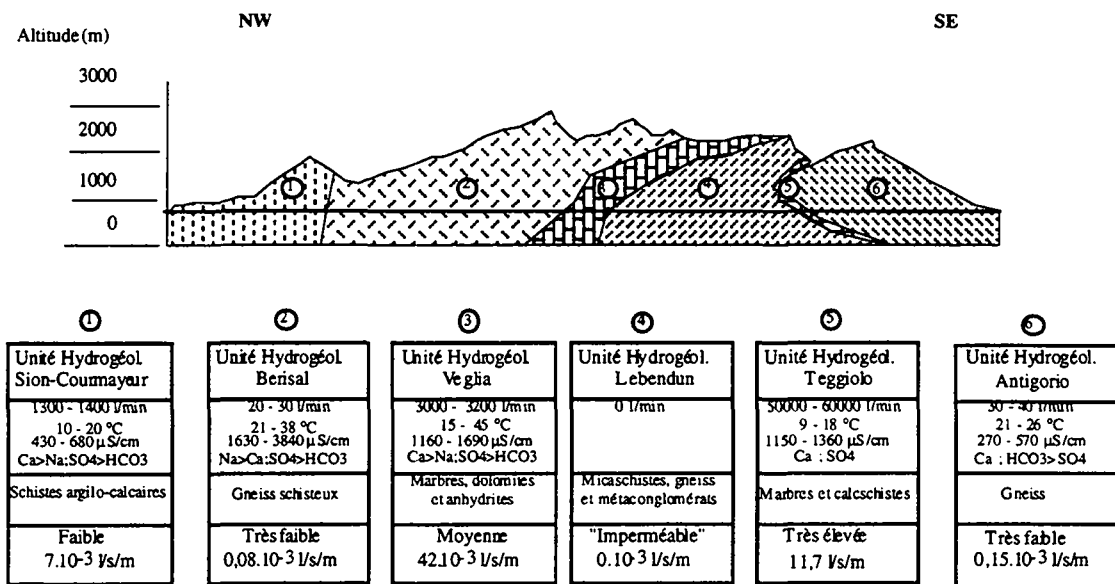


Figure 6.88 : Répartition des venues d'eau dans le tunnel du Simplon. On notera les débits particulièrement élevés dans les unités de Veglia et de Teggiolo.

Ce type de contexte est plus aisé à prévoir. La connaissance de la géologie de la région nous renseigne sur l'éventualité de telles situations. La galerie de reconnaissance AlpTransit Gothard en est un bon exemple. Cette galerie a en effet été entreprise afin de définir précisément la géométrie du synclinal de roches dolomitiques très perméables, appelé Piora Mulde, pronostiqué par les géologues au contact des gneiss de Leventina et du massif du Gothard [Schneider 1992].

Dans les deux cas cités, la perméabilité des terrains est d'origine différente. Dans les roches métasédimentaires du Simplon, c'est la micro-karstification des terrains carbonatés qui explique les fortes venues d'eau. Au Gothard, c'est l'intense tectonisation de la zone qui rend les dolomies saccharoïdes par endroits et donc fortement perméables.

Dans les deux cas, des essais de traçage ont mis en évidence des vitesses élevées entre la surface et la galerie. Au Simplon, des essais de traçage ont montré que dans ces zones, quelques jours seulement suffisaient pour que le traceur arrive dans la galerie [Schardt 1905]. Au Gothard, des colorants injectés en août 1997 à partir du Murinascia Grande (à proximité du lac Ritom, dénivelé de 1000 m par rapport à la galerie sur une distance de 8 km environ) ont été détectés dans la galerie de reconnaissance de Polmengo 24 jours plus tard, au sein de la zone de la Piora Mulde [Schneider 1997]. Ces vitesses contrastent avec celles observées dans la zone tectonisée du Mont-Blanc où le traceur n'est apparu que 5 mois après l'injection.

Les deux zones (Piora et Simplon) sont accompagnées d'anomalies thermiques négatives indiquant l'existence de circulations d'eau avant le percement. Toutes deux se caractérisent également par des eaux à minéralisation élevée et au chimisme très différent des roches cristallines encaissantes.

Leur percement provoque une mise en circulation des eaux vers la galerie et une modification notable des systèmes d'écoulement. L'évolution de la teneur en tritium des eaux de la Piora dans les forages en fond de galerie de Polmengo sont démonstratifs à cet égard (voir chapitre 4).

Si l'orientation des structures est favorable, le changement de lithologie se marquera dans les eaux par un changement progressif du chimisme des venues d'eau rencontrées durant le creusement (figure 6.89). L'exemple de la galerie de Polmengo montre l'effet de telles structures sur le chimisme des eaux.

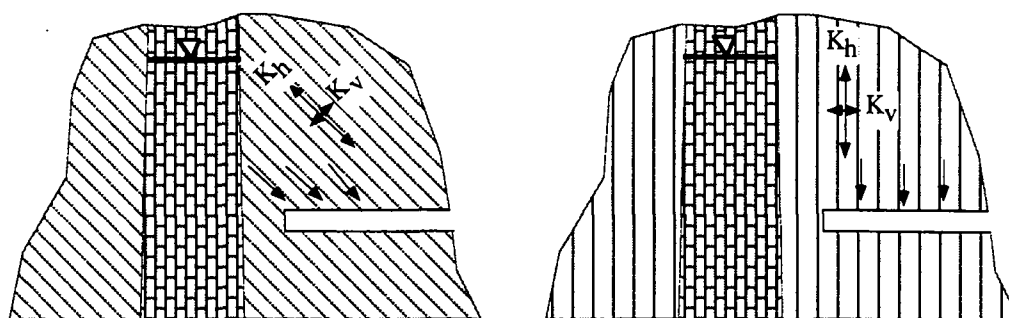


Figure 6.89 : Exemples de deux cas de roches métasédimentaires incluses dans le massif. Le cas (a) est favorable à une détection par les méthodes hydrochimiques contrairement au cas (b).

6.5.2.4 Contacts inter-unités

Il arrive souvent que des venues d'eau importantes se concentrent au contact de formations dont les caractéristiques hydrogéologiques (essentiellement conductivité hydraulique) sont différentes. La formation la moins perméable jouant le rôle de barrière hydraulique dirigeant les écoulements vers le tunnel. Ce cas ne se produit que si la direction de creusement de l'ouvrage est telle que celui-ci traverse d'abord l'unité moins perméable.

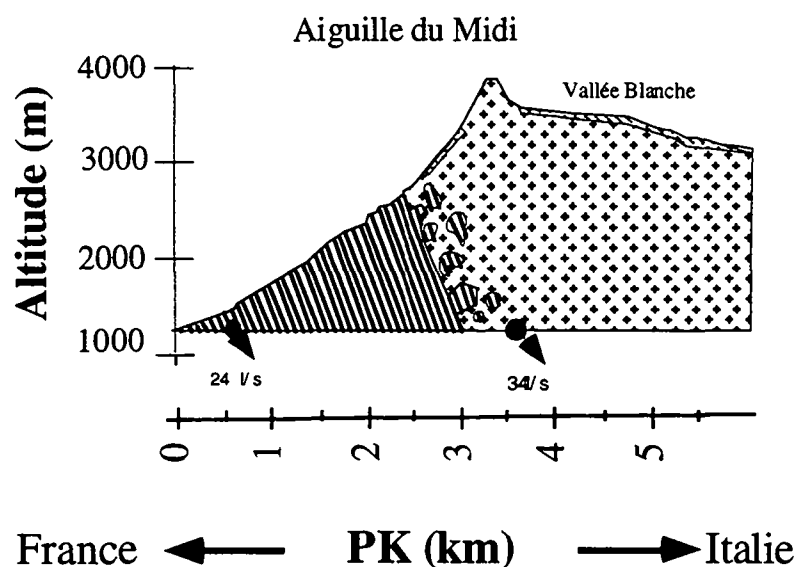


Figure 6.90 : Venues d'eau à un contact inter-unités : l'exemple du contact intrusif du Mont-Blanc.

Dans le tunnel routier du Mont-Blanc (figure 6.90), ce phénomène a été observé au contact intrusif entre les schistes cristallins et le granite au voisinage de la zone de métamorphisme de contact entre les deux formations¹. Toutefois, dans la galerie du Trient (complexe hydroélectrique d'Emosson) située quelques kilomètres au nord, le même contexte géologique ne conduit pas à des venues d'eau au contact. En effet, dans la galerie Emosson, les schistes cristallins, moins profonds que dans le tunnel du Mont-blanc, sont plus conductifs et le contraste avec le granite est quasi-inexistant.

Dans le tunnel du Mont-Blanc, la zone de contact tectonique entre le granite et la couverture sédimentaire a donné lieu à d'importantes venues d'eau lors du percement et encore aujourd'hui. Ces eaux se localisent au contact entre le granite et la couverture calcaire.

Ce type de contexte a également été observé dans le massif du Gothard où l'alternance verticale d'unités tectoniques différentes conduit très régulièrement à ce type de venues d'eau concentrées sur les différents contacts. On citera les grosses venues d'eau ($Q_{\text{initial}} = 150 \text{ l.s}^{-1}$) enregistrées dans les gneiss granitiques de Gamsboden à proximité du contact avec les gneiss moins perméables de la Zone de Guspis.

Dans les gneiss granitiques de Gamsboden, les débits observés maintenant sont nettement inférieurs à ceux observés durant le percement. Au contact intrusif entre les schistes cristallins et le granite du Mont-Blanc, lors de notre visite du 28 janvier 1996, on a constaté la présence d'une venue au PM 3585-F de débit moins élevé que durant le percement (quelques litres par seconde). Les venues d'eau associées à ce type de contexte auront généralement tendance à fortement diminuer ou même à tarir assez vite suite à la vidange du réservoir présent derrière la zone moins perméable. Si l'alimentation est suffisante, elles perdureront comme c'est le cas du Mont-Blanc.

Tout comme le contexte de venue décrit précédemment, ce sont la connaissance de la géologie locale et dans une moindre mesure l'étude du chimisme des eaux (les contrastes de composition chimique des eaux sont moins importants que dans le cas de roches métasédimentaires par exemple) qui peuvent nous aider à prévoir ce genre de phénomène.

6.5.2.5 Kakirites

Les kakirites sont des roches de faille très particulières qu'on rencontre notamment dans les massifs alpins. Elles appartiennent à la classe des roches cataclastiques qui regroupe les kakirites, les cataclasites et les mylonites. Elles sont toutes issues d'une déformation intense d'origine tectonique.

Etant donné la confusion qui règne à propos du sens géologique et géotechnique de ces termes, une classification est proposée sur la base des travaux de Buergi [1995] et Heitzmann [1985]. Elle est résumée sur la figure 6.91.

Kakirite : roche bréchiforme tendre issue d'un fort broyage. La granulométrie des kakirites peut varier selon l'intensité de la déformation entre celle d'une brèche tectonique (fault breccia) et celle d'une farine rocheuse (fault gouge). La kakirite est issue d'un broyage intense à faible profondeur et sous des conditions extrêmement cassantes (cataclase) sans recristallisation dynamique. A l'affleurement elle est ainsi en général non-cohésive. La présence d'une cohésion est souvent due à une recimentation après déformation (cohésion secondaire).

La cataclasite est dure et sans texture orientée. La matrice est très fine. Elle se distingue de la mylonite par l'absence de texture laminée. La cataclasite est formée sous des conditions intermédiaires fragiles-ductiles. La déformation est répartie uniformément dans la roche et provoque la granulation par cataclase et recristallisation dynamique.

La mylonite est une roche dure, caractérisée par une forte texture laminée et par une forte réduction de la taille des grains par rapport à la roche encaissante. La mylonite est issue d'une déformation essentiellement ductile. La granulation a donc essentiellement lieu par recristallisation dynamique, la cataclase n'intervenant que partiellement.

¹ Durant les travaux, tandis que les venues enregistrées dans les schistes cristallins étaient très faibles et quasi-nulles dans la zone de contact, l'entrée dans le granite du Mont-Blanc s'est traduite par l'apparition de nombreuses venues d'eau durant les 500 premiers mètres.

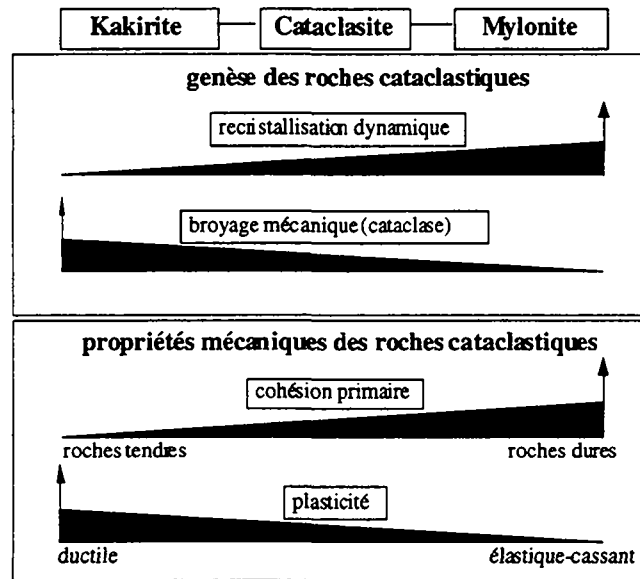


Figure 6.91 : Classification schématique montrant les deux mécanismes de déformation conduisant à la formation de roches cataclastiques et les propriétés mécaniques résultantes [tiré de Buergi et al. 1998].

La kakirite représente le produit d'une déformation tectonique extrêmement fragile et cassante qui peut aboutir à des roches très tendres. La mylonite, à l'autre extrême, est une roche issue d'une déformation à température et à pression élevées. C'est donc une véritable roche métamorphique qui, en général, ne crée aucun problème géotechnique. La cataclasite étant une roche formée sous des conditions intermédiaires, est également considérée comme une roche dure et de bonne qualité au sens géotechnique.

Dans la galerie hydroélectrique de Cleuson-Dixence, de nombreuses zones constituées de telles kakirites ont été rencontrées. Dans la majorité des cas, elles ont été accompagnées par de fortes venues d'eau lors du creusement. Différents cas de figures ont été observés.

Dans le lot B, au PM 3158, une série de trois kakirites étanches (d'une épaisseur variant entre 1 et 4 m) cloisonnant un rocher très fracturé ont été traversées. La première de ces kakirites a provoqué le blocage du tunnelier durant plus de deux mois. Le front était à ce moment sec. A la fin des travaux de traitement (injections et drainage via une galerie latérale), le débit au front du tunnelier était de 5 à 6 l.s⁻¹.

Dans le lot C, les problèmes liés aux kakirites ont également été importants. Au PM 4270, une kakirite fortement redressée composée de matériaux arénisés et de blocs de toutes tailles, l'ensemble de cohésion faible, a été traversée sur 1,5 à 2 m. Une nappe d'eau en charge était localisée derrière cet écran étanche. Elle a facilité le déboufrage de matériaux dans le tunnelier, avec des venues d'eau. Au PM 5597, une kakirite d'une épaisseur de 8 m environ a nécessité la réalisation de forages de drainage afin d'abaisser le niveau de la nappe aquifère située derrière la kakirite (figure 6.92). L'exécution des drainage s'est accompagnée très vite d'un abaissement de la nappe dans le forage Bd9a réalisé précédemment dans cette zone. La pression est passée de 20 bars derrière la kakirite à 10 bars après drainage.

Le caractère imperméable et la fonction de compartimentage de cette zone de kakirites a été confirmé par des analyses chimiques d'éléments majeurs et en traces. Ces analyses montrent la composition chimique différente des eaux situées à l'amont de la kakirite (fort marquage triasique lié au Synclinal triasique des Chèques) par rapport aux eaux de l'aval, plus proches d'eaux cristallines [Buergi et al. 1998].

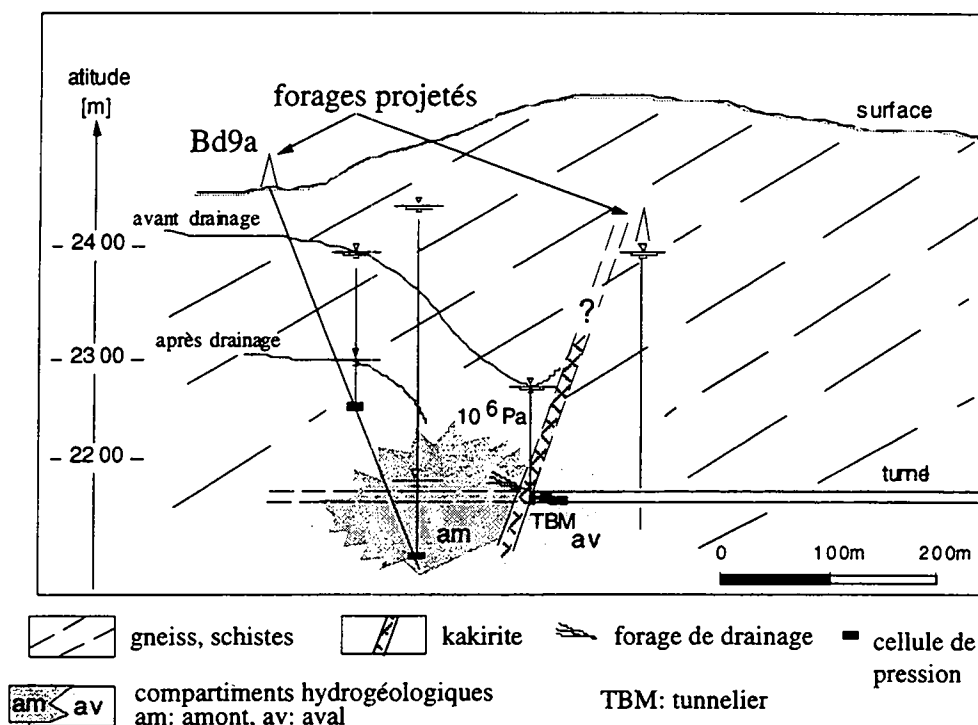


Figure 6.92 : Zone de kakirites rencontrée dans la galerie de Cleuson-Dixence, au PM 5597 du lot C. Une nappe en charge était présente derrière la kakirite. Elle a été drainée par des forages [tiré de Buergi et al. 1998].

Dans la galerie AlpTransit Gothard de Polmengo, une série de kakirites ont été traversées dans les gneiss de Leventina. Etant donné la faible perméabilité du massif, elles n'ont pas été accompagnées de grosses venues d'eau. On constate cependant de petites venues derrière la kakirite, comme aux PM 690 et 1590. Dans d'autres cas (PM 2110 et 2370), de faibles venues d'eau se localisent dans les kakirites mêmes. Dans le tunnel de la Furka, d'importantes venues d'eau dans le granite de Cacciola sont liées à des zones de roches de failles poreuses et déconsolidées (= kakirites). Celles-ci sont dans ce cas de granulométrie grossière, ce qui leur confère une certaine perméabilité.

Des kakirites au sens défini dans cette étude ont également été mises en évidence dans la zone fortement tectonisée que traverse le tunnel du Mont-Blanc. Elles contribuent en partie au compartimentage hydrogéologique de cette zone.

Le rôle hydrogéologique de ces roches doit être encore précisé. Toutefois, selon leur granulométrie qui peut dans certains cas être très fine, elles peuvent jouer le rôle d'un écran étanche. Leur traversée est accompagnée de venues d'eau situées dans la zone fracturée qui les suit souvent (figure 6.93). Les venues d'eau diminuent généralement assez vite en fonction de la vidange du compartiment touché.

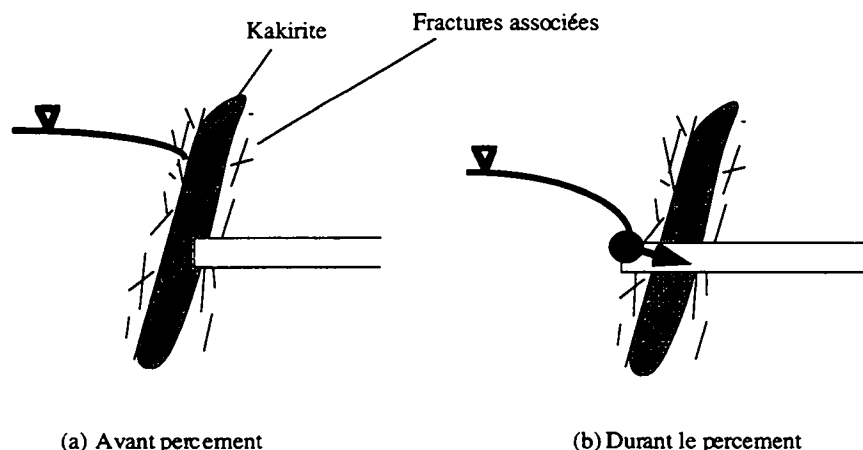


Figure 6.93 : Schéma de l'hydrogéologie liée à une zone de kakirites.

Du point de vue géotechnique, les problèmes sont dûs à des phénomènes de débouillage liés à la faible cohésion de ces roches et à la pression de l'eau emmagasinée derrière la kakirite.

6.5.2.6 Intrusions et altérations

Les dykes aplitiques et pegmatitiques

Du fait qu'elles sont riches en quartz et feldspaths et pauvres en micas, ces intrusions sont des lieux privilégiés de déformation cassante. Une fois fracturés, le potentiel d'auto-remplissage de ces dykes est très limité à cause du manque de minéraux primaires qui pourraient être altérés et agir comme source de remplissage argileux. Les gneiss aplitiques possèdent les mêmes caractéristiques.

Ces structures ont été mises en évidence par la Nagra dans les forages du nord de la Suisse. Dans les tunnels, on citera le cas de filons granitiques dans les orthogneiss de Gamsboden (PM 5850-S) qui sont le siège de venues d'eau ($Q > 1 \text{ l.s}^{-1}$).

Altérations hydrothermales

Suite à la mise en place d'intrusions granitiques, des circulations de fluides à haute température provoquent l'altération hydrothermale des épontes des fractures. Les minéraux typiques d'altération sont la chlorite, la muscovite séricitisée et la calcite. Ces phénomènes peuvent être accompagnés d'une fracturation hydraulique [Meyer 1987].

Au PM 2293-S du tunnel routier du Gothard, le granite de l'Aar montre le signe d'une altération hydrothermale. Sa porosité atteint 30 % et il est à juste titre très perméable. Des venues d'eau, de débit assez faible (de l'ordre de $0,1 \text{ l.s}^{-1}$) y ont été associées durant le percement [Keller et al. 1987]. Ceci indique que si la structure est poreuse et perméable, son extension et sa connexion avec les autres structures est faible.

Dans les orthogneiss de Gamsboden, on trouve également une zone d'altération hydrothermale dans la galerie de sécurité au PM 5780-S. Des venues d'eau conséquentes ($Q > 1 \text{ l.s}^{-1}$) y sont associées.

Dans le granite du Mont-Blanc, certaines venues d'eau sont associées à ce type de structure. Toutefois, leur débit est toujours très faible (exemple du PM-1675-S où le débit est de quelques litres par minute).

Dissolution

La silice est un minéral soluble. On constate dans certaines roches cristallines l'existence de micro-chenaux de dissolution des minéraux silicatés et de la silice en particulier. Ces phénomènes participent à la perméabilité primaire du rocher.

Même si ces structures (altérations hydrothermales, dykes fracturés...) s'avèrent localement très perméables, les venues d'eau associées sont généralement faibles et de courte durée. Ceci indique très clairement le manque d'interconnexion de ces structures avec les zones de fractures par exemple. Leur faible persistance est à l'origine de ce phénomène.

6.5.3 Modèle conceptuel de l'hydrogéologie du cristallin alpin

L'ensemble des contextes de venues d'eau observés dans les ouvrages souterrains nous permet de proposer un modèle conceptuel représentant les structures hydrogéologiques majeures dans le cristallin alpin (figure 6.94). Celles-ci intègrent les phénomènes liés à la profondeur (zones de décompression) et au contexte topographique (zone fauchée) dont le rôle a été mis en évidence au chapitre 6.4.

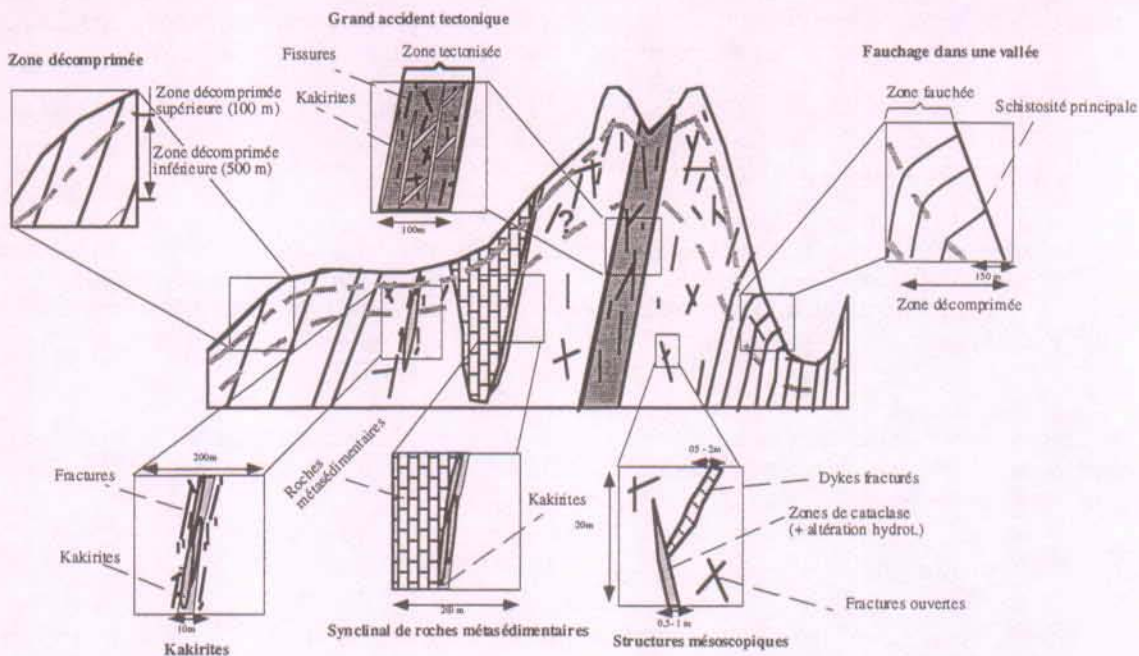


Figure 6.94 : Modèle conceptuel représentant les structures hydrogéologiques majeures dans le cristallin alpin.

La figure 6.94 résume donc toutes les structures hydrogéologiques que nous avons pu mettre en évidence au cours de ce travail. Les caractéristiques et le comportement des venues d'eau associées à chacune d'entre elles sont décrits ci-dessus.

Ce modèle hydrogéologique peut être représenté en termes de conductivités hydrauliques (figure 6.95).

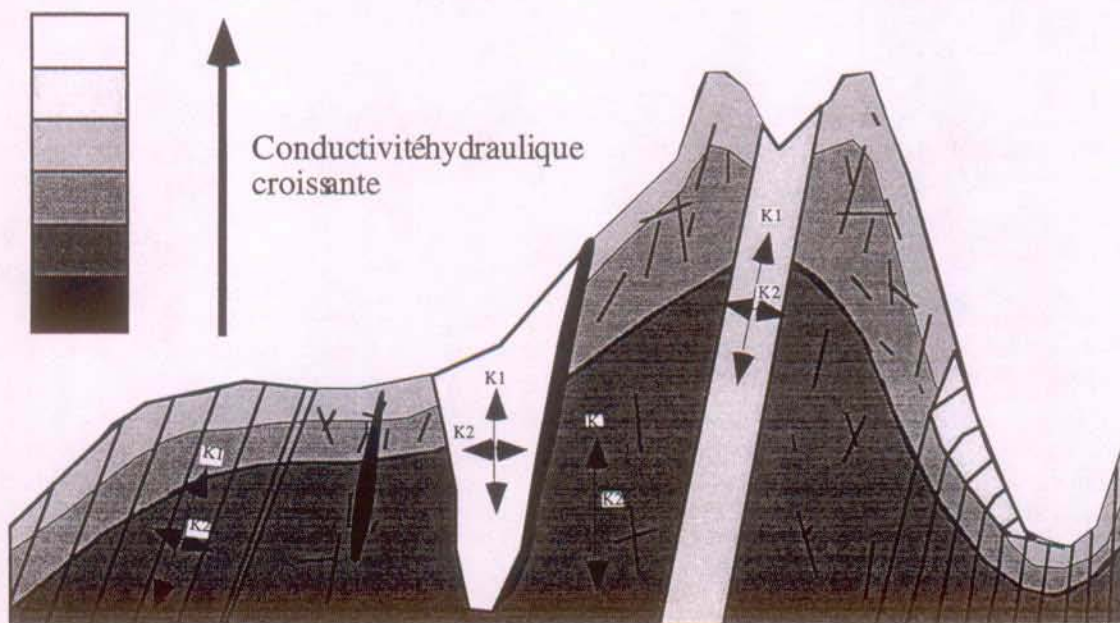


Figure 6.95 : Modèle conceptuel représentant l'hydrogéologie du cristallin alpin.

Les zones décompressées supérieure et inférieure apparaissent avec des conductivités hydrauliques supérieures au massif en profondeur, conformément aux observations faites au chapitre 6.4. La zone fauchée possède un comportement hydrogéologique particulier avec des conductivités élevées et une anisotropie moins marquée que les deux zones décompressées.

La conductivité hydraulique du grand accident tectonique est, à l'échelle du massif, supérieure à celle du reste du massif. Il en va de même pour la structure métasédimentaire dont la conductivité hydraulique est fortement élevée. Les terrains cristallophylliens sont caractérisés par une forte anisotropie parallèlement aux structures majeures. Les zones de kakirites, à l'image des observations effectuées à Cleuson-Dixence, sont peu perméables.

6.6 Les conditions aux limites

Parmi les conditions aux limites qui caractérisent les aquifères drainés par les ouvrages souterrains, nous aborderons l'alimentation (ou signal d'entrée) ainsi que les sources (ou signal de sortie) qui drainent le massif.

Les caractéristiques quantitatives (précipitations, fonte des neiges ainsi que la répartition dans l'espace et le temps) et qualitatives (composition chimique et isotopique) de l'alimentation seront abordées au § 6.6.1.1 et 6.6.1.2. Les zones d'alimentation des venues dans les ouvrages sont déterminées sur la base des mesures isotopiques (O-18) au § 6.6.1.3.

Une comparaison entre les caractéristiques des venues d'eau rencontrées dans les ouvrages et les eaux des sources est effectuée sur la base des travaux réalisés par D. Lhomme dans le cadre du volet « sources » du programme scientifique AQUALP. Nous aborderons également le problème de l'interaction entre les ouvrages souterrains et les sources (§ 6.6.2).

6.6.1 L'alimentation

L'alimentation est constituée par l'infiltration des précipitations qui surviennent sur les bassins hydrogéologiques des points d'eau. En plaine, les aquifères réagissent généralement assez rapidement aux événements pluvieux que rythment les saisons. Les périodes de recharge se situent en automne ou en hiver lors des fortes précipitations. Il suffit dès lors d'utiliser les données pluviométriques des stations météorologiques afin d'obtenir le signal d'entrée du système que constitue l'aquifère. En montagne, il n'en va pas de même puisque l'existence, durant de longues périodes, de températures négatives en altitude, induit des phénomènes de stockage d'eau sous forme de neige, libérée quelques semaines, voire quelques mois ou quelques années plus tard (à très haute altitude, dans les zones glaciaires) lors de la fonte des neiges. Il en résulte une répartition dans le temps des apports d'eau bien différente en montagne par rapport à la plaine : d'où l'impossibilité d'utiliser les données des précipitations des stations météorologiques de la même manière qu'en plaine. Par ailleurs, toujours d'un point de vue quantitatif, les volumes d'eau disponibles pour l'infiltration sont nettement supérieurs à ceux rencontrés en plaine.

D'un point de vue qualitatif, on verra que l'altitude a un effet sur les caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des eaux des précipitations.

On déterminera les aires d'alimentation des venues d'eau dans les ouvrages, à l'aide des méthodes isotopiques.

6.6.1.1 Aspect quantitatif

Variabilité spatiale à l'échelle des Alpes et du bassin versant

Les conditions météorologiques locales dans les Alpes - présence de fronts provenant de l'Océan Atlantique et de la Mer Méditerranée - ainsi que l'influence du relief sur l'aérodynamique des masses d'air créent des effets particuliers tels l'existence de précipitations accrues sur une face des Alpes et, au même moment des effets d'abri et de foehn sur l'autre face. Ces conditions météorologiques causent une grande variabilité dans l'accumulation et la fonte de la neige. Les épisodes neigeux montrent une forte variabilité spatiale de la quantité de neige tombée.

La distribution spatiale des précipitations et de l'équivalent en eau du couvert neigeux dans les Alpes suisses a été le sujet de nombreuses recherches (Uttinger 1949 et 1967; Jensen 1979). Outre l'influence aérodynamique des montagnes sur le mouvement des masses atmosphériques et sur les processus de précipitations, les principaux événements sont contrôlés par les effets d'abri de la topographie et l'augmentation générale des précipitations avec l'altitude. Il en résulte de fortes précipitations sur les parties nord et sud des Alpes suisses à cause des masses d'air venant parfois du nord-ouest (ou dans d'autres conditions climatiques du sud-ouest ou sud-est) et entraînées dans des courants ascendants par le relief montagneux. Les vallées profondes des Alpes centrales sont protégées par les deux faces des Alpes et montrent dès lors des précipitations et un équivalent de couvert neigeux minimaux.

L'augmentation des précipitations et la diminution de la température avec l'altitude sont deux facteurs primordiaux additionnels qui contrôlent la distribution spatiale de l'équivalent en eau du couvert neigeux.

Une grande attention doit donc être portée sur ces phénomènes lors du choix de la station de référence utilisée dans des études hydrogéologiques en montagne. L'altitude, le voisinage, la

position géographique - appartenance à la même vallée ou à la même crête par rapport aux courants atmosphériques - sont autant de paramètres à prendre en compte lors du choix de la station.

La fonte du manteau neigeux étant fonction de paramètres tels que l'ensoleillement et la température de l'air, elle varie avec l'orientation du versant considéré et son altitude. Sur un bassin versant alpin, le relief est à l'origine de grandes variations d'altitudes et d'orientation du versant. Il en résulte une grande variabilité spatiale à l'échelle du bassin versant de la quantité de neige fondue.

Evolution dans le temps

Au cours de l'année hydrologique, le signal d'entrée, c'est-à-dire la part d'eau de surface qui s'infiltré est lié à la fonte des neiges au printemps et aux pluies le reste de l'année.

Pour la fonte des neiges, comment faire pour déterminer quand celle-ci débute, s'arrête et quelle est sa valeur ?

La prise en compte des données mesurées quotidiennement aux stations météorologiques (température moyenne de l'air, hauteur du manteau neigeux, hauteur de neige fraîche), apporte des éléments de réponse à cette question. L'évolution du manteau neigeux à la station du San Bernardino en 1992¹ montre qu'il est difficile de déterminer le moment de la fonte des neiges à partir des valeurs de températures, en raison de la complexité des phénomènes qui régissent la fonte (figure 6.96).

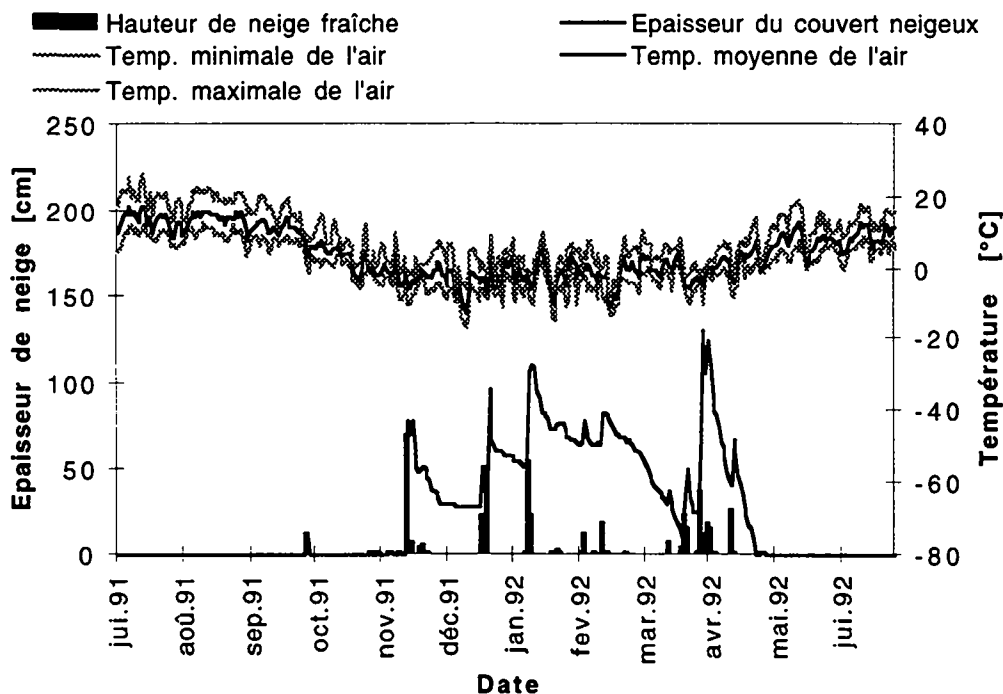


Figure 6.96 : Evolution du couvert neigeux, de la hauteur de neige fraîche et des températures horaires moyennes, minimales et maximales de l'air à la station météorologique du San Bernardino durant la saison 91-92.

La fonte n'est pas un signal unimodal mais se divise en plusieurs épisodes distincts. Il n'y a pas de relation simple entre la diminution du couvert neigeux et l'évolution des températures (figure 6.97). Le phénomène de la fonte des neiges est très complexe et dépend d'autres paramètres que la température. L'évolution de l'épaisseur du manteau neigeux constitue une information qu'il convient d'utiliser de manière semi-quantitative. Elle permet de déterminer le début, la durée et la fin de la fonte. On peut mettre en évidence également les moments de plus forte fonte. Toutefois, le manteau neigeux est sensible aux phénomènes de tassements qui provoquent une baisse de l'épaisseur du couvert sans fourniture d'eau. Il convient alors d'être

¹ 1992 est une année assez représentative du couvert neigeux habituellement observé dans cette station.

attentif à l'évolution des températures afin de s'assurer que la diminution du couvert neigeux est bien le fait de la fonte.

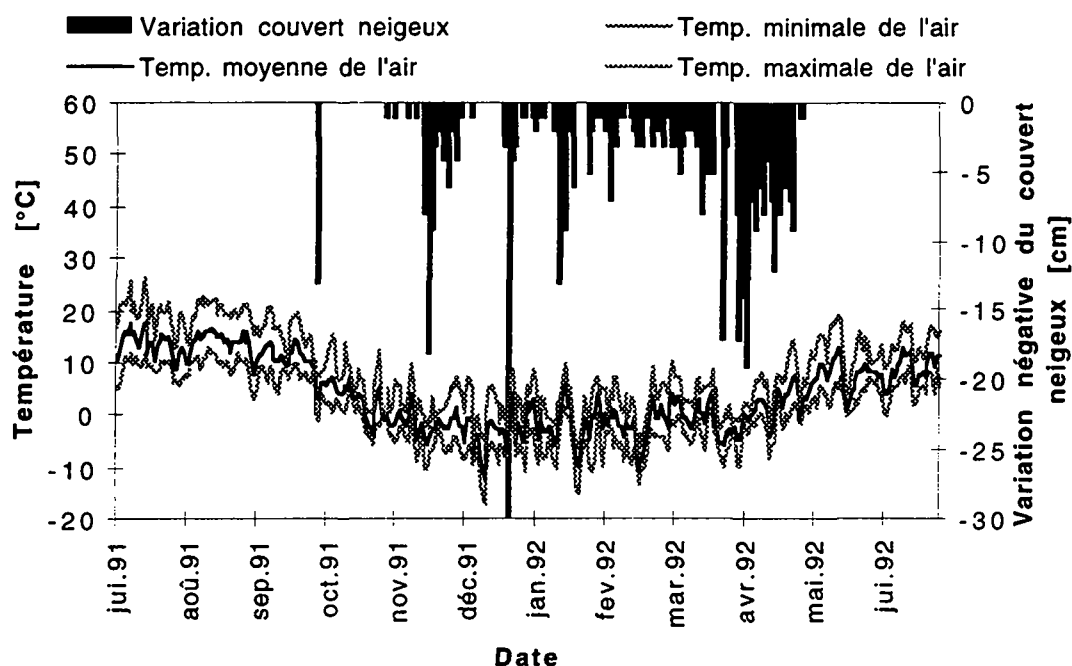


Figure 6.97 : Evolution des variations négatives de l'épaisseur du couvert neigeux et des températures horaires moyennes, minimales et maximales de l'air à la station météorologique du San Bernardino (91-92).

En France, un outil développé par Météo-France peut aider les hydrogéologues à déterminer le signal d'entrée. Il s'agit d'un code de calcul nommé Safran-Crocus [Martin et al. 1994; Durand et al. 1993; Brun et al. 1989; Déqué et al. 1994; Brun et al. 1992]. Le modèle Crocus est un modèle numérique de simulation de l'évolution de l'énergie et de la masse de la couverture neigeuse à un endroit donné, en fonction des conditions météorologiques : précipitations, température de l'air, humidité, vitesse du vent et radiations de petites et grandes longueurs d'ondes. Ce modèle, développé initialement dans le cadre de la surveillance des avalanches, a montré de très bons résultats dans la simulation de l'épaisseur du couvert neigeux et du débit de fonte.

Il est couplé au modèle Safran dont l'objectif est de calculer, à partir des données météorologiques d'observation disponibles, des données horaires pour des incréments de 300 m d'altitude avec six orientations différentes (N, E, W, S, SE, SW) dans les 23 principaux massifs alpins français. Les données obtenues par le code Safran constituent les conditions aux limites du modèle Crocus : ce sont la température de l'air, la vitesse du vent, l'humidité de l'air, la présence de nuages, les précipitations, le type des précipitations, les radiations atmosphériques et les radiations solaires directes et indirectes.

Les nombreux tests effectués ont montré la puissance de Safran-Crocus pour simuler la lame d'eau écoulée dans un bassin versant suite à la fonte des neiges. Cette méthode intègre aussi les précipitations lorsque celles-ci tombent sous forme liquide sur le bassin versant durant l'été. La lame d'eau écoulée calculée par Safran-Crocus peut donc être utilisée toute l'année comme les précipitations pluvieuses en plaine et constitue ainsi la quantité d'eau disponible pour l'infiltration durant toute l'année (signal d'entrée). Nous présentons un exemple de données Safran-Crocus sur la figure 6.98.

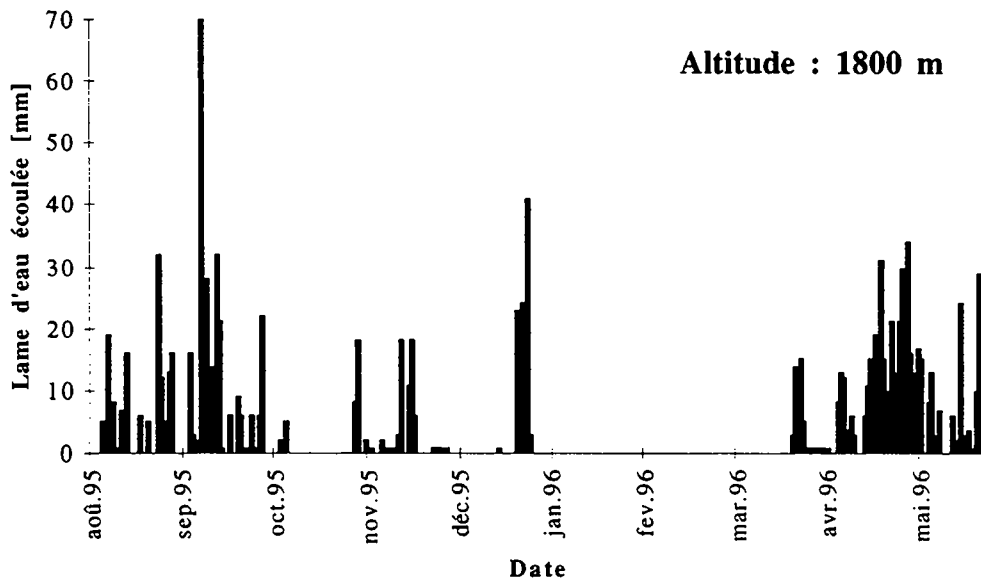


Figure 6.98 : Lame d'eau écoulée à 1800 m d'altitude dans le massif du Mont-Blanc, calculée par le code Safran-Crocus. Période août 95 - juillet 96

Sur l'exemple présenté, durant les mois d'août et septembre 1995, la lame d'eau écoulée correspond aux précipitations de l'été. Les pics d'avril, mai et juin correspondent à la fonte des neiges. Les résultats de Safran-Crocus constituent donc une donnée très précieuse pour les hydrogéologues en montagne.

Les données obtenues pour le site du Mont-Blanc ont été traitées afin de déterminer la nature réelle du signal d'entrée en montagne. Les méthodes présentées au chapitre 5 ont été appliquées au signal. L'auto-corrélogramme de la lame d'eau écoulée décroît rapidement jusqu'à $r_k = 0,1$ (figure 6.99). Les autocorrélogrammes des températures de l'air à la station météorologique de Chamonix (1100 m) montrent une décroissance nettement moins rapide. La température de l'air est donc un signal nettement plus structuré (avec un effet mémoire plus important) que la lame d'eau écoulée. Ce résultat nous indique que si le signal de la lame d'eau écoulée possède un effet mémoire plus important que la pluie (exemples où $r_k = 0$ après 2 jours), il est nettement moins structuré que la température de l'air.

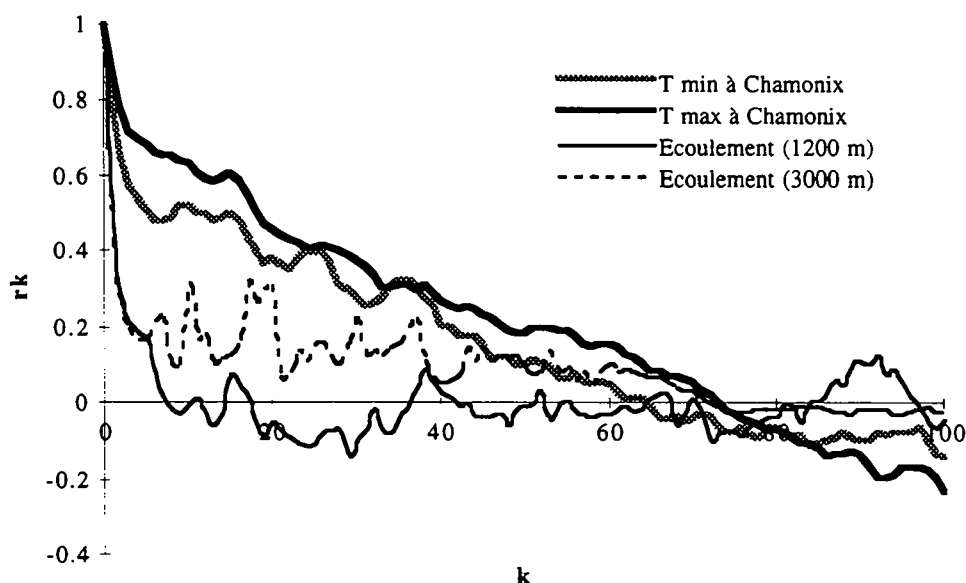


Figure 6.99 : Autocorrélogrammes des températures de l'air à la station de Chamonix et de la lame d'eau écoulée à 1800 et 3000 m.

Selon l'altitude considérée, r_k évolue différemment. Plus l'altitude est faible, plus r_k décroît rapidement vers 0. On a reporté sur la figure 6.100 le temps k nécessaire pour que r_k devienne égal à 0,1 en fonction de l'altitude. Ce temps caractérise l'effet mémoire du signal.

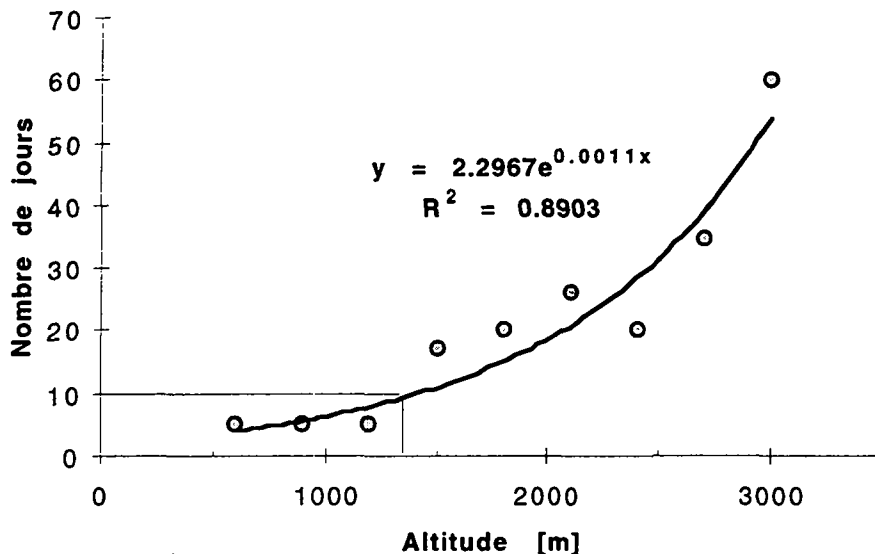


Figure 6.100 : Effet mémoire de la lame d'eau écoulée en fonction de l'altitude.

L'effet mémoire de la lame d'eau écoulée augmente de façon exponentielle avec l'altitude (figure 6.100). Sur des bassins à haute altitude, la structure du signal est plus grande suite à la plus faible sensibilité du couvert neigeux aux variations climatiques journalières. A ces altitudes, même si la température varie, elle reste largement en dessous de 0 et n'induit donc pas des phénomènes de fonte.

Pour donner un exemple des conséquences de telles observations sur les circulations d'eau, on peut affirmer qu'une source dont le bassin hydrogéologique est situé à une altitude supérieure à 3000 m verra une grande partie de son effet mémoire due uniquement à la structure du signal d'entrée. Par contre, le débit d'une source dont le bassin versant est situé en dessous de 1300 m, aura en principe un effet mémoire lié exclusivement aux caractéristiques hydrogéologiques de son réservoir et non au signal d'entrée. En effet, à cette altitude (et en-dessous), l'effet mémoire du signal d'entrée est inférieur à 10 jours (figure 6.100).

6.6.1.2 Aspect qualitatif

Composition chimique

On se reportera aux travaux d'Atteia [1992] dans lesquels on trouvera une analyse détaillée des teneurs en éléments majeurs et traces dans les eaux des précipitations de plusieurs stations météorologiques en Suisse et dans les Alpes.

Composition isotopique

Le tritium (^3H)

Le tritium est un isotope radioactif de l'hydrogène. Sa période ou demi-vie est de $12,43 \pm 0,05$ ans [Unterweger et al. 1980]. Suite aux essais thermonucléaires aériens qui ont débuté le 31 octobre 1952 et qui se sont poursuivis jusqu'en 1963, les teneurs des précipitations en tritium ont atteint quelques milliers d'UT¹ [Olive et al. 1996] alors que le tritium produit naturellement est à l'origine de teneurs de l'ordre de 5 UT dans les précipitations de nos régions [Roether 1967]. Sur

¹ UT : une unité tritium correspond à un atome de ^3H pour 10^{18} atomes d'hydrogène.

la figure 6.101 sont reportées les teneurs annuelles en ^3H des précipitations à Thonon depuis 1953.

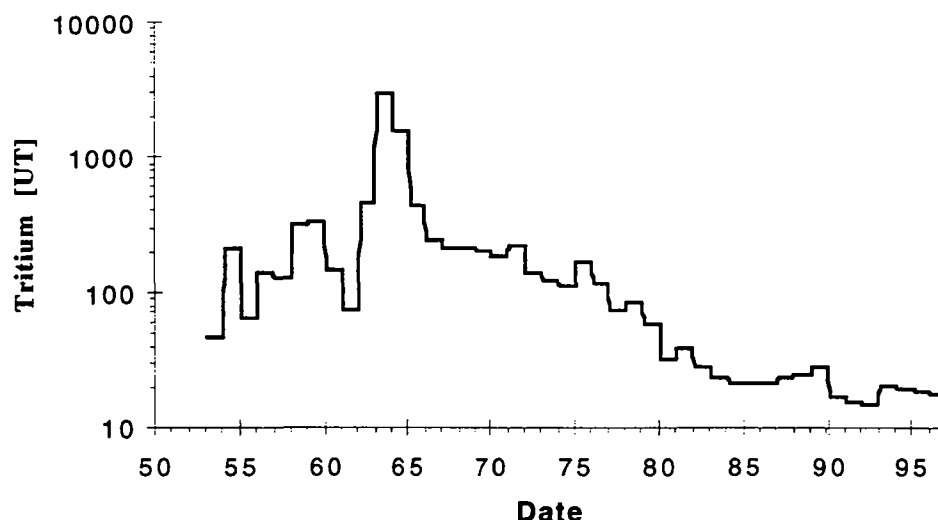


Figure 6.101 : Teneurs en ^3H annuelles dans les précipitations à Thonon de 1953 à 1996. Un pic à 3100 UT a été enregistré durant l'année 1963 suite aux essais thermonucléaires aériens.

Le tritium est utilisé comme un élément traceur et surtout dateur de l'eau. Des modèles isotopiques existent qui permettent de calculer le temps de transit moyen d'une eau dans l'aquifère à partir de la teneur en tritium de l'eau à l'exutoire (voir chapitre 5). Dans ces modèles, nous utiliserons comme signal d'entrée le signal mesuré à la station de Thonon, qui peut être considérée comme représentative des Alpes.

L'oxygène-18 (^{18}O)

La teneur en isotope lourd de l'oxygène (^{18}O) dans l'eau des précipitations est fonction de la température. Par ailleurs, en montagne, la température diminue avec l'altitude. Il existe donc un gradient altimétrique de la teneur en ^{18}O dans les précipitations.

Suite aux contrastes climatiques qui existent entre le nord et le sud des Alpes, deux gradients altimétriques sont proposés. Dans les Alpes du Nord, le gradient d'altitude calculé entre les stations de Thonon (alt. : 385 m) et du Grimsel (alt. : 1980 m) vaut 0,27 ‰ par 100 m tandis que dans la vallée d'Aoste, Novel [1995] a obtenu, à partir de mesures effectuées en 1993 et 1994 sur huit stations étagées de 350 à 3500 m, un gradient de 0,23 ‰ par 100 m. Les relations reliant la teneur en ^{18}O dans les précipitation à l'altitude sont :

$$\text{- Alpes du Nord : } ^{18}\text{O} = -0,0027 * h - 8,4$$

$$\text{- Alpes du sud : } ^{18}\text{O} = 0,0023 * h - 8$$

Connaissant ces gradients, il est donc possible de déterminer l'altitude de la zone d'alimentation d'une venue d'eau dans un tunnel à partir de sa teneur en ^{18}O .

Au cours de l'année, on observe des variations de la température de l'air et de la teneur en ^{18}O des précipitations : les pluies sont appauvries en ^{18}O en hiver et enrichies en été. Les variations annuelles de ces mesures sont sinusoïdales (amplitude comprise entre 5 et 10 ‰, soit en termes d'interprétation d'altitude, un écart de 2000 m). Il conviendra d'en tenir compte lors de l'interprétation des résultats. Dans le cadre de notre étude, étant donné les longs temps de séjour rencontrés dans les eaux des tunnels alpins, ces variations sont fortement atténuées aux venues et nous les considérons comme négligeables. Nous avons donc pu utiliser l'oxygène-18 pour déterminer les altitudes d'infiltration avec une certaine précision. Dans le cas d'ouvrages peu profonds ou d'ouvrages vers lesquels les eaux circulent avec des temps de transit assez brefs, l'utilisateur devra tenir compte des variations saisonnières qui peuvent affecter le signal d'entrée en oxygène-18.

En montagne, des effets liés à la fonte des neiges peuvent également modifier les teneurs en oxygène-18 des eaux. En fait, la neige est appauvrie en O-18 car elle est tombée durant l'hiver. Toutefois, les phénomènes de fonte provoquent un enrichissement de l'eau en O-18. Ces deux phénomènes qui jouent en sens inverse sont difficiles à quantifier et il n'est pas encore possible de déterminer lequel des deux est prépondérant [Clark et Fritz 1997].

Le deuterium (2H)

Il existe une corrélation entre les teneurs en deuterium (2H) et en ^{18}O dans les précipitations annuelles au niveau mondial [Craig 1961] :

$$\delta^2H = 8\delta^{18}O + 10$$

Le report des teneurs en 2H et ^{18}O sur graphique permet de mettre en évidence d'éventuels écarts par rapport à la droite des eaux météoriques mondiales. C'est par exemple le cas pour des eaux juvéniles ou des eaux issues d'un métamorphisme ancien.

6.6.1.3 Détermination des zones d'alimentation des venues d'eau

La vocation des ouvrages souterrains étudiés étant de traverser les massifs alpins, il en résulte que la plupart d'entre eux se trouvent à travers les structures géologiques. Celles-ci possèdent un pendage souvent très redressé et une orientation perpendiculaire à la direction de l'ouvrage. Cet état de fait, combiné avec l'existence d'importants gradients hydrauliques existant entre les zones d'alimentation et l'exutoire que constitue l'ouvrage, induit des circulations d'eau globalement très redressées à subverticales le long des structures géologiques alpines. Les altitudes potentielles d'infiltration ont été calculées en faisant l'hypothèse que les eaux circulaient dans le massif le long des structures majeures (fractures aquifères, failles, contacts tectoniques ou schistosité principale).

Les analyses d'oxygène-18 effectuées sur les venues d'eau dans les ouvrages souterrains ont permis, connaissant le gradient altimétrique régional, de confirmer ou d'infirmer ces hypothèses sur le mode de circulation des eaux. Les altitudes obtenues sont généralement confirmées par les teneurs en oxygène-18 des venues. On a comparé sur la figure 6.102 les teneurs en ^{18}O mesurées sur diverses venues d'eau des ouvrages étudiés et l'altitude d'infiltration calculée sur base de l'interprétation géologique. Dans la plupart des cas, les points s'alignent selon les droites représentatives des précipitations dans les Alpes. Ainsi, les tunnels du Mont-Blanc (versant sud), du Grand-Saint-Bernard (versant sud) et du San Bernardino (versant sud) possèdent des points qui s'alignent plutôt avec la droite des Alpes du sud. A l'inverse, les points représentatifs des autres ouvrages s'alignent plutôt selon la droite de précipitations du nord des Alpes.

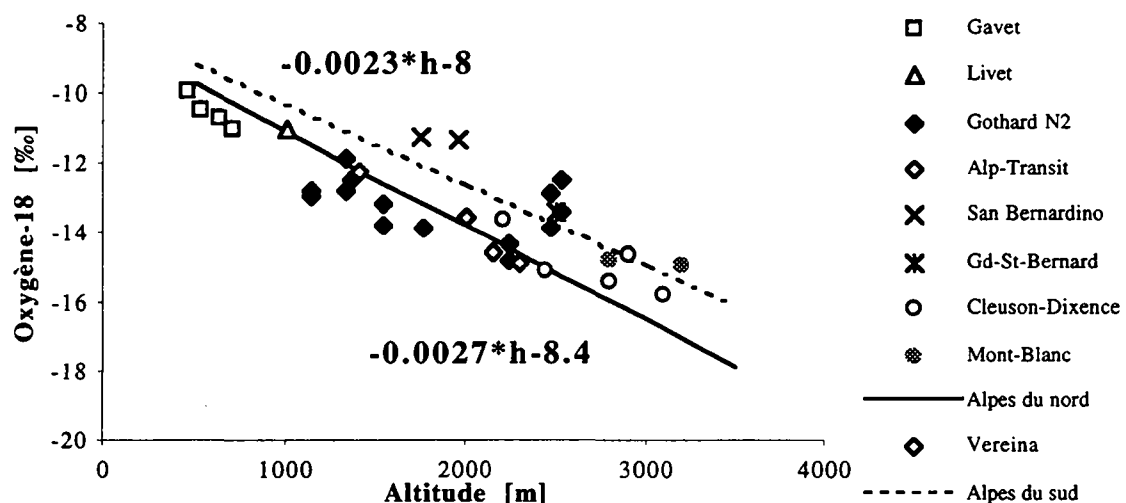
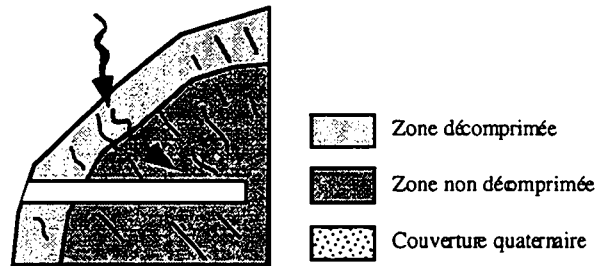


Figure 6.102 : Diagramme oxygène-18 - altitude d'infiltration de l'eau.

Seuls quelques cas décrits ci-dessous montrent l'existence de systèmes d'écoulement plus compliqués ou d'alimentation autre que par les précipitations (voir anomalies sur la figure 6.103).

Cas général



Anomalies

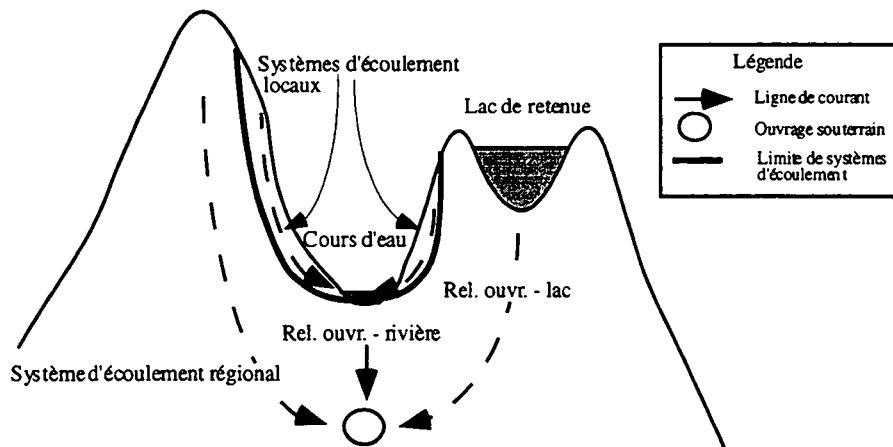
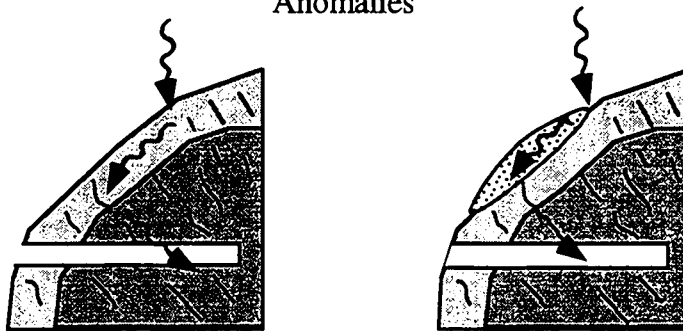


Figure 6.103 : Modèles d'écoulement entre les zones d'alimentation et les tunnels alpins.

Les différents contextes pouvant générer des anomalies sont décrits ci-après.

Effet de la zone décompressée ou de couvertures quaternaires

La zone décompressée (surtout sa partie fauchée si elle existe) ainsi que les terrains quaternaires possèdent des conductivités hydrauliques plus élevées que le massif sous-jacent. Etant donnée leur position à proximité du versant, de forts gradients hydrauliques facilitent les circulations parallèlement au versant du massif. Il en résulte des aires d'alimentation pour les eaux des tunnels, plus élevées que celles estimées par interpolation géologique simple (figure 6.103). Les eaux analysées dans la galerie semblent donc appauvries en oxygène-18. C'est le cas de la galerie AlpTransit Gotthard de Polmengo dont certaines venues d'eau (PM 936 et 1600) ont montré des indices d'altitude d'infiltration plus élevée.

Système d'écoulement régional

On a pu mettre en évidence l'existence d'un système d'écoulement régional qui alimente le tunnel routier du Gothard sous la Reuss. Les eaux, apparemment appauvries en oxygène-18, sont en effet issues des versants de la rivière. Les eaux appartiennent à un système d'écoulement régional tandis que le système local alimente la vallée de la Reuss. C'est le cas des venues d'eau dans la partie nord du tunnel, aux PM 10140 et 13189. Ce cas est présenté sur la figure 6.103.

Relation ouvrage - lac ou rivière

Dans le tunnel routier du Gothard, une alimentation du tunnel par les lacs de retenue de Lucendro et Sella a été suspectée dans la partie sud du tunnel. Les eaux sont en effet enrichies en oxygène-18 dans une proportion très semblable à celle des eaux des lacs.

Toujours dans le tunnel du Gothard, à proximité de l'entrée nord, une venue (PM 16070) indique le signe d'une alimentation en partie par la Reuss qui coule juste au-dessus. Les eaux de la Reuss possèdent en effet une teneur en oxygène-18 proche de celle des eaux du tunnel. Toutefois, il conviendrait de refaire d'autres mesures isotopiques, notamment sur les eaux de précipitations dans la région, afin de confirmer cette hypothèse.

6.6.2 Les sources

6.6.2.1 Comparaison venues d'eau en ouvrage - eaux de sources

Les sources du cristallin ont été étudiées dans le cadre de ce programme de recherche par D. Lhomme à l'Université de Savoie [Lhomme 1998]. La même approche que celle employée dans ce travail, ainsi que les mêmes méthodes d'analyses chimiques et isotopiques ont été appliquées aux sources du cristallin alpin. Nous présentons ici de manière très brève les principaux résultats obtenus et les différences majeures constatées entre le comportement des sources et celui des venues d'eau en tunnel.

Les sources suivies dans le cadre du programme émergent entre 400 m et 2100 m d'altitude. La géologie des aquifères est sensiblement la même que celle des ouvrages souterrains (les sources étudiées appartiennent aux massifs cristallins externes).

Du point de vue quantitatif, les débits observés dans les sources étudiées sont supérieurs à ceux rencontrés dans les galeries. Les sources étudiées possèdent des débits compris entre quelques litres par seconde et 500 l.s⁻¹ au maximum pour la source de Peuterey dans le granite du Mont-Blanc, Val Vény. La majorité des sources considérées possèdent des débits supérieurs à 10 l.s⁻¹ alors que dans les tunnels étudiés, rares sont les venues de cette envergure. Dans le tunnel du Mont-Blanc, quelques venues d'eau issues du granite italien présentent des débits de cet ordre de grandeur.

Les variabilités des débits (rapport Q_{\max}/Q_{\min}) peuvent atteindre un facteur 10 comme la source des Tines dans les gneiss des Aiguilles-Rouges (Chamonix) où le débit passe de 30 l.s⁻¹ à 300 l.s⁻¹. Au minimum, ce rapport atteint une valeur de 2 pour les sources à faible débit. Dans les ouvrages souterrains, mise à part la zone décomprimée (où ce facteur atteint exceptionnellement 21 dans la galerie de Livet), le rapport Q_{\max}/Q_{\min} est toujours très faible, inférieur à 2. Par ailleurs, les sources réagissent plus rapidement aux précipitations ou à la fonte des neiges. Dans le massif du Mont-Blanc, en 1997, la source de Peuterey réagit à la fonte des neiges dès le début du mois de mars (figure 6.104) alors que dans le tunnel, les grosses venues de la zone fortement tectonisée augmentent seulement dans le courant du mois de septembre, soit un écart de six à sept mois.

Du point de vue de la minéralisation, les plus grosses sources (débit d'étiage supérieur à 10 l.s⁻¹) des massifs cristallins externes se caractérisent par des conductivités électriques comprises entre 80 et 120 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Dans le granite du Mont-Blanc, les sources de Peuterey, Tronchey et Frebouze montrent des conductivités électriques comprises entre 80 et 130 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Dans le tunnel, la venue la plus forte possède une minéralisation comparable (70 à 80 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) tandis que d'autres venues (de débit nettement moins important) peuvent montrer des minéralisations plus grandes (jusqu'à 200 voire 300 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Dans le massif de Belledonne, les sources du complexe des Sagnes (contexte leptyno-amphibolitique) sont caractérisées par des conductivités de l'ordre de 90 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Les venues des galeries de Livet et Gavet, dans le même contexte géologique, montrent des conductivités électriques comprises entre 150 et 200 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour le total des venues. A

l'intérieur de la galerie de Gavet, des eaux fortement minéralisées (jusqu'à $1400 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) ont été enregistrées. Ces minéralisations sont à relier avec des lentilles de Trias pincées dans le cristallin de la région. Dans le massif du Gothard, les sources situées sur le versant sud du massif dans les gneiss de la série de Tremola possèdent des conductivités comprises entre 80 et $160 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Dans le tunnel routier, les eaux de cette zone possèdent toutes des conductivités électriques supérieures à $200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

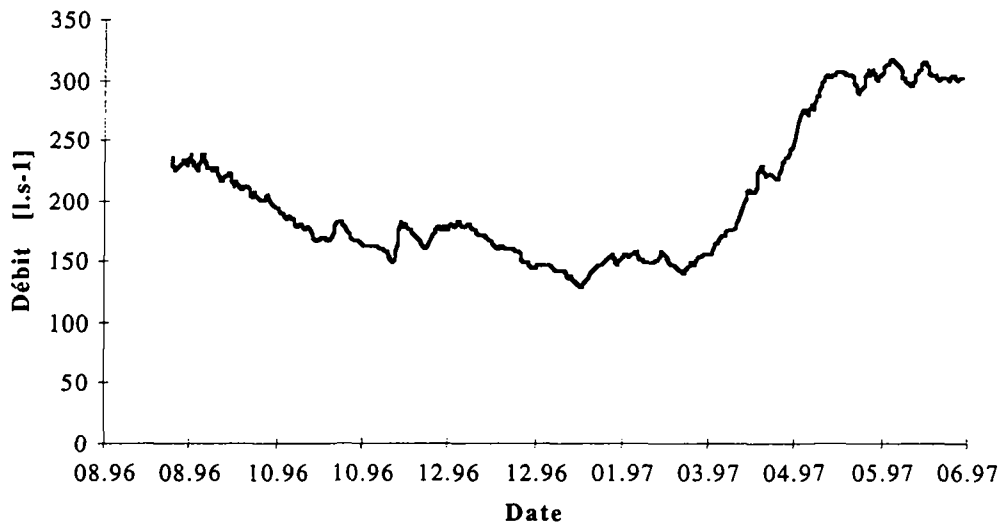


Figure 6.104 : Evolution des débits de la source de Peuterey [tiré de Lhomme 1998].

Ces quelques résultats acquis dans des contextes comparables montrent que les eaux des venues dans les tunnels sont globalement plus minéralisées que celles des sources. Ce phénomène doit être mis en relation avec les débits des venues d'eau étudiées qui sont toujours sensiblement inférieurs à ceux des sources (effet de dilution). Les temps de transit différents (plus rapides pour les eaux des sources) peuvent expliquer ce phénomène. Les températures des eaux peuvent jouer un rôle (dissolution plus grande à haute température) également. Par ailleurs, la présence de minéraux secondaires dans certaines fractures (au même titre que les épontes) peuvent expliquer des minéralisations importantes dans les tunnels alors que pour les sources, les circulations qui existent depuis très longtemps ont lixivié ces minéraux. Enfin, un phénomène de dilution peut également expliquer ces écarts.

Globalement les températures (comprises entre 4 et 10°C) des sources semblent être représentatives de l'altitude (800 et 1500 m) d'émergence selon un gradient altimétrique régional. Dans les ouvrages souterrains, la température (entre 5 et 32°C) est liée à la profondeur de la venue suite à l'effet du gradient géothermique. Les températures des venues dans les ouvrages ainsi que les sources sont très stables et montrent que les temps de séjour des eaux sont suffisamment longs pour assurer l'équilibre thermique entre les eaux et la roche.

Le pH des eaux des sources est peu variable entre $7,5$ et $8,5$ tandis que le pH des eaux des tunnels sont comprises entre 7 et $9,5$. Les valeurs plus basiques dans les ouvrages souterrains sont toutes liées à des eaux possédant des temps de séjour élevés et ayant mis en solution des silicates.

L'analyse des concentrations en tritium met clairement en évidence que les eaux des sources sont toutes des eaux récentes dont les teneurs en tritium sont comprises entre 10 et 20 UT. Dans les tunnels au contraire, on a mis en évidence l'existence d'eaux anciennes infiltrées avant les essais nucléaires, soit des eaux dont les temps de séjour sont supérieurs à 40 ans.

Les analyses chimiques ont montré que les eaux des sources étaient toutes du même type de Jaekli (tel que défini au chapitre 5) quel que soit le contexte pétrographique. Ces eaux sont toutes du type bicarbonaté-calcique avec $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na}$. Dans les eaux des tunnels, pour les mêmes contextes pétrographiques, les types d'eau sont plus variés avec des eaux de type bicarbonaté-sodique et bicarbonaté-calcique. L'existence d'eaux sodiques a été associée à des temps de séjour plus longs des eaux profondes par rapport aux eaux des sources. Le magnésium est présent dans les roches de type prasinite (galeries de Cleuson-Dixence et Livet - Gavet) et dans certains

micaschistes (tunnel du Gd-St-Bernard et source de Planchamp dans le rameau externe de Belledonne).

Les teneurs en éléments en traces sont également généralement plus faibles dans les eaux des sources par rapport aux venues dans les tunnels, pour les mêmes raisons que celles citées précédemment. Certaines sources, dont le débit atteint au moins 100 l.s^{-1} en crue, ont des teneurs en arsenic proche de $100 \mu\text{g/l}^{-1}$, il s'agit des sources des gneiss des Aiguilles Rouges et d'une source qui émerge de la série des Leptyno-amphibolites du massif de la Lauzière. Ces concentrations élevées posent le problème de la contamination des sources d'altitude, par des métaux toxiques, lors de l'acquisition naturelle de leur minéralisation.

Le comportement hydraulique des sources se rapproche de celui de la zone décomprimée dans les tunnels avec des temps de séjour brefs et des réactions plus rapides aux précipitations que celles observées dans les ouvrages souterrains à plus grande profondeur. Les températures de l'eau des sources, proches des températures de l'air à la même altitude, sont également un signe que ces eaux ne circulent pas à grande profondeur. Deux sources ont fait l'objet de mesures en continu dans le cadre du programme AQUALP. Il s'agit de la source des Tines au pied du massif des Aiguilles Rouges et de la source de Peuterey dans le Val Veny qui émerge à proximité du glacier de la Brenva à 1510 m d'altitude. Ces sources sont caractérisées par d'importantes variations de leur débit tandis que leur température est extrêmement stable et leur minéralisation varie peu (rapport de 1,10). Le signal d'entrée a pu être évalué à partir des températures positives de l'air ou de la lame d'eau de fonte calculée par le Centre d'Étude de la Neige (Meteo-France). Le temps de réaction des sources à ce signal est de 4 à 6 semaines. Les résultats d'oxygène 18 ainsi que les temps de réaction démontrent que ces sources ne sont pas influencées par des infiltrations à proximité de leur lieu d'émergence. Les temps de transit observés suffisent à tamponner les propriétés physico-chimiques de ces sources qui sont les émergences de véritables aquifères capables de soutenir les débits d'étiage à plusieurs dizaine de litre par seconde.

La diminution de la conductivité hydraulique des terrains à l'échelle du massif en fonction de la profondeur nous amène à situer le réservoir des sources dans la zone décomprimée essentiellement. Le modèle est présenté en figure 6.105.

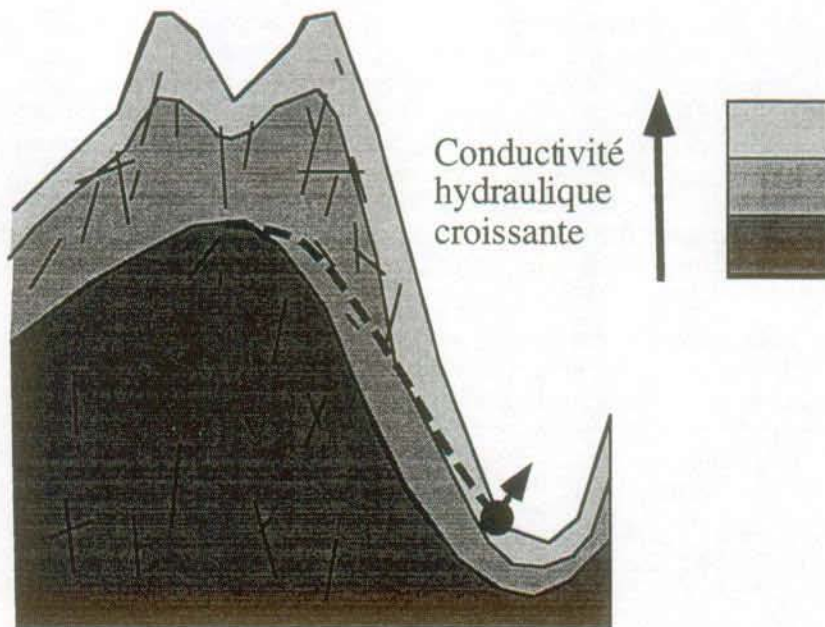


Figure 6.105 : Modèle hydrogéologique pour les sources dans le cristallin alpin.

Ceci est une interprétation basée sur les premiers résultats acquis dans le cadre du programme AQUALP. Il doit être validé dans la suite par les résultats acquis dans le cadre du volet « sources » du programme.

6.6.2.2 Impact des ouvrages souterrains sur les sources

Nous illustrerons ce problème important par quelques exemples.

Les tunnels du San Bernardino, du Grand-Saint-Bernard et du Mont-Blanc n'ont pas été accompagnés d'une surveillance des sources avoisinantes. A l'époque, un suivi de ce genre n'était pas réalisé systématiquement dans le cadre des travaux souterrains. Pour les deux premiers ouvrages, étant donné les faibles venues d'eau rencontrées, il est probable que des sources n'aient pas été affectées. Par contre, le tunnel du Mont-Blanc, qui a drainé plus de 1000 l.s^{-1} a probablement affecté les eaux de surface, mais ceci n'a pas été visible étant donné le recouvrement de la région par des glaciers et la présence d'écoulements sous-glaciaires.

Les impacts des ouvrages souterrains sur les sources ont dans la majorité des cas été accompagnés de fortes venues dans l'ouvrage, liées à une grande fracture ou une zone fortement transmissive reliant l'ouvrage à la surface. C'est le cas notamment de la source de l'Arche tariée par la galerie Arc-Isère dans les gneiss du massif de Belledonne. Dans le cadre du creusement du même ouvrage, une autre source qui alimentait Saint Etienne de Cuines avec un débit d'étiage de 10 l.s^{-1} a tari également. Il s'agissait d'une source de trop-plein située au contact de la couverture mésozoïque.

Dans le massif du Rissiou, en France, un certain nombre de sources de trop-plein au contact entre le sédimentaire et le cristallin ont tari suite au percement d'une galerie de l'aménagement hydroélectrique de Grand'Maison [Gourgand 1983]. Ce tarissement est lié à une importante venue d'eau dans l'ouvrage (180 l.s^{-1}), situé 500 m en dessous de la source.

Le cas des sources de trop-plein doit faire l'objet d'une attention particulière étant leur configuration hydrogéologique qui se prête facilement à un tarissement (figure 6.106).

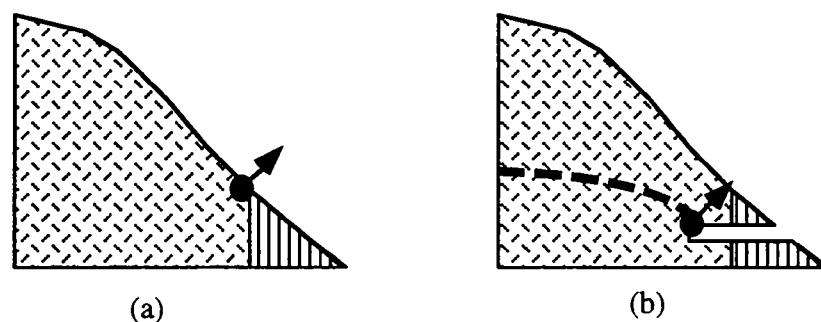


Figure 6.106 : Exemple du tarissement d'une source de trop-plein. (A) Avant percement. (B) Après percement.

Le tunnel routier du Gothard n'a pas donné lieu à des effets sur les sources en surface. Ceci est lié aux faibles venues d'eau rencontrées dans cet ouvrage à grande profondeur. Etant donné le modèle hydrogéologique proposé au paragraphe précédent pour les sources, il est facilement compréhensible qu'un ouvrage traversant les formations sous-jacentes peu perméables n'ait pas d'impact sur les écoulements à faible profondeur.

Liés à des tunnels à plus faible profondeur, des impacts sur les sources sont souvent observés. Au moment de la rédaction de ce travail, en Italie, le creusement d'une galerie ferroviaire dans la région de Gênes dans des terrains basaltiques du sud des Alpes (Unità del Monte Figogna) a donné lieu au tarissement de nombreuses sources. Celles-ci ont tari suite au percement des galeries Fossa dei Lupi et Monte Gazzo, situées généralement à une profondeur de 200 à 400 m au maximum sous les sources concernées. Deux unités hydrogéologiques différentes ont été touchées. Les serpentinites par la nature de leur fracturation, possèdent un comportement proche du milieu poreux. Les sources associées ont réagi avec un temps de retard sans toujours être complètement tariées. Les basaltes possèdent un comportement de type milieu fissuré avec des fractures N-S, à grande persistance, fortement aquifères. Trois zones à fractures, d'une épaisseur d'une dizaine de mètres, ont conduit à d'importantes venues d'eau dans la galerie (plusieurs dizaines de litres par seconde) parallèlement au tarissement rapide des sources en surface. Les sources tariées possédaient pour la plupart un débit de l'ordre de $0,5 \text{ l.s}^{-1}$ avec un maximum de 1 l.s^{-1} pour les plus grandes [GEODATA 1996 et 1997].

Tout récemment, durant cette étude, la galerie hydroélectrique de Cleuson-Dixence a provoqué le tarissement d'au moins une source dans le Fond de Cleuson, au droit d'importantes venues d'eau dans la galerie. C'est le cas de la source qui alimentait la cabane de Saint Laurent. A cet endroit, le tunnel est situé à faible profondeur (moins de 300 m) sous le massif. On se trouve donc encore

dans la zone décomprimée, plus transmissive. Une trentaine de sources font l'objet, dans le cadre de ce projet de galerie, de réclamations. L'expertise hydrogéologique en cours doit préciser si elles ont réellement été influencées par la galerie. La galerie doit amener des eaux sous pression et être par endroits revêtue. La direction des travaux espère donc qu'une fois la galerie mise en service, les sources retrouveront plus ou moins leur régime antérieur [Bureau Norbert 1997].

Le tarissement de sources est donc dans la majorité des cas lié à trois configurations différentes :

- ouvrage à faible profondeur dans la zone décomprimée plus perméable;
- ouvrage qui intercepte en profondeur une zone particulièrement transmissive (zone de fractures à fortes venues d'eau par exemple);
- ouvrage qui traverse un contact tectonique à l'origine d'une source de débordement.

Suite à l'anisotropie et au compartimentage des massifs cristallins alpins, le tarissement de sources n'est en général pas lié à un abaissement progressif d'une nappe aquifère durant le percement de l'ouvrage mais plutôt à des venues d'eau ponctuelles dans des zones localisées. Cette constatation est importante du point de vue des techniques qu'il est possible de mettre en oeuvre pour remédier à ces phénomènes (voir chapitre 8).

7. Modélisation mathématique de l'interaction entre un ouvrage du génie civil et les eaux souterraines : le cas du Mont-Blanc

7.1 Position du problème

Nous avons mis en évidence précédemment l'intérêt de suivre au cours du creusement d'un ouvrage souterrain l'évolution de la température des venues d'eau rencontrées. Un écart de la température par rapport à la courbe des températures prévisibles peut indiquer l'éventualité de l'existence d'importantes circulations d'eau froide dans des tronçons à venir.

Une modélisation mathématique des écoulements souterrains et du champ thermique dans le massif est un outil qui permet de quantifier l'importance des circulations à l'origine de l'anomalie et donc de faire une prévision sur les quantités d'eau à venir. Les simulations mathématiques menées le seront par itérations successives afin de reconstituer l'anomalie thermique observée. Ces opérations permettent de déterminer la conductivité hydraulique de la zone à l'origine de l'anomalie. La simulation de l'ouvrage au travers de cette zone permet de déterminer les débits à attendre en la traversant avec l'ouvrage.

Le cas du tunnel routier du Mont-Blanc est parfaitement adapté pour un test in-situ d'une telle modélisation. Une anomalie thermique a en effet été observée durant le percement (§ 4.1). Ensuite, la traversée de la zone à l'origine de cette anomalie a induit de fortes venues d'eau. Notre objectif dans ce chapitre est de reconstituer, au moyen de la modélisation, l'anomalie thermique observée, et de comparer les débits observés ensuite dans le tunnel avec ceux simulés par la modélisation.

7.2 Mode de résolution et hypothèses de travail

Les calculs sont effectués sur la base d'un modèle tridimensionnel à éléments finis des écoulements souterrains et du champ thermique dans le massif. Les équations de l'écoulement de l'eau et des transferts thermiques par advection-dispersion-conduction sont résolues par le logiciel Feflow [Diersch 1997]. A l'échelle du massif, nous admettons l'hypothèse d'un milieu poreux équivalent dans lequel la loi de Darcy est applicable.

Le processus est non couplé. On estime que, suite à l'existence de gradients hydrauliques élevés dans cette zone montagneuse, le transport par advection forcée l'emporte largement sur la convection naturelle. On néglige donc la variation de la densité de l'eau en fonction de sa température. Ceci simplifie considérablement les calculs pour une simulation tridimensionnelle transitoire possédant un grand nombre d'éléments et nécessitant déjà des outils informatiques relativement puissants.

7.2.1 Géométrie

La zone modélisée a la forme d'un parallélépipède rectangle dont l'allongement est parallèle à l'allongement du massif du Mont-Blanc, soit NE-SW (figure 7.1).

Sa base correspond à l'altitude 0 m tandis que sa limite supérieure est constituée par la topographie locale (point haut : le Mont-Blanc à 4807 m d'altitude). Le tunnel se trouve au centre du parallélépipède, qu'il intersecte perpendiculairement à son allongement, avec une orientation NW-SE. Les côtés du modèle sont constitués par la vallée de l'Arve (Chamonix) au nord-ouest et la vallée de la Doire (Courmayeur) au sud-est. Les côtés nord-est et sud-ouest correspondent à des points hauts dans le relief, respectivement le massif de l'Aiguille Verte et de l'Aiguille de Bionnassay. Ces limites ont été choisies de façon à être suffisamment éloignées du tunnel d'une part et constituer d'autre part des limites de systèmes d'écoulement (figure 7.2). De cette façon, elles peuvent être en première approximation, considérées comme des limites imperméables, c'est-à-dire sans écoulements les traversant.

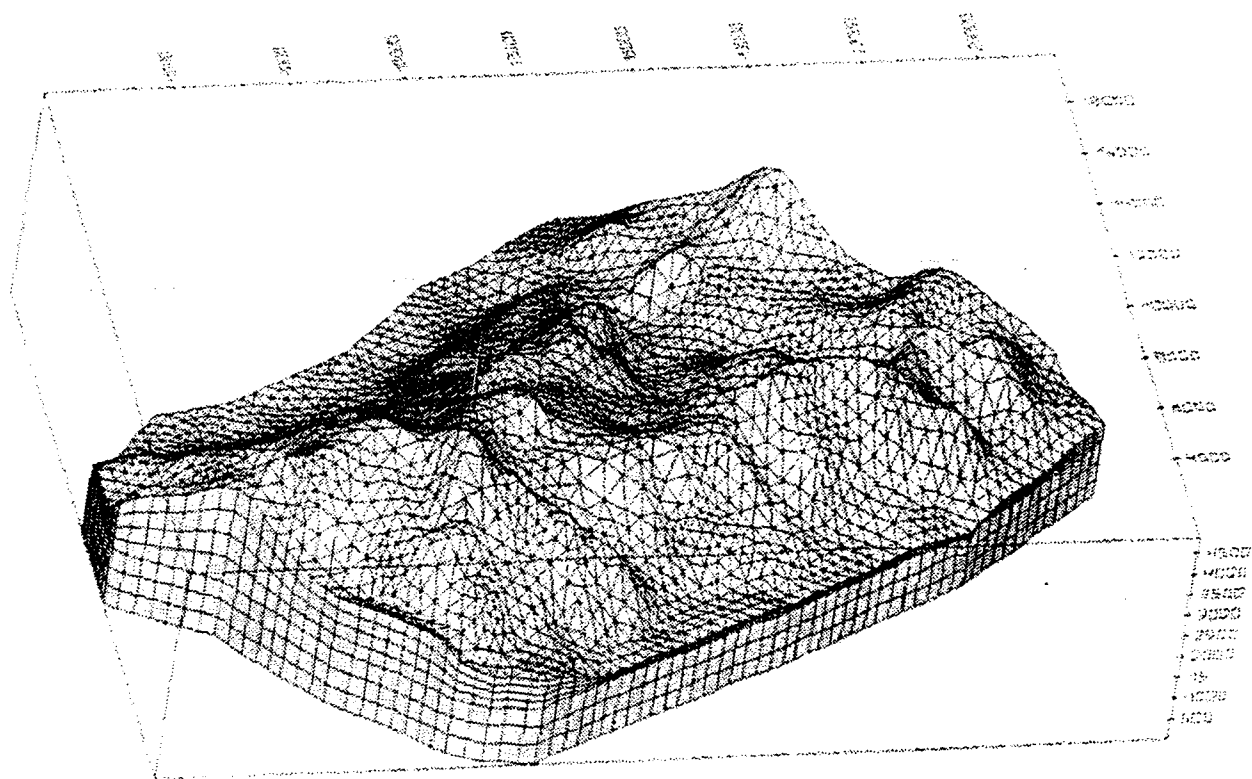


Figure 7.1 : Modèle maillé du massif du Mont-Blanc vu depuis le sud.

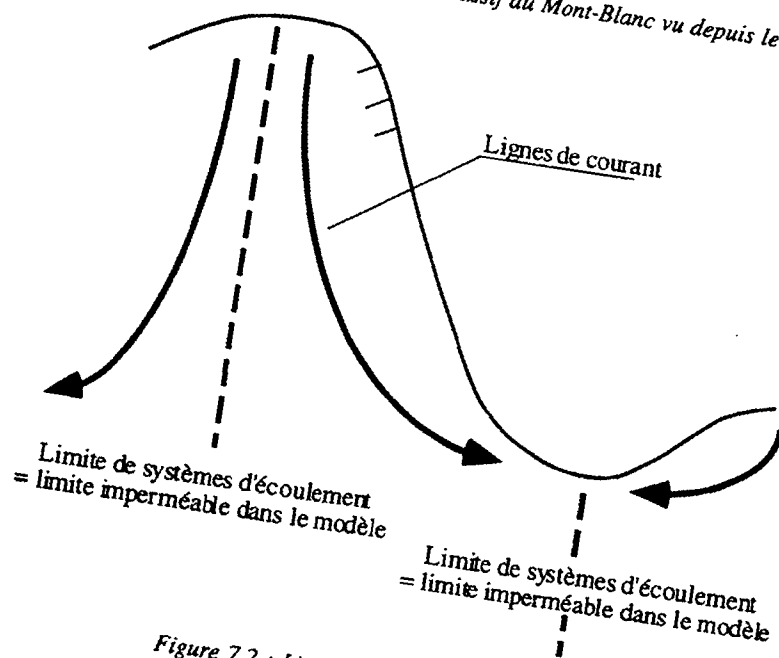


Figure 7.2 : Limites imperméables du modèle.

Le modèle 3D est constitué de 23704 noeuds et 40320 éléments, distribués selon 7 couches. Les couches possèdent des épaisseurs variables selon la topographie locale. Une limite de couche a été imposée à 1300 m d'altitude, soit l'altitude du tunnel afin de pouvoir y imposer des conditions aux limites adéquates, qui simulent le tunnel.

7.2.2 Conditions aux limites

Comme on l'a vu précédemment, les quatre côtés verticaux du modèle sont considérés comme des limites imperméables au travers desquelles aucun écoulement souterrain ne se produit. Ce sont également des limites « imperméables » aux flux thermiques car les gradients thermiques sont supposés verticaux.

A la base du modèle sont imposées des conditions de flux géothermique. Il s'agit d'une grandeur représentative de la situation régionale. Le modèle est « chauffé » par ce flux thermique, estimé à 85 mW.m^{-2} .

La limite supérieure du modèle constitue la topographie de la zone. Les conditions hydrauliques sur cette limite sont celles d'un potentiel imposé à la cote topographique. Ceci revient à supposer que la nappe aquifère affleure sur tout le massif. Dans la réalité, il n'en est pas de la sorte. Mais nous ne disposons pas de données sur la position de la nappe dans ce massif. Des essais ont été effectués pour travailler avec une infiltration efficace. Toutefois, ceux-ci se sont montrés insatisfaisants du fait de potentiels hydrauliques calculés nettement trop élevés. Les inconnues sur la quantité et la répartition de l'infiltration dans ce type de milieu montagneux et à recouvrement glaciaire nous a conduit à imposer les potentiels hydrauliques sur la surface. Nous estimons qu'en pratiquant de la sorte, l'erreur est moindre qu'en imposant une infiltration uniforme peu réaliste.

Du point de vue thermique, la limite supérieure constitue une limite à température imposée. C'est en effet la température moyenne de l'air à l'altitude considérée selon un gradient altimétrique. De façon à simplifier l'imposition de cette limite, nous avons scindé le massif en trois zones. Une zone entre 1000 et 1600 m dont la température est de $4,4^\circ\text{C}$, une zone entre 1600 et 2100 m à $1,4^\circ\text{C}$ et au-delà de 2100 m, une température imposée égale à 0°C . Des simulations tests ont montré que ce paramètre avait une très faible influence sur le champ thermique calculé au droit du tunnel.

7.2.3 Mode transitoire

Les simulations hydro-thermiques en mode permanent sont dans l'impossibilité de reconstituer l'anomalie thermique observée. En effet, pour des conductivités hydrauliques compatibles avec les débits observés dans le tunnel au travers de la zone tectonisée, les températures sont systématiquement nettement inférieures à celles observées lors du percement du tunnel. Les phénomènes thermiques ont une grande inertie. Il apparaît que, lors du percement du tunnel dans les années 1960, le massif n'était pas en équilibre thermique. Le dernier changement des conditions aux limites du massif date de la fin de la dernière glaciation. La modélisation transitoire débute donc à la fin de la dernière période glaciaire. Cette façon de procéder a donné des résultats bien meilleurs.

La modélisation du cas du Mont-Blanc nécessite trois modèles différents qui se succèdent dans le temps, avec des durées très différentes (figure 7.3). Les moments clés sont la fin de la dernière glaciation (-10 000 av. J-C) et le percement du tunnel (1960). On négligera la Petite Glaciation qui a affecté le massif lors des derniers siècles. Ses effets climatiques n'ont pu engendrer de changements importants des conditions aux limites (seule une légère avancée des glaciers a en effet été constatée durant cette période).

Modèle 1 : la période glaciaire (de - 1 200 000 ans à - 10 000 ans)

Etant donné sa longue durée, cette modélisation a été effectuée en régime permanent.

Actuellement, l'altitude limite entre les glaciers tempérés et les glaciers à base froide est de l'ordre de 3800 à 4000 m. Durant la période glaciaire, les températures étaient plus froides de l'ordre de 5 à 6°C , ce qui équivaut en première approximation à une altitude limite pour les glaciers froids inférieure de 1000 m à la limite actuelle, soit à peu près 2800 à 3000 m. Le coeur du massif est situé à une altitude supérieure à cette altitude limite. Seules les vallées de Chamonix et Courmayeur ainsi que quelques vallées glaciaires transverses (partie basses de la Vallée Blanche, Brenva et Miage) sont situés en-dessous. Il en résulte donc la quasi-absence d'alimentation dans ces zones situées au-dessus de

cette altitude limite. Nous ferons dans la suite l'hypothèse de l'absence de circulations d'eau souterraine dans le massif durant cette période. Ceci constitue une hypothèse de travail nécessaire suite au manque de connaissance des phénomènes hydrologiques durant la dernière période glaciaire. Les connaissances actuelles en matière d'hydrologie durant la dernière phase de glaciation ne permettent ni de confirmer, ni d'infirmer cette hypothèse. Nous verrons dans la suite qu'elle permet de résoudre de façon satisfaisante le problème étudié.

Les températures imposées sur la limite supérieure du modèle sont nulles partout.

Suite à la présence du flux géothermique dans le massif sans circulation d'eau, celui-ci se réchauffe pour atteindre un état d'équilibre thermique. Le champ thermique obtenu au moyen de cette modélisation constitue les conditions initiales de la simulation en mode transitoire du modèle suivant.

Modèle 2 : la période post-glaciaire (de -10 000 ans à 1960)

Cette période s'étend depuis la fin de la dernière période glaciaire jusqu'au percement du tunnel en 1960. Suite au retrait glaciaire, les conditions aux limites dans le massif ont changé et des écoulements souterrains refroidissent le massif.

Etant donné la durée de cette période, la partie hydraulique est résolue en mode permanent et la partie thermique en mode transitoire. Nous illustrerons par les résultats obtenus la nécessité de travailler en mode transitoire du point de vue thermique.

Modèle 3 : la période du tunnel (de 1960 à nos jours)

Cette période est la plus courte des trois périodes modélisées. Suite au percement du tunnel, les écoulements ont été fortement modifiés dans le massif. De nouvelles conditions aux limites ayant été imposées au coeur du massif. Le modèle utilisé est thermiquement et hydrauliquement transitoire.

La figure 7.3 résume les trois divisions de la période considérée.

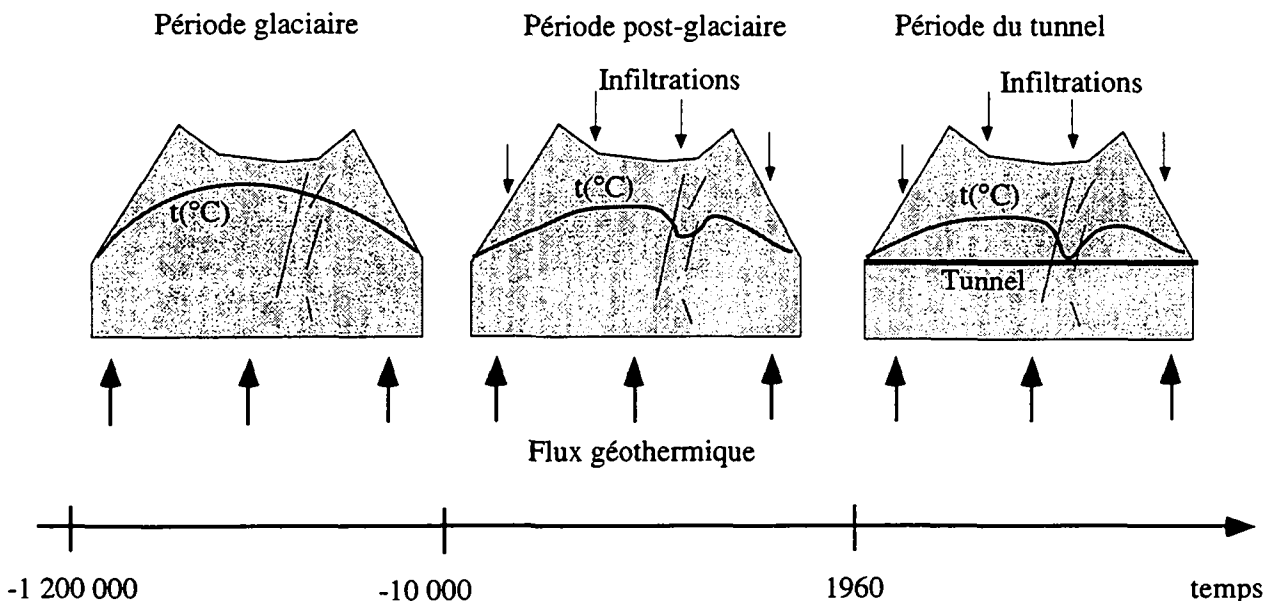


Figure 7.3 : Les trois modèles se succédant dans le temps.

7.3 Modélisations

7.3.1 Modèle 1 : période glaciaire

Cette période très longue sans écoulement a été modélisée en mode permanent.

Les résultats obtenus dans ce modèle sont plus spécifiquement sensibles aux paramètres qui concernent le transport de chaleur. Des tests de sensibilité à ces paramètres ont été effectués.

7.3.1.1 Tests de sensibilité

Conductivité thermique de la roche

Les paramètres thermiques qui caractérisent une roche sont sa conductivité thermique (k) et sa capacité thermique volumique (C).

Pour les trois lithologies présentes dans le massif du Mont-Blanc, les gammes de valeurs suivantes sont admises (tableau 7.1) :

Lithologie	Conductivité thermique k [$W.m^{-1}.K^{-1}$]	Capacité thermique volumique C [$kJ.m^{-3}.K^{-1}$]
Schistes cristallins	2,7 - 4,6	2200
Granites	2,5 - 4,1	2100
Calcaires non karstifiés	1,5 - 3,3	2000-5200

Tableau 7.1 : Caractéristiques influençant le transport de chaleur dans les diverses lithologies.

L'incertitude est donc assez forte sur les conductivités thermiques tandis que la capacité thermique est, mis à part pour les calcaires, connue avec plus de précision. Des tests de sensibilité ont donc été effectués sur les conductivités thermiques.

La densité du flux géothermique (q), due aux processus conductifs, est définie comme le flux de chaleur par unité de surface [$W.m^{-2}$] et est relié au gradient thermique de la façon suivante :

$$q = -k \frac{dT}{dz}$$

où k est la conductivité thermique de la roche [$W.m^{-1}.K^{-1}$] et dT/dz le gradient géothermique [$K.m^{-1}$].

Les tests montrent que les résultats sont très sensibles à la conductivité thermique de la roche (tests effectués pour k compris entre 2,5 et 4 $W.m^{-1}.K^{-1}$). Les températures atteintes sur le tracé du futur tunnel diminuent lorsque la conductivité thermique augmente (figure 7.4). En effet, des terrains à conductivité thermique élevée conduisent bien la chaleur, le gradient géothermique dans ces terrains sera donc plus faible que dans des terrains moins conductifs. La relation entre le flux thermique et le gradient thermique traduit mathématiquement ce phénomène physique. L'écart le plus important entre les diverses valeurs testées est observé au coeur du massif sous d'importantes couvertures rocheuses. Entre les deux cas extrêmes calculés, l'écart de températures est de 20°C.

Les schistes cristallins consistent en un ensemble de roches très anisotropes. Des essais effectués sur des roches de ce type ont montré une très forte anisotropie de la conductivité thermique [Fabre et al. 1993]. La conductivité thermique parallèle à la schistosité est dans certains cas deux fois plus grande que la conductivité thermique mesurée perpendiculairement à la schistosité. Etant donné qu'au Mont-Blanc, la schistosité de ces formations est très redressée, nous adopterons pour la conductivité thermique, une valeur élevée, soit 4 $W.m^{-1}.K^{-1}$. Aucun essai spécifique n'a été effectué sur le granite du Mont-Blanc. Nous adopterons dans la suite pour cette roche une valeur moyenne de 3,5 $W.m^{-1}.K^{-1}$. Des valeurs de 3,9 $W.m^{-1}.K^{-1}$ ont été mesurées sur le granite de l'Aar (Suisse) situé dans le même contexte structural [Rybach et Pfister 1994].

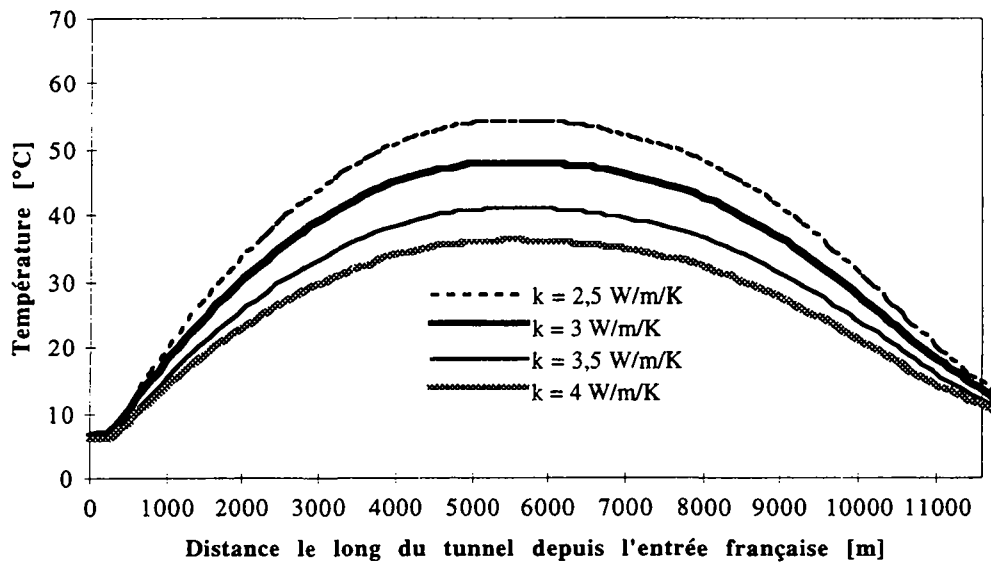


Figure 7.4 : Sensibilité des températures calculées à la conductivité thermique des terrains [$W.m^{-1}.K^{-1}$].

Densité de flux géothermique terrestre

La température augmente logiquement avec le flux géothermique imposé (tests effectués pour q compris entre 70 et 100 $mW.m^{-2}$). Pour un flux de 100 $mW.m^{-2}$, on atteint un maximum de 61°C au milieu du tracé du futur tunnel. Pour un flux de 70 $mW.m^{-2}$, les températures atteignent 43°C, soit un rapport de 0,7 entre les températures maximales, conformément au rapport des flux (figure 7.5).

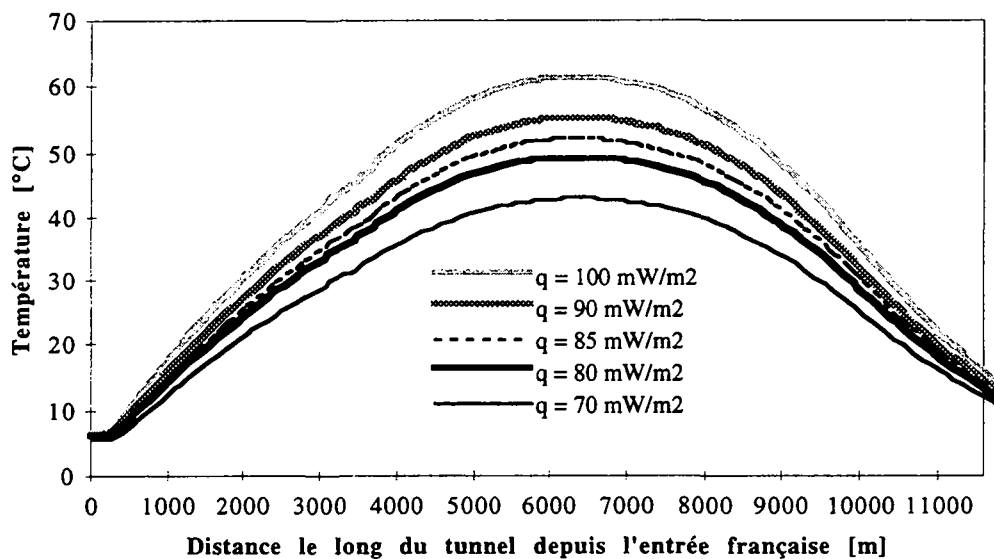


Figure 7.5 : Sensibilité des températures calculées au flux géothermique.

Le flux géothermique dans la région vaut entre 80 et 90 $mW.m^{-2}$ [Medici et Rybach 1995]. Une certaine incertitude réside donc sur ce paramètre. Pour ces deux valeurs, l'écart de température au coeur du massif est de 6°C. Dans la suite, nous adopterons la valeur moyenne de $q = 85 mW.m^{-2}$.

7.3.1.2 Résultats

Le champ thermique calculé sur la base des paramètres choisis constitue le résultat de cette modélisation et les conditions initiales du modèle 2. Les résultats sont présentés sur la figure 7.6.

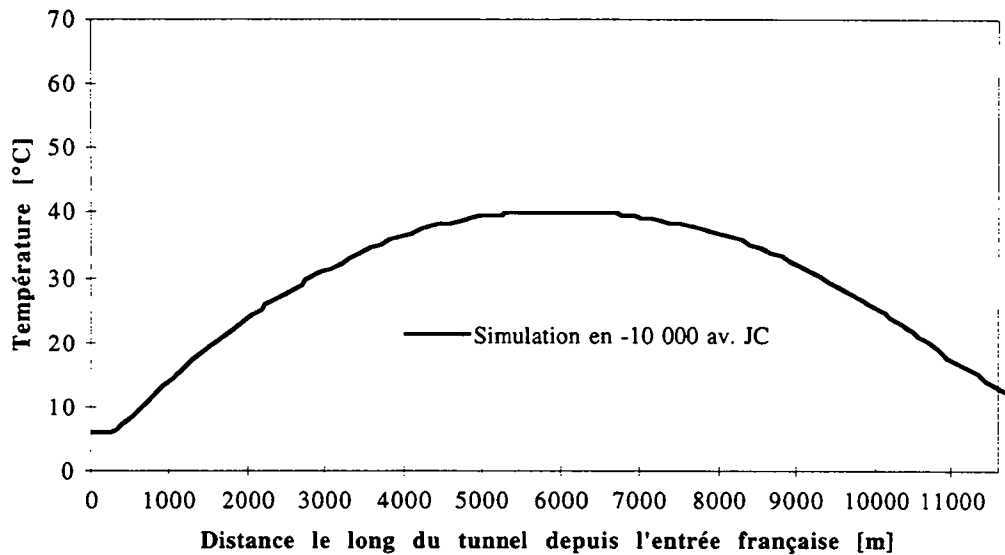


Figure 7.6 : Profil de températures calculées au droit de futur tunnel à la fin du modèle 1, soit à la fin de la dernière période glaciaire (-10 000 ans).

Le profil des températures le long du futur tunnel augmente jusqu'à 40°C au coeur du massif. Le gradient géothermique correspondant à cette valeur de température est de 0,020 K.m⁻¹. Il traduit l'effet topographique lié aux hautes altitudes de ce massif.

7.3.2 Modèle 2 : période post-glaciaire

7.3.2.1 Résultats

La calibration de ce modèle a été effectuée en variant le champ de conductivités hydrauliques tout en conservant les autres paramètres constants. Les résultats obtenus après une simulation durant 11 960 ans en mode hydrauliquement permanent et thermiquement transitoire sont présentés à la figure 7.7.

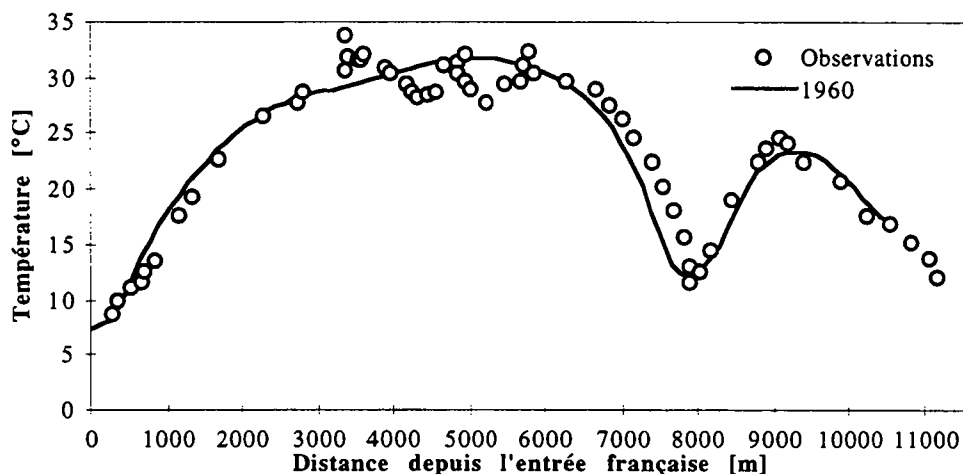


Figure 7.7 : Profil des températures calculées au droit du futur tunnel à la fin du modèle 2, soit en 1960.

Nous estimons que ces résultats sont satisfaisants. L'écart entre la courbe simulée et les points d'observation entre les PM 6500 et 8000 est de 3 °C au maximum. Il peut être dû à la taille du maillage dans cette zone. Un affinement du maillage pourrait être envisagé pour améliorer ces résultats. Nous avons choisi d'arrêter les calibrations à ce stade car le champ de conductivités hydrauliques introduit pour obtenir ce résultat est conforme à la réalité observée et n'implique pas d'hypothèses trop compliquées (figure 7.8).

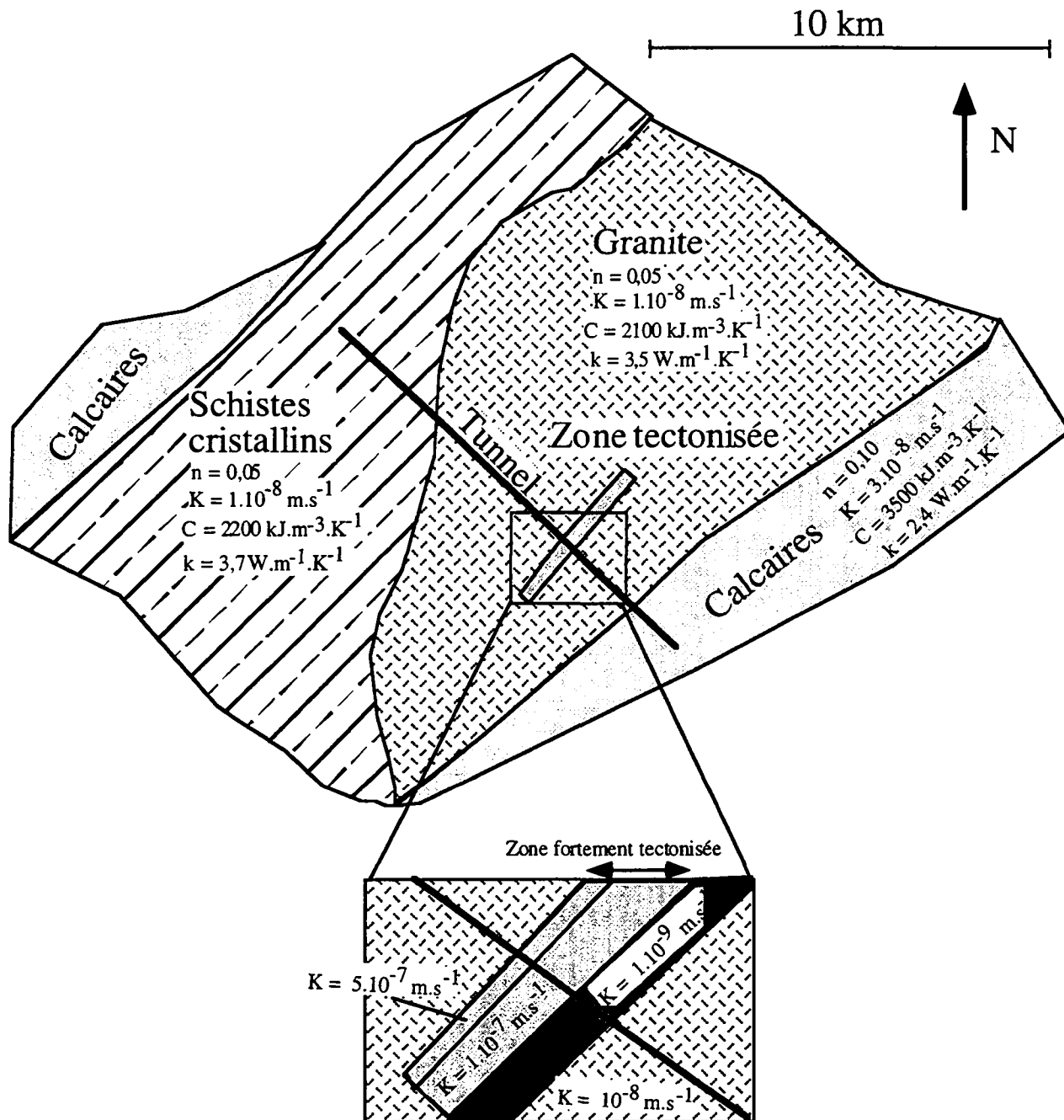


Figure 7.8 : Champ des caractéristiques hydrauliques et thermiques à la fin de la calibration du modèle.

Une anisotropie dans le tenseur de perméabilité a été introduite. Elle traduit l'influence du réseau de fractures majeures mis en évidence au chapitre 4 et qui affecte tout le granite du Mont-Blanc parallèlement à son allongement. Leur pendage est subvertical. Il en résulte une conductivité hydraulique élevée selon la verticale et parallèlement à l'allongement du massif. Le facteur

d'anisotropie a été choisi égal à 100. Avec K_1 , conductivité hydraulique parallèle à l'allongement du massif, K_2 perpendiculairement au massif et K_3 conductivité verticale, on a $K_1 = K_3 = 100.K_2$ dans chacune des lithologies du massif. Les schistes cristallins possèdent également une schistosité principale très redressée et parallèle au massif. Il en va de même pour la stratification des calcaires mésozoïques. Dans la suite, pour caractériser la conductivité hydraulique d'un terrain, on donnera $K = K_1 = K_3$; cela sous-entend que $K_2 = K/100$.

La zone d'anomalie thermique est divisée en trois sous-zones de conductivités hydrauliques différentes. Sa partie principale possède une conductivité hydraulique égale à $1.10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$. Afin de reconstituer l'asymétrie de l'anomalie, nous avons introduit une asymétrie dans la distribution des conductivité hydrauliques. Celle-ci se traduit par une zone de faible épaisseur (quelques dizaines de mètres) dans laquelle la conductivité hydraulique vaut $5.10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ aux environs du PM 7950 (figure 7.8). Elle correspond dans le tunnel aux deux grosses venues d'eau des PM 7950 qui totalisent de l'ordre de 70% du débit total drainé dans la zone d'anomalie (voir à ce sujet la distribution asymétrique des venues d'eau dans la zone tectonisée; figure 6.84). Une conductivité hydraulique plus faible (1.10^{-9}) est introduite entre les PM 8500 et 8800. Elle correspond à la zone extrêmement sèche dans le tunnel, dont nous avons parlé au chapitre 4. Les conductivités hydrauliques imposées (1 à 5.10^{-7}) dans la zone tectonisée sont comparables à celles déterminées au moyen de la formule de Jacob et Lohman au chapitre 6.2. On avait en effet calculé une conductivité hydraulique de $7.10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$.

La conductivité hydraulique dans les schistes cristallins et le granite hors zone tectonisée est de 10^{-8} m.s^{-1} .

L'évolution des températures depuis la fin de la période glaciaire (-10 000 ans) jusqu'en 1960 est présentée sur la figure 7.9.

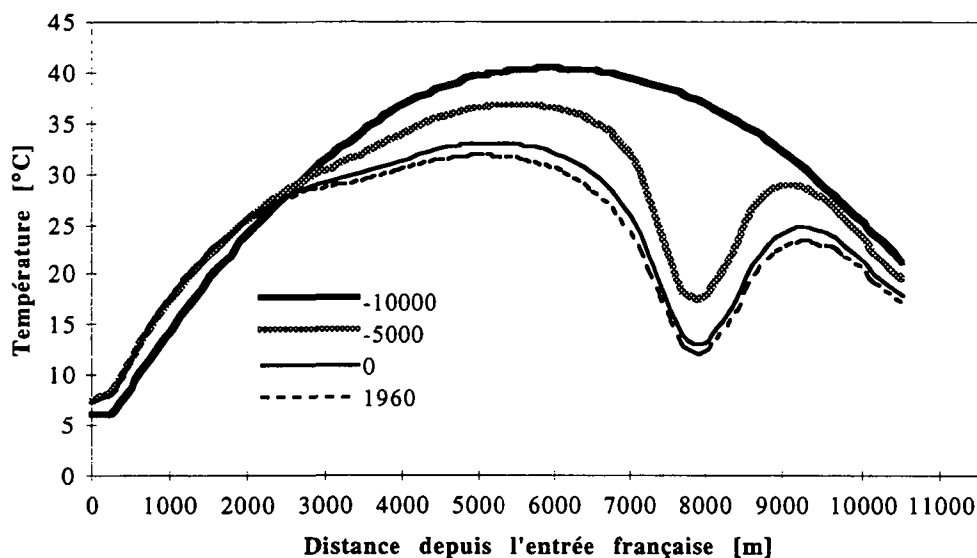


Figure 7.9 : Evolution dans le temps depuis la fin de la dernière période glaciaire jusqu'en 1960, de l'anomalie thermique dans le massif du Mont-Blanc.

L'anomalie s'est développée durant les 5000 premières années qui suivent la remise en circulation des eaux dans le massif. Entre -5000 et 1960, les températures évoluent assez peu (5 °C). En admettant que le tunnel n'ait pas été percé en 1960, l'évolution de l'anomalie aurait continué durant à peu près 100 000 ans. En effet, les résultats obtenus après cette période de temps sont proches des résultats obtenus en mode thermiquement permanent (figure 7.10). Ce résultat traduit l'énorme inertie des transferts thermiques.

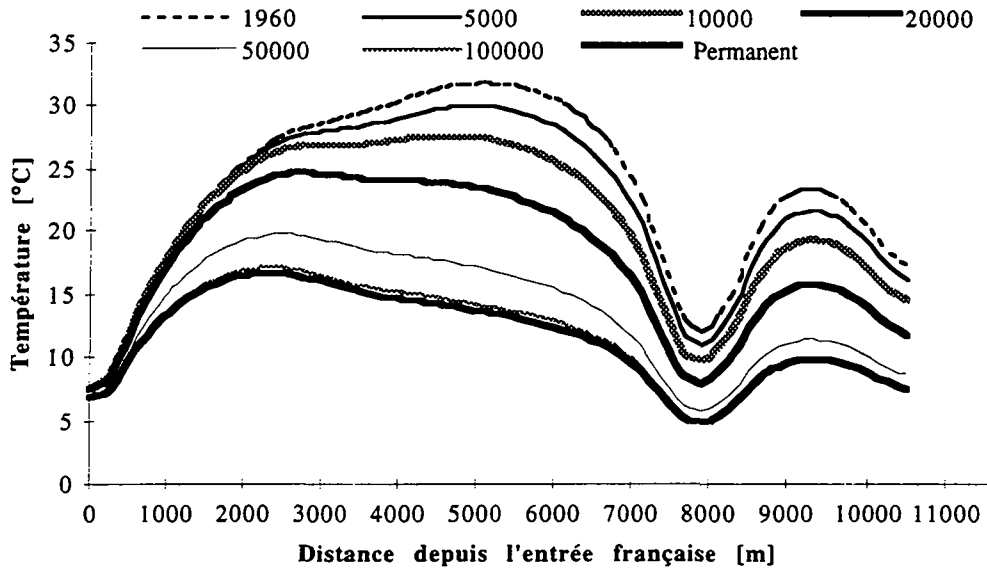


Figure 7.10 : Simulation de l'évolution dans le temps depuis 1960 de l'anomalie thermique dans le massif du Mont-Blanc si le tunnel n'avait pas été réalisé.

7.3.2.2 Tests de sensibilité

Au contraire du modèle 1, dans le modèle 2, ce sont les caractéristiques hydrogéologiques du massif qui modifient le plus sensiblement les résultats. Parmi elles, nous avons testé les effets de la conductivité hydraulique de la zone tectonisée, sa profondeur, son extension ainsi que l'anisotropie du tenseur de perméabilité dans le massif.

Conductivité hydraulique de la zone tectonisée

La variation de la conductivité hydraulique de la partie principale de la zone tectonisée induit de forts écarts sur les températures simulées. L'augmentation de conductivité hydraulique induit un refroidissement accru dans la zone (figure 7.11).

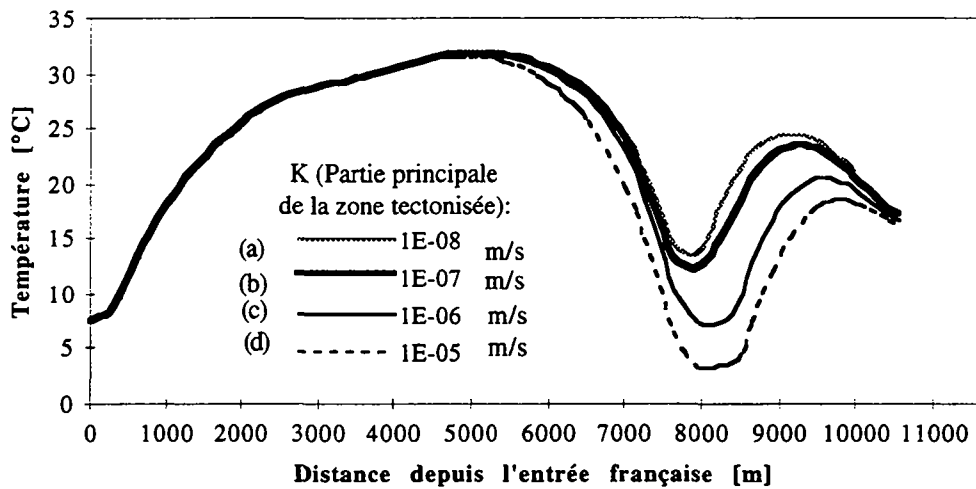


Figure 7.11 : Effet de la conductivité hydraulique de la zone principale de la zone tectonisée sur les températures simulées en 1960.

Le cas (a) pour lequel $K = 1.10^{-8}$ simule une zone tectonisée dans laquelle seules les grosses venues du PM 7950 sont actives (les 600 mètres de zone fortement fracturée étant négligés). On voit que dans ce cas, l'anomalie est proche du cas réel (b). Ce sont donc les deux grosses venues d'eau du PM 7950 qui sont à l'origine principalement de l'anomalie. Le reste contribue à son extension. Les simulations (c) et (d) montrent l'accentuation du refroidissement lorsque la conductivité hydraulique de la zone augmente.

Profondeur de la zone tectonisée

Une inconnue importante est l'extension en profondeur de la zone tectonisée. Elle a été rencontrée dans le tunnel mais nous n'avons effectivement aucune indication sur sa continuité sous le tunnel. L'incertitude pour la limite inférieure de cette zone est donc comprise entre 0 et 1300 m (altitude du tunnel). La modélisation effectuée fait l'hypothèse qu'elle se prolonge jusqu'à la limite inférieure du modèle, soit une altitude de 0 m. L'effet d'autres hypothèses sur son altitude a été testé. Les quatre altitudes de test (0, 430, 860 et 1300 m) correspondent aux quatre limites des trois couches inférieures du modèle, le tunnel ayant été imposé sur la quatrième limite de couche (soit la limite supérieure de la troisième couche) en partant du bas. Les essais montrent que si la zone s'étend à moins grande profondeur (figure 7.12), le refroidissement diminue dans la zone fortement tectonisée. Ce phénomène n'est pas très sensible entre 0 et 430 m. Il induit par contre un réchauffement de la zone de 2°C entre les variantes 430 (cas b) et 860 m (cas c). Si l'on arrête la zone tectonisée à l'altitude du tunnel (cas d à 1300 m), le réchauffement du point le plus froid de la zone est de 5 °C environ.

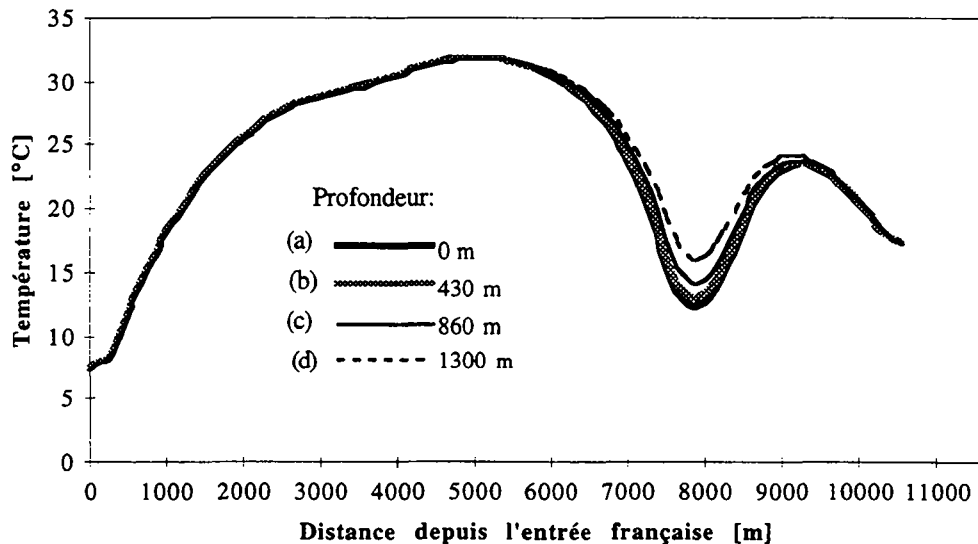


Figure 7.12 : Effet de l'extension en profondeur [m] de la zone tectonisée sur les températures calculées en 1960.

Etant donné que nous n'avons aucune information sur l'extension en profondeur de cette zone, nous faisons l'hypothèse de travail qu'elle s'étend jusqu'à la limite inférieure du modèle.

Anisotropie du massif

L'anisotropie considérée dans ce travail sur le tenseur de perméabilité est de 100. Elle correspond aux observations de fracturation effectuées sur le terrain. Les tests réalisés avec le modèle montrent que la suppression de cette anisotropie provoque un abaissement très fort des températures dans le massif et l'impossibilité de caler thermiquement et hydrauliquement le modèle (figure 7.13). Sans anisotropie, les écoulements souterrains se dirigent des points hauts au coeur du massif vers les points bas que constituent les vallées de l'Arve (Chamonix) et du Val Veni (Courmayeur). Ainsi, de fortes circulations se mettent en place et refroidissent le massif. Au contraire, avec une anisotropie marquée, parallèlement à l'allongement du massif, les circulations sont moins importantes et se dirigent

parallèlement à l'allongement du massif des points hauts vers les points bas que constituent les vallées glaciaires transversales (Vallée Blanche, Glacier du Miage...).

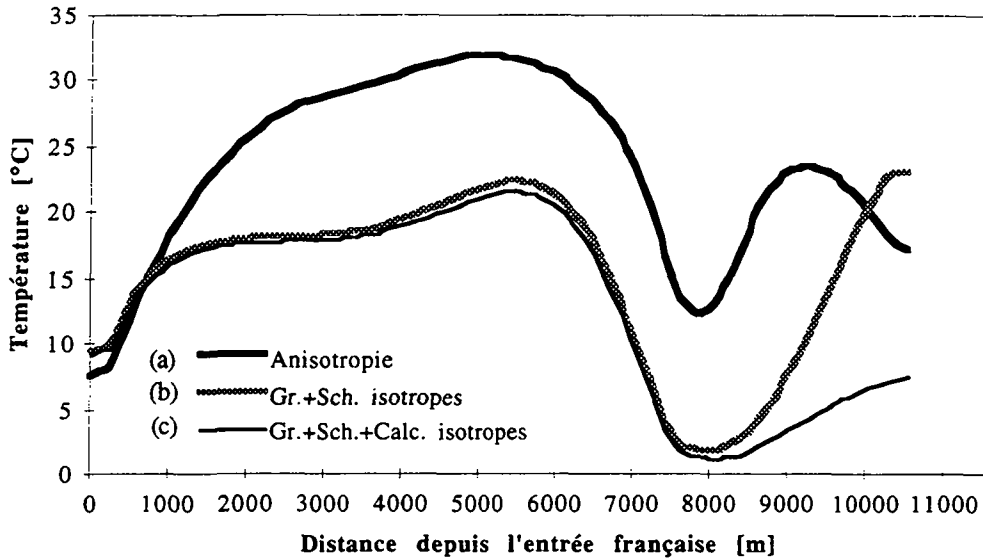


Figure 7.13 : Effet de l'introduction d'une isotropie dans les terrains cristallins (cas b) et calcaires (cas c).

Les importantes circulations qui résultent d'un cas isotrope nécessitent l'introduction de conductivités hydrauliques faibles pour reconstituer le profil thermique avant tunnel. Les débits simulés dans le tunnel (modèle 3) sont alors nettement trop faibles par rapport à ceux observés dans la réalité.

Extension latérale de la zone tectonisée

La zone tectonisée a été observée sur le massif au droit de la Pointe Helbronner. Sa largeur est similaire à celle mesurée dans le tunnel (soit 600 mètres). Une incertitude pèse toutefois sur sa longueur. Elle a été choisie selon une longueur de 4000 mètres environ. La présence de glaciers recouvrant le massif rend difficile une détermination plus précise de son extension. Les tests effectués montrent le peu d'influence de son extension vers le NE sur les températures simulées. Son extension vers le SW est plus importante car elle intersecte dans ce secteur un point bas que constitue la vallée glaciaire de la Brenva. La jonction entre cette vallée glaciaire et la zone tectonisée est notre hypothèse de travail. La suppression de cette jonction en diminuant l'extension de la zone dans cette direction (SW) ne provoque pas une modification très nette des températures simulées.

7.3.3 Modèle 3 : période du tunnel

Ce modèle a été réalisé, comme le précédent, en mode thermiquement et hydrauliquement transitoire. Un coefficient d'emménagement spécifique égal à 10^{-5} m^{-1} a été choisi, conformément aux valeurs discutées dans le chapitre 5.

Le contrôle des débits après un jour et des débits permanents simulés dans le tunnel montre que ceux-ci sont comparables à ceux mesurés dans la réalité (tableau 7.2).

Zone	$Q_{obs}[l.s^{-1}]$ $t = 1 \text{ jour}$	$Q_{sim}[l.s^{-1}]$ $t = 1 \text{ jour}$	$Q_{obs}[l.s^{-1}]$ permanent	$Q_{sim}[l.s^{-1}]$ permanent
Tunnel (longueur totale)	1566	2090	≈ 450	514
Zone tectonisée	1084	1380	220	300
Tunnel (sans la zone tectonisée)	482	710	≈ 230	214

Tableau 7.2 : Comparaison des débits observés dans le tunnel et simulés par le modèle.

Le modèle semble surestimer quelque peu les débits. L'assimilation de la surface de la nappe à la surface topographique est à l'origine de ce phénomène. Dans la réalité, le percement du tunnel a dû provoquer un abaissement de la nappe et donc une modification des conditions aux limites. Nous estimons toutefois que ces résultats sont satisfaisants et montrent que le modèle actuel est raisonnablement calibré thermiquement et hydrauliquement. Un affinement de ces résultats nécessiterait avant tout un maillage plus fin et une adaptation des conditions limites hydrauliques en surface.

L'évolution des températures (figure 7.14) simulées durant les premières décennies est faible (un degré centigrade dans la zone d'anomalie) alors que les observations réalisées sur 40 ans dans ce tunnel (de 1960 à aujourd'hui) ont mis en évidence une diminution de 4°C de la température dans cette zone (voir § 4.1). L'explication de cet écart entre la réalité et la simulation sur ce point précis peut s'expliquer par l'analogie poreux qui constitue l'hypothèse de base de ce modèle. En effet, dans la réalité du milieu fissuré, la conductivité hydraulique est localement nettement plus élevée. Ceci lui confère une réaction plus rapide aux changements de conditions aux limites comme le percement d'un tunnel par exemple. D'où des variations plus rapides de la température des venues suite au percement du tunnel.

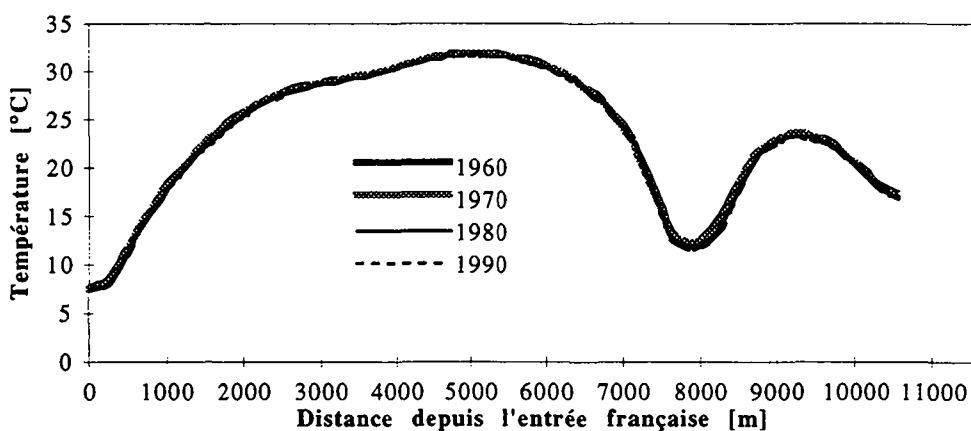


Figure 7.14 : Evolution des températures dans les premières décennies après le percement du tunnel.

La figure 7.15 montre l'évolution des températures à plus long terme.

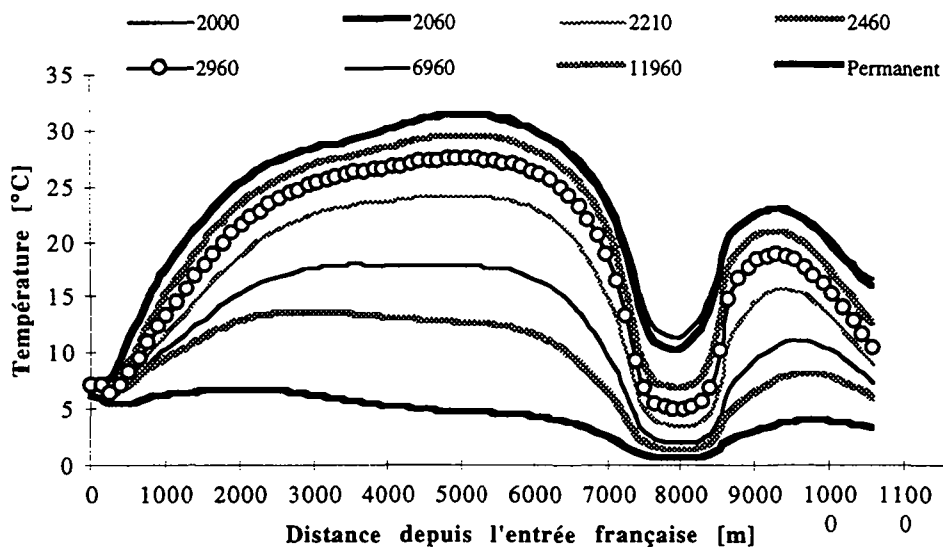


Figure 7.15 : Evolution des températures après le percement du tunnel.

L'évolution des températures à plus long terme montre que c'est d'abord la zone tectonisée plus perméable qui réagit tandis que le coeur du massif granitique, moins perméable, réagit moins vite. Ceci durant à peu près 500 ans. Ensuite, c'est le coeur du massif qui se refroidit le plus rapidement alors que la zone tectonisée, qui est déjà très froide (7 à 8°C) évolue plus lentement. Après dix mille ans (en 11 960), la température au coeur du massif est au maximum de 13 °C (rappelons qu'actuellement elle est encore de 30°C). En mode permanent, la température se stabilise à 6°C dans la coeur du massif et 1°C dans la zone tectonisée.

7.4 Conclusions

La reconstitution au moyen d'une simulation mathématique du profil thermique observé lors du percement du tunnel du Mont-Blanc est satisfaisante. Les débits simulés dans le tunnel correspondent à ceux mesurés dans la réalité. La modélisation effectuée sur le cas du tunnel du Mont-Blanc a montré la possibilité d'utiliser cette méthode comme outil de prévision des venues d'eau lors du percement d'un ouvrage souterrain en milieu alpin.

Cette modélisation est caractérisée par un manque évident de données. Le manque de sondages dans le massif nous prive d'information sur les niveaux piézométriques. Aucun essai d'eau ne nous permet d'avoir une idée in-situ de la perméabilité des terrains. La mauvaise connaissance de l'alimentation dans ces zones de glaciers (localisation, quantité et répartition dans le temps) est également problématique. Les seules données disponibles concernent le tunnel. Ce modèle est un premier essai de simulation des processus hydrodynamiques et thermiques dans le massif. Il n'a pas la prétention de représenter LA solution au problème des écoulements dans le massif. Il permet toutefois de mieux comprendre les phénomènes qui agissent sur les circulations d'eau et leur effet du point de vue thermique.

Cette simulation a par ailleurs mis en évidence quelques points qui méritent d'être soulignés :

- Grande inertie des phénomènes thermiques à l'échelle du massif. Le refroidissement du massif a débuté à la fin de la dernière période glaciaire et doit continuer encore à peu près 100 000 ans. Cette observation peut être étendue à l'ensemble des massifs alpins. Ceux-ci ne sont pas en équilibre thermique à l'heure actuelle. Tous ces massifs sont en phase de refroidissement suite aux circulations d'eau qui les traversent depuis la fin de la dernière période glaciaire. Des résultats similaires ont été obtenus dans le cadre de la modélisation hydrothermique de la galerie de Polmengo [Busslinger et Rybach 1997]. Les auteurs ont eu également recours à une simulation en mode transitoire débutant en -10 000 av. J-C afin de reconstituer l'anomalie thermique de la zone de la Piora (voir chapitre 4 pour la situation de cette anomalie).
- Le percement du tunnel a accéléré le processus de refroidissement en intensifiant singulièrement les circulations d'eau dans le massif. Après dix mille ans de simulation avec tunnel, les températures sont plus froides dans la zone tectonisée qu'après 100 000 ans de simulation sans tunnel. Elles sont comparables au coeur du massif. Ceci n'implique toutefois pas de remise en cause des projets géothermiques d'exploitation de la chaleur liée à la température élevée des eaux au coeur des massifs alpins. En effet, après 500 ans d'existence du tunnel, les températures n'ont perdu que 2 à 3°C au coeur du massif.
- L'anisotropie des circulations d'eau dans le massif du Mont-Blanc a été soulignée par ce modèle mathématique. Les circulations sont orientées parallèlement à l'allongement du massif vers les points bas que constituent les vallées glaciaires transversales (Vallée Blanche, Brenva, Miage...).

8. Recommandations dans le cadre d'ouvrages du génie civil

Nos recommandations portent sur l'interaction entre les ouvrages du génie civil et les eaux souterraines. Elles se situent au niveau des cinq phases qui caractérisent la réalisation d'un projet d'ouvrage souterrain : étude préliminaire, avant-projet, travaux, exploitation et démantèlement.

8.1 Etude préliminaire et avant-projet

Le modèle hydrogéologique conceptuel proposé au chapitre 6 souligne la forte hétérogénéité et anisotropie hydrogéologique des massifs cristallins alpins. Les contrastes de conductivité hydraulique sont élevés et peuvent conduire localement à des venues d'eau importantes (figure 8.1). Avant le percement, la prévision des venues d'eau et de leur localisation nécessite une bonne connaissance de la géologie du massif et de sa structure.

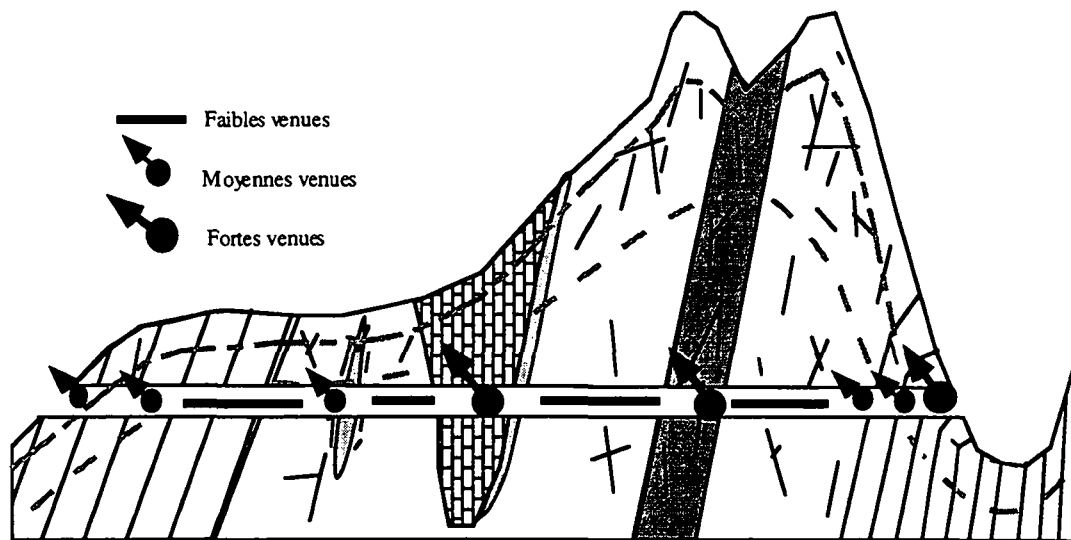


Figure 8.1 : Modèle d'interaction entre les ouvrages du génie civil et les eaux souterraines dans les massifs cristallins alpins.

Une estimation quantitative des débits attendus dans une galerie en projet peut être effectuée en réalisant une étude d'analogues. Les données hydrogéologiques disponibles dans la littérature sur d'anciens ouvrages traversant les Alpes peuvent être utilisées sur la base de critères de comparaison que sont les facteurs influençant les venues d'eau mis en évidence au chapitre 6 : lithologie, pétrographie, profondeur, structure et conditions aux limites. Cette approche semi-quantitative permet d'estimer en première approximation le débit à attendre dans un ouvrage en fonction des débits linéaires rencontrés dans des galeries voisines situées dans le même contexte géologique.

L'ensemble des conductivités hydrauliques calculées dans le chapitre 6.2 constitue une base de données à la disposition des projeteurs d'ouvrages. L'inventaire des ouvrages souterrains déjà existants dans la région et de leurs données hydrogéologiques devront aider à préciser localement ces informations. Une modélisation mathématique, sur la base des données disponibles dans la région, est un outil permettant également de préciser le pronostic et surtout, de déterminer la sensibilité des débits prévus à certains paramètres tels que la géométrie du massif, la piézométrie, la perméabilité et le tracé de l'ouvrage.

Dans le cas d'un risque de rencontre d'une structure majeure telle qu'un synclinal de roches métasédimentaires coïncé dans le massif ou d'une zone fortement tectonisée à fissuration très développée, la prévision devra être revue à la hausse de manière à tenir compte de telles structures très conductives.

On tiendra également compte de l'épaisseur de la couverture rocheuse au droit de l'ouvrage : elle influence fortement les venues d'eau (voir chapitre 6.4).

Un premier cadastre des sources sera effectué de manière à déterminer les zones à risques; par exemple la présence de sources importantes dans une région où l'ouvrage est situé dans la zone décomprimée, plus perméable, est un indice de risque.

8.2 Etude détaillée du projet (y compris mise à l'enquête)

Un cadastre complet des sources sera réalisé avec mesures de leurs caractéristiques physico-chimiques. Des analyses chimiques des éléments majeurs et en traces seront effectuées.

Durant cette phase qui comprend généralement la réalisation de forages de reconnaissance, il serait souhaitable d'effectuer des analyses chimiques des éléments majeurs et en traces sur les eaux des sondages. En effet, la composition chimique d'une eau constitue la signature de sa roche réservoir (voir chapitre 6.3). Il est donc possible d'avoir des indications sur le chemin de l'eau et son origine, à partir de sa composition chimique. La comparaison des résultats de ces analyses avec ceux des sources du cadastre permet de déterminer les degrés de parenté entre les eaux rencontrées dans les sondages et les eaux des sources. Cette information peut constituer un premier indice quant au risque que possède un ouvrage d'affecter une source.

Les sondages de reconnaissance doivent aider à préciser le pronostic géologique et conséquemment la prévision des venues d'eau. L'utilisation d'images tridimensionnelles permettra de mieux comprendre la géologie locale et de représenter plus aisément les structures hydrogéologiques majeures que l'ouvrage risque de traverser.

La réalisation de galeries-pilotes sera soumise aux mêmes recommandations que celles d'un ouvrage normal (voir § 8.3 Phase des travaux).

8.3 Phase des travaux

Durant le percement d'un ouvrage en géologie homogène, on s'attendra à rencontrer des venues d'eau importantes et très variables (réagissant fortement et rapidement aux précipitations ou à la fonte des neiges) dans les 500 premiers mètres de recouvrement environ. Ensuite, les venues doivent diminuer pour atteindre un minimum correspondant à la faible conductivité hydraulique des massifs cristallins à des profondeurs dépassant 1000 m. Des venues d'eau seront attendues localement au contact entre des zones aux propriétés hydrogéologiques différentes. Les zones de kakirite feront l'objet d'une attention particulière étant donné le rôle d'écran étanche qu'elles peuvent jouer et les fortes irrptions d'eau qui peuvent se produire dans la galerie lors de leur traversée au niveau des zones de fractures qui les accompagnent généralement. Les structures métasédimentaires et les grands accidents géologiques seront le siège de fortes venues d'eau.

On suivra par ailleurs les caractéristiques hydrochimiques des venues d'eau rencontrées à l'avancement afin de mettre en évidence des différences notables dans le chimisme qui pourraient indiquer l'existence d'une structure hydrogéologique majeure à venir, liée à un contraste lithologique important (exemple de roches sédimentaires ou triasiques). Les sondages à l'avancement doivent permettre de détecter les zones localement problématiques. Les divers essais hydrauliques (notamment l'essai Lugeon) permettent de préciser in-situ les caractéristiques hydrogéologiques du massif.

Le suivi de la température des eaux et la mesure du gradient hydrothermique à l'avancement devraient aider les ingénieurs à prévoir les venues d'eau et détecter à l'avancement les structures plus perméables qui devraient induire de fortes venues. Une modélisation mathématique des écoulements et de la température de l'eau pourra éventuellement être menée durant le percement de l'ouvrage afin d'affiner la prévision des débits dans une zone à venir fortement perméable, dans laquelle les écoulements ont induit une chute de température de l'eau.

La comparaison entre les caractéristiques hydrochimiques d'une eau en galerie et celles d'une source peut contribuer à établir ou infirmer la parenté entre la source et les eaux de la galerie. Les analyses des éléments en traces, par leur puissant pouvoir discriminant (lié à leur seuil de détection extrêmement bas), couplées avec les analyses des éléments majeurs, permettent de distinguer les eaux appartenant aux diverses pétrographies rencontrées dans les massifs cristallins alpins. Ces méthodes, dont le coût est négligeable par rapport au coût de l'ensemble des travaux, pourront être valorisées dans ce cadre.

Les méthodes isotopiques à l'oxygène-18 permettent de déterminer l'altitude de recharge d'un aquifère drainé et de mettre en évidence des anomalies liées à l'infiltration d'eau de surface par exemple. L'interaction entre un ouvrage et un lac de retenue ou une rivière en surface peut être ainsi suspectée voire confirmée. L'analyse du tritium constitue une indication de l'âge d'une eau et

ainsi le degré de connexion de la circulation d'eau avec la surface. Le drainage d'eaux très anciennes a généralement moins de chances d'avoir des conséquences sur les ressources en eau en surface que le drainage d'eaux récentes.

La structure même du massif, avec des conductivités hydrauliques faibles à grande profondeur (plus de 500 m), implique souvent de faibles venues d'eau dans l'ouvrage. Celles-ci ne sont généralement pas à l'origine d'impact sur les ressources en eau en surface. Par contre, la traversée d'une zone fortement tectonisée ou d'une grande fracture connectée avec la zone décomprimée en surface ou encore d'une structure hydrogéologique majeure telle qu'un synclinal de roches métasédimentaires est dans la plupart des cas accompagnée de fortes venues d'eau dans l'ouvrage et d'un effet sur les sources.

Le suivi des sources en surface est l'outil le mieux adapté à ce genre de situations pour déterminer de façon indiscutable l'impact d'un ouvrage sur les ressources en eau. Les simulations effectuées au chapitre 5 montrent que dans le cas de la géométrie alpine (avec des épaisseurs de couverture élevées), le temps de réaction d'une source au percement de l'ouvrage peut atteindre des durées élevées, en fonction de la diffusivité du massif. Ainsi, ce temps de réaction peut atteindre plusieurs mois voire années. On adaptera donc en conséquence les campagnes de surveillance en fonction de la géométrie locale (principalement l'épaisseur de couverture rocheuse au droit de l'ouvrage).

A l'heure actuelle, la tendance en Suisse est à l'étanchement des ouvrages souterrains suite à la loi fédérale sur la protection des eaux du 24 janvier 1991 qui préconise de retenir les fortes arrivées d'eau lors de la construction de tunnels, et ceci afin de protéger les eaux souterraines de manière quantitative [Buwal 1994]. Des injections de coulis de ciment (voire de coulis avec adjuvants silicatés fluidifiants ou résines selon que l'ouverture des fissures est plus faible) seront réalisées dans une auréole autour de l'ouvrage afin d'en abaisser la conductivité hydraulique et diminuer ainsi le débit drainé par l'ouvrage. Sur la base du modèle de la figure 8.2, on constate qu'on peut optimiser le travail en traitant en priorité les zones à fortes et moyennes venues. Le modèle conceptuel met en évidence les zones qui nécessiteront un traitement afin de minimiser l'impact de l'ouvrage sur les ressources en eau souterraine. On sera attentif aux zones de contact tectonique car elles peuvent être à l'origine d'une source de débordement condamnée à tarir en cas de non intervention.

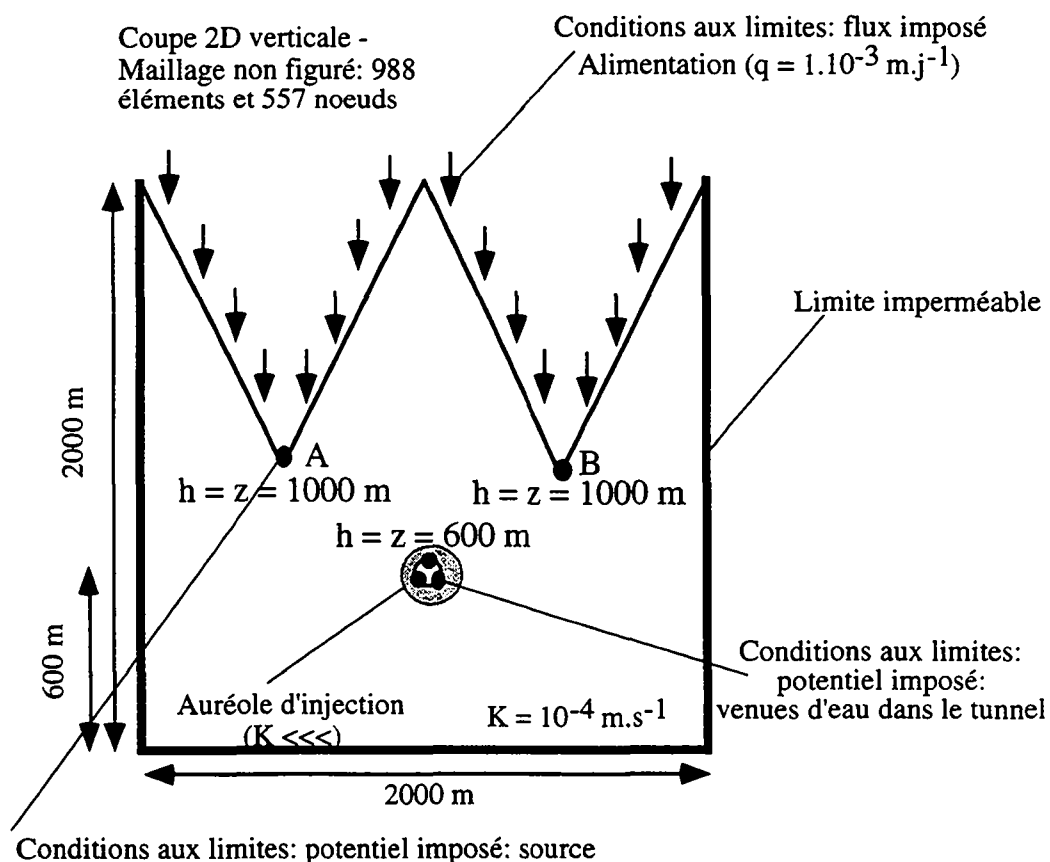


Figure 8.2 : Modélisation mathématique de l'interaction entre un ouvrage souterrain et les eaux souterraines. Domaine maillé et conditions aux limites.

L'effet d'injections dans le massif autour de l'ouvrage a été testé au moyen de simulations numériques. Nous présentons rapidement un petit exemple destiné à illustrer l'effet d'injections autour d'un ouvrage sur l'hydrogéologie locale. Le cas d'un milieu montagneux avec deux sources en fond de vallée a été modélisé (figure 8.2).

Il s'agit d'un modèle à éléments finis, à géométrie simplifiée, qui simule l'hydrodynamique en coupe 2D verticale. Le modèle proposé simule une configuration alpine assez typique. L'alimentation est imposée en surface et deux sources existent en fond de vallée (potentiels imposés $h = z$).

Le tableau 8.1 illustre l'effet du percement d'un ouvrage sans traitement et ensuite l'effet de l'injection d'une zone d'un rayon de 20 à 25 mètres autour de l'ouvrage. Différentes conductivités hydrauliques de la zone injectée (K_1) ont été testées. La conductivité hydraulique du milieu naturel vaut $1.10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$.

Cas	Débit source A [l.s^{-1}]	Débit source B [l.s^{-1}]	Tunnel [l.s^{-1}]	Part du débit initial des sources [%]
(a) Sans tunnel	12,3	12,4	-	100
(b) Avec tunnel	0	0	24,7	0
(c) Avec tunnel ($K_1 = 5.10^{-5}$)	0	0	24,7	0
(d) Avec tunnel ($K_1 = 1.10^{-5}$)	3,7	4,3	16,7	32
(e) Avec tunnel ($K_1 = 5.10^{-6}$)	6,9	7,3	10,5	57
(f) Avec tunnel ($K_1 = 1.10^{-6}$)	11	11,1	2,6	89
(g) Avec tunnel ($K_1 = 1.10^{-7}$)	12,2	12,3	0,2	99

Tableau 8.1 : Evolution des débits des deux sources en fonction des configurations. K_1 désigne la conductivité hydraulique de la zone injectée.

Le cas (a), sans tunnel, est le cas naturel. Les sources débitent à elles deux un total de $24,7 \text{ l.s}^{-1}$. Etant donné la symétrie du problème, ce débit est réparti de façon égale entre les deux sources. Lors du percement du tunnel (cas b), les sources sont tariées suite aux fortes conductivités hydrauliques du massif ($K = 1.10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$). Dans d'autres cas, les sources peuvent seulement diminuer de régime sans toutefois tarir : c'est la relation entre l'alimentation et la conductivité hydraulique du massif qui définit le régime des sources. On retrouve le débit total dans le tunnel ($24,7 \text{ l.s}^{-1}$) étant donné que les limites imperméables du modèle empêchent toute relation avec l'extérieur. Un premier traitement d'une auréole de 30 m autour de l'ouvrage ($K_1 = 5.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$) n'a pas d'effet sur les débits drainés. On constate une amélioration du régime des sources lorsque le rapport entre la conductivité hydraulique du massif et celle de la zone injectée vaut 10 (cas d). Le débit des sources est restitué en grande partie pour une conductivité hydraulique de la zone injectée $K_1 = 1.10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$, soit 100 fois inférieure à la conductivité hydraulique naturelle (cas f). Le débit des sources est totalement restitué pour un rapport égal à 1000 (cas g), soit une conductivité hydraulique dans la zone traitée égale à 10^{-7} m.s^{-1} . Ce cas est illustré à la figure 8.3.

Ce modèle a pour seul but d'illustrer les effets d'injection dans un massif montagneux sur l'hydrogéologie régionale. Il doit être adapté à chaque situation et ne peut être extrapolé car il s'agit d'une géométrie simple aux hypothèses simplificatrices. Toutefois, il permet de montrer l'ordre de grandeur de la diminution de conductivité hydraulique qu'il est nécessaire d'établir autour de l'ouvrage afin de restituer aux sources leur régime d'avant perturbation.

De tels rapports (100 à 1000) entre la conductivité naturelle du rocher et celle de la zone injectée sont techniquement réalisables et peuvent donc permettre de préserver les ressources en eau.

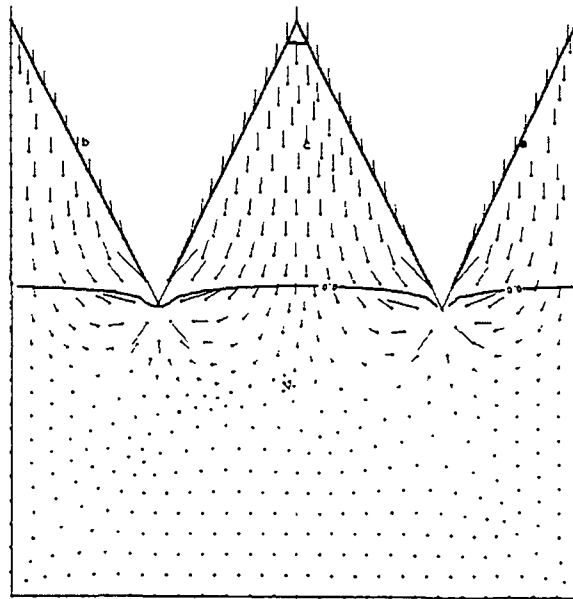


Figure 8.3 : Résultats de la simulation numérique du cas (g), avec restitution du débit des deux sources.

Dans les eaux issues du cristallin alpin, deux paramètres chimiques peuvent poser des problèmes du point de vue de l'altération des bétons. Des teneurs élevées en sulfates ont été observées localement dans certains massifs. Les teneurs les plus élevées sont généralement liées à la présence d'évaporites triasiques. Ces eaux impliquent l'usage d'un béton spécial pauvre en aluminat tricalcique. La faible dureté de certaines eaux (teneurs en calcium en dessous de 20 mg.l⁻¹) les rendent agressives également pour les bétons, mais à une échelle de temps beaucoup plus longue que pour les sulfates. On emploiera des bétons de bonne qualité (peu perméables et possédant un rapport eau sur ciment inférieur à 0,60) afin d'éviter une altération à long terme durant la phase d'exploitation de l'ouvrage.

8.4 Phase d'exploitation

Comme nous l'avons dit précédemment, la tendance générale est à la protection des eaux souterraines en tant que patrimoine à préserver. Exceptionnellement, dans certains cas, il est possible d'étudier la possibilité de valoriser les eaux rencontrées par un ouvrage du génie civil. Ces eaux sont en effet généralement de bonne qualité chimique et bactériologique (voir les mesures effectuées sur les sources dans le cadre du volet sources du programme AQUALP) et mériteraient de faire l'objet d'un captage pour eaux de boisson. La décision se fera au cas par cas après étude de l'impact d'un tel drainage et prise en compte de son effet sur les ressources en eau.

Dans les tunnels de montagne, les eaux possèdent des températures élevées selon l'épaisseur de la couverture rocheuse. Des projets sont à l'étude actuellement pour valoriser cette ressource géothermique non négligeable. La mise en valeur de cette ressource dépendra du contexte hydrogéologique de l'ouvrage et de sa situation locale, à savoir un besoin d'énergie proche.

Cette valorisation des eaux durant la phase d'exploitation doit être étudiée dès la phase d'avant-projet car elle implique une collecte spécifique des eaux de boisson séparées des eaux sauvages. Elle implique dans le cadre d'un usage géothermique de séparer les eaux chaudes dont le rendement géothermique est avéré des eaux froides. La meilleure solution sera étudiée durant la phase d'avant-projet et sa réalisation durant la phase de travaux.

Le suivi des sources du cadastre pourrait dans certains cas (épaisseur de couverture rocheuse élevée) se poursuivre durant le début de la phase d'exploitation. Comme nous l'avons déjà mentionné précédemment, certaines sources peuvent réagir avec un temps de retard important.

Nous préconisons d'être attentif au devenir des eaux sauvages. Il conviendrait de veiller à ce qu'elles ne s'infiltrent pas dans le massif car cela constituerait un risque de pollution pour les eaux souterraines. L'attention du maître d'oeuvre augmentera dans la zone décomprimée où les perméabilités plus élevées et une nappe aquifère souvent rabattue facilitent les infiltrations d'eau de l'ouvrage vers le massif.

8.5 Phase de démantèlement

Cette phase de la vie d'un ouvrage du génie civil est généralement peu abordée. Dans le cadre d'un ouvrage en interaction avec les eaux souterraines, elle pourrait constituer la phase la plus critique. En effet, la durabilité à long terme des zones traitées par injections et des revêtements des ouvrages est encore peu connue. Il est donc impossible à l'heure actuelle de garantir une totale sauvegarde des ressources en eau d'un massif dans lequel un ouvrage souterrain a été réalisé.

Il conviendrait d'étudier plus en détail ce point qui touche à la préservation à long terme des ressources en eau en région montagneuse.

9. Conclusions générales

Ce travail, au moyen de l'observation de venues d'eau replacées dans leur contexte géologique et situées dans des ouvrages souterrains dans le cristallin alpin, a permis de préciser comment cinq facteurs règlent l'hydrogéologie de ce milieu. Ces cinq facteurs sont la nature physique (lithologie) et chimique (pétrographie) de la roche, l'épaisseur de la couverture rocheuse, la structure du massif et les conditions aux limites (alimentation et sources). Les conclusions majeures quant à l'influence de ces facteurs sont présentées ci-dessous.

9.1 Nature physique de la roche : la lithologie

Après une série de tests effectués sur les solutions analytiques permettant de résoudre le problème des écoulements souterrains vers un ouvrage drainant, les formules de Goodman en mode permanent et Jacob et Lohman en mode transitoire ont été retenues pour notre cas. Leur application aux galeries permet de calculer, connaissant les débits drainés par celles-ci, la conductivité hydraulique à l'échelle du massif des terrains traversés. L'application de ces formules à un grand nombre d'ouvrages souterrains a permis de constituer une première base de données hydrogéologiques sur les terrains cristallins alpins.

Les conductivités hydrauliques calculées sont, pour des épaisseurs de couverture égales, supérieures dans les roches cristallines pauvres en micas par rapport aux roches cristallophylliennes. Ce phénomène doit être relié au comportement plus plastique des secondes lors des phases tectoniques. Elles sont en conséquence moins fracturées et moins perméables à l'échelle du massif.

Les tests des solutions analytiques et les simulations numériques effectuées pour les valider ont permis de montrer l'existence dans le temps, lors du percement des ouvrages souterrains dans une région montagneuse à forte épaisseur de couverture rocheuse, de deux phases distinctes dans l'évolution des débits drainés. La première correspond à une phase de décompression du massif (et de l'eau) autour de l'ouvrage. La totalité de l'eau drainée par le tunnel est fournie par la décompression suite à la chute de pression hydrostatique autour de l'ouvrage. Au cours du temps, l'aurole de décompression s'agrandit et atteint finalement le niveau piézométrique de la nappe. A ce moment débute la seconde phase qui correspond à une phase de vidange pure. La durée de la première phase est inversement proportionnelle à la diffusivité du massif (chapitre 5).

9.2 Nature chimique de la roche : la pétrographie

Les eaux circulant dans les massifs alpins possèdent une composition chimique fortement influencée par la nature de la roche réservoir. Ceci est illustré au chapitre 6.3. Les analyses chimiques des éléments majeurs et en traces ont permis de distinguer les eaux issues des diverses pétrographies rencontrées. On soulignera avant tout la complémentarité des analyses des éléments majeurs et en traces. En effet, le pouvoir discriminant de ces deux types d'analyses ne s'applique pas aux mêmes roches. Les analyses des éléments majeurs ont permis de distinguer nettement les eaux marquées par les évaporites triasiques (eaux de type Ca-(Mg)-SO₄), les eaux magnésiennes issues de roches vertes ou riche en amphiboles (eaux de type Ca-Mg-HCO₃) et les eaux issues des roches gneissiques et granitiques. A l'intérieur de celles-ci, la présence de fortes teneurs en sodium est associée à des eaux anciennes ayant mis en solution de l'albite. Les analyses d'éléments en traces permettent de distinguer très nettement les eaux marquées par les évaporites triasiques et les eaux issues des granites. Elles se révèlent donc être un outil d'analyse complémentaire aux analyses des majeurs pour la détermination de l'origine d'une eau issue du cristallin alpin.

9.3 Epaisseur de la couverture rocheuse - contexte topographique

Les calculs de conductivité hydraulique montrent la diminution de la conductivité hydraulique avec la profondeur, principalement dans les terrains cristallophylliens. Dans le chapitre 6.4, nous proposons un modèle hydrogéologique intégrant trois zones différentes : une première zone, appelée zone décomprimée supérieure, située entre 0 et 100 m de profondeur, dans laquelle la conductivité hydraulique diminue fortement en fonction de la profondeur. Une deuxième zone, appelée zone décomprimée inférieure, est comprise entre 100 et 500 m environ. Dans celle-ci, les conductivités hydrauliques diminuent moyennement avec la profondeur. Au-delà de 500 m de

profondeur, dans la zone non décomprimée, la conductivité hydraulique évolue très lentement avec la profondeur.

Le percement de tunnels dans les massifs cristallins alpins a permis d'observer que la zone fauchée peut atteindre plusieurs centaines de mètres de profondeur, notamment dans les paragneiss du massif du Gothard. Les propriétés hydrogéologiques de ces terrains diffèrent de la zone non fauchée. On y constate en effet une conductivité hydraulique plus élevée et moins anisotrope que dans le reste du massif.

Les venues d'eau associées aux zones fauchées ou décomprimées possèdent des débits très variables qui réagissent rapidement et fortement aux infiltrations d'eau en surface (pluies et fonte des neiges). Ces eaux sont récentes : leur temps de transit oscille entre quelques jours et quelques mois.

La température des venues d'eau rencontrées est une fonction complexe de l'épaisseur de la couverture rocheuse sus-jacente et de la quantité d'eau circulant dans le massif. Elle constitue dès lors un indicateur précieux, lors du creusement d'un ouvrage souterrain, de la présence d'éventuels tronçons plus perméables dans les terrains à venir. Au chapitre 6.4, nous présentons un diagramme qui met en relation les gradients thermiques des eaux mesurés dans les ouvrages souterrains en cours de percement avec les débits linéaires des venues d'eau rencontrées. Ce diagramme permet de déterminer au cours du percement d'un ouvrage les caractéristiques thermiques du massif traversé et faire un premier pronostic approximatif sur les circulations d'eau et les venues d'eau à attendre.

Une simulation numérique a été effectuée au chapitre 7 et montre la possibilité d'utiliser cet outil pour améliorer la prévision des venues d'eau dans l'ouvrage. Le cas modélisé est celui du tunnel routier du Mont-Blanc dans lequel une anomalie thermique négative a été observée au cœur du massif en relation avec de fortes venues d'eau dans l'ouvrage. La modélisation hydrodynamique - thermique du massif a montré la grande inertie des phénomènes thermiques alpins. Il est nécessaire, afin de reconstituer l'anomalie observée, d'effectuer une modélisation en mode transitoire débutant à la fin de la dernière période glaciaire. La courbe des températures des venues d'eau dans l'ouvrage ainsi que les mesures de débits effectuées ont permis de calibrer le modèle et montrer sa capacité à simuler l'anomalie thermique et hydraulique. Des simulations de ce type pourront être utilisées à l'avenir pour aider à la prévision des venues dans les futurs ouvrages souterrains.

Les venues d'eau qui alimentent les tunnels alpins peuvent appartenir à deux types de systèmes d'écoulement. La plupart des eaux atteignent l'ouvrage directement après infiltration en surface. C'est un système d'écoulement classique descendant. Certaines eaux peuvent descendre jusqu'à des altitudes inférieures au niveau de l'ouvrage et remonter selon des systèmes d'écoulements ascendants. L'étude des températures des venues d'eau observées dans les tunnels étudiés ainsi que l'application du géothermomètre calcédoine à l'ensemble des venues a confirmé l'existence de tels systèmes d'écoulement ascendants, alimentés par les précipitations.

9.4 La structure du massif

Les structures hydrogéologiques majeures dans les massifs cristallins alpins ont été définies au chapitre 6.5. On citera principalement les fractures isolées, les zones fortement fracturées et tectonisées, les zones de kakirites, la zone décomprimée, la zone fauchée, les contacts entre unités hydrogéologiques distinctes et les grandes structures métasédimentaires. Les caractéristiques hydrauliques et physico-chimiques des eaux associées à chacun des types de structures définis ont été déterminées. Elles dépendent principalement de la conductivité hydraulique et de l'interconnexion des structures d'une part et de la nature chimique (pétrographie) de la roche réservoir ou des minéralisations secondaires.

La fracturation influence fortement l'organisation des circulations dans le massif. On a pu observer que les aquifères cristallins alpins se répartissent entre deux pôles extrêmes selon la distribution des fractures aquifères dans l'espace. Un massif caractérisé par une seule famille de fractures sera fortement compartimenté et le siège d'écoulements dans une direction parallèle à l'orientation majeure (forte anisotropie) : c'est le cas du granite du Mont-Blanc. Si plusieurs familles de fractures aquifères affectent le massif, l'anisotropie diminue et les circulations se déroulent selon les diverses directions de fracturation : c'est le cas de la galerie de Livet dans les gneiss du massif de Belledonne. Lors de travaux de génie civil, il est important de connaître ces phénomènes afin d'améliorer la connaissance hydrogéologique du massif.

Les structures (hydro)géologiques sont très redressées et induisent des circulations d'eau proches de la verticale, de la surface vers l'ouvrage. Les zones d'infiltration des eaux déterminées sur la base de l'orientation des structures majeures coïncident généralement avec les altitudes calculées sur la base des analyses isotopiques (^{18}O) des eaux. Quelques anomalies ont cependant été mises en évidence. Elles sont relatives principalement à des circulations dans la zone décomprimée ou dans des terrains de couverture quaternaire. Des relations entre les eaux de surface (lacs de retenue ou rivières) et les ouvrages souterrains ont également été mises en évidence sur base de l'interprétation des résultats isotopiques.

De nombreuses venues d'eau sont pauvres en tritium et attestent de temps de transit jusqu'à l'ouvrage de l'ordre de plusieurs décennies, en relation avec les faibles perméabilités observées en profondeur. Elles se situent le plus souvent au coeur du massif dans des zones à faibles débits. Ces eaux sont souvent riches en sodium, du fait de l'altération des silicates contenus dans la roche. Les eaux plus récentes ont été rencontrées à faible profondeur, dans la zone décomprimée ou en association avec une grande fracture ou un accident géologique.

9.5 Les conditions aux limites : alimentation et sources

L'alimentation dans les Alpes est fortement influencée par la fonte des neiges. L'analyse corrélatrice et spectrale de la lame d'eau écoulée calculée par le code Safran-Crocus (Météo-France) montre le caractère plus structuré de ce signal d'entrée par rapport aux pluies en plaine. Toutefois, étant donnée la complexité des phénomènes de fonte des neiges, ce signal est nettement moins structuré que la température de l'air par exemple. Une augmentation exponentielle de l'effet mémoire du signal en fonction de l'altitude a été mise en évidence. Elle traduit le fait qu'en hiver, à une altitude élevée, les changements climatiques quotidiens ne sont pas suffisants pour affecter le couvert neigeux. Dans le même temps, à plus basse altitude, les conditions climatiques sont telles que l'on est proche de la limite entre la fonte et l'accumulation de neige. Dès lors, les changements climatiques quotidiens se répercutent sur la lame d'eau écoulée et celle-ci possède un effet mémoire moins élevé qu'à haute altitude. La structure variable du signal d'entrée en fonction de l'altitude est une donnée importante à prendre en compte par les hydrogéologues du milieu alpin.

Lors du percement d'ouvrages souterrains dans les massifs alpins, il arrive que des sources en surface soient affectées par la modification des systèmes d'écoulement à l'intérieur du massif. Les exemples d'interaction entre les ouvrages souterrains et les sources sont très souvent liés à d'importantes venues d'eau dans les ouvrages au travers soit de la zone décomprimée du massif, soit d'une zone particulièrement transmissive connectée avec la surface. Ces exemples montrent que dans ce milieu fissuré, extrêmement compartimenté et anisotrope, le tarissement de sources n'est pas lié à un abaissement progressif d'une nappe le long de l'ouvrage mais à des venues très ponctuelles et localisées (chapitre 6.6).

9.6 Perspectives

Un modèle conceptuel de l'hydrogéologie du cristallin alpin est proposé dans ce travail (chapitre 6.5). Il est accompagné d'un modèle d'interaction entre un ouvrage souterrain et le milieu naturel. Il doit aider le maître d'oeuvre à prévoir les venues d'eau dans les ouvrages souterrains et à adopter la solution optimale pour minimiser l'impact de l'ouvrage sur les ressources en eau. L'ensemble des recommandations aux projeteurs d'ouvrages souterrains, qui résultent de notre étude est donnée sous une forme concise au chapitre 8.

Le modèle conceptuel de l'hydrogéologie du cristallin alpin proposé dans ce travail doit à l'avenir être précisé au moyen de données nouvellement acquises.

Cette recherche montre qu'une bonne connaissance de l'hydrogéologie du massif peut aider le projeteur à prévoir les venues d'eau dans les ouvrages souterrains. L'emploi des diverses méthodes de l'hydrogéologie dans l'étude des venues d'eau en galerie a permis de souligner l'utilité de chacune d'entre elles dans la compréhension des circulations d'eau souterraine vers l'ouvrage. Elles contribuent ainsi à la qualité de l'ouvrage et à sa bonne intégration dans l'environnement.

A l'avenir, il conviendrait de compléter la base de données hydrogéologiques que constitue ce travail, par les données nouvellement acquises dans ces massifs au travers des futurs ouvrages telles

que les transversales alpines par exemple. La mise en oeuvre plus systématique des méthodes d'analyses d'éléments majeurs et en traces devrait permettre de mieux cerner l'origine des eaux rencontrées dans ces ouvrages. De même, l'application des isotopes oxygène-18 et tritium dans ce type de milieu montagneux s'est avérée très utile à la détermination de l'interaction entre les ouvrages du génie civil et le milieu naturel. Nous préconisons donc un usage plus systématique de ces méthodes dans le cadre des chantiers de tunnels. Ce travail démontre leurs diverses possibilités d'utilisation.

Bibliographie

- ANONYMES (1962): Mont-Blanc: un seul tunnel deux tâches différentes. L'air Comprimé, Atlas Copco, 32, 1962.
- ANTOINE P., FERAUD J. & POULAIN P.-A. (1978): Carte géologique de la France à 1: 50 000. Feuille n° 31 Mont-Blanc.
- ATTEIA O., (1992): Rôle du sol dans le transfert des éléments traces en solution - application à l'étude de quelques écosystèmes d'altitude. Thèse EPFL Lausanne.
- BAERTSCHI, P. & KEIL, R. (1992): Urangelhalte von Oberflächen-, Quell- und Grundwässern der Schweiz. Matériaux pour la Géologie de la Suisse, 94, Commission Géotechnique Suisse, 1992. 51 p.
- BAGGIO, P., ELTER, G. & MALARODA, R. (1960): Il traforo del Monte Bianco; prime osservazioni geologiche sul tratto dall'imbocco italiano alla progressiva 1300. Accad. naz. dei Lincei. Rend. Sc. fis. mat. e nat. 28, 470-477.
- BAGGIO, P. & MALARODA, R. (1961): Il traforo del Monte Bianco; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 1300 alla progressiva 2500 (parte italiana). Accad. naz. dei Lincei. Rend. Sc. fis. mat. e nat. 30, 908-920.
- BAGGIO, P. & MALARODA, R. (1962): Il traforo del Monte Bianco; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 2500 alla progressiva 3700 (parte italiana). Accad. naz. dei Lincei. Rend. Sc. fis. mat. e nat. 33, 149-153.
- BAGGIO, P. & MALARODA, R. (1963): I tipi litologici incontrati nella parte italiana del traforo del Monte Bianco tra le progressive 2500 e 3700. Accad. naz. dei Lincei. Rend. Sc. fis. mat. e nat. 34, 293-302.
- BAGGIO, P. & MALARODA, R. (1964): Il traforo del Monte Bianco; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 3700 alla progressiva 4900 (parte italiana). Accad. naz. dei Lincei. Rend. Sc. fis. mat. e nat. 36, 858-868.
- BAGGIO, P. & MALARODA, R. (1964): Il traforo del Monte Bianco; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 4900 alla progressiva 5800 (parte italiana). Accad. naz. dei Lincei. Rend. Sc. fis. mat. e nat. 37, 118-126.
- BALLEVRE, M., KIENAST, J.R. & VUICHARD, J.P. (1986): La "Nappe de la Dent-Blanche" (Alpes Occidentales); 2 unités austro-alpins indépendantes. Réunion Annuelle des Sciences de la Terre. 11; Pages 8. 1986.
- BASABE P., (1992): Typologie des eaux souterraines du Flysch de la nappe tectonique du Niesen (Préalpes suisses). Thèse EPFL, Lausanne, p. 200.
- BAUDIN, T., MARQUER, D. & PERSOZ, F. (1993): Basement-cover relationships in the Tambo Nappe (Central Alps, Switzerland); geometry, structure and kinematics. Journal of Structural Geology. 15; 3-5, Pages 543-553. 1993.
- BEARTH, P. (1952): Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. Geol. Karte Schweiz. N.F. 96.
- BELLIERE J. (1988): On the age of mylonites within the Mont Blanc massif. Geodinamica Acta (Paris). 2, 1, 13-16.
- BENSIMON M. & PARRIAUX A., (1990): Application of inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) to the determination of trace elements in water resources. Memoires of the XXIInd Congress of IAH, EPFL, Lausanne, 1990, Part. 1, pp 314-319.
- BENSIMON M., LOOSER M.O., PARRIAUX A. & REED N., (1993): Characterisation of groundwater and polluted water by ultra trace element analysis, using High resolution plasma source mass spectrometry (HR-ICP-MS). 173^{ème} assemblée annuelle de l'Ac. Suisse des Sciences Nat., Eclogae geol. Helv. 87/2: pp 325-334.
- BERTINI, G., MARCUCCI, M., NEVINI, R., PASSERINI, P. & SGUAZZONI, G. (1985): Patterns of faulting in the Mont Blanc granite. Tectonophysics 111, 65-106.
- BERUTTI, G. (1984): Note sulla tectonica della regione NW del massiccio dell'Adamello. Natura Bresciana. 21; Pages 3-29. 1984.
- BIANCHETTI, G., ZUBER, F., VUATAZ, F.D. & ROULLER, J.D. (1993): Hydrogeologische und geothermische Untersuchungen im Simplontunnel. Matériaux pour la Géologie de la Suisse, 88, Commission Géotechnique Suisse, 1993. 75 p.
- BLANC, P. (1976): Géologie du massif de l'Arpille. Thèse de doctorat. Univ. Lausanne.
- BONACCI, O. (1993): Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers. J. Hydrol. Sci. 38/1-2, 51-62.
- BORDET, C. (1961): Recherches géologiques sur la partie septentrionale du Massif de Belledonne (Alpes françaises). Mém. Ste. Géol. France, Paris 1961.

- BORDET, C. (19??): Les modes de circulation de l'eau dans les terrains cristallins. 61-94.
- BORTOLAMI, G. & GRASSO, F. (1969): Osservazioni geologico - applicative sul cunicolo d'assaggio del traforo del ^Ciriega e considerazioni sull'intero tracciato. Primo convegno internazionale sui problemi tecnici nella costruzione di gallerie, 111-125.
- BRACK, P. (1984): Geologie der Intrusiva und Rahmengesteine des Suedwest-Adamello (Nord-Italien). Thesis Eidg. Tech. Hochsch.. Zurich, Switzerland, 1984, 235p.
- BRUN, E., DAVID, P., SUDUL, M. & BRUNOT, G. (1992): A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, Vol. 38, No. 128, 1992, 13-22.
- BRUN, E., MARTIN, E., SIMON, V., GENDRE, C. & COLEOU, C. (1989): An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, Vol. 35, No. 121, 1989, 333-342.
- BUERGI, C. (1995): Comportement des roches cataclastiques dans les ouvrages souterrains. Volet géologique. Mémoire Certificat Géologie Appl. Ing. Ét Environnement. EPF Lausanne. 48 p.
- BUERGI, C. (1998): Thèse EPFL, à paraître.
- BUERGI, C., PARRIAUX, A., FRANCIOSI, G. & REY, J.P. (1998): Cataclastic rocks in underground structures-terminology and impact on the feasibility of projects (initial results). *Engineering Geology*, à paraître.
- BUSSLINGER, A. & RYBACH, L. (1997a): Prognosis of rock temperatures and water inflow zones in deep tunneling. Example from the NEAT-project, Swiss Alps. *Tunnels for People*, Golser, Hinket & Schubert (eds). Balkema. 9-14.
- BUSSLINGER, A. & RYBACH, L. (1997b): Sondiersystem Piora-Mulde. Geothermische Untersuchungen. 3D-Modellierungen, Interner Bericht Nr 2007. Institut für Geophysik. ETH Zurich. 27 p.
- BUWAL (1994): Grundwasserschutz bei Tunnelbauten. Grundlagenbericht. Schriftenreihe Umwelt 231. Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft. 53 p.
- CADISH, E. (1960): Rapports géologiques sur le tunnel du San Bernardino. Inédits.
- CANET, J. (1960): Etude bibliographique sur les gîtes et gisements des départements de Haute-Savoie et Isère. Rapport BRGM.
- CASASOPRA, S. (1939): Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina. *Boll. Svizzero di Min. e Petr.* XIX, 449-709.
- CASASOPRA, S.F. (1948): Note sulla petrochimica dello gneiss-granito Leventina (Riviera e Leventina, Ct. Ticino). *Bulletin Suisse de Mineralogie et Petrographie*. 28; 2, 717-756.
- CASTANY, G. (1982): Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Bordas, Paris, 238 p.
- CHADWICK, B. (1968): Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, central Switzerland. *Geological Society of America Bulletin*. 79; 9, Pages 1123-1149. 1968.
- CLARK, I & FRITZ, P. (1997): *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. 328 p.
- CRAIG, H. (1961): Isotopic variations in meteoric water. *Science*, 133, 1702-1703.
- CRUCHET, M. (1983): Relations entre l'hydrogéologie, le thermalisme et les circulations d'eaux uranifères dans les roches fissurées. Les massifs cristallins externes de Basse Maurienne (Savoie). Thèse 3ème Cycle, Univ. Grenoble.
- CRUCHET, M. (1985): Influence de la décompression sur le comportement hydrogéologique des massifs cristallins en Basse Maurienne (Savoie, France). *Géol. Alp.* 61, 65-73.
- DAL PIAZ, G.V. & LOMBARDO, B. (1986): Early Alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa-Grande Paradiso basement nappes of the northwestern Alps. *Mem. Geol. Soc. Amer.* 164, 249-265.
- DALLA PIAZZA R., (1996): Géochimie des altérations dans trois écosystèmes sol tempérés: applications à l'acquisition des caractéristiques chimiques des solutés. Thèse EPFL, pp 339.
- DAVIDSON, C., ROSENBERG, C. & SCHMID, S. (1996): Synmagmatic folding of the base of the Bergell pluton, Central Alps. *Tectonophysics*, 265, 3-4, 213-238.
- DAVIS, S.N. & DE WIEST, R.J.M. (1966): *Hydrogeology*. 463 p.
- DEBELMAS, J. & MASCLE, G. (1994): *Les grandes structures géologiques*. Maason, Paris, 1994. 299 p.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1992): *Rock-Forming Minerals*. New York. 696 p.
- DEMATTEIS, A. 1995: Typologie géochimique des eaux des aquifères carbonatés des chaînes alpines en Europe centrale et méridionale. *Thèse EPFL*, 1995.
- DEQUE, M., DERVETON, C., BRAUN, A. & CARIOLLE, D. (1994): The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10, 1994, 249-266.
- DIERSCH, H.J. (1997): *FEFLOW - Physical Basis of Modeling*. 85 p. WASY Ltd, Berlin 1997.

- DUBOIS, J.D. (1993): Typologie des aquifères du cristallin: exemple des massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc. Thèse de doctorat. EPFL, Lausanne.
- DUMONT, D. (1988): Campagne géochimique de la Combe d'Orny et étude à grande échelle d'un secteur molybdénifère. Diplôme Université Lausanne. 185 p.
- DURAND, Y., BRUN, E., MERINDOL, L., GUYOMARC'H, G., LESAFFRE, B. & MARTIN, E. (1993): A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, 18, 1993 65-70.
- EHRMINGER, B., KLEMENZ, W., LÖW, S. (1993): Gotthard-Basistunnel, Quantitative Analyse hydrogeologischer Aufnahmen von Stollen- und Tunnelbauten im Gebiet Aar-Massiv - Gotthard-Massiv - Leventina. Rapport Colenco 1763/5 In: Schneider & al. (1993): Arbeitsteam Hydrogeologie - Bergwasserzuflüsse und Beeinflussung des Bergwasserspiegels. Rapport Nr 425bh.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1988): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. Rapport géologique N° 2. Service Hydrologique et Géologique National. 1988.
- ESCHER, A. (1988): Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. Rapport géologique N° 7. Service Hydrologique et Géologique National. 1988.
- ESCHER, A. & BEAUMONT, C. (1997): Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps. *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, No. 7, 1997, 955-974.
- Fabre, D., Goy, L. & Baudoin, A. (1993): La prévision des températures naturelles pour les projets de grands tunnels transalpins. In: Infrastructures de transports. Reith (ed), Rotterdam, 103-107.
- FAURE-MURET, A. (1955): Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mém. Cte. Géol. France*, Paris 1955.
- FIGUIER, L. (18.?): Les nouvelles conquêtes de la science. Grands tunnels et railways métropolitains. Paris. 644 p.
- FONTES, J.C. (1976): Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles: quelques aspects. Thèse de doctorat d'état. Univ. Paris-Sud.
- FONTES, J.C., BORTOLAMI, G.C. & ZUPPI, G.M. (1978): Hydrologie isotopique du massif du Mont-Blanc. *Isotope Hydrology*. I.A.E.A., Vienna, 1(1979), 411-440.
- FOURNIER, R.O. (1981): Application of water chemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. In: Rybach, L. & Muffler, L.J.P (eds): *Geothermal Systems: Principles and case Histories*. New York, Wiley, pp. 109-143.
- FRANÇOIS, J.M. & MASSONNAT, G. (1981): Relations entre fracturation et circulations aquifères dans le massif d'Allevard (Alpes, France). *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.* 23, 4, 309-318.
- FREEZE, R.A. & CHERRY, J.A. (1979): *Groundwater*. Prentice-Hall. London. 604 p.
- FRICK, U., ALEXANDER, W.R., BAEYENS, B., BOSSART, P., BRADBURY, M.H., BÜHLER, C., EIKENBERG, J., FIERZ, T., HEER, W., HOEHN, E., MCKINLEY, I.G. & SMITH, P.A. (1992): The radionuclide migration experiment - Overview of investigations 1985-1990. Nagra Technical Report 91-04.
- GASCOYNE, M. & KOTZER, T. (1995): Isotopic methods in hydrogeology and their application to the underground research laboratory, Manitoba. Chalk River Laboratories, AECL - 11370, 101 p.
- GENTIER, S. (1987): Morphologie et comportement hydromécanique d'une fracture naturelle dans le grs nite sous contrainte normale: étude expérimentale et théorique. Doc. BRGM 134.
- VAN GENUCHTEN, M.T. (1980): Predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am.*, 44, 892-898.
- GEODATA (1996): Studio idrogeologico degli acquiferi interessati dal progetto di collegamento diretto linee di Valico - Genova voltri. Rapporto conclusivo fase I (R1161.06).
- GEODATA (1997): Studio idrogeologico degli acquiferi interessati dal progetto di collegamento diretto linee di Valico - Genova voltri. Rapporto conclusivo fase II (R1161.11).
- GIGNOUX, M. & BARBIER, R. (1955): *Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques*. Masson, Paris, 343 p.
- GOODMAN, R.E., MOYE, D.G., VAN SCHALKWYK, A. & JAVANDEL, I. (1965): Ground water inflows during tunnel driving. *Eng. Geol.*, 2, 39-56.
- VAN-GOOL, J.A.M., KEMME, M.M.J. & SCHREURS, G.M.M.F. (1987): Structural investigations along an E-W cross-section in the southern Oetztal Alps. In: *Geodynamics of the Eastern Alps*, Franz Deuticke. Vienna, Austria. 1987.
- GOUFFON, Y. (1993): *Géologie de la « nappe » du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse*. Mémoires de Géologie (Lausanne), 12, 1993.
- GOURGAND, B. (1983): *Hydrogéologie des roches fissurées: étude du massif cristallin du Rissiou et de sa couverture sédimentaire*. Thèse de doctorat de spécialité. Univ. Sci. Grenoble.

- GRECO, A. (1994): Risultati delle indagini idrogeologiche del 1994. Rapport inédit, Bureau Wanner AG.
- GRIMAUD, D. (-): Etude géochimique et géothermométrie des eaux thermominérales des Alpes françaises. Thèse de doctorat d'état. Univ. Paris 7.
- GUDEFIN, H. (1967): Observations sur les venues d'eau au cours du percement du tunnel sous le Mont-Blanc. Bull. B.R.G.M. 4, 95-107.
- GUICHONET, P. & BERNIERI, U. (1966): Historique de la percée du Mont-Blanc. La réalisation. Aoste II, 400.
- HAGEN, T. (1944): Zur Tektonik der noerdlichen Dent-Blanche-Decke. Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Pages 113-114. 1944.
- HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Kataklasite, Mylonite - Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 273-286.
- HERMANN, K. (1992): Dégâts du béton dus à l'agression des ions de sulfate. *Bulletin du ciment*, 60, 4, 1992.
- HERMANN, K. (1996): Substances chimiques exerçant une action sur le béton. *La Revue Polytechnique*, 1593, 5, 1996, 321-323.
- HESSKE S., 1995. Typologie des eaux souterraines de la Molasse entre Chambéry et Linz (France, Suisse, Allemagne, Autriche). Thèse EPFL, Lausanne, 246 p.
- HEUER, R.E. (1995): Estimating rock tunnel water inflow. *Proceedings of Rapid Excavation and Tunneling Conference*, San Francisco, 1995, 41-60.
- HISS, B.M. (1975): Petrographische Untersuchung der SBB-Sondierbohrung Biaschina (TI). *Bulletin Suisse de Mineralogie et Petrographie*. 55; 2, Pages 201-215. 1975.
- HOEHN, E., FIERZ, TH. & THORNE, P. (1990): Hydrogeological characterisation of the migration experimental area at the Grimsel test site. *Nagra Technical Report* 89-15.
- HOERNES, S. (1971): Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. *Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 15; 1, Pages 56-70. 1971.
- HÖLTING B., 1992. Hydrogeologie - Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. Enke Stuttgart, 4e éd., p.202.
- HUNZIKER, J.C., MARTINOTTI, G., MARINI, L. & PRINCIPE, C. (1990): The waters of the Simplon tunnel (swiss-italian Alps) and of the adjacent Ossola district (Italy): geothermal considerations. *Geothermal Resources Council Transactions* 14/II, 1477-1482.
- JÄCKLI, H. (1980): Das Tal des Hinterrheins. Orell Füssli, 1980, 160 p.
- JÄCKLI, H. (1970): Kriterien zur Klassifikation von Grounwasservorkommen. *Eclogae geol. Helv.*, 63/2, p 389-434.
- JAMIER, D. (1975): Etude de la fissuration, de l'hydrogéologie et de la géochimie des eaux profondes des massifs de l'Arpille et du Mont-Blanc. Thèse. Univ. Neuchâtel.
- JAMIER, D., HAUBERT, M. & OLIVE, P. (1972): Origine météorique des eaux circulant en profondeur dans le massif granitique du Mont-Blanc. *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 275/D, 1593-1596.
- JAMIER, D. & OLIVE, P. (1977): Isotopic and chemical data about deep waters in the crystalline massif of Mont-Blanc. *Second International Symposium on Water-Rock Interaction*, 27-34.
- JENSEN, H. (1979): Statistische Untersuchung der Beziehung zwischen den Schneereserven und dem Sommerabfluss alpiner Gebiete. *Festschrift für Peter Kasser. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich*, 41, 123-144.
- KELLER, F. & LOCHER, T. (1994): Die geologie des Zugwald- und Vereinatunnels. *Schweizer Ingenieur und Architekt*, 44, 1994, 892-896.
- KELLER, F. & SCHNEIDER, T.R. (1982): Der Furka-Basistunnel. *Schweizer Ingenieur und Architekt*, 24, 1982.
- KELLER, F., WANNER, H. & SCHNEIDER, T.R. (1987): Geologischer Schlussbericht. Gotthard-Strassentunnel. *Beiträge zur geologie der Schweiz. Geotechnische serie* 70.
- KHARAKA, Y.K. & MARINER, R.H. (1989): Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. In: *Thermal History of Sedimentary Basins*. Springer Verlag. 1989, 99-117.
- KIENSAT, J.R. & BALLEVRE, M. (1986): Les eclogites du Massif du Grand Paradis (Alpes occidentales); histoire réactionnelle et équilibre final. *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre*. 11; Pages 101. 1986.
- KIRALY, L. (1978): La notion d'unité hydrogéologique, essai de définition. *Bull. Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel*, 2, 1978. 83-216.
- KLEMENZ, W. (1974): Die hydrologie der Gebirges im Obergestelnstollen. *Gaz - Eaux - Eaux usées*, 1974, 7, 287-289.
- KOBEL, M. (1997): Rapports géologiques sur le tunnel de la Vereina. Inédits.
- KOEHN, P. (1966): Contribution géochimique à l'étude du gîte d'or et d'arsenic de Salanfe (Valais). *Matériaux pour la géologie de la Suisse* 38, 1-12.

- KÖLLA, E. (1993): Gotthard-Basistunnel - Regionale Hydrologie im Projektgebiet unter besonderer Berücksichtigung des Ritom-Gebietes. Rapport inédit du 30.11.1993.
- LABHART, T.P. (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. Berlin 1977. 162 p.
- LABHART, P. & DECROUEZ, (1997): Géologie de la Suisse.
- LALE DEMOZ (1979): Studio idrogeologico del massiccio del Monte Bianco. Tesi di Laurea. Università di Torino, 140.
- LEBDIOUI, S. (1985): Origine des composés su soufre et du carbone dans les eaux d'un massif cristallin fracture: le Mont-Blanc. Thèse 3e cycle. Univ. Paris-Sud, Orsay.
- LECA, E., ATWA, M., RAT, M. & HUMBERT, P. (1993): Analyse des écoulements hydrauliques autour des tunnels. Infrastructures souterraines de transports, Reith (ed.). Balkema, Rotterdam, 55-63.
- LEGRAND, H.E. (1954): Geology and ground water in the Statesville area. North Carolina Dept. Conservation Development, Div. Mineral Resources Bull. 68.
- LHOMME, D. (1998): Thèse à paraître.
- LÖW, S., EHRMINGER, B. KLEMENZ & GILBY, D. (1996): Abschätzung von Bergwasserzuflüssen und Oberflächenauswirkungen am Beispiel des Gotthard-Basistunnels. In: Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse. Birkhäuser Verlag, Basel, 353-376.
- LOUIS, C. (1972): Les caractéristiques hydrauliques du massif de fondation du barrage de Grand-Maison (Isère). Bull. B.R.G.M. III, 4, 13-37.
- LOUIS, C. (1974): Introduction à l'hydraulique des roches. Bull. B.R.G.M., III, n°4, 283-356.
- MAILLET, E. (1905): Essais d'hydraulique souterraine et fluviale. Hermann, Paris. 218 p.
- MALOSZEWSKI, P. & ZUBER, A. (1982): Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers: 1. Models and their applicability. Journal of Hydrology, 1982, 57, 207-231.
- MANDIA Y., (1991): Typologie des aquifères évaporitiques du Trias dans le bassin Lémanique du Rhône (Alpes Occidentales). Thèse EPFL, Lausanne.
- MANGIN, A. (1971): Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. Annales de Spéléologie, 26/2, 283-329.
- MANGIN, A. (1975): Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Thèse de doctorat, Univ. Dijon*, 258 pp.
- MANGIN, A. (1982): Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. 3ème Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire. Annales Scientifiques de l'Université de Besançon. Géologie, Mémoire n°1, 159-172.
- MANGIN, A. (1984): Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatrice et spectrale. Journ. Hydr., 67, 1984, 25-43.
- MARCHANT, R.H. & STAMPFLI, G.M. (1997): Crustal and lithospheric structure of the Western Alps: geodynamic significance. In: Results of NRP 20, Birkhäuser Verlag, Basel, 1997.
- DE MARSILY, G. (1986): Quantitative Hydrogeology. Academic Press, New York. 440 p.
- MARTIN, E., BRUN, E. & DURAND, Y. (1994): Sensitivity of the French Alps snow cover to the variation of climatic variables. Ann. Geophysicae, 12, 1994, 469-477.
- MATTHESS, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers. Lehrbuch der Hydrogeologie Bd. 2 -3. überarbeitete Auflage, Borntraeger, Berlin.
- MAZOR E. (1991): Applied chemical and isotopic groundwater hydrology. Open Univ. Press. P.270.
- MEDICI, F. & RYBACH, L. (1995): Geothermal map of Switzerland 1995 (Heat flow density). Matériaux pour la Géologie de la Suisse. Série Géophysique, 30. Zürich.36 p.
- MENOT, R.P. (1987): Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne. Le domaine sud-occidental. Géologie Alpine 63, 55-93.
- MEYER, J. (1987): Die Kataklyse im kristallinen Untergrund der Nordschweiz. Eclogae geol. Helv. 20/2, 323-334.
- MICHEL, R. (1953): Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes francoitaliennes). Sciences de la Terre. 1; 3-4, 1953.
- MILNES, A.G. & SCHMUTZ, H.U. (1978): Structure and history of the Suretta Nappe (Pennine Zone, Central Alps); a field study. Eclogae Geologicae Helvetiae. 71; 1, Pages 19-33. 1978.
- MICHELOT J.L. (1982): Evolution temporelle des teneurs en isotopes stables et en tritium des eaux du tunnel du Mont Blanc. Estimation des paramètres hydrauliques à l'échelle d'un massif cristallin. Thèse 3e cycle. Univ. Paris-Sud, Orsay.
- MICHELOT, J.L., BORTOLAMI, G.C., FONTES, J.F., LALE-DEMOZ, D. & ZUPPI, G.M. (1983): Application de la méthode des isotopes du milieu à l'estimation de la perméabilité et de la porosité efficace d'un massif cristallin: le Mont Blanc. C.R. Acad. Sci. (Paris) 296/II, 121-124.
- NAGRA (1988): Berichterstattung über die untersuchungen der phase I am potentiellen standort Piz Pian Grand (Gemeinden Mesocco und Rossa, GR). Technischer Bericht 88-19.

- NORBERT, BUREAU (1997): Rapports géologiques sur la galerie de Cleuson-Dixence. Inédits.
- NOVEL, J.P. (1995): Contribution de la géochimie à l'étude d'un aquifère alluvial de montagne - Cas de la vallée d'Aoste. Mem. Sci. Terre, Acad. Paris, Univ. ParisVI.
- OULIANOFF, N. (1959): La géologie et les grands tunnels alpins. L'automobile 28/6, 94-102.
- OULIANOFF, N. (1965): Contribution à l'histoire des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 69, 317, 1965. 21-33.
- PARRIAUX A., DUBOIS J.D., MANDIA Y., BASABE P., & BENSIMON M., (1990): The AQUITYP project: towards an aquifer typology in the alpine orogen. Memoires of the XXIInd Congress of IAH, EPFL, Lausanne, Part 1, 254-262.
- PARTZSCH, J.H., SCHMID, S.M. & FREY, M. (1993): Structural and petrological evolution of the middle Adula Nappe, Central Alps; first results. Terra Abstracts. 5, Suppl. 1; Pages 242. 1993.
- PIFFNER, O.A. & HITZ, L. (1997): Geologic interpretation of the seismic profiles of the Eastern Traverse (lines E1-E3, E7-E9): eastern Swiss Alps. In: Results of NRP 20, Birkhäuser Verlag, Basel, 1997.
- PULS R.W. & BARCELONA M.J., (1989): Filtration of ground water samples for metals analysis. Hazardous Waste and Hazardous Materials, Vol. 6(4), 385-393.
- VON RAUMER, J.F. (1976): Le massif du Mont-Blanc, socle prépermien dans un cadre alpin. Bull. Soc. Fribourg. Sci. Nat. 65/2, 123-155.
- VON RAUMER, J.F. (1984): The External Massifs, relics of Variscan Basement in the Alps. Geologische Rundschau 73/1, 1-31.
- VON RAUMER, J.F. (1987): Les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges: témoins de la formation de croûte varisque dans les Alpes occidentales. Géologie Alpine 63, 7-24.
- RECORDON, E. (1979): Dynamique des eaux souterraines. Cours EPFL. 1979.
- RICHTER, J. & SZYMCAK, P. (1992): MULTIS. A computer program for the interpretation of isotope hydrogeology based on combined lumped parameter models.- Bergakademie Freiberg, Lst.f. Hydrogeologie.
- RICHTER, J., SZYMCAK P. & JORDAN, H. (1992): MULTIS. A computer program for the interpretation of isotope hydrogeologic data.- In: Hötzl, H. & Werner, A. (Hrsg.): Tracer Hydrology. - Rotterdam/Brookfield (Balkema).
- RODIER J., (1971): L'analyse chimique de l'eau. Dunod éd. 700 p.
- ROETHER, W. (1967): Estimation of the tritium input to groundwater from wine samples. Isotopes in Hydrology. AIEA, Vienna, 73-91.
- ROMAIN, J. (1981): Itinéraire géologique dans l'Argentera-Mercantour (Alpes-Maritimes); Le Grand Capelet. Lithos, Minéralogie, Paléontologie, Géologie. 3, 23-29.
- ROSSIER, Y. & SANDMEIER N. (1983): Etude hydrogéologique d'un massif granitique fissuré. Thèse. Univ. Franche-Comté.
- ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (1996): Deep structure of the Alps. Mem. Soc. Geol. France, 156, 1996.
- ROY, N.N. (1965): The mineralogy of potassium-barium feldspaths series. The determination of optical properties of natural members. Mineral. Mag., 35, 508.
- RUMP, H.H. & HERKOLTZ K., (1990): Probennahme, vorbereitung und Analytik. In Altlasten, Erkennen, Bewerten, Sanieren, Weber H.H. Hrsg. Springer Verlag. pp 108-133.
- RYBACH, L. & PFISTER, M. (1994): How to predict rock temperatures for deep Alpine tunnels. J. appl. Geophys. 31, 261-270.
- SARROT-REYNAULD, J. (1988): Interprétation des relevés de fracturation et de fissuration aux différentes échelles d'observation. Colloque d'hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré. Annales Scient. Univ. Besançon. Mém. Hors Série.
- SARROT-REYNAULD, S. & SARROT-REYNAULD, J. (1977): Alimentation des nappes et mélanges des eaux souterraines: origine des eaux souterraines dans la plaine de Bourg d'Oisans (vallée de la Romanche, Isère). 102e Congr. natl. Soc. sav., Limoges, 1977, Sciences, II, 203-214.
- SARROT-REYNAULD, S. & SARROT-REYNAULD, J. (1981): Circulation des eaux dans les roches fissurées. Hydrogéologie du massif des Grandes-Rousses. 106e Congr. natl. Soc. sav., Perpignan, 1981, Sciences, III, 135-146.
- SCHARDT, H. (1905): Les eaux souterraines du tunnel du Simplon. La Géographie, bull. Soc. Géograph., T. 11, 1905, 82-96.
- SCHMASSMANN H., (1990): Hydrochemische Synthese Nordschweiz: Tertiär- und Malm-Aquifere. NAGRA, NTB 88-07, Baden, p. 244.
- SCHMASSMANN, H., KULLIN, M. & SCHNEEMANN, K. (1991): Hydrochemische synthese Nordschweiz: Buntsandstein-, Perm- und Kristallin- Aquifere. Technischer Bericht 91-30. 493 p.
- SCHMID, R., DIETRICH, V., KOMATSU, M., NEWTON, R.C., RAGETTLI, R., RUSHMER, T., TUCHSCHMID, M. & VOGLER, R. (1988): Metamorphic evolution and origin of the Ivrea Zone. Abstracts of Italy-U. S. workshop on the nature of the lower continental crust, Verbania, Italy. May 23-27, 1988.

- SCHMID, S.M. (1988): Alpine deformation of the Ivrea Zone. Abstracts of Italy-U. S. workshop on the nature of the lower continental crust, Verbania, Italy. May 23-27, 1988.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A. & SCHREURS, G. (1997a): Rifting and collision in the Penninic zone of eastern Switzerland. In: Results of NRP 20, Birkhäuser Verlag, Basel, 1997.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A., SCHÖNBORN, G., FROITZHEIM, N. & KISSLING, E. (1997b): Integrated cross section and tectonic evolution of the Alps along the Eastern Traverse. In: Results of NRP 20, Birkhäuser Verlag, Basel, 1997.
- SCHNEIDER, T.R. (1982): Aspects géologiques du comportement extraordinaire du barrage de Zeuzier. Eau, énergie, air, 74, 1982, 3, 81-94.
- SCHNEIDER, T.R. (1992): Geologie Gotthard-Basistunnel, SIA Dokumentation D 085. 15-24.
- SCHNEIDER, T.R. (1993): Gotthard-Basistunnel - Arbeitsteam Hydrogeologie - Geologische geotechnische Verhältnisse der Störzonen. - Rapport Inédit Nr 425ba.
- SCHNEIDER, T.R. (1997): Rapports géologiques sur la galerie AlpTransit Gotthard. Inédits.
- SIGG L. STUMM W., & BEHRA P. (1992): Chimie des milieux aquatiques. Masson éd.
- SPICHER, A. (1980): Carte tectonique de la Suisse (1: 500 000). Commission géologique suisse.
- STECK, A. (1987): Le massif du Simplon - Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 67, 27-45.
- STECK, A., EPARD, J.L., ESCHER, A., LEHNER, P., MARCHANT, R. & MASSON, H. (1997): Geological interpretation of the seismic profiles through Western Switzerland: Rawil (W1), Val d'Anniviers (W2), Mattertal (W3), Zmutt-Zermatt-Findelen (W4) and Val de Bagnes. In: Results of NRP 20, Birkhäuser Verlag, Basel, 1997.
- STUMM W., & MORGAN J.J., 1981. Aquatic chemistry. 2nd éd, J. Wiley & sons éd. 780 p.
- THELIN, P., SARTORI, M., BURRI, M., GOUFFON, Y. & CHESSEX, R. (1993): The Pre-Alpine Basement of the Briançonnais (Wallis, Switzerland). In: Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Berlin, 1993. 297-315.
- THORSTENSON, 1984. The concept of electron activity and its relation to redoxpotentials in aqueous geochemical systems. U.S. Geol.Survey Open-File Rep. 84-072, 1984.
- THURY, M., GAUTSCHI, A., MAZUREK, M., MÜLLER, W.H., NAEF, H., PEARSON, F.J., VOMVORIS, S. ET WILSON, W. (1994): Geology and hydrogeology of the crystalline basement of Northern Switzerland. Nagra Technical Report 93-01.
- TRUESDELL, A.H. & JONES, B.F. (1974): WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. Journal of Research, US Geological Survey, 2, 233-274.
- SYDNEY, P.C. JR & NIBBLET, E.R. (-): Terrestrial heat flow in the Swiss Alps. , 176-195.
- TRIPET, J.-P. (1972): Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse. Université de Neuchâtel, thèse, 183p.
- TROMMSDORFF, V. & NIEVERGELT, P. (1983): The Bregaglia (Bergell) Iorio intrusive and its field relations. Memorie della Societa Geologica Italiana. 26; 1, Pages 55-68. 1983.
- TROMMSDORFF, V., PETERS, T. & BUCHER, K. (1975): Bernina-Malenco-Bergell Ostrand. Bulletin Suisse de Minéralogie et Pétrographie. 55; 3, Pages 590-600. 1975.
- TSANG, Y.W., & WITHERSPOON, P.A. (1981): Hydromechanical Behavior of a Deformable Rock Fracture Subject to Normal Stress. Journal of Geoph. Research, Vol 86, No B10, 1981, 9287-9298.
- TSANG, Y.W., & WITHERSPOON, P.A. (1983): The Dependence of Fracture Mechanical and Fluid Flow Properties on Fracture Roughness and Sample Size. Journal of Geoph. Research, Vol 88, No B3, 1983, 2359-2366.
- UNTERWEGER, M.P., COURSET, B.M., SCHIMA, F.J. & MANN, W.B. (1980): Preparation and calibration of the 1978 National Bureau of Standards tritiated water standards. Intern. J. Of Applied Rad. And Isotopes, 31, 611-614.
- UTTINGER, H. (1949): Die Niederschlagsmengen in der Schweiz. Führer durch die Schweiz. Wasser und Elektrizitätswirtschaft, 2. Verlag des schweiz. Wasserwirtschaftsverbandes, Zürich.
- UTTINGER, H. (1967): Niederschlagskarte. Atlas der Schweiz. Klima und Wetter, Tafel 12. Eidg. Landestopographie, Wabern.-Bern.
- VANOSSI, M., CORTESOGNO, L., GALBIATI, B., MESSIGA, B., PICCARDO, G. ET VANUCCI, R. (1984): Geologia delle Alpi Liguri: dati. Problemi. Ipotesi. Mem. Soc. Geol. Ital. 28, 5-75.
- VERNET, J. (1974): Sur la tectonique alpine des massifs cristallins dauphinois dans leur région culminante (Pelvoux, Grandes-Rousses et leurs abords) et l'histoire de leur édification. Géologie Alpine. 50; Pages 195-236. 1974.
- VIVIER, G., MENOT R.P. & GIRAUD P. (1987): Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne. Le domaine nord-oriental. Géologie Alpine 63, 25-53.
- VUATAZ, F.-D. (1981): Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes. Thèse n° 2008. Univ. Genève. 1981.

- WALSH, J.B. (1981): Effect of Pore Pressure and Confining Pressure on Fracture Permeability. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. And Geomech. Abstr.*, Vol 18, 1981, 429-435
- WENK-H-R (1982): A geological history of Bergell Granite and related rocks. In: *Transformists' petrology*. Pages 113-148. Theophrastus. Athens, Greece. 1982.
- WHITE, W.R., PERKINS, J.A., & HARRISON, A.J.M. (1978): *Weirs and Flumes for Flow Measurement*. John Wiley & Sons, New York, 1978.
- WITHERSPOON, A., WATKINS, D.J., & TSANG, Y.W. (1981): Theretical and laboratory investigations of flow through fractures in crystalline rock. *Advances in the Science and Technology of the Management of High Level Nuclear Waste*, I, 1981.
- WILHELM, J. (1964): Observation des mouvements d'une nappe d'eau souterraine entourant une galerie d'adduction d'eau en rocher. *Rev. polytech. suisse* 2, 1-8.
- WOODTLI, R., JAFFE, F. & VON RAUMER, J. (1987): *Prospection minière en Valais: Le projet Uromine*. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, série géotechnique. Commission Géotechnique Suisse. Berne. 179 p.
- WTW (1989): *pH-Fibel - Einführung in die pH- und Redox-Messtechnik*. Wissenschaftlich-Technische Werkstätten (WTW) GmbH, D-8120 Weilheim i. OB.
- ZUBER, A. (1986): Mathematical Models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. In: Fritz, P. & Fontes, J.C., *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 2, Elsevier 1986.
- ZUBER, F. (1990): Etude des venues d'eau subthermales et thermales dans le tunnel du Simplon (Valais, Suisse). *Mém. 22Nd Congress IAH 1990*, vol. XXII, Lausanne, 645-653.

Annexe I: Jaugeage des venues d'eau par déversoir

Les déversoirs installés dans le tunnel routier du Mont-Blanc sont de type déversoir rectangulaire (avec contraction des faces) à paroi mince positionnés entre les venues et le collecteur principal d'évacuation des eaux (figure 1).

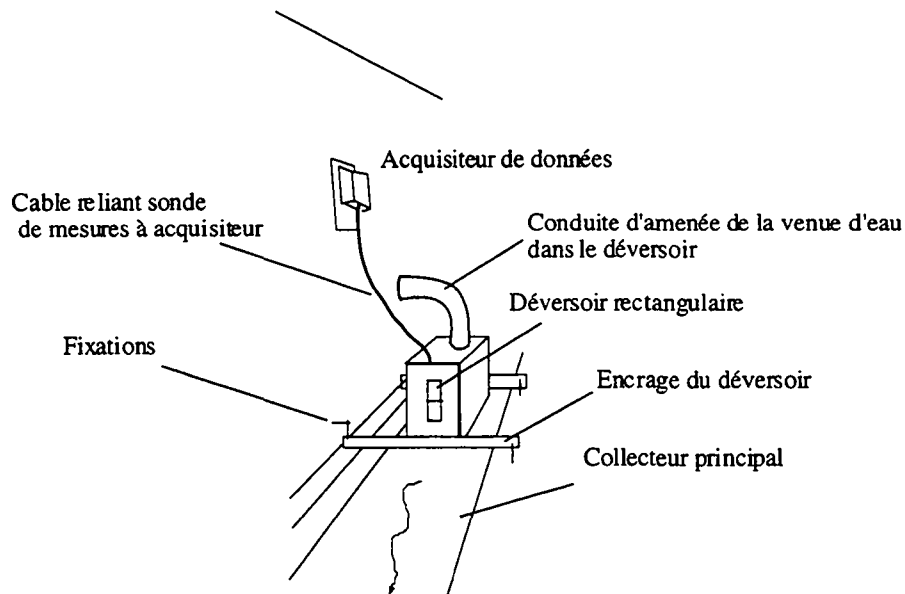


Figure 1: Schéma d'installation des déversoirs sur les venues d'eau du tunnel routier du Mont-Blanc

Leur géométrie est donnée à la figure 2.

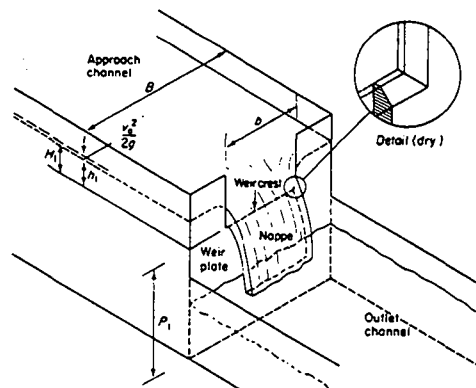


Figure 2: Schéma d'un déversoir rectangulaire à paroi mince [tiré de White et al. 1978]

La formule permettant de calculer le débit à partir des mesures de la hauteur d'eau h_1 est celle de Kindsvater et Carter [White et al. 1978].

Elle s'écrit :

$$Q = 0,554 \left(1 - 0,0035 \frac{h_1}{P} \right) (b + 0,002) \cdot \sqrt{g} \cdot (h_1 + 0,001)^{3/2}$$

avec les limitations suivantes : $b/B \leq 0,2$; $h_1/P_1 < 2$; $b > 0,15$ m ; $h_1 > 0,03$ m ; $P_1 > 0,10$ m.

La précision sur les méthodes de mesures des débits par déversoir rectangulaire à paroi mince est de 1 à 4 %.

Tunnel du Mont-Blanc : Venue froide au PM 3369 depuis l'entrée italienne

Cette venue d'un débit approximatif de 200 l/min a été équipée d'un déversoir dont la largeur de l'échancrure est telle que $b = 0,1$ m durant les premiers mois et $b = 0,06$ m durant la fin des observations. La diminution de la largeur de l'échancrure nous a permis d'observer plus précisément les variations de débit.

Les caractéristiques du dispositif sont :

$b = 0,1$ ou $0,06$ m

$P1 = 0,086$ m

$h1$ est compris entre $0,068$ et $0,101$ m

$B = 0,36$ m

Ce dispositif est dans les limites d'utilisation de la formule de Kindsvater et Carter. Seule la largeur (B) est quelque peu en-deçà de la limite minimale donnée par les auteurs. Toutefois, on peut tout de même estimer que la formule reste valable. Ceci a été confirmé par des jaugeages par empottement. L'application de la formule donne la courbe de tarage de la figure 3.

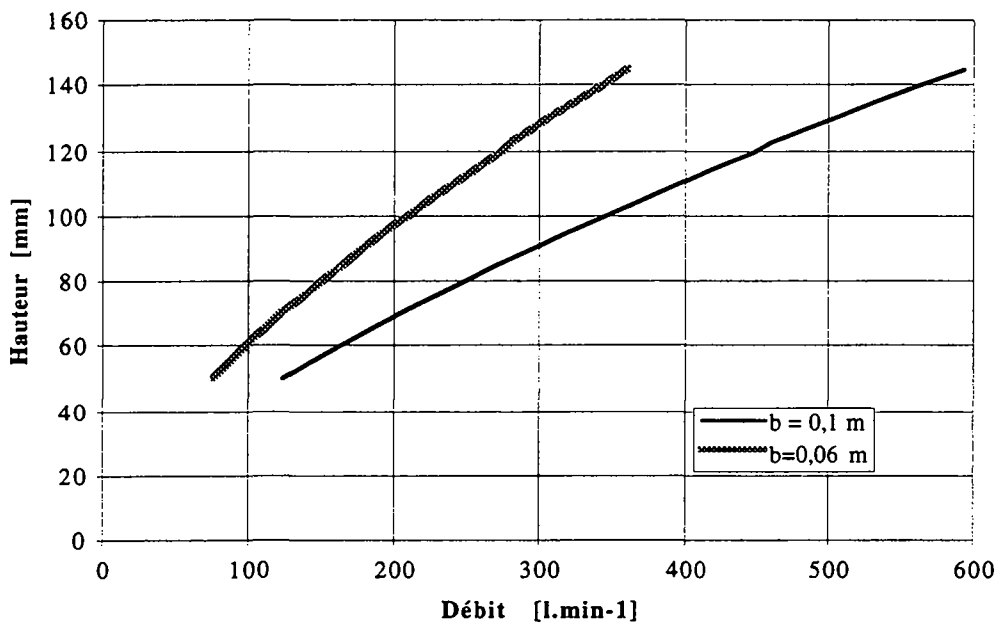


Figure 3: Courbes de tarage du déversoir de la venue froide. Une courbe est définie pour chacune des largeurs d'ouverture du déversoir.

Tunnel du Mont-Blanc : Venue chaude au PM 5491 depuis l'entrée italienne

Cette venue d'un débit approximatif de 50 l/min a été équipée d'un déversoir dont la largeur de l'échancrure est telle que $b = 0,0055$ m durant toute la durée des observations.

Les caractéristiques du dispositif sont :

$$b = 0,0055 \text{ m}$$

$$P1 = 0,087 \text{ m}$$

$h1$ est compris entre 0,151 et 0,156 m

$$B = 0,36 \text{ m}$$

Ce dispositif est dans les limites d'utilisation de la formule de Kindsvater et Carter. Seule la largeur (B) est nettement en-deçà de la limite minimale donnée par les auteurs. Etant donné le faible débit de cette venue, il n'était pas possible de procéder autrement qu'avec un déversoir d'échancrure peu large. Des jaugages par empottement ont été effectués sur la venue et ont confirmé la validité de la formule de Kindsvater et Carter malgré la faible largeur du déversoir. L'application de la formule donne la courbe de tarage de la figure 4.

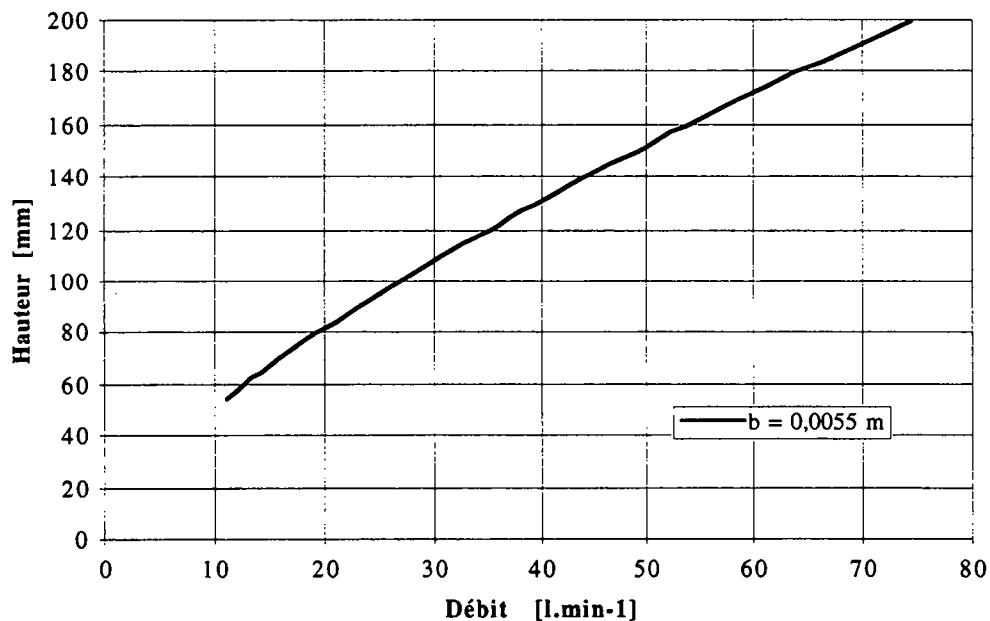


Figure 4: Courbes de tarage du déversoir de la venue chaude.

Annexe II: Jaugeage des venues d'eau dans le collecteur

Le débit total des venues d'eau dans le tunnel du Mont-Blanc a été jaugé au moyen de deux limnigraphes installés dans le collecteur principal des eaux selon le schéma de la .

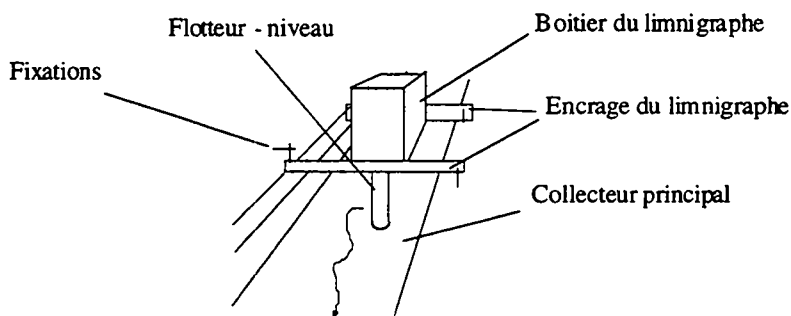


Figure 5: Schéma de l'installation d'un limnigraphe dans le collecteur principal des eaux du tunnel routier du Mont-Blanc.

La connaissance de la courbe de tarage en chacun des deux points suivis permet de calculer le débit à partir des hauteurs d'eau mesurées.

Nous avons choisi de déterminer la courbe de tarage au moyen de jaugeages chimiques. Cette méthode a été retenue car elle est très rapide : cet avantage est assez important étant donné le peu de temps d'intervention dont nous disposons lors de l'arrêt de la ventilation du tunnel. En quelques minutes, un jaugeage chimique peut être exécuté tandis qu'un jaugeage par moulinet prend généralement plus de temps. Les vitesses des eaux sont telles que les écoulements sont hydrauliquement turbulents; bien que les lignes de courant ne soient pas perturbées par des obstacles ou des variations brusques de la section d'écoulement, la dilution du sel de jaugeage a pu se faire de manière satisfaisante.

Les courbes de tarage sont incomplètes étant donné les faibles variations de débits observées dans le tunnel durant cette étude. Toutefois, elles suffisent à calculer les débits durant ces deux années d'observations.

Tunnel du Mont-Blanc : Limnigraphe aval au PM 3250 depuis l'entrée italienne

Le profil de la section d'écoulement est quasi semi-elliptique (figure 6).

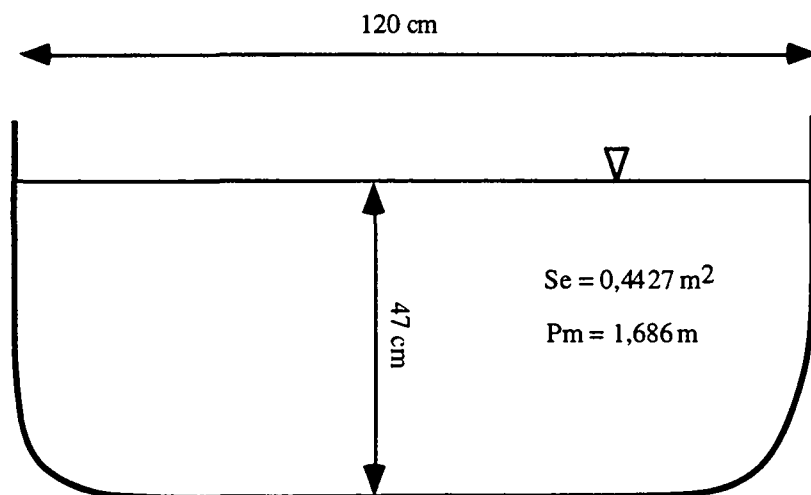


Figure 6: Profil de la section d'écoulement dans le collecteur au PM 3250.

Son rayon hydraulique vaut $R_h = \frac{S_e}{P_m} = \frac{0,4427}{1,686} = 0,26 \text{ m}$

Le nombre de Reynolds est $R_e = \frac{0,203 \cdot 4 \cdot 0,26}{0,4427 \cdot 0,00000125} = 381513 > 2000$

Les écoulements en ce point du collecteur sont nettement turbulents.

La courbe de tarage déterminée au moyen de 4 jaugeages chimiques est présentée sur la figure 7.

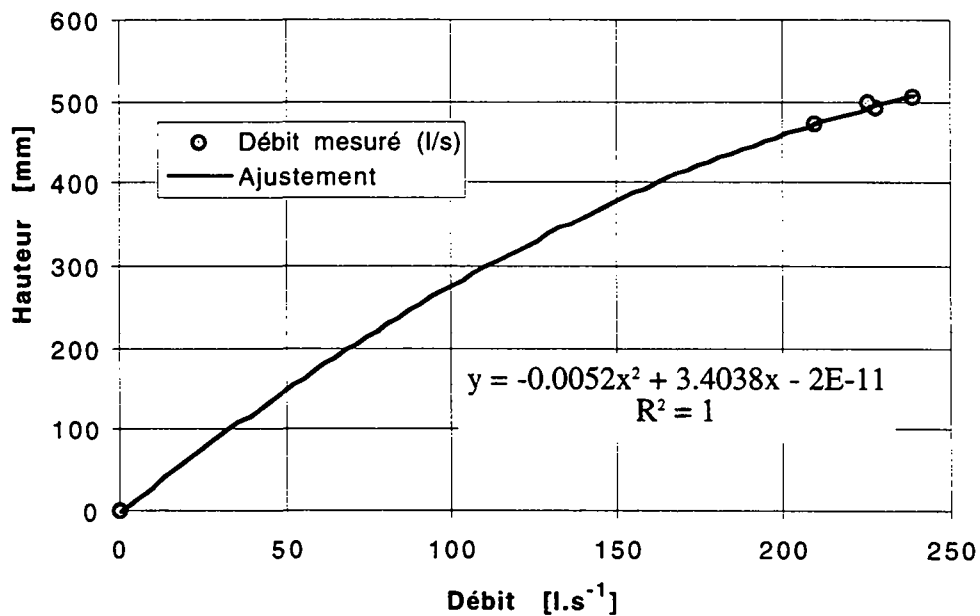


Figure 7: Courbe de tarage du limnigraphe aval.

Tunnel du Mont-Blanc : Limnigraphe amont au PM 3700 depuis l'entrée italienne

Le profil de la section d'écoulement est quasi semi-rectangulaire (figure 8).

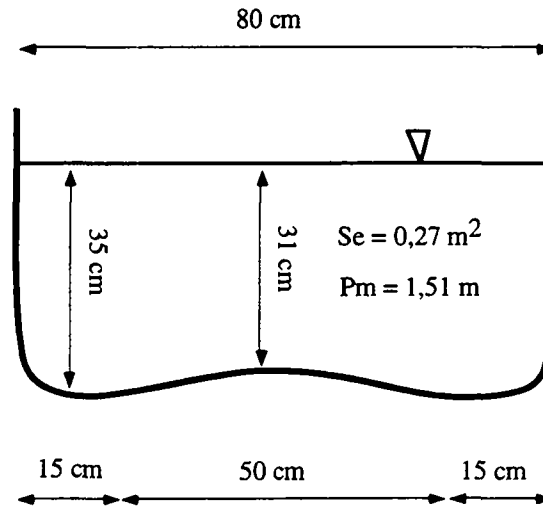


Figure 8: Profil de la section d'écoulement dans le collecteur au PM 3700.

Son rayon hydraulique vaut $R_h = \frac{S_e}{P_m} = \frac{0,27}{1,51} = 0,18m$

Le nombre de Reynolds est $R_e = \frac{0,0147 \cdot 4 \cdot 0,18}{0,27 \cdot 0,000001} = 39200 > 2000$

Les écoulements en ce point du collecteur sont turbulents, bien que moins nettement qu'au PM 3250.

La courbe de tarage déterminée au moyen de 4 jaugeages chimiques est présentée sur la figure 9.

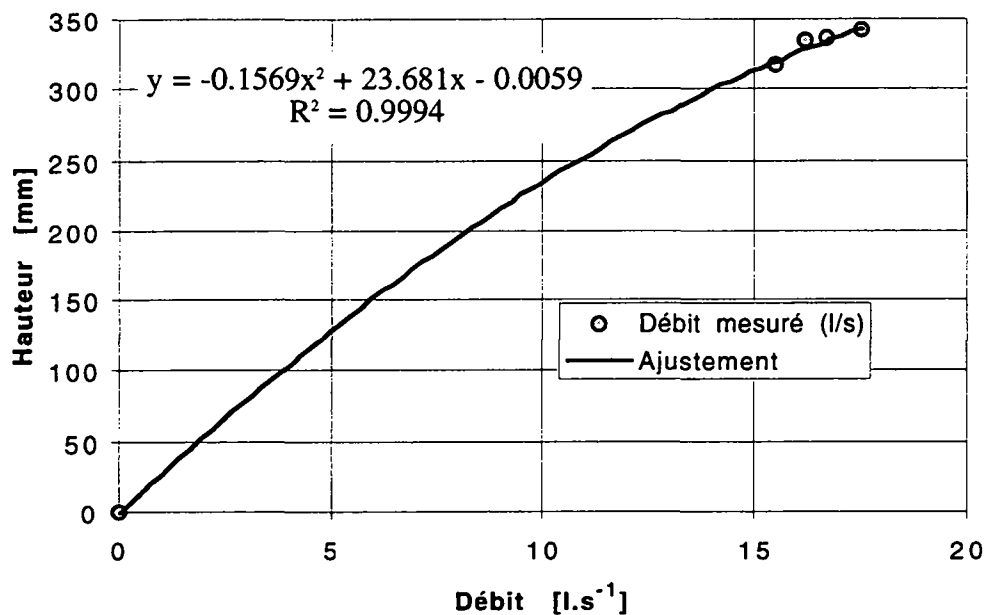


Figure 9: Courbe de tarage du limnigraphe amont.

MARECHAL Jean-Christophe
Né à Ougrée (B), le 29 juillet 1969
Belge

FORMATION

- 1987 : Humanités secondaires: math-sciences, Athénée Royal de Seraing (B).
- 1987-1992 : **Ingénieur Civil Géologue**, distinction - Faculté des Sciences Appliquées - Université de l'Etat à Liège (B).
- 1992 : Travail de fin d'études: " Etude hydrogéologique des calcaires du Dévonien dans la région de Beauraing ".
- 1992 : Lauréat d'une Bourse de la Fondation Camille Hela (Université de Liège) destinée à encourager les étudiants liégeois à se spécialiser à l'étranger.
- 1993 : Lauréat belge d'une bourse de la Confédération Helvétique (CH-Berne)
- 1993-1994 : Cycle **postgrade** interuniversitaire en **hydrogéologie** (Universités de Neuchâtel et Lausanne, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne).
- 1994: Travail de diplôme : " Hydraulique et transport dans les drains karstiques - Observation et modélisation ".

EXPERIENCE PROFESSIONNELLE

- 1995-ce jour : **ingénieur-assistant** au Laboratoire de Géologie de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (CH) :
- **recherche** dans le cadre d'un programme international soutenu par les Eaux Minérales d'Evian;
 - responsable **d'expertises techniques** pour des communes du Canton de Vaud; dans le domaine de l'hydrogéologie.
- 1992-1993: **ingénieur de recherche** aux Laboratoires de Géologie de l'Ingénieur, d'Hydrogéologie et de Prospection Géophysique (LGIH). Liège - B.
- en charge de plusieurs **expertises techniques** dans le domaine de la géologie de l'ingénieur;
 - **détaché** 6 mois à la Division Géologie Géotechnique du Service Qualité des Réalisations d' Electricité de France (F-Aix-en-Provence): Réévaluation du risque sismique de la centrale nucléaire de Gravelines (F).