



HAL
open science

**Hydrogéologie en milieu fissuré et thermalisme- Etude
du massif de Bramefarine et du nord du massif
d'Allevard- La source thermominérale d'Allevard
(Isère-France) - Alpes françaises.**

Gérard Massonnat

► **To cite this version:**

Gérard Massonnat. Hydrogéologie en milieu fissuré et thermalisme- Etude du massif de Bramefarine et du nord du massif d'Allevard- La source thermominérale d'Allevard (Isère-France) - Alpes françaises.. Hydrologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1981. Français. NNT: . tel-00547444

HAL Id: tel-00547444

<https://theses.hal.science/tel-00547444>

Submitted on 16 Dec 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



MASSONNAT (G.)
Ex. n° 3

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE
Géologie appliquée
Option : Hydrogéologie

**HYDROGEOLOGIE EN MILIEU FISSURE
ET THERMALISME**
ETUDE DU MASSIF DE BRAMEFARINE ET DU NORD
DU MASSIF D'ALLEVARD - LA SOURCE THERMOMINERALE D'ALLEVARD
(ISERE - FRANCE)

29 AVR. 1981

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.48.48

par Gérard MASSONNAT

Thèse soutenue le 27 avril 1981 devant la Commission d'Examen

MM. R. MICHEL	Professeur U.S.M. Grenoble	Président
J. SARROT-REYNAULD	Professeur U.S.M. Grenoble	Rapporteur
C. DROGUE	Professeur U.S.T.L. Montpellier	Examineur
J.C. FOURNEAUX	Maître Assistant U.S.M. Grenoble	Examineur
J.C. GRILLOT	Maître Assistant U.S.T.L. Montpellier	Examineur
J.P. MEUNIER	Ingénieur E.D.F. R.E.A.L. Chambéry	Invité

ERRATA

- page 90 lire : "la somme en longueurs cumulées de fractures obtenues par le procédé du banc d'optique" au lieu de "la source en longueurs cumulées de fractures obtenues par le procédé du banc d'optique".
- page 104 lire : "planche 35 : analyse de la fissuration dans le Lias du massif d'Alleverd" au lieu de "planche 34 : analyse de la fissuration dans les micaschistes du massif d'Alleverd".
- page 105 lire : "planche 34 : analyse de la fissuration dans les micaschistes du massif d'Alleverd" au lieu de : "planche 35 : analyse de la fissuration dans le Lias du massif d'Alleverd".
- page 159 lire : "... des eaux minéralisées (venues M.M.) et des eaux résistantes (venues M.R.)" au lieu de : "... deux eaux minéralisées (venues M.M.) et des eaux résistantes (venues M.R.)"
- page 237 lire : "sans mélange instantané des deux aquifères" au lieu de : "sans mélange instantané dans deux aquifères".

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE
Géologie appliquée
Option : Hydrogéologie

**HYDROGEOLOGIE EN MILIEU FISSURE
ET THERMALISME**
ETUDE DU MASSIF DE BRAMEFARINE ET DU NORD
DU MASSIF D'ALLEVARD - LA SOURCE THERMOMINERALE D'ALLEVARD
(ISERE - FRANCE)

29 AVR. 1981

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

par Gérard MASSONNAT

Thèse soutenue le 27 avril 1981 devant la Commission d'Examen

MM. R. MICHEL	Professeur U.S.M. Grenoble	Président
J. SARROT-REYNAULD	Professeur U.S.M. Grenoble	Rapporteur
C. DROGUE	Professeur U.S.T.L. Montpellier	Examineur
J.C. FOURNEAUX	Maitre Assistant U.S.M. Grenoble	Examineur
J.C. GRILLOT	Maitre Assistant U.S.T.L. Montpellier	Examineur
J.P. MEUNIER	Ingénieur E.D.F. R.E.A.L. Chambéry	Invité

100 84335

SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE DE GRENOBLE

LESE DE DOCTORAT

sciences physiques

par M. H. ...

HYDROGEOLOGIE EN BRETAGNE

ET THERMALISME

ETUDE DU MASSIF DE BRANLEVAULT ET DU NORD

PAR M. D'ALLEMANT, DOCTEUR EN SCIENCES PHYSIQUES

LE 15 JANVIER 1925

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE RECHERCHES
DOCUMENTATION
RUE MARSHALL, 10
F 38000 GRENOBLE
TÉLÉPHONE 47.10

SONNAT

Président
Rapporteur
Examinateur
Examinateur
Examinateur

Je dédie cette thèse :

- . A mes Parents : pour tout. Les mots seraient trop faibles.... ce travail est le leur.
- . A Marie-Josée : pour son amour et son soutien, et à Anne-Sophie qu'elle m'a donnée.

AVANT-PROPOS

Au terme de cet ouvrage, il m'est agréable de remercier les personnes qui ont contribué à sa conception ou qui ont accepté de le juger.

. Monsieur le Professeur R. MICHEL, qui m'a fait l'honneur de présider ce jury, et qui a accepté de corriger une partie de ce mémoire.

. Monsieur le Professeur J.SARROT-REYNAULD, pour m'avoir fait confiance en m'accueillant dans son laboratoire et en me confiant ce travail. Toujours très humain, il m'a guidé et conseillé pour le réaliser.

. Monsieur le Professeur C.DROGUE, qui m'a fait l'honneur de venir siéger à ce jury.

. Monsieur J.C. FOURNEAUX, qui m'a toujours soutenu et n'a pas ménagé son temps pour me prodiguer conseils et suggestions. Il m'a permis d'obtenir une aide matérielle dont je lui suis reconnaissant.

. Monsieur J.C. GRILLOT, pour m'avoir initié aux problèmes de l'analyse structurale liée à l'hydrogéologie en Septembre 1977, et accepté de lire le manuscrit et d'être présent pour le juger.

. Monsieur J.P. MEUNIER, pour la somme d'informations qu'il m'a transmise, et pour sa présence à ce jury.

. Monsieur R.BEUCHOTTE, qui m'a souvent servi de guide et a toujours répondu présent à mes appels parfois pressants.

. Monsieur MENETREY, maire de la commune de Pontcharra, pour son aide matérielle, et pour le logement de l'école municipale.

. Monsieur J.M. FRANCOIS, avec qui une partie de cette étude a été réalisée. Malgré quelques instants difficiles où nous n'avons cependant jamais cédé au découragement, ces journées resteront d'excellents souvenirs.

. Je ne saurais oublier non plus Mesdames C.BENEY et H.AVAN (pour quelques planches), B. USELLE (pour les analyses des éléments traces), Messieurs G.BUFFET (pour l'analyse statistique multivariées), J.DAZY, J.C. DEMENJON (pour l'analyse en R.X.), G.JANNIERE (directeur des Thermes d'Allevard), J.ROCHAT de la faculté de pharmacie, pour les analyses au spectrophotomètre), et toutes les personnes qui m'ont gentiment et bénévolement guidé sur le terrain. Merci également à tous ceux qui m'ont aidé à E.D.F.-R.E.A.L. (à Allevard et à Chambéry), à la Météorologie Nationale (à Saint-Martin d'Hères et à Voglans), et à l'entreprise SOTRABAS, ainsi qu'à Madame MEUGNIOT qui a assuré la frappe de cet ouvrage.

Je voudrais également adresser une pensée aux membres de ma famille qui m'ont aidé à divers titres durant mes études, et à mes amis(es), notamment ceux avec lesquels j'ai partagé ma vie d'étudiant. Nul besoin de les citer : ils se reconnaîtront.

Enfin, un grand merci à Marie-Josée qui a bien voulu se livrer à bon nombre de travaux ingrats de dépouillement, et à Bernadette pour une année de tournées en Maurienne.

INTRODUCTION

BUT DE L'ETUDE

- CHAPITRE I : CADRE GEOGRAPHIQUE
- CHAPITRE II : L'AMENAGEMENT ARC-ISERE
- CHAPITRE III : MORPHOLOGIE DU TERRAIN D'ETUDE

BUT DE L'ETUDE

L'hydrogéologie en milieu fissuré nécessite, plus encore que dans d'autres milieux, une parfaite connaissance de la géométrie et de la structure du magasin. Des études poursuivies dans ce sens par de nombreux auteurs ont été effectuées en milieu carbonaté karstique (L.KIRALI, 1969, J.C. GRILLOT, 1979) ou en milieu granito-gneissique (J.AVIAS, 1967, F.O. FRANCISS, 1970, D.JAMIER, 1975), mais peu de chercheurs se sont penchés sur le problème des écoulements souterrains dans des milieux où, comme les schistes et les micaschistes, la présence d'une schistosité ou d'une foliation fine rend très difficile l'étude de la fissuration.

Cette difficulté de connaissance du milieu doublée de la difficulté d'observation d'écoulements profonds à partir de la surface, entraîne la nécessité de surprendre les écoulements lors de leur trajet, à l'occasion de l'exécution de travaux souterrains. C'est ce que nous avons pu réaliser grâce au percement de la galerie Arc-Isère.

L'étude qui nous a été confiée comportait donc deux buts :

- la mise en évidence des directions et des modes d'écoulements des eaux dans des milieux dont rien à priori ne permettait de penser qu'ils puissent être favorables à des circulations profondes. Pour cela, nous nous devons de connaître la structure intime des milieux considérés et la nature des circulations aquifères qui les parcourent ;

- la connaissance hydrogéologique d'un secteur de la bordure occidentale du massif de Belledonne, dont l'étude globale entreprise par le laboratoire d'Hydrogéologie de l'Institut Dolomieu comptait deux précédents volets avec les travaux de M. MICHEL (1971) et G.PAPPINI (1976). Nous n'avons pas poursuivi ici un but strictement monographique, mais tenté d'établir une méthodologie d'étude comparative surface-profondeur du milieu fissuré avec, en conclusion ou plutôt en application, l'étude d'un cheminement thermo-minéral.

CHAPITRE I

CADRE GEOGRAPHIQUE

Le secteur d'étude qui nous a été confié est situé sur la bordure occidentale de Belledonne, dans les Alpes Françaises, aux confins des départements de l'Isère et de la Savoie (planche 1).

Plus précisément centré sur le massif de Bramefarine et le nord du massif d'Alleverd, ou Bois de Charvin, il occupe une partie du versant oriental du Grésivaudan. Le Grésivaudan ou vallée de l'Isère sépare le massif de la Chartreuse en rive droite du massif de Belledonne en rive gauche.

Les massifs de Bramefarine et d'Alleverd sont parfaitement séparés par la dépression d'Alleverd qui représente le terme d'un alignement de dépressions parallèles à la vallée du Grésivaudan, de Saint Martin d'Uriage à Alleverd.

Très bien individualisés l'un par rapport à l'autre d'une part, et par rapport aux autres massifs d'autre part, ils forment un secteur limité (planche 2) :

- à l'Ouest, de Pontcharra au Cheylas, par la route nationale N 523, qui suit le massif de Bramefarine parallèlement à sa longueur ;
- au Sud
 - . du Cheylas à Moretel de Mailles, par les gorges du ruisseau de Fay, qui sépare le massif de Bramefarine du massif des cinq Crêts ;
 - . de la sortie des Gorges du Fay, au lieu-dit Gerland, par la route N 525, qui s'engage dans la dépression d'Alleverd ;
 - . du lieu-dit Gerland au Bréda vers Chinfert, par une ligne orientée W.E., passant par les lieux-dits Rapin, Carrefour du Jeu de Paume, les Ayettes.

Cette ligne, fixée arbitrairement, coupe le massif d'Alleverd en deux. Nous n'en avons étudié que la partie septentrionale ou Bois de Charvin, car c'est cette zone qui se trouve à la verticale de la galerie de l'Isère.

- à l'Est, par la vallée du Bréda, qui se présente :
 - . de Chinfert à Alleverd, sous forme de gorges profondes et encaissées et sépare le Bois de Charvin des Forêts de la Ravoire et de Chinfert ;
 - . d'Alleverd au Moutaret : le Bréda occupe le nord de la dépression d'Alleverd et sépare le massif de Bramefarine de la Forêt de Saint-Hugon, du massif du Grand Collet et du Mont Pezard.
- au Nord : par le Bréda qui, du Moutaret à Pontcharra, limite le massif de Bramefarine du massif de Montrailant et coule dans des gorges (à l'exception de la trouée de Détrier).

PLANCHE 1 : CADRES GEOLOGIQUE ET GEOGRAPHIQUE REGIONAUX

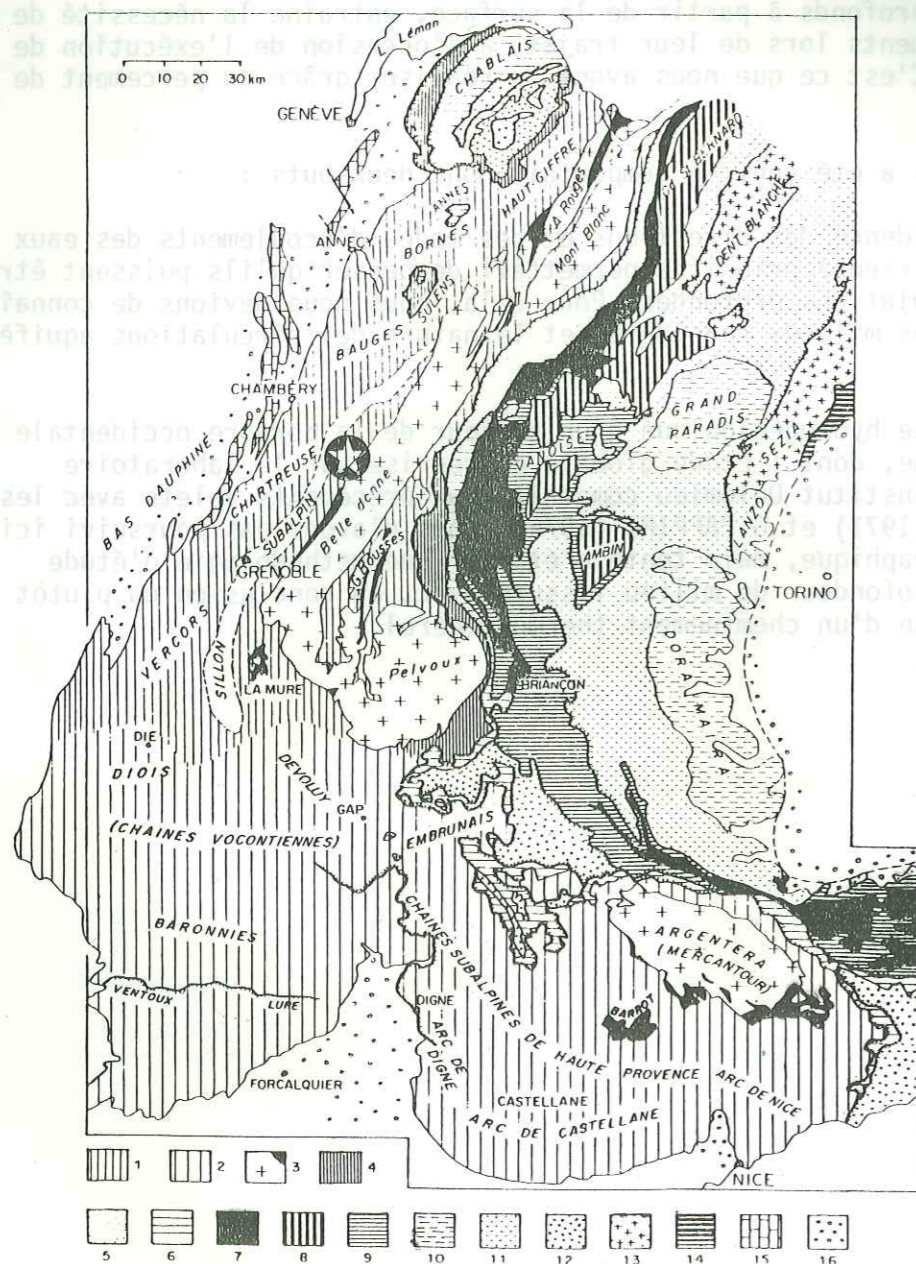
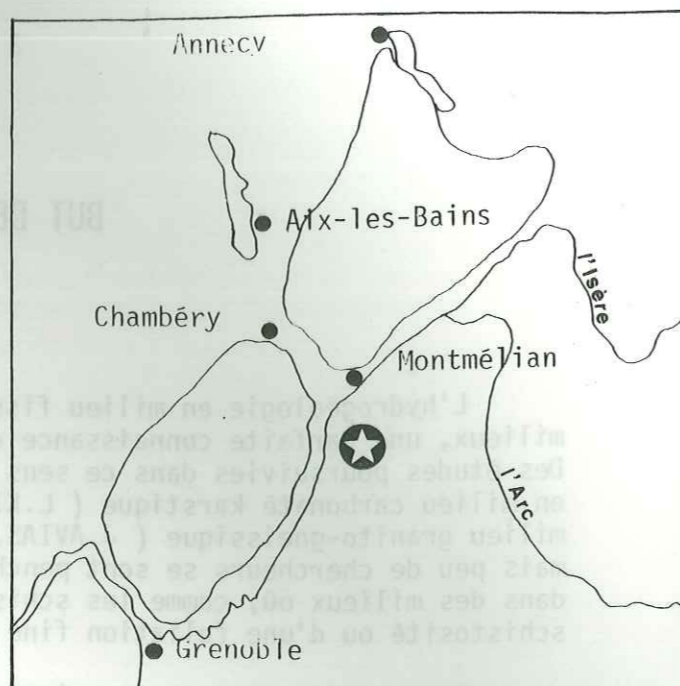


Schéma structural simplifié des Alpes franco-italiennes.

1. Chaînes subalpines septentrionales. - 2. Chaînes subalpines méridionales. - 3. Massifs cristallins externes et bassins permo-houillers. - 4. Zone ultradauphinoise. - 5. Zone valaisane. - 6. Zone subbriançonnaise. - 7. Zone houillère briançonnaise. - 8. Zone Vanoise-Mt Pourri (Permo-Houiller briançonnais métamorphique). - 9. Mésozoïque briançonnais. - 10. Massifs cristallins internes piémontais. - 11. Zone des schistes lustrés piémontais. - 12. Nappes de Flyschs néocrétacés (Flysch à Helminthoides, Flysch de la Simme s.l.). - 13. Zone Sesia-Dent Blanche. - 14. Zones du Canavèse et d'Ivrée. - 15. Jura. - 16. Bassins molassiques péri-alpins.

(in J. Debelmas, 1974)

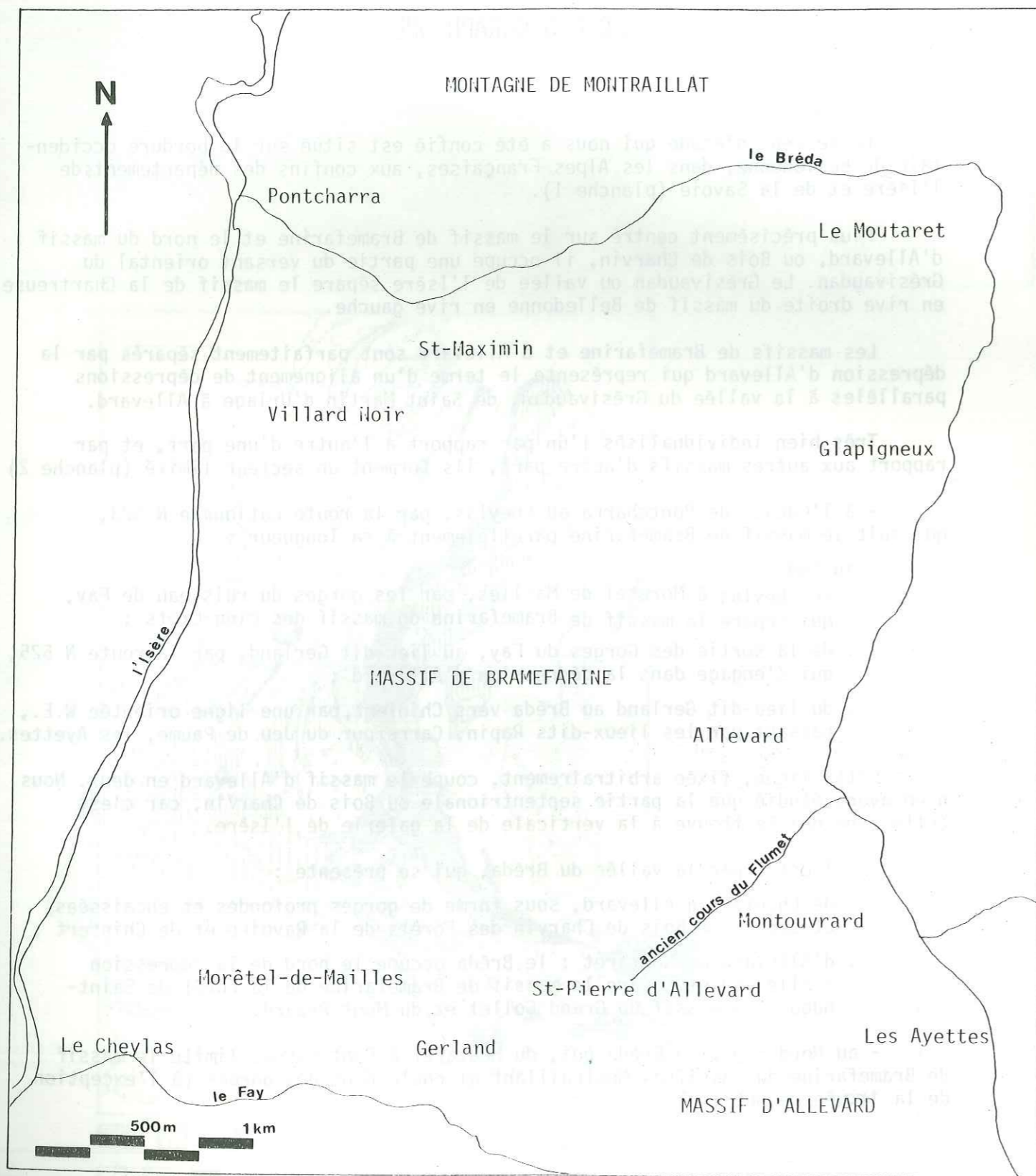


PLANCHE 2 : GEOGRAPHIE DU SECTEUR D'ETUDE

CHAPITRE II

AMENAGEMENT ARC - ISERE

La galerie qui nous a permis d'effectuer nos observations en profondeur, constituée, avec un certain nombre d'autres ouvrages, l'aménagement Arc-Isère, dernier maillon du réaménagement hydraulique complet de la vallée de l'Arc.

I - CARACTERISTIQUES DE L'AMENAGEMENT ARC-ISERE

Le principe de l'aménagement consiste à couper, par une dérivation orientée approximativement E-W, la grande boucle tracée par le cours aval de l'Arc et le tronçon de l'Isère qui suit le confluent de ces deux rivières.

Cette dérivation, dont l'origine est à Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie) et l'aboutissement au Cheylas (Isère), nécessite la réalisation d'un ensemble d'ouvrages dont 31 km de galeries.

D'une dénivellation totale de 288 m (dont 261 utiles), la principale originalité de l'aménagement Arc-Isère est son caractère mixte :

- . il utilise les apports gravitaires de l'Arc, à partir de la restitution de l'usine d'Hermillon, et ceux du Glandon, affluent de rive gauche de l'Arc ;
- . il peut également, grâce à ses groupes réversibles, faire du transfert d'énergie par pompage.

II - DESCRIPTION SOMMAIRE DES PRINCIPAUX OUVRAGES

D'amont en aval, les ouvrages suivants ont été réalisés (planche 3) :

II.1. LE BASSIN DE COMPENSATION DE LONGEFAN

D'une capacité utile de 1,7 million de m³, d'une superficie de 20 hectares, ce bassin, construit en légère surélévation à l'aval de l'usine d'Hermillon, reçoit les eaux de restitution de celle-ci.

II.2. LA CONDUITE ENTERREE DE LONGEFAN

Longue de 1 260 m et d'un diamètre de 4,50 m, c'est un tuyau en béton armé qui amène les eaux à la galerie du Grand Chatelard.

II.3. LA GALERIE DU GRAND CHATELARD

De Saint-Jean-de-Maurienne à Sainte-Marie-de-Cuines, elle a une longueur de 6 375 m pour un diamètre de 5,80 m. La perforation a été menée en deux attaques amont et aval, à partir d'une fenêtre située près de Pontamafrey, selon des moyens traditionnels (explosifs).

II.4. LA CONDUITE ENTERREE DU GLANDON

Identique à la conduite au départ du bassin de Longefan, elle traverse sur 670 m la vallée du Glandon et permet de relier le massif du Grand Chatelard au massif de Belledonne.

II.5. LA PRISE D'EAU DU GLANDON

A l'aval de la restitution de l'usine du Crozat, des débits de l'ordre maximum de 8 m³/s sont dérivés vers l'adduction principale par une conduite de dérivation.

II.6. LA GALERIE DE BELLEDONNE

De caractéristiques identiques à celle du Grand Chatelard (diamètre de dérochement = 5,80 m), c'est la pièce maîtresse des ouvrages souterrains.

Cette galerie, d'une longueur totale de 19 000 m dont 18 200 m sans fenêtre, permet le transit de 72 m³/s des eaux de l'Arc.

Elle a été réalisée en attaque montante par les deux extrémités :

- l'attaque amont ou "Maurienne", à partir de la fenêtre du Crêt du Nant, se développe sur 9 185 m depuis la vallée du Glandon. Cette portion de l'ouvrage a été exécutée par des jumbos.

- l'attaque aval ou "Flumet" : la perforation a été menée sur 9 579 m depuis la vallée du Flumet grâce à un tunnelier Wirth.

II.7. LE BASSIN D'ECLUSEE DU FLUMET

Créé à l'amont d'Allevard, c'est l'élément le plus important du point de vue fonctionnel, car il se trouve à la jonction des deux parties distinctes de l'aménagement que sont la partie gravitaire amenant les eaux de la vallée de la Maurienne par l'intermédiaire de la galerie de Belledonne, et la partie mixte pouvant fonctionner également par pompage entre les bassins du Cheylas et du Flumet.

Ce bassin, de 4,7 millions de m³ utiles, a une superficie de 110 hectares. En principe vidé tous les jours, un déversoir de sécurité, suivi d'une conduite longue de 900 m environ permet d'évacuer exceptionnellement vers le Bréda le débit total susceptible d'arriver gravitairement dans le bassin.

II.8. LA GALERIE DE BRAMEFARINE

Au départ du bassin, les eaux sont conduites à l'usine du Cheylas par la galerie de Bramefarine, ouvrage en charge d'une longueur de 3 810 m et d'une section circulaire de 8,10 m.

Cette galerie, qui se développe entre la prise d'eau du bassin du Flumet et la base de la cheminée d'équilibre a été perforée au tunnelier Robins.

II.9. LA CHEMINEE D'EQUILIBRE DE BRAMEFARINE

Entièrement revêtue, elle mesure 91 m de hauteur et 16 m de diamètre.

II.10. LA CONDUITE FORCEE DE BRAMEFARINE

C'est un puits blindé de 5,60 m de diamètre, de 500 m de longueur, et 190 m de dénivelé.

II.11. L'USINE DU CHEYLAS

De type semi-enterrée, l'usine est équipée de deux groupes réversibles de 240 M. W. composés d'une turbine-pompe de type "Francis" et d'un alternateur-moteur, pouvant chacun turbiner ou pomper des débits nominaux de 110 m³/s ou 85 m³/s.

L'électricité est ensuite évacuée sur un poste de départ à la tension de 380 k. v.

II.12. LE CANAL DE FUITE DU CHEYLAS

L'évacuation des eaux est assurée par un tuyau rectangulaire enterré en béton armé de 50 m² de section et 690 m de longueur.

II.13. LE BASSIN DE COMPENSATION ET DE STOCKAGE DU CHEYLAS

C'est une retenue d'une superficie de 56 hectares et d'une capacité de 4 millions de m³, construite parallèlement à l'Isère par creusement des alluvions de la plaine de l'Isère et création de digue réalisée avec une partie des matériaux extraits du bassin.

II.14. LE CANAL DE RESTITUTION A L'ISERE

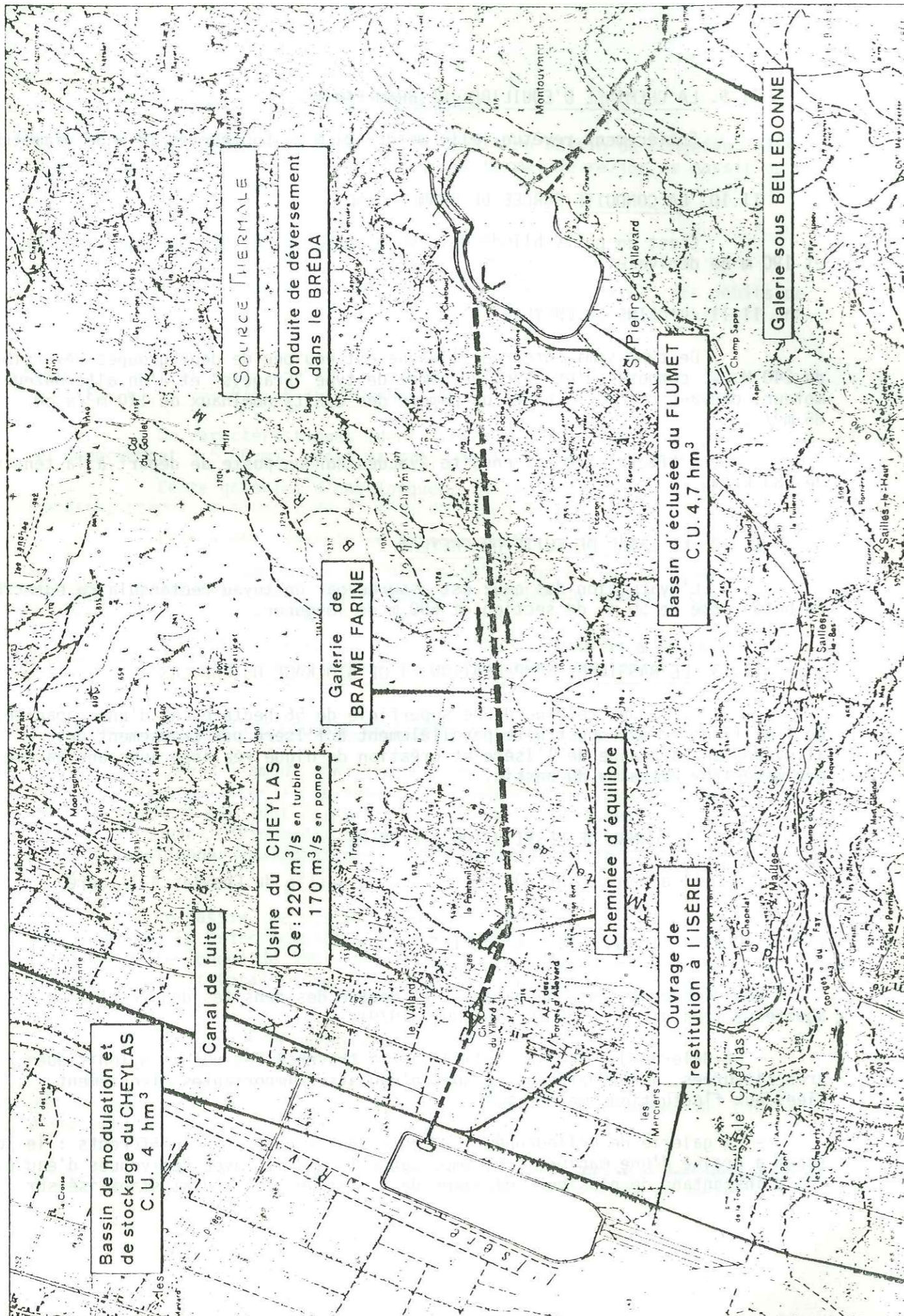
Il achemine sur 700 m les eaux du bassin du Cheylas à l'Isère.

III - HYDROGEOLOGIE DES GALERIES

Les différents lots de galerie ont montré des densités de circulation aquifères très différentes (D. GASQUET, 1979).

- La Galerie du Grand Chatelard, qui a traversé des roches mylonitiques très fissurées, a rencontré des venues d'eau assez importantes directement liées aux fluctuations météoriques.

- La galerie de Belledonne a présenté deux aspects très différents : le lot amont a drainé d'une manière très importante le massif, avec des venues d'eau à débit instantané de plusieurs dizaines de l/s et un débit total stabilisé sur



l'ensemble de l'attaque de l'ordre de 400 l/s, alors que l'attaque aval à partir d'Allevard a été relativement sèche : 20 à 30 l/s.

- La galerie de Bramefarine a eu un débit d'exhaure total stabilisé d'environ 90 l/s (B. DELAQUAIZE et al., 1979).

Les galeries que nous avons étudiées (Belledonne aval et Bramefarine) sont donc caractérisées par de faibles valeurs de drainage des massifs. L'étude que nous présentons est ainsi une étude hydrogéologique en milieu fissuré peu perméable.

IV - L'AMENAGEMENT ARC-ISERE SUR NOTRE TERRAIN D'ETUDE

Le secteur que nous avons étudié est le lieu d'implantation de l'ensemble des ouvrages aval (planche 4). Cet ensemble comporte les trois ouvrages principaux suivants :

IV.1. LA PARTIE AVAL DE LA GALERIE DE BELLEDONNE

Elle a été percée sur 9 579 m en attaque montante de 0,7 ‰ à partir de la vallée du Flumet à l'aide d'un tunnelier Wirth. Celui-ci, réalisant une sorte de carottage horizontal, laisse les parois de la galerie parfaitement lisses.

Cette méthode, très avantageuse du fait de la rapidité d'avancement des travaux (16 m de moyenne journalière en dehors des zones d'accidents géologiques) et de la réduction des soutènements, le rocher intact conservant toutes ses qualités mécaniques (R. CORDEL, 1978), est très ennuyeuse pour le géologue.

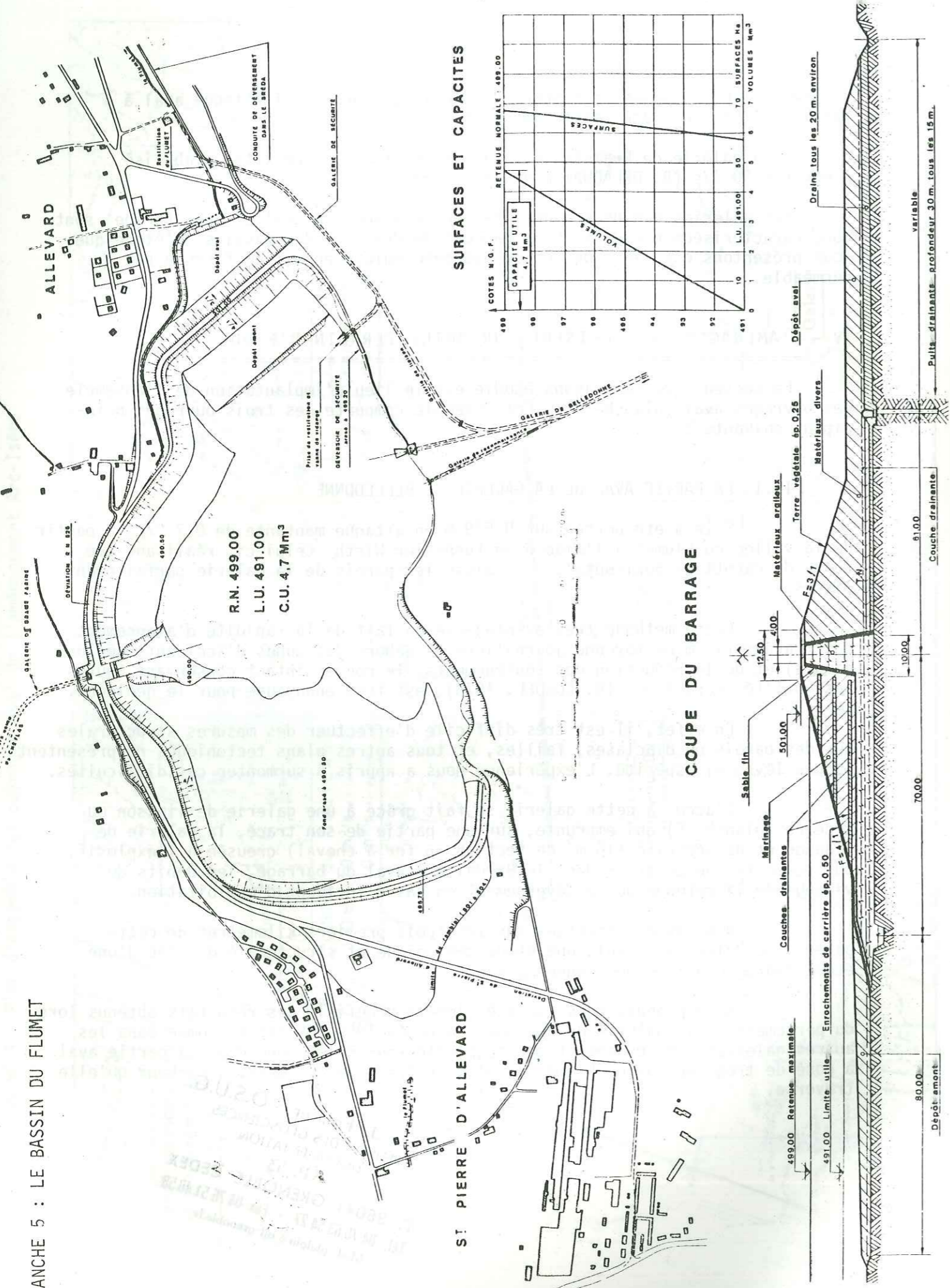
En effet, il est très difficile d'effectuer des mesures structurales sur des parois où diaclases, failles, et tous autres plans tectoniques ne présentent aucune lèvre ni aspérité. L'expérience nous a appris à surmonter ces difficultés.

L'accès à cette galerie se fait grâce à une galerie de liaison ou fenêtre (planche 5) qui emprunte, sur une partie de son tracé, la galerie de vidange et de sécurité (16 m² de section en fer à cheval) creusée à l'explosif, qui permettra de déverser dans le Bréda, à l'aval du barrage, les débits de vidange de la retenue ou de déversement en cas d'incident d'exploitation.

Nous avons effectué, sur les trois premiers kilomètres de cette galerie de Belledonne aval, une étude géologique et structurale doublée d'une étude hydrogéologique des venues d'eau.

A ce propos, nous avons également bénéficié des résultats obtenus lors du percement de la galerie de reconnaissance en 1956. En effet, comme dans les autres galeries, le creusement de la galerie sous Belledonne dans sa partie aval a posé de très sérieux problèmes au plan du drainage des massifs rocheux qu'elle traverse.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : plalour@ujf-grenoble.fr



Mais alors que pour les autres lots, E.D.F. s'est contenté de subir ces effets de chaîne et de chercher d'autres possibilités d'alimentation en eau pour les communes ainsi lésées, il ne pouvait être question de perturber si peu que ce soit la source thermique d'Allevard (cf. Quatrième partie).

Aussi, avant de lancer définitivement le projet, E.D.F. a fait procéder à une reconnaissance par une galerie de 1 km de longueur afin de se rendre compte de l'influence que pouvaient avoir les travaux envisagés sur la source thermique. Cette reconnaissance fut précédée notamment d'une campagne d'injection des terrains susceptibles d'être à l'origine de la minéralisation ou du cheminement des eaux thermales.

La galerie définitive, dont la partie la plus aval a une direction différente de la galerie de reconnaissance, a repris celle-ci dans sa partie plus amont (planche 5).

IV.2. LE BASSIN DU FLUMET

Il est implanté entre les deux massifs que nous avons étudiés, le massif de Bramefarine et le Bois de Charvin, sur le territoire des communes d'Allevard et de Saint-Pierre d'Allevard (planche 4).

Situé sur un ancien marais alimenté par le Flumet, petit affluent du Bréda, c'est une digue en terre construite principalement à partir des déblais de dérochement de la galerie sous Belledonne. Le corps de la digue a un volume de 500 000 m³ environ; l'étanchéité est obtenue par un noyau central argileux prolongé par un tapis amont et même matériau (planche 5).

Crée à l'origine entre les côtes 491 et 499, le fond naturel de la cuvette a été arasé et nivelé à la côte 490 de façon à maintenir un plan d'eau quelles que soient les conditions d'exploitation du bassin. La route n° 525, noyée par la retenue, a été rétablie en rive gauche, et passe au-dessus de la prise d'eau de Bramefarine.

IV.3. LA GALERIE DE BRAMEFARINE

Elle a été ouverte sur 3 810 m en pleine section à l'aide d'un tunnelier Robins spécialement construit pour ce chantier.

Nous n'avons pu pénétrer dans cette galerie pour y faire des observations, car l'ouvrage était déjà terminé au début de notre étude. Cela est fort regrettable pour des raisons évidentes d'homogénéité de méthodologie.

Heureusement, quelques observations géologiques et un nombre relativement important d'analyses des venues d'eau ont été réalisées avant le bétonnage de la galerie. Ces observations ont été consignées dans les travaux de Cl. LEGUY (1979) et B. DELAQUAIZE et al. (1979).

CHAPITRE III

MORPHOLOGIE DU TERRAIN D'ETUDE

Nous avons réalisé cette étude morphologique en calculant la répartition altimétrique des surfaces du secteur d'étude et des deux ensembles qui le composent, le Massif de Bramefarine et le Nord du Massif d'Allevard.

Pour cela, nous avons utilisé la méthode graphique longue et fastidieuse sur carte I.G.N. au 1/20 000e.

A partir de ces mesures par tranche d'altitude de 100 m, nous avons tracé les histogrammes de fréquence altimétrique et les courbes hypsométriques correspondantes (planche 6).

Cela nous a permis de définir les caractéristiques de chacun des deux massifs et de l'ensemble du secteur d'étude :

- l'altitude moyenne qui correspond à la moyenne de l'altitude maximum et de l'altitude minimum ;
- l'altitude la plus fréquente définie par la tranche d'altitude la plus fréquente ;
- l'altitude de fréquence 1/2 ou altitude médiane.

I - LE MASSIF D'ALLEVARD

Tranches d'altitude	Surfaces en km ²	Somme des surfaces	%	Somme des %
400- 500	0,76	0,76	12,48	12,48
500- 600	1,44	2,20	23,65	36,12
600- 700	0,94	3,14	15,44	51,56
700- 800	0,91	4,05	14,94	66,50
800- 900	0,77	4,82	12,64	79,15
900-1000	0,46	5,28	7,55	86,70
1000-1100	0,50	5,78	8,21	94,91
1100-1200	0,31	6,09	5,09	100

D'une superficie réduite (6,09 km²), la partie septentrionale du massif d'Allevard que nous avons étudiée est caractérisée par une prédominance très nette des altitudes relativement basses (23,65 % pour 500-600 m), l'altitude de fréquence 1/2 (685 m) étant nettement inférieure à l'altitude moyenne (805 m).

On note la présence d'un second palier peu important vers 1000-1100.

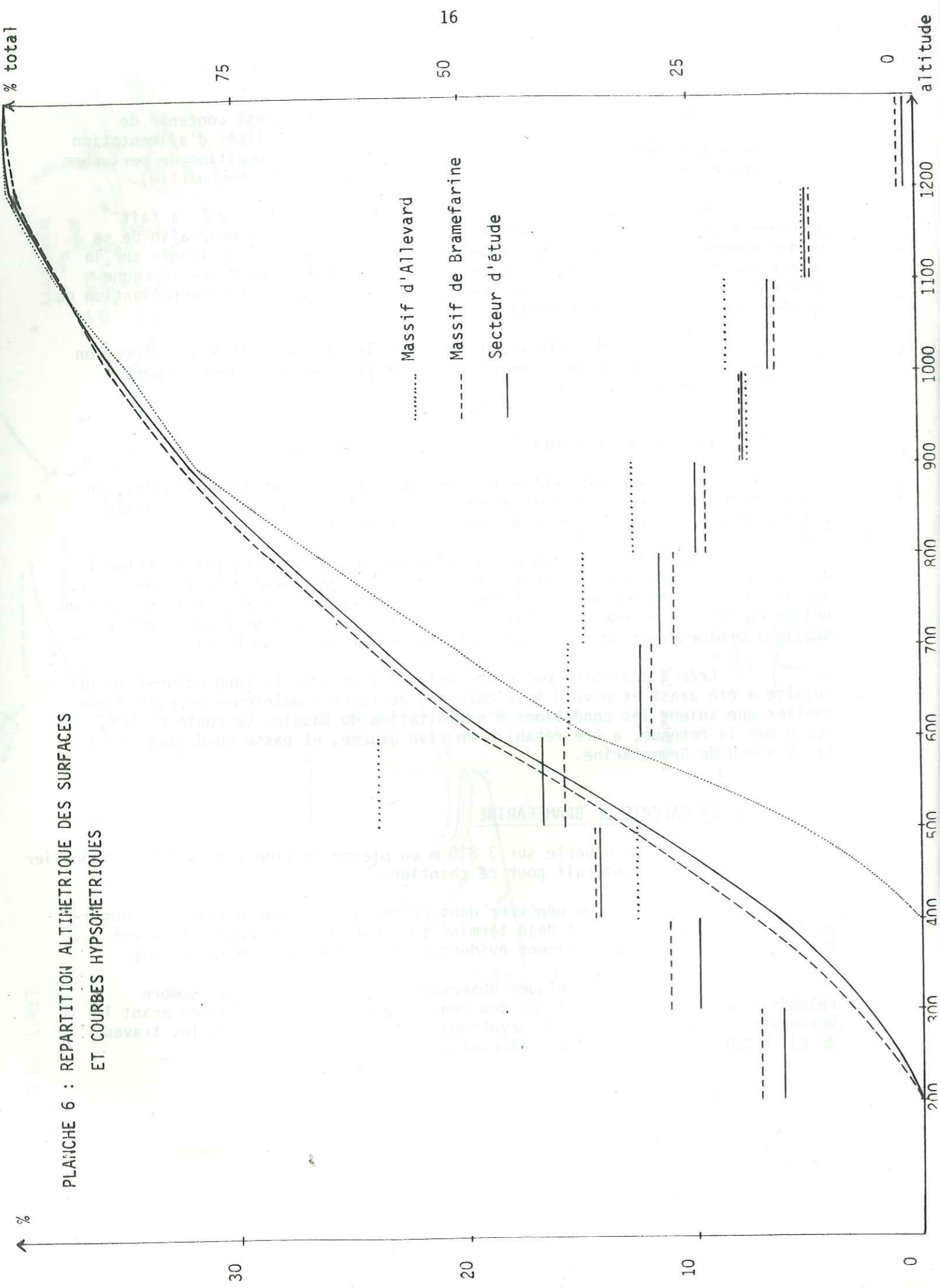


PLANCHE 6 : REPARTITION ALTIMETRIQUE DES SURFACES ET COURBES HYPSONOMETRIQUES

II - LE MASSIF DE BRAMEFARINE

Tranches d'altitude	Surfaces en km ²	Somme des surfaces	%	Somme des %
200- 300	3,11	3,11	7,11	7,11
300- 400	4,96	8,07	11,33	18,44
400- 500	6,31	14,38	14,42	32,85
500- 600	6,85	21,23	15,65	48,50
600- 700	5,19	26,42	11,86	60,36
700- 800	4,79	31,21	10,94	71,30
800- 900	4,12	35,33	9,41	80,72
900-1000	3,32	38,65	7,59	88,30
1000-1100	2,75	41,40	6,28	94,58
1100-1200	2,08	43,48	4,75	99,34
1200-1300	0,29	43,77	0,66	100

Grossièrement orienté N-NW, d'une forme ellipsoïdale, c'est la partie principale de notre secteur : 43,77 km².

Culminant à 1 230 m, le massif de Bramefarine présente une altitude moyenne (735 m) nettement supérieure à l'altitude médiane (615 m), ce qui dénote une prédominance des altitudes relativement basses. Cela est confirmé par le fait que l'altitude la plus fréquente oscille entre 500 et 600 m.

La présence de gorges au nord et au sud du massif est soulignée par la faible fréquence des altitudes les plus basses.

III - L'ENSEMBLE DU SECTEUR D'ETUDE

L'influence de la courbe de fréquence altimétrique du nord du massif d'Alleverd se faisant très peu sentir sur la courbe d'ensemble du secteur d'étude en raison de sa faible superficie par rapport à la superficie totale (12,21 % des 49,87 km²), la morphologie du secteur d'étude est donc directement dépendante de celle du massif de Bramefarine.

Ainsi l'altitude moyenne est-elle identique à celle du massif de Bramefarine (735 m), l'altitude médiane étant quant à elle légèrement supérieure (625 m).

On note cependant une similitude très nette des deux ensembles, similitude marquée par la réelle prédominance de la tranche d'altitude 500-600 m, favorisant ainsi l'homogénéité morphologique du secteur d'étude.

Tranches d'altitude	Surfaces en km ²	Somme des surfaces	%	Somme des %
200- 300	3,11	3,11	6,24	6,24
300- 400	4,96	8,07	9,95	16,12
400- 500	7,06	15,13	14,16	30,34
500- 600	8,30	23,43	16,64	46,98
600- 700	6,14	29,57	12,31	59,29
700- 800	5,70	35,27	11,43	70,72
800- 900	4,89	40,16	9,81	80,53
900-1000	3,79	43,95	7,60	88,13
1000-1100	3,25	47,20	6,52	94,65
1100-1200	2,38	49,58	4,77	99,42
1200-1300	0,29	49,87	0,58	100

En conclusion à cette étude, il nous est possible de dresser le tableau suivant :

	Surfaces	Altitude moyenne	Altitude médiane	Altitude + fréquente
Massif de Bramefarine	43,77 km ²	735 m	615 m	500-600 m
Massif d'Alleverd	6,09 km ²	805 m	685 m	500-600 m
Secteur d'étude	49,87 km ²	735 m	625 m	500-600 m

Je note cependant une similitude
entre les réelles précipitations
et les précipitations moyennes
de la zone.

Tranches	Altitude
0-100	0-100
100-200	100-200
200-300	200-300
300-400	300-400
400-500	400-500
500-600	500-600
600-700	600-700
700-800	700-800
800-900	800-900
900-1000	900-1000

PREMIÈRE PARTIE : ETUDE HYDROLOGIQUE

- CHAPITRE I : APERCU CLIMATIQUE DU GRESIVAUDAN
- CHAPITRE II : LES PRECIPITATIONS
- CHAPITRE III : LES TEMPERATURES
- CHAPITRE IV : CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION
- CHAPITRE V : TENTATIVE DE BILAN SUR LE MASSIF DE
BRAMEFARINE

CHAPITRE I

APERCU CLIMATIQUE DU GRESIVAUDAN

L'étude hydrologique d'une région permet de définir les termes du bilan :

$$P = R + E + I + W$$

P = Précipitations
 R = Ruissellement
 E = Evapotranspiration
 I = Infiltration
 W = Variation des réserves

Il n'est pas question, dans cet ouvrage, de réaliser une étude très précise de ce bilan. En effet, notre secteur d'étude n'étant pas un bassin versant, il nous est impossible d'apprécier exactement les valeurs respectives du ruissellement et de l'infiltration.

Nous avons tout de même effectué une tentative de bilan sur le massif de Bramefarine, nécessitant l'étude des facteurs climatiques.

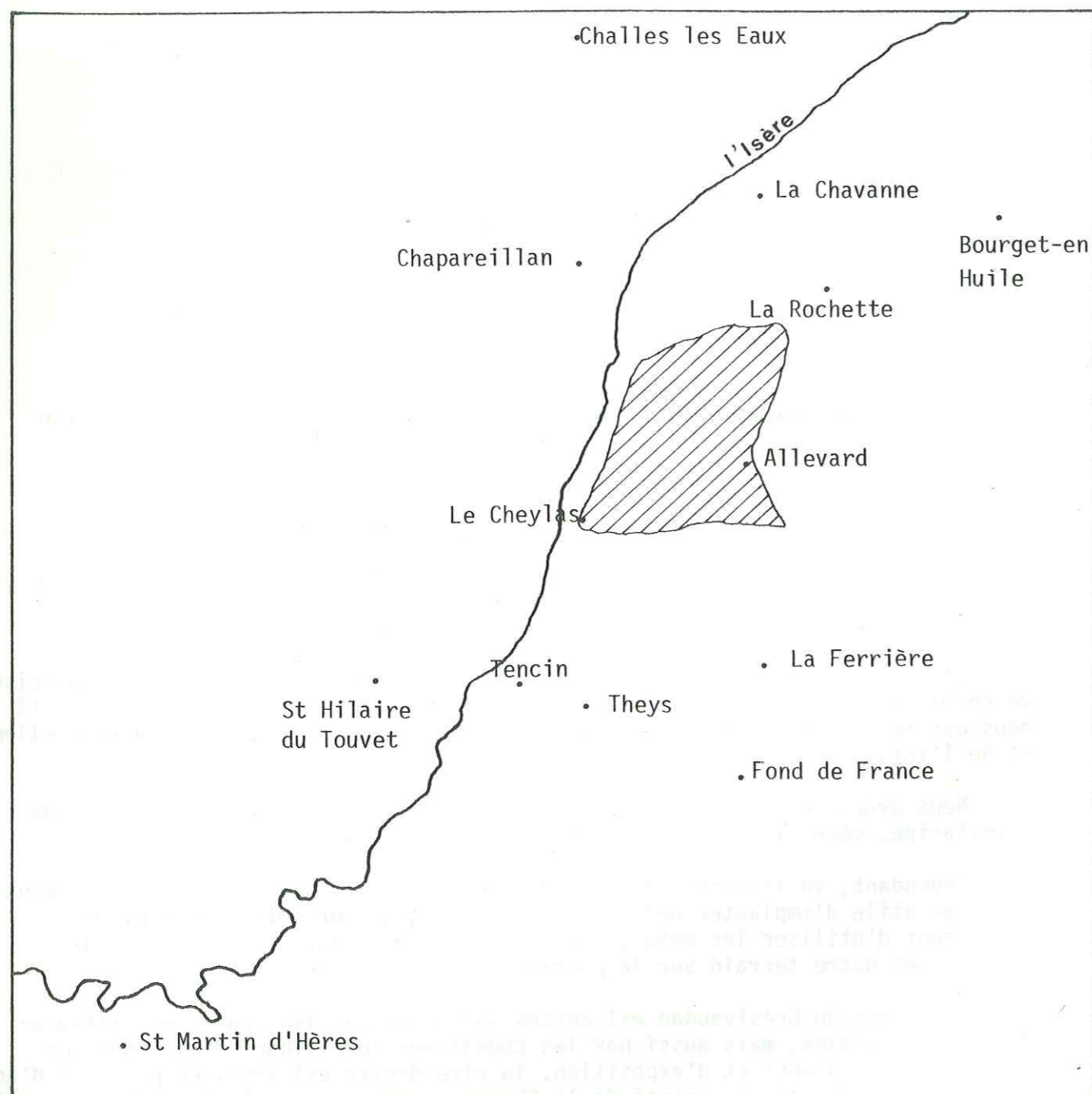
Cependant, vu l'imprécision de l'estimation des termes R + I, nous n'avons pas jugé utile d'implanter des stations climatiques sur notre terrain, nous contentant d'utiliser les mesures des postes climatologiques très nombreux environnant notre terrain sur le pourtour du Grésivaudan.

Le climat du Grésivaudan est certes influencé par les conditions météorologiques générales, mais aussi par les conditions spécifiques d'altitude, de dénivellation, d'abri et d'exposition; la rive droite est ainsi en position d'adret (mais l'ombre portée du massif de la Chartreuse la soustrait tôt au rayonnement solaire), alors que la rive gauche est en position d'ubac.

Le Grésivaudan est soumis aux influences contradictoires de plusieurs climats de types différents : méditerranéen, continental, océanique. Du fait de son orientation méridienne, la vallée est en position d'abri par rapport à la circulation générale. Cependant, les masses humides venues de l'Ouest frappent de plein fouet le massif de Belledonne. Les contrastes sont accentués par l'altitude et l'exposition, et soulignés par les inversions de températures et de vents. Ceux-ci sont canalisés par la vallée. De ce fait dominant le vent du Sud, assez violent, annonciateur de pluie, d'orages en été, et le vent du Nord, la "bise", généralement frais, parfois froid, mais toujours messenger de beau temps, et dont les effets se confondent avec ceux des brises de vallée.

Les vents d'Ouest influent également de manière importante, amenant avec eux une grande partie des précipitations, tandis que quelques vents de traverse soufflent épisodiquement, vents d'Est du pied de Belledonne ou du Nord-Ouest.

L'étude du climat est, nous l'avons vu, primordiale du fait de la nature même des termes du bilan hydrologique.



Stations	P	T°
St Martin d'Hères= 212 m		X
Tencin 236 m	X	
Le Cheylas 244 m	X	
Chapareillan 270 m	X	
Challes les Eaux 290 m	X	X
La Chavanne 318 m	X	
La Rochette 340 m	X	X

Stations	P	T°
Allevard 495 m	X	X
Theys 615 m	X	
La Ferrière 815 m	X	
Le Bourget en Huile 890 m	X	
St Hilaire du Touvet 970 m		X
Fond de France 1022 m	X	X

PLANCHE 7

Cependant, en raison des réserves que nous avons formulées précédemment, nous nous sommes limités à l'étude des caractéristiques climatologiques les plus importantes : pluviométrie, température, évapotranspiration.

La grande différence entre les deux versants du Grésivaudan nous a obligé, pour l'étude de la pluviométrie, à supprimer les stations situées en rive droite sur les contreforts du massif de la Chartreuse (stations de La Terrasse, St Pierre de Chartreuse, St Pierre d'Entremont, St Hilaire du Touvet,.....).

Par contre, pour l'étude des températures, nous avons dû, vu le peu de postes thermométriques, utiliser les mesures de postes situés en Chartreuse (St Hilaire du Touvet) ou très éloignés de notre terrain d'étude (Grenoble-St Martin d'Hères, Challes les Eaux).

Nous avons figuré planche 7, la carte des emplacements des stations climatologiques de la Météorologie Nationale et d'E.D.F., dont nous nous sommes servi, et un tableau indiquant l'altitude des diverses stations et le type de mesures (précipitations, températures) que nous avons utilisé dans chacune d'elles.

L'étude climatologique a été menée comme suit : d'une part nous avons établi une année de référence, qui est la moyenne calculée sur les 20 dernières années (1960-1979), et d'autre part, nous avons étudié deux cycles annuels hydrologiques correspondant à notre période d'étude : juillet 1978 - Juin 1979, et Juillet 1979 - Juin 1980.

Station	Jan.	Fev.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
Tencin	89	99	89	84	83	94	90	95	86	81	110	93	1091
Le Cheylas ⁽¹⁾	99	110	105	74	77	65	75	93	78	84	101	111	1072
Chapareillan	87	97	95	75	75	95	89	94	93	77	120	110	1108
Challes	86	95	94	86	85	94	93	103	100	74	112	99	1122
La Chavanne	89	95	95	77	76	87	89	99	93	71	115	103	1090
La Rochette	80	92	95	87	87	90	97	104	94	78	118	101	1133
Allevard	88	89	100	93	90	102	110	109	92	84	121	98	1176
Theys	87	98	105	95	99	104	102	119	97	90	118	95	1209
La Ferrière	103	112	120	125	111	128	144	140	112	100	141	115	1450
Bourget en H.	111	121	120	113	103	116	122	127	113	88	148	129	1410
Fond de F.	128	134	143	148	136	155	156	167	137	114	169	136	1724

Station	Printemps	Eté	Automne	Hiver	Indice
Tencin	256 (23,5%)	279 (25,6%)	277 (25,4%)	281 (25,8%)	H.E.A.P.
Le Cheylas ⁽¹⁾	256 (23,9%)	233 (21,7%)	263 (24,5%)	320 (29,9%)	H.A.P.E.
Chapareillan	245 (22,1%)	278 (25,1%)	289 (26,2%)	294 (26,5%)	H.A.E.P.
Challes	265 (23,6%)	290 (25,8%)	286 (25,5%)	280 (25,0%)	E.A.H.P.
La Chavanne	248 (22,8%)	275 (25,2%)	279 (25,6%)	287 (26,3%)	H.A.E.P.
La Rochette	269 (23,7%)	291 (25,7%)	290 (25,6%)	282 (24,9%)	E.A.H.P.
Allevard	283 (24,1%)	321 (27,3%)	297 (25,3%)	275 (23,4%)	E.A.P.H.
Theys	299 (24,7%)	325 (26,9%)	305 (25,2%)	280 (23,2%)	E.A.P.H.
La Ferrière	356 (24,6%)	412 (28,4%)	353 (24,3%)	330 (22,8%)	E.P.A.H.
Bourget en H.	336 (23,8%)	365 (25,9%)	349 (24,8%)	361 (25,6%)	E.H.A.P.
Fond de F.	427 (24,8%)	478 (27,8%)	420 (24,4%)	398 (23,1%)	E.P.A.H.

(1) De 1975 à 1979

PLANCHE 8 : PLUVIOMETRIE DE L'ANNEE MOYENNE 1960 - 1979

CHAPITRE II

LES PRECIPITATIONS

L'étude pluviométrique constitue la partie la plus importante de l'hydrologie car elle a pour but de déterminer les quantités d'eau précipitée qui sont ensuite disponibles pour être entraînées vers leurs trois destins différents : infiltration, ruissellement, évapotranspiration.

Il semble facile de réunir les données nécessaires à cette estimation de la pluviométrie. En fait, ces données sont toujours ponctuelles et une généralisation apparaît délicate en raison des conditions locales différentes de mesures.

C'est pourquoi, le réseau pluviométrique étant relativement dense en cette région, nous avons utilisé un nombre important de stations (11), dont deux sont implantées sur notre terrain : le Cheylas (planche 9) et Allevard (planche 10).

I - REPARTITION MENSUELLE ET SAISONNIERE DES PRECIPITATIONS

L'enregistrement des précipitations se fait de façon journalière dans les stations de la Météorologie Nationale ou d'E.D.F. Cependant, pour mieux représenter les variations, il est plus commode de réaliser l'étude à partir des totaux mensuels.

D'autre part, la répartition des précipitations n'étant jamais strictement homogène, il apparaît intéressant de définir un indice saisonnier afin de mieux visualiser ces variations.

Pour cela, nous groupons les mois trois par trois de telle sorte que le premier mois de chaque saison soit marqué par un solstice ou un équinoxe.

	Décembre		Mars		Juin		Septembre
Hiver	Janvier	Printemps	Avril	Eté	Juillet	Automne	Octobre
	Février		Mai		Août		Novembre

I.1. L'ANNEE MOYENNE (1960-1979)

En observant les valeurs utilisées pour le calcul des moyennes, nous avons remarqué une variabilité interannuelle très marquée.

Les moyennes calculées ont été reproduites planche 8.

Le régime mensuel laisse apparaître pour toutes les stations une grande régularité des pluies au cours de l'année. Le mois de Novembre est le plus humide et dépasse le plus souvent Décembre, Juillet ou Août.

Du fait de la grande régularité des précipitations au cours de l'année, les différences saisonnières apparaissent peu marquées, et il est donc délicat d'interpréter ces données. Cependant, une certaine homogénéité se dégage, bien que les stations semblent se partager en deux groupes suivant leur indice climatique :

PLANCHE 9 : LA PLUVIOMETRIE AU CHEYLAS

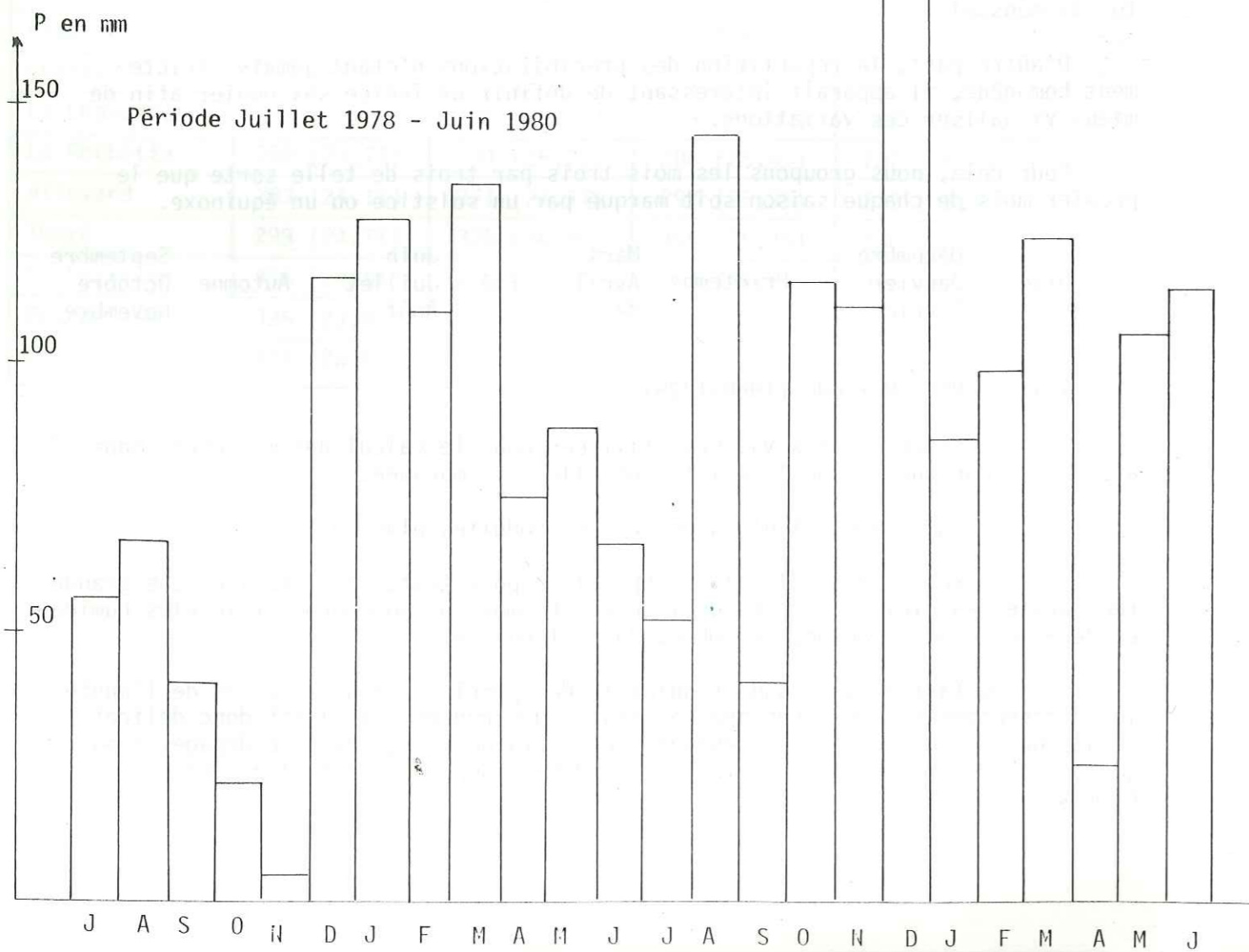
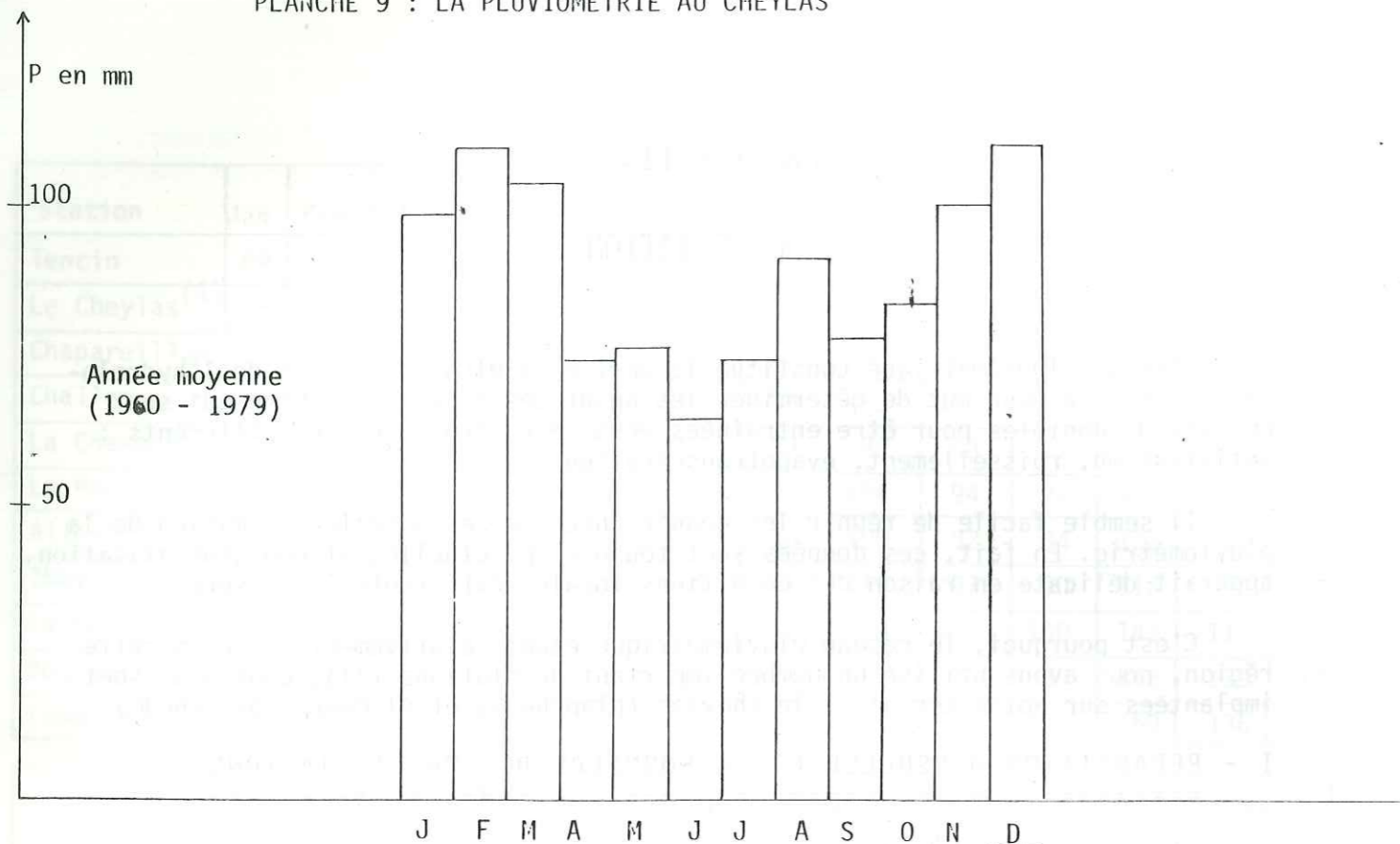
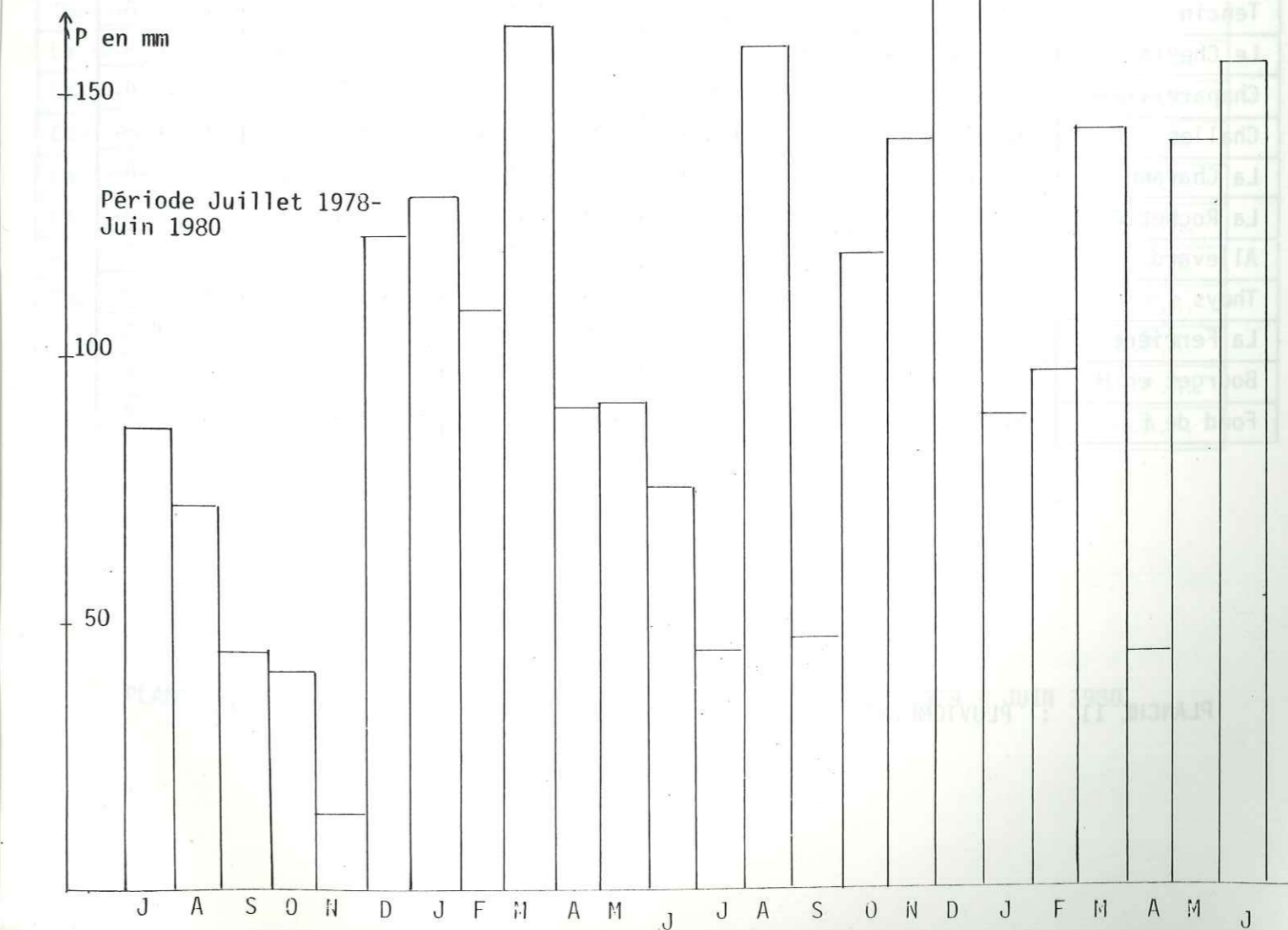
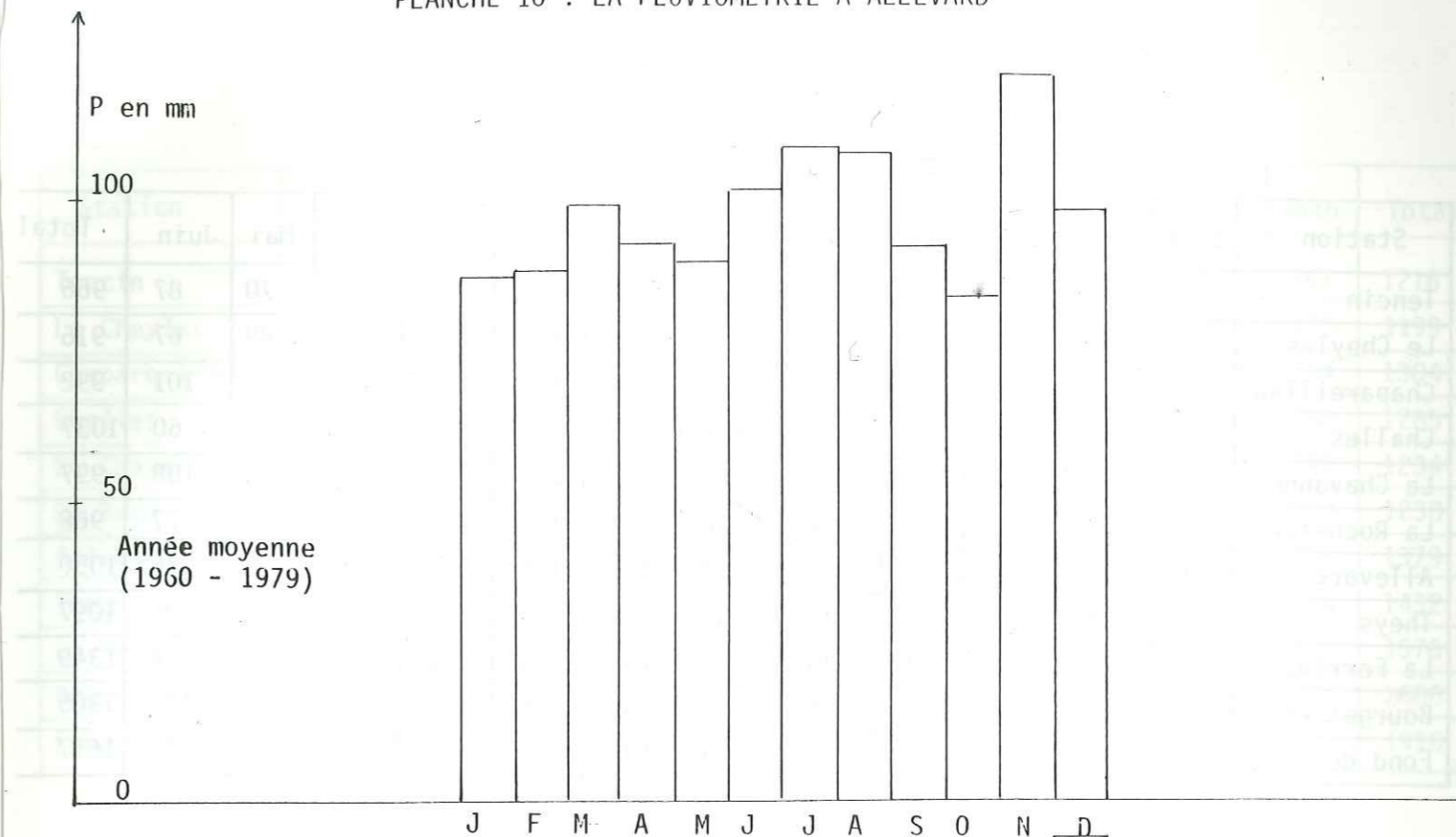


PLANCHE 10 : LA PLUVIOMETRIE A ALLEVARD



Station	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Total
Tencin	72	92	35	24	7	126	134	116	112	91	70	87	966
Le Cheylas	57	68	41	22	5	117	128	111	135	76	89	67	916
Chapareillan	80	83	34	21	5	167	116	131	130	78	56	101	992
Challes	79	112	55	19	11	121	123	130	158	100	69	60	1037
La Chavanne	64	93	50	23	5	127	115	139	135	84	54	108	997
La Rochette	72	80	50	32	7	116	134	119	146	85	50	77	968
Allevard	88	73	46	42	15	124	131	109	163	91	92	76	1050
Theys	82	95	42	26	20	145	136	120	132	114	86	99	1097
La Ferrière	150	112	52	39	30	191	154	133	160	136	78	114	1349
Bourget en H.	76	81	53	31	21	190	155	170	191	124	65	148	1305
Fond de F.	159	137	65	42	46	221	192	159	230	178	111	137	1677

Station	Printemps	Ete	Automne	Hiver	Indice
Tencin	273 (28,3%)	251 (26,0%)	66 (6,8%)	376 (38,9%)	H.P.E.A.
Le Cheylas	300 (32,8%)	192 (21,0%)	68 (7,4%)	356 (38,9%)	H.P.E.A.
Chapareillan	264 (26,6%)	254 (25,6%)	60 (6,0%)	414 (41,7%)	H.P.E.A.
Challes	327 (31,5%)	251 (24,2%)	85 (8,2%)	374 (36,1%)	H.P.E.A.
La Chavanne	273 (27,4%)	265 (26,6%)	78 (7,8%)	381 (38,2%)	H.P.E.A.
La Rochette	281 (29,0%)	229 (23,7%)	89 (9,2%)	369 (38,1%)	H.P.E.A.
Allevard	346 (33,0%)	237 (22,6%)	103 (9,8%)	364 (34,7%)	H.P.E.A.
Theys	332 (30,3%)	276 (25,2%)	88 (8,0%)	401 (36,6%)	H.P.E.A.
La Ferrière	374 (27,7%)	376 (27,9%)	121 (9,0)	478 (35,4%)	H.E.P.A.
Bourget en H.	380 (29,2%)	305 (23,4%)	105 (8,0%)	515 (39,5%)	H.P.E.A.
Fond de F.	519 (30,9%)	433 (25,8%)	153 (9,1%)	572 (34,1%)	H.P.E.A.

PLANCHE 11 : PLUVIOMETRIE DU CYCLE HYDROLOGIQUE JUILLET 1978 - JUIN 1979

Station	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Total
Tencin	52	165	41	102	90	168	90	86	136	21	101	161	1216
Le Cheylas	53	145	41	110	106	185	87	100	125	25	107	115	1199
Chapareillan	42	117	44	98	84	238	135	113	137	26	126	144	1304
Challes	62	128	52	97	98	179	93	89	144	27	156	160	1285
La Chavanne	47	119	47	82	125	175	95	116	120	21	145	142	1234
La Rochette	42	147	49	78	110	192	96	94	116	17	138	159	1238
Allevard	46	160	48	120	142	188	90	98	144	45	142	156	1379
Theys	52	209	49	116	107	179	105	90	151	38	142	194	1432
La Ferrière	59	222	66	109	138	217	111	128	154	36	136	200	1576
Bourget en H.	53	167	64	66	153	275	147	124	164	22	164	207	1606
Fond de F.	61	284	90	155	163	281	139	130	171	59	164	219	1916

Station	Printemps	Eté	Automne	Hiver	Indice
Tencin	261 (21,5%)	378 (31,1%)	233 (19,2%)	344 (28,3%)	E.H.P.A.
Le Cheylas	257 (21,4%)	313 (26,1%)	257 (21,4%)	372 (31,0%)	H.E.P.A.
Chapareillan	289 (22,2%)	303 (23,2%)	226 (17,3%)	486 (37,3%)	H.E.P.A.
Challes	327 (25,4%)	350 (27,2%)	247 (19,2%)	361 (28,1%)	H.E.P.A.
La Chavanne	286 (23,2%)	308 (25,0%)	254 (20,6%)	386 (31,3%)	H.E.P.A.
La Rochette	271 (21,9%)	348 (28,1%)	237 (19,1%)	382 (30,9%)	H.E.P.A.
Allevard	331 (24,0%)	362 (26,3%)	310 (22,5%)	376 (27,3%)	H.E.P.A.
Theys	331 (23,1%)	455 (31,8%)	272 (19,0%)	374 (26,1%)	E.H.P.A.
La Ferrière	326 (20,7%)	481 (30,5%)	313 (19,9%)	456 (28,9%)	E.H.P.A.
Bourget en H.	350 (21,8%)	427 (26,6%)	283 (17,6%)	546 (34,0%)	H.E.P.A.
Fond de F.	394 (20,6%)	564 (29,4%)	408 (21,3%)	550 (28,7%)	E.H.A.P.

PLANCHE 12 : PLUVIOMETRIE DU CYCLE HYDROLOGIQUE JUILLET 1979 - JUIN 1980

Nous avons ainsi défini :

- les nombres mensuels et annuels de jours de pluie : un jour n'est considéré comme pluvieux que si les précipitations qui y sont enregistrées sont supérieures à 0,1 mm.

- le coefficient de fréquence = $\frac{\text{nombre de jours de pluie}}{\text{nombre de jours dans le mois}}$

Nous avons calculé ensuite l'indice saisonnier correspondant.

- le coefficient d'intensité = $\frac{\text{précipitations mensuelles}}{\text{nombre de jours de pluie}}$

et l'indice saisonnier qui s'y rapporte .

II.1. L'ANNEE MOYENNE 1960-1979

	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Total indice
Nb. de jours	12	12	13	14	14	13	11	12	10	9	13	11	144
Coefficient de fréquence	0,39	0,43	0,42	0,47	0,45	0,43	0,35	0,39	0,33	0,29	0,43	0,35	P.E.H.A.
Coefficient d'intensité	7,33	7,42	7,69	6,64	6,43	7,85	10	9,08	9,20	9,33	9,31	8,91	H.A.E.P.

Les jours pluvieux sont relativement bien répartis dans les 12 mois de l'année.

On définit cependant un indice saisonnier : P.E.H.A. différent de l'indice des précipitations : E.A.P.H.

L'intensité des pluies est nettement plus forte durant les mois d'été et d'automne (orages) : E.A.H.P.

On peut donc en déduire que l'été est la saison la plus pluvieuse du fait de la conjonction de deux phénomènes :

- nombre de jours pluvieux important,
- précipitations intenses.

Par contre, il pleut souvent au printemps, mais les précipitations y sont modérées et cela explique que ce soit une des deux saisons les moins pluvieuses à Allevard.

Nous avons voulu comparer le nombre annuel de jours pluvieux à celui obtenu dans quelques autres stations :

Tencin	Allevard	La Ferrière	Fond de France
131	144	148	160

On voit donc qu'il existe un certain gradient de fréquence de précipitations.

II.2. LE CYCLE HYDROLOGIQUE ANNUEL JUILLET 1978-JUIN 1979

	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Total indice
Nb. de jours	13	10	9	5	4	15	15	17	18	17	11	13	147
Coefficient de fréquence	0,42	0,32	0,30	0,16	0,13	0,48	0,48	0,61	0,58	0,57	0,35	0,43	H.P.E.A.
Coefficient d'intensité	6,76	7,30	5,11	8,40	3,75	8,27	8,73	6,41	9,06	5,35	8,36	5,85	H.P.E.A.

Le nombre total de jours humides est comparable à celui obtenu pour l'année moyenne.

L'indice saisonnier obtenu : H.P.E.A. montre par contre que les précipitations ont été beaucoup plus fréquentes en Hiver et au Printemps.

Cela confirme l' "anormalité" du cycle, avec un hiver très pluvieux et un automne proche de la sécheresse.

II.3. LE CYCLE HYDROLOGIQUE ANNUEL JUILLET 1979-JUIN 1980

	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Total indice
Nb. de jours	6	16	7	15	11	17	12	7	16	13	17	20	157
Coefficient de fréquence	0,19	0,52	0,23	0,48	0,37	0,55	0,39	0,25	0,52	0,43	0,55	0,67	P.E.H.A.
Coefficient d'intensité	7,66	10	6,86	8	12,91	11,06	7,50	14	9	3,46	8,35	7,80	H.A.E.P.

Les précipitations ont été beaucoup plus fréquentes pendant ce cycle.

L'indice de fréquence est conforme à celui de l'année moyenne : P.E.H.A. alors que l'indice d'intensité montre que les précipitations ont été très intenses, principalement en hiver : H.A.E.P., ce qui a directement influencé l'indice saisonnier des précipitations (H.E.P.A.).

L'automne a été relativement sec, bien que les précipitations aient été relativement intenses.

III - ETABLISSEMENT DE GRADIENTS PLUVIOMETRIQUES

Il est possible de déterminer des gradients pluviométriques grâce au calcul des régressions linéaires Pluviométrie - Altitude.

La validité de ces gradients est contestée par un certain nombre d'auteurs qui estiment que la pluviométrie est plus dépendante des conditions locales d'exposition que de l'altitude.

Nous pensons quant à nous qu'il est possible de calculer des gradients annuels de pluviométrie, en prenant toutefois bien soin de choisir des stations dans une région soumise aux mêmes influences.

C'est le cas de la bordure occidentale du massif de Belledonne, G.PAPPINI ayant montré (1976) que les courbes isohyètes suivent sensiblement les courbes topographiques, prouvant ainsi la véracité de l'existence d'un gradient pluviométrique.

Par contre, nous nous sommes refusé à établir des gradients mensuels. En effet, nous estimons que si, à l'échelle de l'année, de petites variations dans des sens opposés peuvent s'effacer devant les grandes variations de même sens, cela n'est plus le cas à l'échelle du mois (par exemple, un orage peut éclater en un point et pas en un autre, et être la seule précipitation importante de ce mois).

Nous avons, à partir des résultats décrits précédemment, établi les relations linéaires pluviométriques annuelles suivantes :

Année moyenne 1960-1979	$P = 0,48 h + 975$
Cycle annuel Juil.78-Juin 79	$P = 0,50 h + 820$
Cycle annuel Juil.79-Juin 80	$P = 0,62 h + 1075$

Signalons que nous avons tracé les droites de corrélation (planche 13) en négligeant les stations de la partie amont de la vallée du Bréda, c'est-à-dire les stations de La Ferrière et de Fond de France.

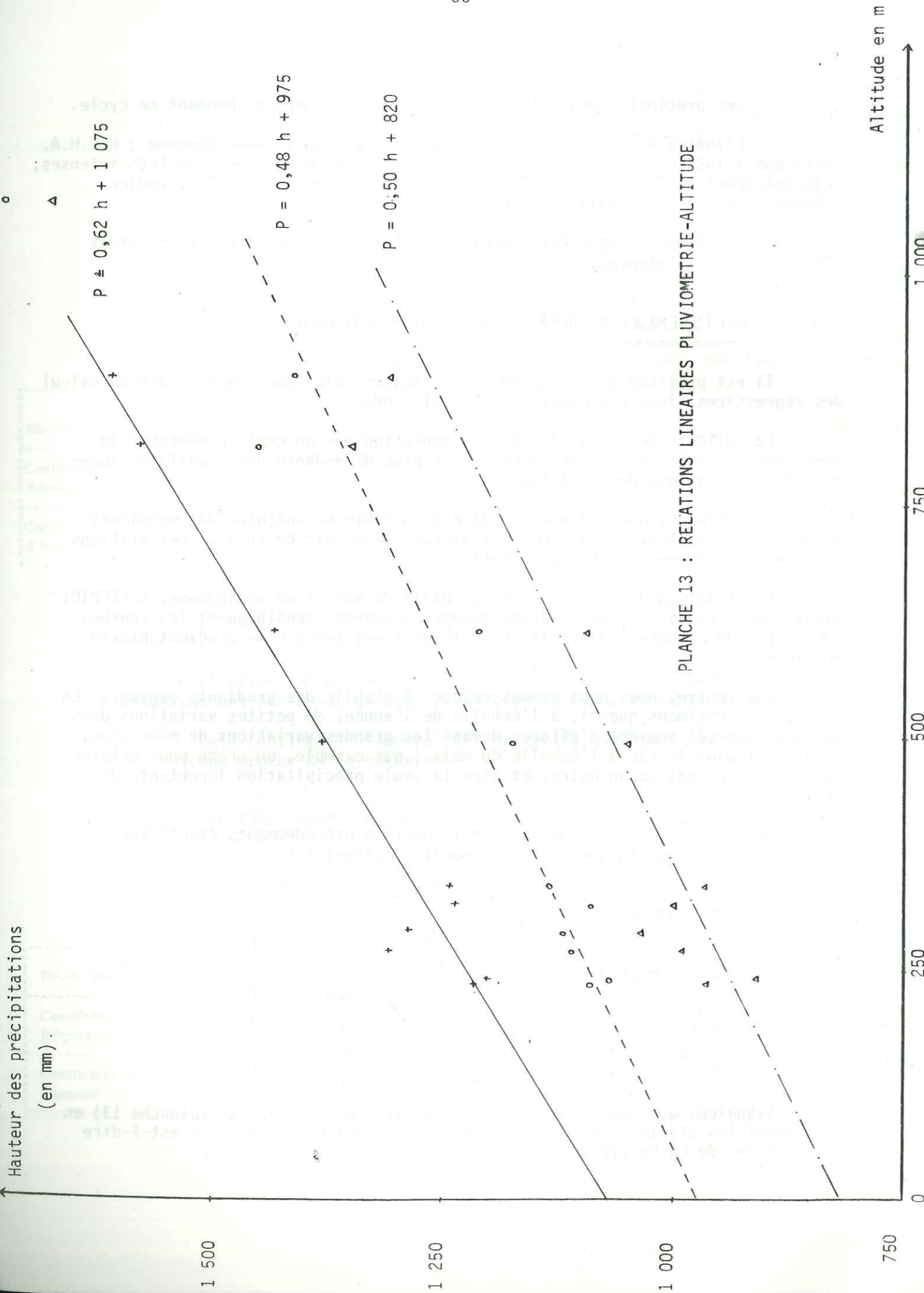


PLANCHE 13 : RELATIONS LINEAIRES PLUVIOMETRIE-ALTITUDE

La pluviométrie est en effet nettement plus élevée pour ces deux stations dont les points se situent au dessus des courbes établies.

IV - CALCUL DE LA LAME D'EAU PRECIPITEE

Ce calcul peut se faire de plusieurs manières, qui aboutissent toutes à un résultat plus ou moins approché du résultat réel :

- calcul par la moyenne arithmétique des précipitations,
- calcul par l'utilisation des courbes isohyètes,
- calcul par la méthode de Thiessen,
- calcul par la méthode Clin-ex.

Pour notre part, considérant que les courbes isohyètes sont pratiquement parallèles aux courbes topographiques, nous avons utilisé la méthode du gradient.

Cette méthode consiste à remplacer à l'intérieur de chaque relation linéaire l'inconnue h par les différentes altitudes médianes calculées lors de l'étude morphologique.

Nous avons ainsi obtenu les résultats suivants :

	Année moyenne 1960-1979	Cycle annuel Juil.78-Juin 79	Cycle annuel Juil.79-Juin 80
Massif de Bramefarine	1270 mm	1128 mm	1456 mm
Massif d' Allevard	1304 mm	1163 mm	1500 mm
Secteur d' étude	1275 mm	1133 mm	1463 mm

V - CONCLUSIONS

Les précipitations sur notre terrain d'étude peuvent être caractérisées par une grande régularité des pluies au cours de l'année moyenne, mais aussi par une grande variabilité au cours des cycles annuels étudiés.

Le même phénomène est observable pour ce qui est de la répartition saisonnière.

Les totaux de précipitations sont relativement modérés et les trois gradients pluviométriques établis laissent apparaître une augmentation moyenne de la pluviométrie avec l'altitude.

On enregistre ainsi une grosse différence avec le climat cartusien de la rive droite de l'Isère. La comparaison avec celui-ci peut se faire sur le cycle Juillet 1978 - Juin 1979. Nous avons en effet calculé pour cette période une relation linéaire égale à $P = 0,50 h + 820$, alors que J.P. BOZONAT (1980) a défini pour la même période, mais en Chartreuse septentrionale, $P = 0,756 h + 853$. La pluviométrie est ainsi nettement plus faible qu'en Chartreuse.

Le même phénomène est observable par rapport aux régions situées plus à l'Est de notre secteur, plus près du massif de Belledonne. Nous avons en effet remarqué que les stations de La Ferrière et le Fond de France présentaient des totaux pluviométriques anormalement élevés par rapport aux gradients.

L'explication est à rechercher dans la topographie de cette région. Le massif de la Chartreuse, qui reçoit des précipitations très importantes, s'élève vers 1800 - 2000 m, et oblige les formations nuageuses à prendre de l'altitude.

Une fois cette barrière rocheuse franchie, les nuages plongent dans la vallée d'une manière oblique, et non suivant le profil topographique. Le point d'impact avec le massif de Belledonne se situe à l'altitude approximative de 800-900 m, au-delà des collines bordières. Entre ce point d'impact et le massif de la Chartreuse, la pluviométrie est nettement déficitaire.

C'est dans cette zone, dite " dans l'ombre pluviométrique de la Chartreuse " que notre étude a été réalisée.

CHAPITRE III

LES TEMPERATURES

Après la pluviométrie, la température atmosphérique est un des facteurs les plus importants qui détermine l'hydrologie d'une région.

Comme pour la pluviométrie, nous avons étudié une année moyenne (1960-1979) et deux cycles annuels.

Seule la station d'Alleverd (planche 14) se trouve sur notre secteur d'étude.

I - VARIATIONS MENSUELLES DE LA TEMPERATURE

La mesure de la température s'effectue deux fois par jour, définissant une valeur maximale et une valeur minimale.

Nous avons raisonné pour notre part sur la température quotidienne moyenne, qui correspond à :

$$T = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2}$$

L'étude qui suit est donc basée sur la moyenne mensuelle des températures moyennes quotidiennes. Cette étude sera succincte et peu détaillée. Nous estimons en effet que, au contraire des précipitations, la mesure d'une température moyenne est malaisée, et que sa représentativité n'est pas établie de manière absolue du fait de l'importance des facteurs locaux.

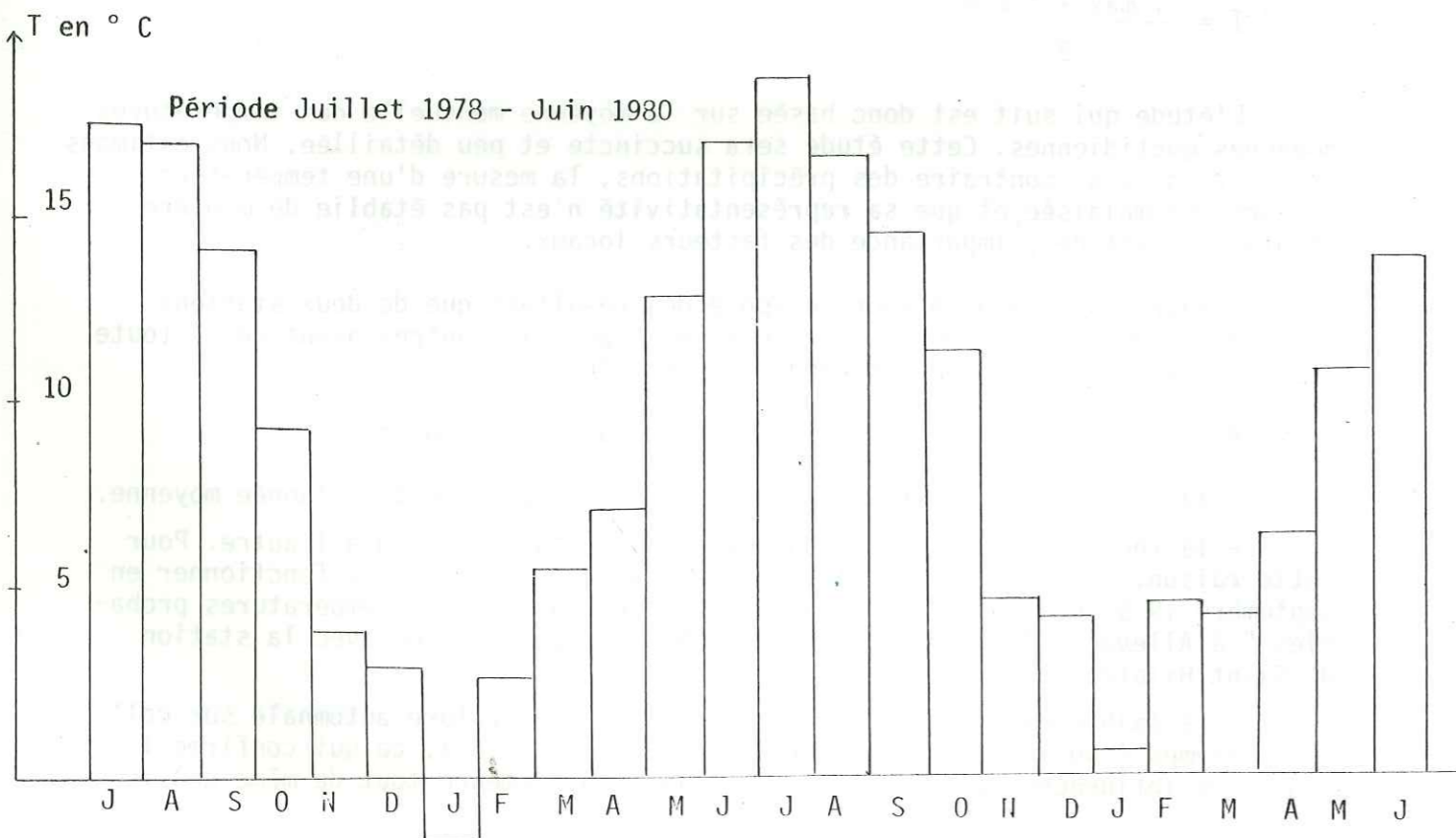
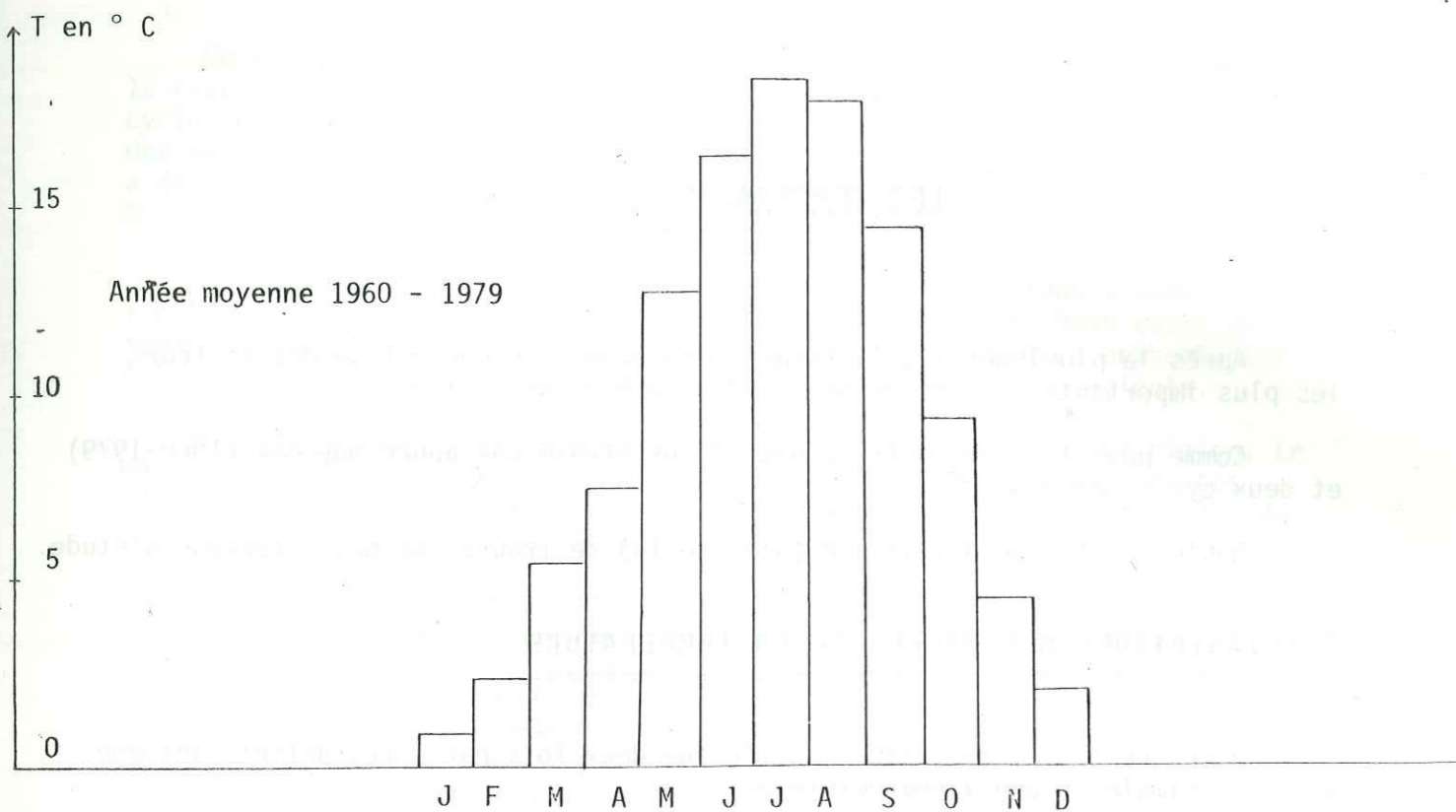
D'autre part, nous n'avons disposé des résultats que de deux stations uniquement pour la période de référence de 20 ans, les autres ayant cessé toute activité avant 1979 ou l'ayant débutée après 1960.

Au vu des résultats, (planche 15) on déduit cependant :

- la faible variabilité des cycles annuels par rapport à l'année moyenne.
- la régularité des variations mensuelles d'une station à l'autre. Pour cette raison, le poste thermométrique d'Alleverd ayant cessé de fonctionner en Septembre 1979, nous nous sommes autorisés à calculer les " températures probables " à Alleverd d'Octobre 1979 à Juin 1980 par corrélation avec la station de Saint Hilaire du Touvet.

- la faible mais réelle supériorité de la température automnale sur celle du printemps (un indice saisonnier donnerait : E.A.P.H.), ce qui confirme l'existence des influences océaniques sur un climat qui demeure tout de même continental.

PLANCHE 14 : LES TEMPERATURES A ALLEVARD



TEMPERATURES MOYENNES - ANNEE MOYENNE 1960-1979

Station	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov	Déc.	Moyenne
Grenoble	2,2	4,5	7,3	10,8	14,7	18,1	20,2	19,6	16,7	12,1	6,4	2,3	11,2
St Martin d'H.	2,2	4,5	7,3	10,8	14,7	18,1	20,2	19,6	16,7	12,1	6,4	2,3	11,2
Challes-les-Eaux	0,6	3,1	5,7	9,5	13,6	17,2	19,3	19,0	15,8	10,8	5,3	1,3	10,1
La Rochette(1)	-0,5	2,3	5,4	10,3	14,1	17,5	19,5	18,7	15,7	11,0	4,8	-0,1	9,9
Allevard (2)	1,0	2,5	5,6	7,8	12,9	16,5	18,5	17,9	14,5	9,4	4,6	2,1	9,4
St Hilaire du Touvet (3)	0,5	0,9	3,1	5,8	10,9	14,0	16,7	16,2	13,1	8,5	3,6	1,0	7,9
Fond de France (4)	-2,4	-1,0	1,2	5,0	9,0	11,8	14,1	13,9	11,3	7,1	1,8	-2,5	5,8

(1) De 1960 à 1971 - (2) De 1973 à 1979 - (3) De 1979 à 1979 (4) De 1960 à 1975

TEMPERATURES MOYENNES - CYCLE ANNUEL JUILLET 1978 - JUIN 1979

Station	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Moyenne
St Martin d'H.	19,9	19,1	16,2	11,0	5,0	5,0	0,7	5,5	8,4	9,5	15,1	19,3	11,2
Challes-les-Eaux	18,8	18,1	15,1	9,6	3,8	3,9	-1,5	4,3	7,1	8,0	13,7	18,3	9,9
Allevard	17,7	17,1	14,3	9,5	4,0	3,0	-1,6	2,8	5,7	7,3	13,0	17,1	9,2
St Hilaire du Touvet	15,9	15,2	13,0	8,3	3,6	2,9	-1,9	1,1	4,4	4,5	11,9	15,0	7,8

TEMPERATURES MOYENNES - CYCLE ANNUEL JUILLET 1979 - JUIN 1980

Station	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin
St Martin d'Hères	20,5	19,0	16,9	13,6	5,6	4,4	2,0	6,1	6,8	9,1	13,2	16,8
Challes-les-Eaux	19,7	17,8	15,7	12,1	4,3	3,1	1,0	4,8	5,7	8,1	12,2	15,5
Allevard	18,8	16,7	14,7	11,5	4,9	4,4	0,8	4,8	4,4	5,6	11,0	14,0
St Hilaire du Touvet	17,1	14,9	12,8	10,0	3,2	2,6	-1,1	3,1	2,6	4,9	9,4	12,6

II - ETABLISSEMENT DE GRADIENTS ALTIMETRIQUES DES TEMPERATURES

Les régressions linéaires température - altitude nous ont permis d'établir les gradients annuels des températures selon les relations suivantes :

Année moyenne 1960-1979	$T = 11 - 0,0032 h$
Cycle annuel Juil.78/Juin 79	$T = 10,75 - 0,0030 h$
Cycle annuel Juil.79/Juin 80	$T = 11 - 0,0036 h$

Notons que le gradient de 1979-1980 est un peu plus élevé que les autres, bien que tous soient plus faibles que la moyenne établie par E.BENEVENT (1926) pour les Alpes françaises ($\geq 0,5$ °/100m).

Signalons que les droites obtenues ne tiennent pas compte des valeurs de Grenoble-St Martin d'Hères, cette station paraissant bénéficier de conditions plus clémentes.

III - CALCUL DES TEMPERATURES MOYENNES

Nous avons reporté dans les relations définies ci-dessus les altitudes de fréquence 1/2 déterminées par l'étude morphologique à la place de l'inconnue h.

Nous avons ainsi obtenu les températures moyennes suivantes :

	Année moyenne 1960-1979	Cycle annuel Juil.78/Juin 79	Cycle annuel Juil.79/juin 80
Massif de Bramefarine	9,0 °c	8,9 °c	8,8 °c
Massif d'Alleverd	8,8 °c	8,7 °c	8,5 °c
Secteur d'étude	9,0 °c	8,9 °c	8,7 °c

IV - CONCLUSIONS

Le régime thermique est difficile à appréhender dans notre secteur d'étude, du fait de la rareté des postes thermométriques.

On peut toutefois observer une certaine rudesse du climat. D'autre part, les températures ne subissent pas de grandes variations annuelles, les valeurs observées lors des deux cycles annuels étant proches des valeurs bi-décennales.

La baisse des températures suit l'élévation de l'altitude, sauf dans les cas d'inversion de températures.

Ce phénomène, qui renforce les contrastes propres au climat du Grésivaudan (contrastes que nous évoquons dans l'introduction de cette étude), est caractérisé par une inversion du gradient thermique. Les stations élevées ont des températures plus élevées que les stations basses lorsque l'air froid stagne dans les creux et qu'il y a peu de possibilité de brassage.

Cet effet d'inversion est particulièrement sensible en hiver, lorsque l'air froid s'accumule dans le fond de vallée, noyé dans la brume, alors qu'au dessus de la zone d'inversion le ciel est éclatant. La mer de nuages emplit alors le sillon de ses flots moutonnants (J. BILLET, 1975). Les contrastes thermiques sont alors maxima. Malgré ce phénomène, qui n'est tout de même pas permanent, un gradient thermique existe bel et bien, quoique inférieur à sa valeur moyenne dans les Alpes.

Les températures étant liées à l'exposition et à l'ensoleillement, nous avons réalisé une étude de l'insolation sur la station d'Alleverd qui, de 1973 à 1979, a possédé un héliographe CAMPBELL.

Les moyennes obtenues, en heures d'ensoleillement, sont les suivantes :

Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
81	83	121	148	186	225	252	220	166	121	89	79	1692

Remarquons que la durée d'insolation annuelle est très faible, ce qui peut s'expliquer d'une double manière :

- le caractère encaissé de cette station qui, au flanc du massif de Belledonne, ne reçoit le rayonnement solaire que tard le matin, et en est soustraite rapidement l'après-midi, du fait de la présence à son occident du massif de Bramefarine et surtout du massif de la Chartreuse.

- la présence fréquente du couvert nuageux.

CHAPITRE IV

CALCUL DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION

L'évapotranspiration est la donnée hydrologique la plus difficile à cerner. Elle représente la lame d'eau rejetée dans l'atmosphère par évaporation au niveau du sol et par transpiration des tissus aériens végétaux.

Par conséquent, cette partie de la lame d'eau précipitée ne se retrouve pas au niveau des écoulements souterrains ou superficiels.

L'évapotranspiration est ainsi une des composantes du déficit d'écoulement ou quantité de précipitations qui échappe à l'écoulement pour quelque raison que ce soit. Une autre composante en étant les variations des réserves, le déficit d'écoulement dépend donc d'une situation antérieure. Il est possible d'assimiler évapotranspiration et déficit d'écoulement, celui-ci tendant vers celui-là, à condition de considérer le déficit d'écoulement moyen sur plusieurs années.

La valeur de l'évapotranspiration est, nous l'avons dit, difficile à déterminer; elle peut toutefois l'être à partir de mesures sur cases lysimétriques, bacs Colorado ou évaporomètres Piche.

Cependant, ces mesures sont malaisées et, le plus souvent, on calcule ce paramètre selon une formule théorique.

De très nombreux auteurs se sont penchés sur ce délicat problème, et proposent ainsi d'innombrables formules selon qu'ils l'abordent sous le biais de l'évapotranspiration (Thornthwaite, Penman, Bouchet, Turc, Primault,...) ou sous l'angle du déficit d'écoulement (Serra, Turc 1951, Coutagne 1954, Thornthwaite,...).

Pour notre part, suite aux travaux de E. SIWERTZ (1973) et de J.C. FOURNEAUX et J. SARROT-REYNAULD (1977), nous avons considéré que la formule de L. TURC (1951) sur le déficit d'écoulement était la plus satisfaisante dans le cadre des Alpes françaises du nord, et donnait les valeurs les plus proches des résultats obtenus expérimentalement.

Nous nous sommes donc limités à l'emploi de cette formule qui, ne faisant intervenir que la pluviométrie et la température, donne un ordre de grandeur correct pour l'évapotranspiration réelle sous les climats affectant les Alpes du Nord en général, la chaîne de Belledonne et la vallée de l'Isère en particulier.

Cette formule de Turc s'énonce ainsi :

$$D = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

D = déficit d'écoulement en mm
 P = pluviométrie annuelle en mm
 $P > 500$ mm
 T = température annuelle en °C
 $L = 300 + 25 T + 0,05 T^3$

D'autre part, des études de l'évapotranspiration selon la formule de Turc ont été réalisées par J.P. VACHER (1971) et J.C. FOURNEAUX (1975) sur un grand nombre de stations.

Ces auteurs ont ainsi défini deux droites de régression altitude-évapotranspiration qui ont pour équations :

$$\begin{aligned} \text{JP. VACHER} &: E = - 0,12 h + 575 \pm 22 \text{ mm} \\ \text{JC. FOURNEAUX} &: E = - 0,24 h + 585 \pm 20 \text{ mm} \end{aligned}$$

Ces formules qui ne peuvent être qu'une approximation de l'évapotranspiration moyenne sur plusieurs années (J.C. FOURNEAUX et J. SARROT-REYNAULD, 1977), ont le mérite de ramener la valeur de l'évapotranspiration à une fonction linéaire de l'altitude.

Nous avons tenté de vérifier le bien-fondé de cette linéarisation. Pour cela, nous avons nous même établi des fonctions linéaires évapotranspiration-altitude en calculant les équations des droites de régression moyenne entre les côtes 0 et 1000 m à partir des relations linéaires de précipitations et de températures pour les différentes périodes d'étude.

Les relations suivantes ont été obtenues :

Année moyenne 1960-1979	$E = - 0,053 h + 544$
Cycle annuel Juillet 78/Juin 79	$E = - 0,025 h + 510$
Cycle annuel Juillet 79/Juin 80	$E = - 0,072 h + 558$

Nous avons ensuite remplacé dans chaque équation l'inconnue h par les altitudes médianes déterminées lors de l'étude morphologique.

Les valeurs ainsi obtenues ont été comparées aux valeurs du déficit d'écoulement calculé directement par la formule de Turc à partir des valeurs de précipitations et de températures précédemment obtenues, et aux valeurs calculées selon les formules de J.P. VACHER (1971) et de J.C. FOURNEAUX (1975).

L'ensemble des résultats a été reporté dans le tableau page suivante.

En ce qui concerne les résultats obtenus, on remarque que la linéarisation de la courbe de régression déficit d'écoulement-altitude entraîne une (faible) sous-estimation de la lame d'eau évapotranspirée par rapport à la valeur calculée selon la formule de Turc (1951).

Les valeurs sont, dans leur ensemble, homogènes autour de 500 m, si ce n'est celles données par la formule de J.C. FOURNEAUX (1975). Cette formule semble en effet (au vu des seuls résultats exposés ici) surestimer l'influence de l'altitude sur la diminution de l'évapotranspiration (le gradient y est très fort).

	Année moyenne 1960 1979				Cycle annuel Juil.78/Juin79		Cycle annuel Juil.79/Juin80	
	calcul direct	formule établie	formule Vacher	formule Fourneaux	calcul direct	formule établie	calcul direct	formule établie
Massif de Bramefarine	518	511	501	437	506	495	522	514
Massif d'Allevard	513	508	493	421	501	493	514	509
Secteur d'étude	518	511	500	435	506	494	519	513

Signalons que nous avons négligé volontairement dans tous les calculs, l'étendue d'eau libre créée par la bassin du Flumet et au niveau duquel une évaporation doit se produire.

CHAPITRE V

TENTATIVE DE BILAN SUR LE MASSIF DE BRAMEFARINE

L'expression du bilan est formulée de la manière suivante :

$$P = R + I + E$$

Nous pouvons grouper les termes du ruissellement et de l'infiltration sous le terme Q, quantité d'eau restituée par le massif ou écoulement.

$$P = Q + E$$

En raisonnant sur une année, nous disposons pour le massif de Bramefarine des chiffres suivants :

$$\begin{aligned} P &= 1270 \text{ mm} \\ E &= 500 \text{ mm} \end{aligned}$$

Nous obtenons ainsi une valeur théorique de la lame d'eau écoulee égale à

$$Q \text{ théorique} = 770 \text{ mm}$$

Cela représente un débit spécifique de l'ordre de 25 l/s/km², chiffre tout à fait plausible compte tenu des résultats de M. MICHEL (1971) et G.PAPPINI (1976) obtenus sur des bassins versants plus élevés en altitude : 28 l/s/km² et 29 l/s/km².

Nous n'avons pas pu mesurer de façon précise l'écoulement sur le massif de Bramefarine. En effet, celui-ci, sur toute sa superficie et en particulier sur son flanc occidental, est dépourvu de ruissellement hiérarchisé et de tout écoulement superficiel permanent (planche 16).

D'autre part, de par sa nature, n'étant pas un bassin-versant, les écoulements ne se dirigent pas tous vers un même point bas, et il est donc quasi impossible de mesurer le débit total sortant du massif.

Nous avons toutefois estimé cet écoulement, après jaugeage régulier pendant plus d'un an de toutes les sources et cours d'eau du massif.

Nous avons ainsi obtenu les modules moyens suivants :

$$\begin{aligned} Q \text{ sources} &= 120 \text{ à } 150 \text{ l/s} \\ Q \text{ ruissellement} &= 230 \text{ à } 250 \text{ l/s} \\ Q \text{ total} &= 350 \text{ à } 400 \text{ l/s} \end{aligned}$$

En prenant la valeur de 400 l/s, nous obtenons une lame d'eau écoulee réellement :

$$Q \text{ réel} = 290 \text{ mm}$$

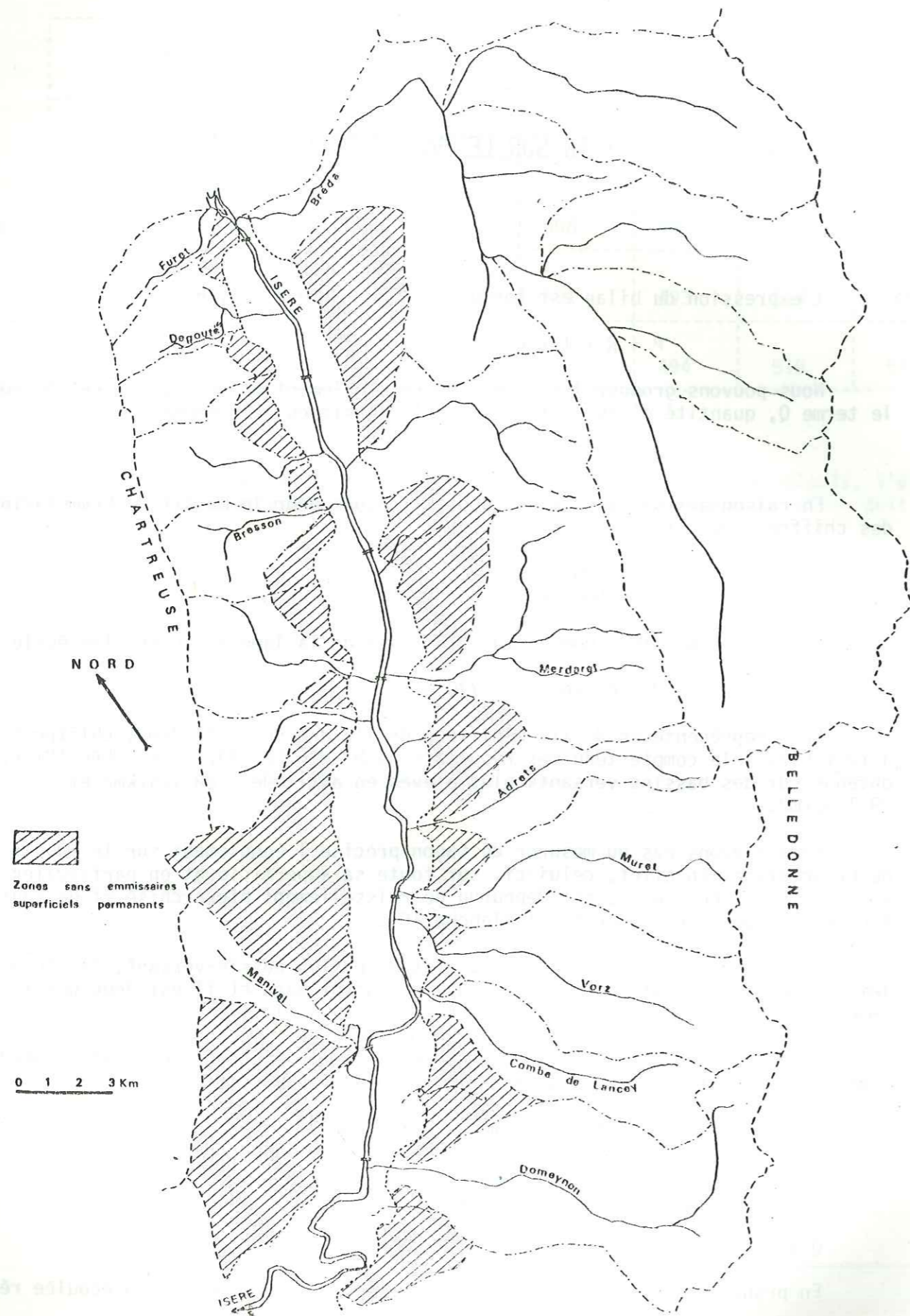


PLANCHE 16 : CARTE DES BASSINS VERSANTS DU GRESIVAUDAN
(in J.C. FOURNEAUX, 1968)

Cette valeur ne confirme pas l'égalité de l'équation du bilan et démontre un déficit de la lame d'eau écoulée de 480 mm.

On pourrait être tenté d'expliquer ce déficit par l'imprécision de nos mesures : 10 % pour la pluviométrie, 20 % pour l'évapotranspiration, 25 % pour l'écoulement.

Cependant, malgré cette imprécision, une telle différence ne peut être envisagée, la valeur du déficit étant bien supérieure à l'erreur absolue commise sur les termes de l'équation :

$$\begin{aligned} P &= 1270 \pm 127 \text{ mm} \\ Q &= 290 \pm 73 \text{ mm} \\ E &= 500 \pm 100 \text{ mm} \end{aligned}$$

L'erreur absolue étant de 300 mm.

Devant cet état de fait, nous avons dû faire appel à la notion de "panneau non drainé" définie par J.C. FOURNEAUX (1968 et 1975).

Selon cet auteur, la plus grande partie du flanc occidental des collines bordières du Grésivaudan n'est pas drainée par un réseau hydrographique permanent ou n'est pas drainée du tout (planche 16).

Malgré l'imperméabilité du substratum marno-calcaire, l'eau s'infiltré selon deux processus différents :

- . dans des zones intensément fracturées qui lui permettent de rejoindre la profondeur (cf. chapitre Etude hydrogéologique) ;
- . pour sa majeure partie, dans un sol assez épais constitué de dépôts d'origine glaciaire ou de substratum altéré (cf. Etude stratigraphique), qui lui assure un écoulement le long des versants sous l'action d'une très forte pente.

Cette eau peut être ensuite restituée par l'intermédiaire des sources (nous en avons tenu compte dans le calcul de la lame d'eau écoulée), mais peut aussi rejoindre directement la nappe de la plaine de l'Isère sans passer par une circulation superficielle.

La particularité du massif de Bramefarine est de compter, sur ses marges occidentale et orientale, deux vallées, la vallée de l'Isère et la vallée d'Alleverd formée par les cours actuel et fossile du Bréda (planche 23).

Le phénomène décrit ci-dessus est ainsi observable sur ses deux versants, et il est possible de déterminer la proportion d'eau qui alimente directement la nappe de l'Isère principalement, la nappe du Bréda accessoirement.

La lame d'eau ainsi apportée par le panneau non drainé du massif de Bramefarine représente environ 35 % de la lame d'eau précipitée sur celui-ci, 60 % de la lame d'eau écoulée, et correspond à un débit spécifique de 16 l/s/km².

Ce déficit d'écoulement explique en grande partie l'état de sécheresse vécu fréquemment par les communes implantées sur le massif de Branefarine, et en particulier les communes de Moretel de Mailles, de Saint Maximin et du Moutaret.

DEUXIÈME PARTIE : ETUDE GEOLOGIQUE

- CHAPITRE I : GENERALITES
- CHAPITRE II : ETUDE STRATIGRAPHIQUE
- CHAPITRE III : STRUCTURE GEOLOGIQUE
- CHAPITRE IV : ETUDE DE LA FISSURATION

CHAPITRE I

GENERALITES

I - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

=====

Notre secteur d'étude est situé sur la bordure occidentale du massif de Belledonne, massif cristallin externe de la chaîne alpine (planche 1).

Cette bordure occidentale est caractérisée par la dualité de sa composition : le socle de Belledonne d'une part, la couverture sédimentaire post-carbonifère d'autre part.

Le socle du massif de Belledonne a fait l'objet de très nombreuses études depuis les premiers temps de la géologie, les plus complètes étant celles de P et Cl. BORDET (1952, 1953, 1957, 1963). Depuis les travaux de ces auteurs, on admet que ce massif présente un aspect binaire dû à l'existence des deux ensembles géologiques distincts que sont le rameau externe et le rameau interne, séparés par le synclinal médian. On y trouve principalement une série satinée et une série verte, mais aussi d'autres éléments (série brune,...).

La série sédimentaire, continue du Houiller au Dogger, est en contact anormal par un accident majeur avec les terrains cristallophylliens précédemment cités. Cette série, de plus en plus récente vers l'Ouest, montre successivement les schistes noirs argileux ou gréseux à niveau d'anhracite du Houiller qui affleurent épisodiquement, les grès et argilites du Permien, les cargneules et gypses du Trias, et enfin les schistes et marno-calcaires du Jurassique inférieur et moyen.

Au niveau de l'Aalénien, un alignement de dépressions existe de Saint Martin d'Uriage à Allevard, individualisant sur son versant Ouest toute une série de collines bordières formées de Dogger, et appelées autrefois à tort " collines liasiques " .

Toute cette série est bordée sur son flanc occidental par la vallée du Grésivaudan, partie moyenne du sillon subalpin, qui sépare les terrains décrits ci-dessus du massif subalpin de la Chartreuse constitué des termes supérieurs (Malm, Crétacé et Tertiaire) de la série stratigraphique dauphinoise. (planche 17)

II - APERCU GEOLOGIQUE DU SECTEUR D'ETUDE

=====

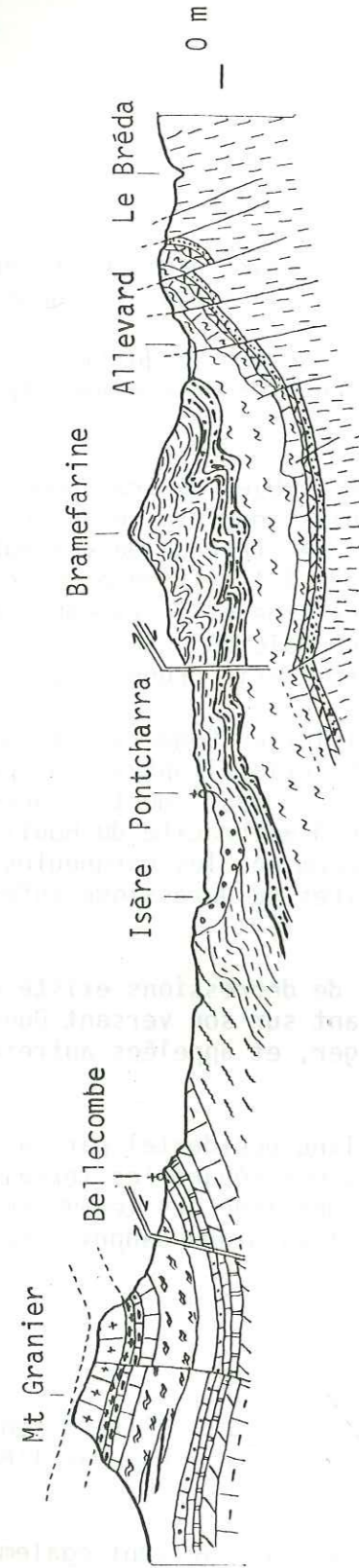
Le massif de Bramefarine et le Nord du massif d'Allevard sont individualisés de part et d'autre de la dépression d'Allevard créée par l'érosion des schistes aaléniens.

Ces deux massifs, distincts par la géographie, le sont également par leur géologie (planche 20).

A l'Ouest, uniquement composé des marno-calcaires du Dogger, indépendant

W-NW

E-SE



54



PLANCHE 17 : COUPE GEOLOGIQUE REGIONALE

55

du reste du secteur d'étude, le massif de Bramefarine est caractéristique des collines bordières.

A l'Est, le Bois de Charvin est constitué du socle cristallin et de sa couverture sédimentaire non décollée (Permien, Trias, Lias).

Sur notre terrain, le socle n'est représenté que par la Série Satinée, ensemble de roches claires formé de micaschistes à plans de schistosité satinés.

Nous avons divisé l'étude géologique en trois parties :

- une étude stratigraphique des termes visibles dans le secteur,
- une étude structurale d'ensemble à partir des éléments de tectonique souple et cassante, expliquant les rapports entre ces divers termes,
- une étude détaillée de la fissuration.

CHAPITRE II

ETUDE STRATIGRAPHIQUE

La stratigraphie du secteur a fait l'objet de plusieurs études récentes (J.C. BARFETY et al., 1972, J.B. DUCROS, 1974); elle est donc relativement bien connue.

Cependant, du fait du recouvrement quaternaire, certains termes de la série restaient obscurs ou n'avaient plus fait l'objet d'observations depuis le siècle dernier.

Pour cela, la connaissance stratigraphique de la région a gagné à être précisée par des observations réalisées en galerie.

Nous avons mené notre étude en distinguant le socle, la série sédimentaire susjacente, et la couverture quaternaire.

I - LE SOCLE

=====

I.1. La Série Satinée

Le socle est représenté dans la région d'Alleverd par les micaschistes de la Série Satinée du rameau externe de Belledonne. Les affleurements se répartissent à l'Est de notre terrain, dans la vallée du Bréda, sur la route entre Alleverd et Pinsot, et au dessus du lac du Bugnon.

I.1.1. Pétrographie de la Série Satinée

Ces micaschistes, essentiellement à séricite ou muscovite, ne sont pas uniformes, et on regroupe sous ce terme trois faciès principaux :

- micaschistes sériciteux
- micaschistes quartzeux
- micaschistes à albite ocellaire

et deux faciès moins répandus :

- leptynites
- micaschistes à graphite.

Cependant, malgré son hétérogénéité dans le détail, la Série Satinée forme à grande échelle un ensemble très homogène à termes indissociables (Y. SIMEON, 1979).

Les principaux minéraux que l'on peut y observer sont :

- le quartz,
- les micas : séricite, muscovite, biotite;
- les amphiboles : hornblende verte, actinote
- l'albite
- la chlorite.

Pour ce qui est des minéraux accessoires, nous avons principalement observé, dans la galerie, des cristallisations de tourmaline associée à du quartz.

I.1.2. Origine de la Série Satinée et âge des déformations

L'origine et l'âge de la Série Satinée constituent un point de discorde entre les différents auteurs.

Pour un certain nombre d'entre eux, dont D.DONDEY (1960) et P.LE FORT et al. (1969) entre autres, les séries de Belledonne constituent un ensemble monocyclique hercynien. Il s'agirait ainsi de dépôts sédimentaires de type eugéosynclinal, d'âge antéwestphalien, probablement dévono-dinantien, transformés par métamorphisme général.

Pour F. CARME (1970) au contraire, il s'agirait d'un ensemble polycyclique hercynien reprenant un ensemble déjà polyphasé de miscaschistes et gneiss mésozonaux issus d'une série de grauweekes flyschoides d'âge brioverien. Cette série sédimentaire détritique aurait donc subi un cycle orogénique anté hercynien, probablement cadomien, avant d'être affectée par les orogénèses hercynienne et alpine. Y. SIMEON (1979) a montré que l'intensité des déformations et les conditions pression-température, lors de ce dernier cycle tectonique, ont été suffisantes sinon pour former des plis, du moins pour en réactiver d'anciens. Ainsi, un certain nombre de déformations attribuées jusqu'alors aux cycles anciens pourraient être la conséquence des contraintes alpines.

I.2. LES FILONS DE SIDEROSE

Les minéralisations carbonatées et sulfurées du rameau externe de Belledonne forment un ensemble de gîtes hydrothermaux dus aux efforts tectoniques hercyniens et alpins.

Les secteurs minéralisés coïncident très souvent avec des zones intensément fracturées et peuvent être considérées comme engendrés par une mise sous contraintes du massif. Témoins d'un état de faiblesse de ce massif, nous ne pouvons négliger leurs enseignements compte-tenu de l'étude fissurale qui a été réalisée par la suite.

Ces gîtes minéralisés décrivent un réseau filonien encaissé dans les micaschistes, et se présentent comme des filons verticaux ou fortement pentés vers le S.E. dont l'épaisseur à l'affleurement oscille entre 2 à 10 m.

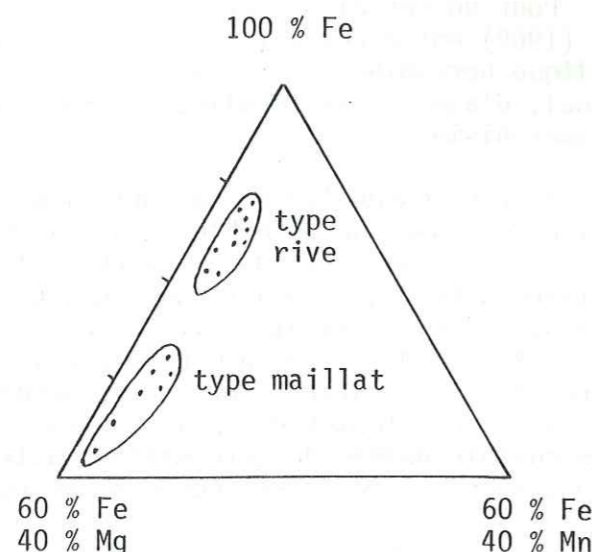
La sidérose ou fer spathique (FeCO_3) constitue le remplissage principal de ces filons (70 à 90 %), en association avec d'autres carbonates (calcite, dolomite, ankérite) et avec des sulfures (galène, chalcopryrite, blende, pyrite, cuivres gris). Le tout est emballé dans une gangue de quartz.

Cette sidérose fut exploitée dès le XII^e siècle et jusqu'en 1929 autour d'Alleverd.

En 1844, E. GUEYMARD distinguait plusieurs types de minerais suivant la couleur, la texture et la cristallisation de la sidérose :

- type " rive " ; cristallisation un peu confuse, en petites lamelles.
- type " maillat " ; grands cristaux rhomboédriques.

En 1974, J.B. DUCROS superposait, sur les divisions ainsi établies, des compositions chimiques différentes, le type "rive" s'avérant à la fois plus ferrifère, plus manganésifère et moins riche en magnésium que le type "maillat".



J.B. DUCROS introduisait aussi des distinctions d'ordre structural : les filons " rive " de direction moyenne N 80° ne traversent que les micaschistes alors que les filons " maillat " orientés N 140 atteignent le Permien mais butent toujours sur le contact Permien-Trias.

On aboutit ainsi à une dualité génétique des sidéroses du Massif d'Alleverd :

- une première venue de carbonates, la plus ancienne, anté-houillère, se serait mise en place dans des failles N 80 et aurait donné naissance à la sidérose " rive ". La direction marquée serait voisine de la direction de compression maximale et les fractures considérées correspondraient à des fractures nées en distension.

- une seconde venue, fini-permienne, s'installe dans les fissures de tension N 140° ouvertes à partir du Permien. Ces filons, qui renferment la sidérose " maillat " paraissent liés à des accidents transverses N 50° qui recoupent et décrochent les accidents méridiens préexistants.

II - LA SERIE SEDIMENTAIRE

=====
Deux ensembles peuvent être distingués :

- le Paléozoïque dont les dépôts postérieurs à l'orogénèse hercynienne ont cependant été quelque peu affectés par des mouvements tardifs.

- le Mésozoïque parfois légèrement discordant sur les termes précédents et dont les sédiments sont caractéristiques de la période géosynclinale du cycle alpin.

II.1. LE PALEOZOIQUE

Il est représenté dans la région d'Alleverd (DUCROS J.B., 1974) par des formations détritiques appartenant :

- au Houiller (Westphalien et Stephanien inférieur)
- au Stéphanien supérieur
- à l' Autuno-Permien.

Le Stephanien supérieur et l'Autuno-Permien sont désignés sous le terme de " grès d'Alleverd " (P.GIDON, 1950).

Le contact entre le socle et la série sédimentaire est visible en rive gauche de la vallée du Bréda, en amont de l'Etablissement Thermal d'Alleverd, ainsi qu'au PM 1050 de la galerie EDF Arc-Isère.

Ce contact, qui apparait comme tectonique, est marqué par une : fracture N 50 E - 70 NW en galerie, et par une fracture N 50 E - 55 SE en surface.

II.1.1. Le Houiller

Il n'apparait pas sur notre secteur d'étude, bien qu'affleurant de façon relativement complète sur l'autre rive du Bréda, au Mont Mayen, où il est représenté par des grès, des schistes noirs, et des passées conglomératiques ou pélitiques.

Pourtant, coincés dans la fracture limitant le socle des grès d'Alleverd, 50 cm de pélite schisto-gréseuse gris-noir rappellent les faciès du Houiller.

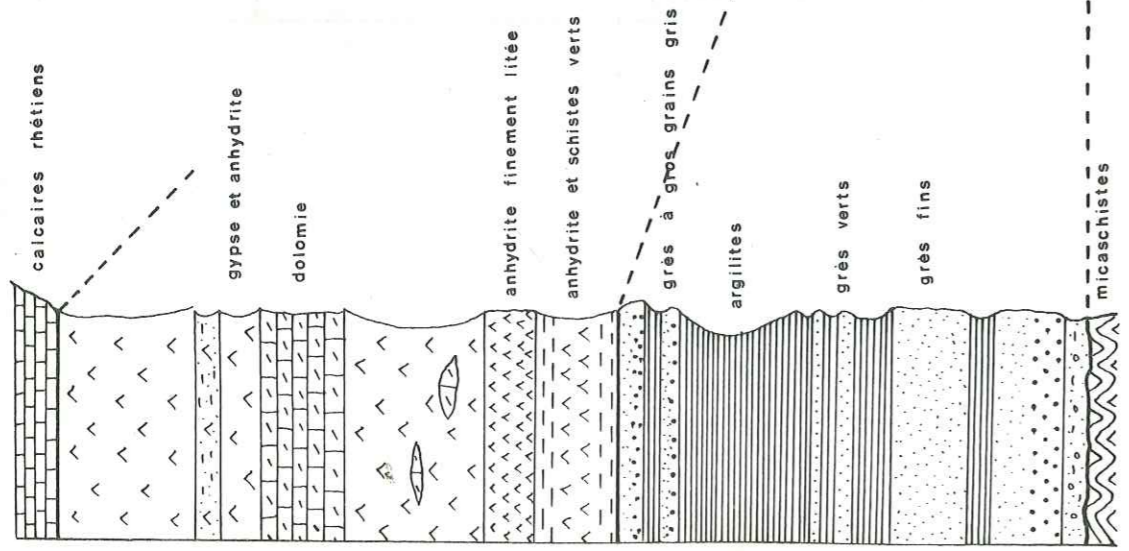
Celui-ci aurait donc existé ici aussi, mais aurait disparu ultérieurement soit par érosion entre l'époque des mouvements tardi-hercyniens et celle du dépôt des couches permienues, soit plus certainement par laminage suivant un plan de glissement.

PLANCHE 18 : COUPE GEOLOGIQUE DE LA GALERIE EDF SOUS BELLEDONNE

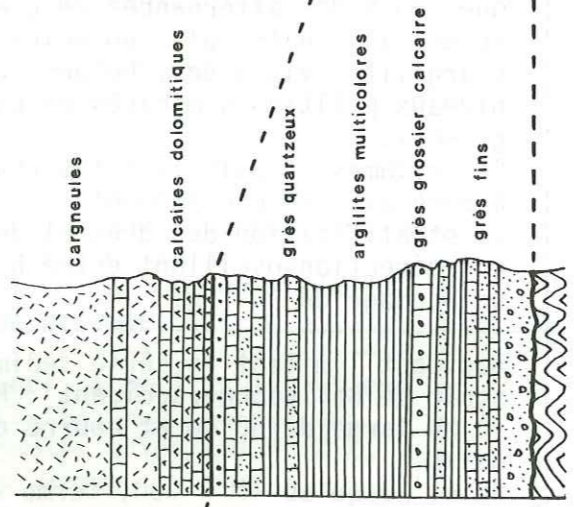
P.M.	Description sommaire des faciès	Système
0-270	Calcaire marneux noir très schisteux, très diaclasé, Stratification : direction N 20-30 E pendage 20-40 NW Schistosité : direction N 30-40 E pendage 40 SE	Lias marneux (Toarcien Domérien)
270-560	Passage à un calcaire marneux, moins marneux et moins schisteux que le précédent, plus cohérent bien que très diaclasé. Stratification : direction N 30-50 E pendage N 20-40 E Schistosité : direction N 20-40 E Pendage 20-40 E	Lias calcaire (Carixien Sinémurien Hettangien)
560-580	Fausse brèche ou tuf spilitique à aspect gréseux, formée de morceaux anguleux de spilite vert cimentés dans un ciment de spilite gris clair marbré de calcite et de dolomie.	
580-620	Spilite massif, gris vert, à petites inclusions noires et bulles de calcite, recoupé par des fentes blanches calciteuses orientées N 70 E, 45 SE, à maille semi-métrique.	
620-670	Calcaires gris-noir, massifs avec zones de brèches monogéniques, passant à une brèche bien cimentée à éléments ronds et anguleux de dolomie et de calcaire, le tout affecté de craquelures injectées de gypse et de calcite.	Rhétien
670-790	Contact entre les calcaires noirs et de l'anhydrite zonée selon des lits de 10 à 20 cm de direction N 20 E et pentés 50°W. C'est une zone bouleversée avec injection de blocs dolomitiques à l'intérieur de l'anhydrite formant un mini-anticlinal de direction N 40 et déversé vers le NW.	

	Plus loin l'anhydrite est plissotée avec des alternances de schistes verts et présente de belles figures synsédimentaires ou tectoniques : troncatures, boudinages, microplis, micro-décrochements, microfailles,.....	Trias
790-810	Dolomies gris clair, très compactes, veinées en abondance de gypse.	Trias
810-860	Anhydrite fortement plissée avec un olistolithe de dolomie au PM 820, et un petit niveau de dolomie en miches de 20 cm d'épaisseur au PM 830. Ensuite, l'anhydrite est plus calme, plus compacte, finement litée, de direction N 15 E avec un pendage de 40°W.	Trias
860-1050	La sédimentation devient détritique rythmique. On a des alternances de grès verts ou roses, à grenats, plus ou moins grossiers, et d'argilites violacées, beiges ou vertes, niveaux pélitiques micacés et parfois finement gréseux. Ces rythmes s'épaississent vers la base, c'est à dire avec le cheminement. La stratification des grès et des argilites a une direction oscillant entre N 10 et N 35 E, un pendage de 30° NW.	Autuno-Permien
1050	Accident limitant la série sédimentaire du socle de Belledonne, accident : N 50 E, 70 NW, large de 50 cm et bourré de schistes noirs. Puis, jusqu'au PM 4 000, terme de notre étude s'étendent les micaschistes de la Série Satinée décrits dans cette même galerie par D.GASQUET (1979) et Y. SIMEON (1979).	

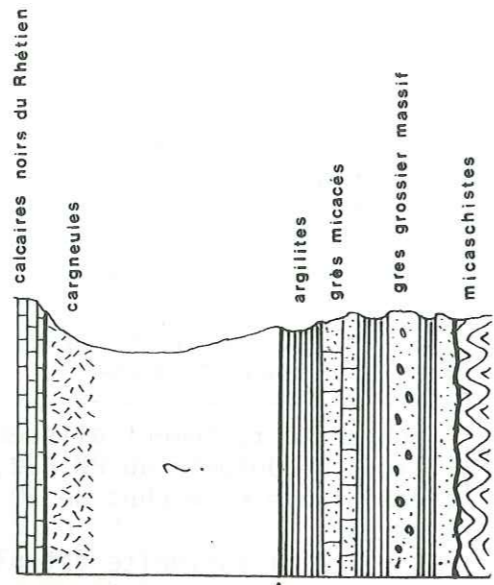
**COUPES LITHOLOGIQUES
du PERMO-TRIAS**



GALERIE E.D.F.



MONTOUVRARD



BREDA rive gauche



II.1.2. Les " grès d'Allevard "

Décrit pour la première fois dans la région d'Allevard (C.LORY, 1860), le faciès type y a emprunté son nom de " grès d'Allevard " (P.LORY, 1893). Le terme désigne des formations continentales détritiques, parfois grossières, anciens sables plus ou moins fins, essentiellement représentés par des conglomérats et des brèches recristallisées, des grès, des pélites diverses, dont la teinte fréquemment rouge violacée résulte vraisemblablement des altérations climatiques de type péri-désertique de cette époque (J.C.FOURNEAUX et M.GIDON, 1975).

D'origine volcano-détritique, on y retrouve les traces d'un volcanisme ignimbritique caractérisé par des fragments de rhyolites, de rhyodacites et de minéraux pyroclastiques (A.C. TOBI, 1958).

Dans notre secteur, ces dépôts, toujours discordants sur le socle, sont uniquement autuno-permiens. Ils affleurent à Montouvrard et dans la vallée du Bréda, avec une puissance de l'ordre de 40 à 50 m. Ils débutent (planche 19) au-dessus des micaschistes par des niveaux grossiers et conglomératiques à galets de schistes et de quartz, et se poursuivent par des alternances de niveaux pélitiques versicolores.

La coupe dans la galerie EDF (planche 18), en montrant une centaine de mètres de sédiments, a permis de préciser les termes de la série permienne par rapport aux observations de surface (planche 19).

II.2. LE MESOZOIQUE

II.2.1. Le Trias

Il est caractérisé à la fois par des formations sédimentaires et par un épisode volcanique spilitique.

II.2.1.a- Les formations sédimentaires

Le Trias affleure très peu sur notre terrain, où nous n'avons observé en fait que quelques pointements constitués de cargneules au dessus de Montouvrard.

Une coupe existait autrefois dans les gorges du Bréda, en amont de l'Etablissement Thermal, au lieu dit Le Bout du Monde. Malheureusement, ces affleurements sont aujourd'hui entièrement recouverts d'éboulis et ne sont plus observables.

La succession que nous présentons ci-dessous est due à CH. LORY (1867) qui distinguait, de bas en haut au dessus du Permien :

- du gypse enclavé dans des schistes argileux bariolés,
- des calcaires dolomitiques presque entièrement à l'état de cargneules,
- des calcaires noirs compacts ou sublamellaires datés du Rhétien (Avicula contorta).

Cette coupe générale (planche 19) a pu être détaillée et complétée dans la galerie E.D.F. par l'observation d'environ 150 m de calcaire, dolomie et anhydrite remarquablement bien conservées (planche 18 et 19). Il est ainsi surprenant de constater que ces roches, toujours très lessivées et transformées en gypses et cargneules en surface ne sont pratiquement pas altérées en profondeur.

D'un point de vue génétique, la présence des formations lagunaires que sont la dolomie et le sulfate de calcium (gypse ou anhydrite) sous-entend que ces sédiments résultent d'une concentration en sels due à une forte évaporation d'eau de mer ou de saumures.

Cependant, de même que dans tous les travaux effectués dans les Alpes franco-suissees à ce jour, aucune trace de halite n'a pu être décelée, ni sous la forme de petits lits, ni sous la forme des lentilles connues dans les Alpes germaniques (R. KUHN, 1968). Nous reviendrons sur ce point lors de la partie consacrée à l'étude de la source thermominérale d'Allevard.

II.2.1. b- Les épanchements spiliteux

Inconnus en surface dans la région même d'Allevard (mais parfaitement connus en d'autres points du massif de Belledonne) 40m. de spilites et de tufs spiliteux ont été identifiés dans la galerie EDF et décrits dès 1958 par L. MORET et R. MICHEL.

Se présentant sous l'aspect d'une roche verte, compacte, à petites inclusions noires, le spilite de la galerie d'Allevard est parcouru par des fentes blanches calciteuses à maille semi-métrique (planche 18).

Puissant épanchement à semelle tuffeuse (éléments détritique unis dans un ciment dolomitique), le spilite constitue un jalon stratigraphique entre les calcaires dolomitiques triasiques et les calcaires rhétiens.

Certains auteurs ont voulu voir une liaison génétique entre ce volcanisme spiliteux d'une part, les filons sidéritiques et sulfurés et les gypses et dolomies triasiques d'autre part. Le voisinage des spilites et des filons amènerait à supposer une origine magmatique commune de type hydrothermal. Mais dans une telle hypothèse, avec une différenciation amenant d'abord les spilites nécessairement fini-triasiques, pourquoi les filons de sidérite maillat ne franchissent-ils jamais le contact Permien-Trias ? En l'absence d'une réponse à cette question, cette hypothèse n'est donc pas satisfaisante.

II.2.2. Le Lias

Il représente le premier terme franchement marin de la sédimentation mésozoïque. Il forme une bande continue le long du massif de Belledonne et affleure très largement sur notre terrain, au " Bout du Monde " et sur la route de Montouvrard.

Suivant J.C. BARFETY et al. (1972) on peut distinguer trois ensembles :

II.2.2. a- Le Lias calcaire

C'est un ensemble carbonaté correspondant aux étages Rhétien, Hettangien, Sinémurien et Carixien. Une bonne succession en est donnée par la coupe du " Bout du Monde " dans les gorges d'Allevard :

- le Rhétien : décrit par C. LORY (1867), et actuellement masqué par des éboulis. C'est un calcaire noir, compact ou sublamellaire, en couches minces très nettes, avec un banc lumachellique à Bivalves rappelant *Avicula contorta*.

- l'Hettangien ; il débute par une brèche peu épaisse à éléments dolomitiques, calcaires et quartzueux dans un ciment de calcaire bleu, autrefois attribuée à l'Infralias, et se poursuit par une vingtaine de mètres de calcaires argileux en petits bancs à débit noduleux et cassure bleutée séparés par de minces lits de schistes noirs.

- le Sinémurien : il comprend 200 à 250 m de calcaires marneux compacts et durs à pâte fine alternant avec des passées plus schisteuses noires. *Arietites bucklandi* (dans les gorges du Bréda), *Arietites* et *Arnioceras* (sur le chemin du Bugnon, au dessus de Montouvrard) y ont été recueillies.

- le Carixien : il est formé de 25 à 30 m de bancs plus épais de calcaires compacts à grains fins séparés par de minces débits schisteux. On y a trouvé *Uptonia* (près de la source thermale d'Allevard) et *Lytoceras* (au Replat, sur la route de Montouvrard).

II.2.2. b - Le Lias marno-calcaire

Deux ensembles litho-stratigraphiques s'en dégagent :

- Le Domérien : c'est un ensemble marno-calcaire tendre à débit très feuilleté de 200m d'épaisseur. On distingue une partie inférieure à dominante marneuse, avec quelques petits bancs calcaires à la base, et une partie supérieure plus marneuse avec de rares bancs de calcaires marneux tendres de 0,20 m d'épaisseur qui ont livré une faune de *Pleuroceras spinatum* (au Colombet, sur la route de Montouvrard).

- Le Toarcien : il montre une alternance de bancs calcaires durs de 30 cm environ et de passées argileuses peu épaisses. Cette formation assez résistante donne le premier ressaut sur les pentes de Montouvrard au dessus du bassin d'Allevard.

II.2.2.c - Le Lias schisteux

Il correspond à l'Aalénien, formation constituée de schistes argilo-siliceux brunâtres contenant des intercalations de lits centimétriques, siliceux et ferrugineux, se débitant en nodules parfois fossilifères (*Posidonomyes*).

Il a donné naissance à la dépression d'Allevard et affleure donc relativement peu : à Saint-Pierre d'Allevard, et à Glapigneux, dans la partie orientale du massif de Bramefarine.

II.2.3. Le Dogger

Le Jurassique moyen n'est représenté sur notre terrain que par le Bajocien, ensemble assez dur qui façonne les collines bordières dominant le Grésivaudan et en particulier le massif de Bramefarine.

Le Bajocien affleure donc très largement sur notre secteur; c'est une formation épaisse (200 à 300 m) et monotone de calcaires marno-sableux noirs à patine grise et nervures rouilles, montrant une alternance de bancs carbonatés et de lits argileux. La roche se débite en dalles plus ou moins gauffrées ou en crayons lorsque la schistosité est plus accusée. Une des caractéristiques essentielles de la formation est sa richesse en fins éléments détritiques, quartz anguleux surtout.

III - LA COUVERTURE QUATERNAIRE

=====

Le recouvrement quaternaire est très important sur notre terrain d'étude, et représente certainement plus de la moitié de la surface affleurante.

Il constitue un handicap certain dans la mesure où, gênant l'observation du substratum, il rend très difficile l'étude stratigraphique.

Cette couverture quaternaire peut se présenter sous de multiples aspects :

III.1. LES DEPOTS GLACIAIRES

Très nombreux, ils sont représentés par :

- une pellicule peu épaisse de sédiments hétérogènes formant des placages au fond de sillons.
- des moraines latérales abandonnées par les différents glaciers ayant occupé la vallée de l'Isère

III.2. LES PRODUITS D'ALTERATION

Ils sont fréquents sur les affleurements de marno-calcaires du Dogger et du Lias, couvrent de manière importante le Permo-Trias, et masquent presque totalement les micaschistes. Peu épais sur les premiers, ils recouvrent les derniers de plusieurs mètres d'une sorte d'arène et de terre végétale.

Pour donner une idée de l'ampleur de leur extension, il faut savoir que nous n'avons pu observer, sur toute la partie du Bois de Charvin que nous avons parcourue où auraient pu affleurer les micaschistes, que deux petits pointements significatifs (soit environ 20 m²) de ces micaschistes, (en dehors évidemment des affleurements dans les gorges du Bréda).

III.4. LES CONES DE DEJECTION

Relativement nombreux aux pieds des versants, en particulier au débouché dans la dépression d'Alleverd qu'ils occupent en grande partie, il n'en existe plus d'actifs et peuvent tous être considérés comme stabilisés.

III.5. LES ALLUVIONS FLUVIATILES

Ce sont des alluvions récentes, qui occupent la cuvette d'Alleverd, la vallée du Bréda en aval de Détrier, et très légèrement la vallée du Fay. Ce sont pour la plupart des sables fins et noirâtres, plus ou moins argileux, vaseux, connus sous le nom de sablons.

CHAPITRE III

STRUCTURE GEOLOGIQUE

En milieu fissuré, les structures géologiques influent directement sur les écoulements souterrains. Ces structures peuvent avoir deux origines :

- une origine tectonique
 - une origine morphologique
- déterminant ainsi deux géologies distinctes.

I - GEOLOGIE ANTE-QUATERNAIRE

C'est l'étude des mouvements tectoniques ayant contribué à la déformation des matériaux précédemment décrits. Cette étude est malaisée en raison de la grande épaisseur et de l'extension des dépôts quaternaires gênant ainsi de manière considérable les observations.

I.1. TECTONIQUE SOUPLE

D'évidence, au vu de la carte géologique (planche 20) tirée de la carte Montméliane au 1/50 000 (J.C. BARFETY et M.GIDON, 1969), quatre ensembles à la fois litho-stratigraphiques et structuraux se dégagent. On distingue ainsi d'Ouest en Est :

I.1.1. Le massif de Bramefarine

Constitué de Bajocien (et d'un tout petit affleurement d'Aalénien), il est, nous l'avons vu, caractéristique des collines bordières du Grésivaudan.

Les mesures directionnelles de stratification ont livré des azimuts oscillant entre N 160° et N 40°, et des pendages uniformément Est.

Outre ce fait, la présence de nombreux flancs inverses et de quatre charnières (deux dans les gorges du Bréda entre Pontcharra et Détrier, et deux dans les gorges du Fay entre Moretel-de-Mailles et Goncelin), ainsi que l'étude des rapports schistosité-stratification, amènent à proposer l'existence de replis isoclinaux déversés vers l'Ouest.

Des mesures de schistosité effectuées sur les flancs normaux et les flancs inverses par B.LEJEUNE (J.P. GRATIER et al., 1973), ont permis à cet auteur de déterminer une schistosité S2 de plan axial, et de définir un axe moyen orienté N 30 pour les plis isoclinaux.

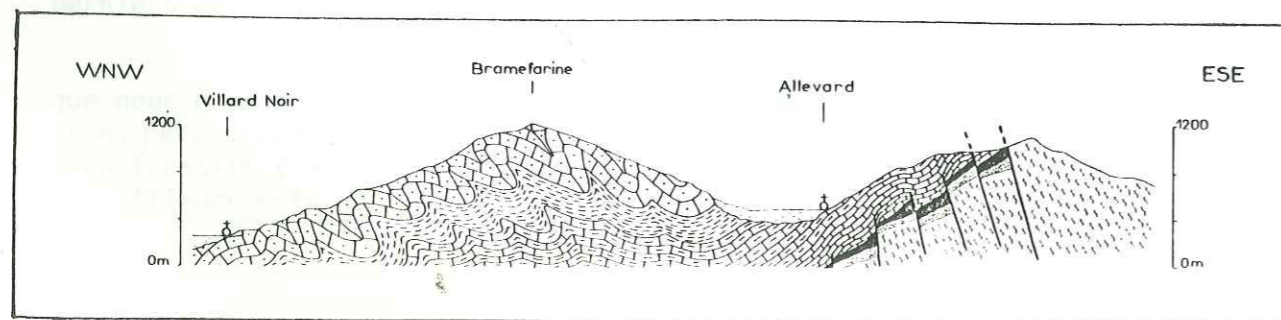
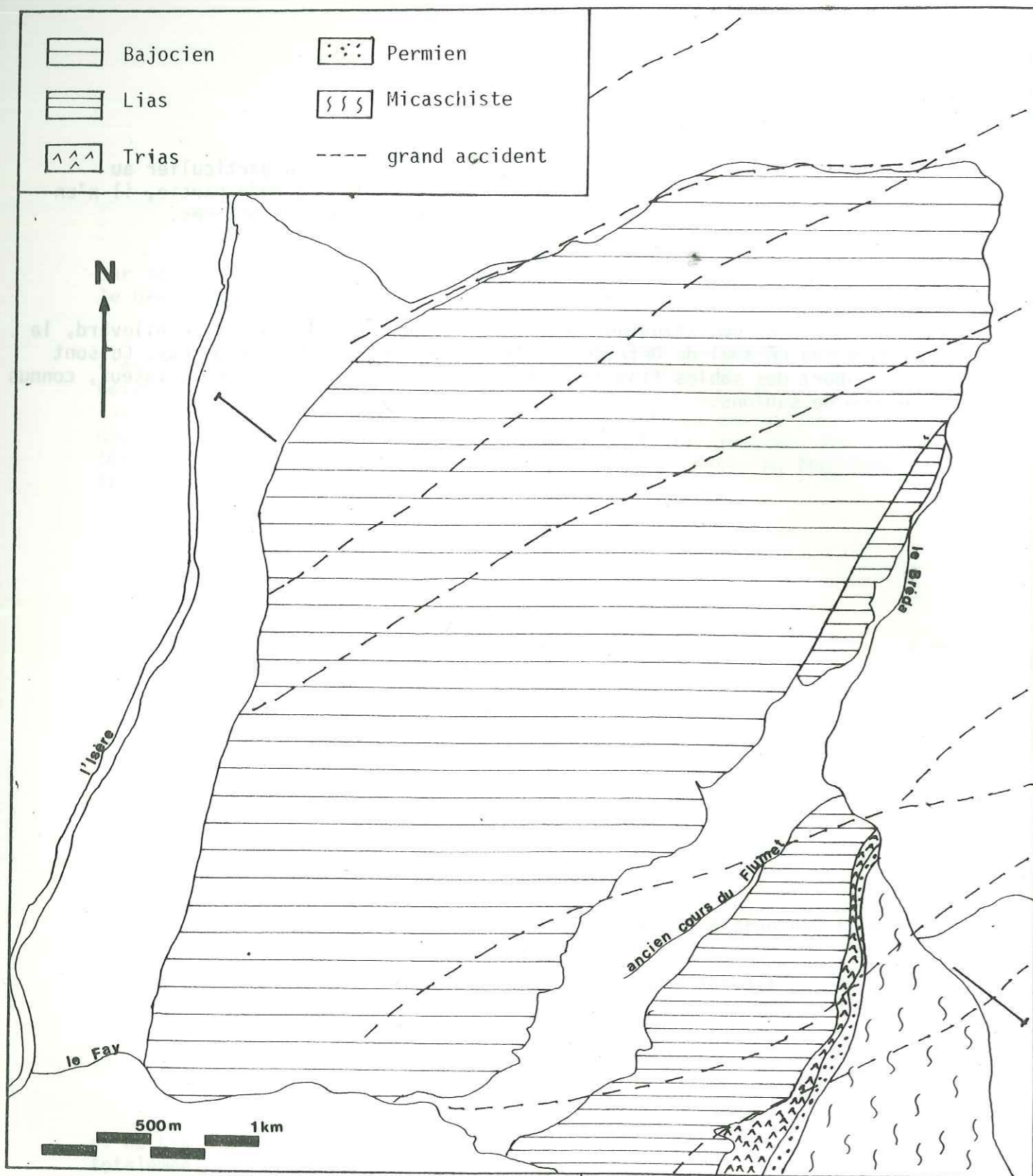
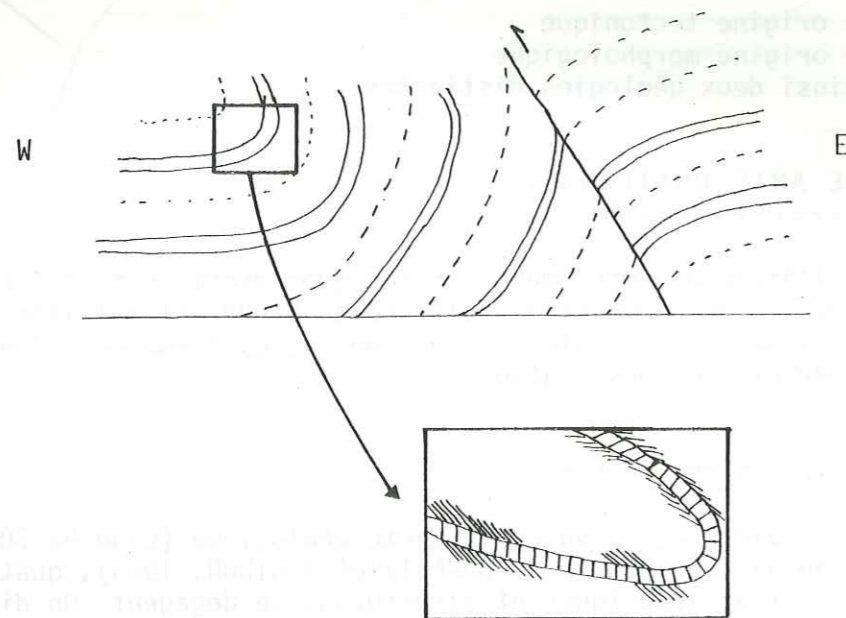


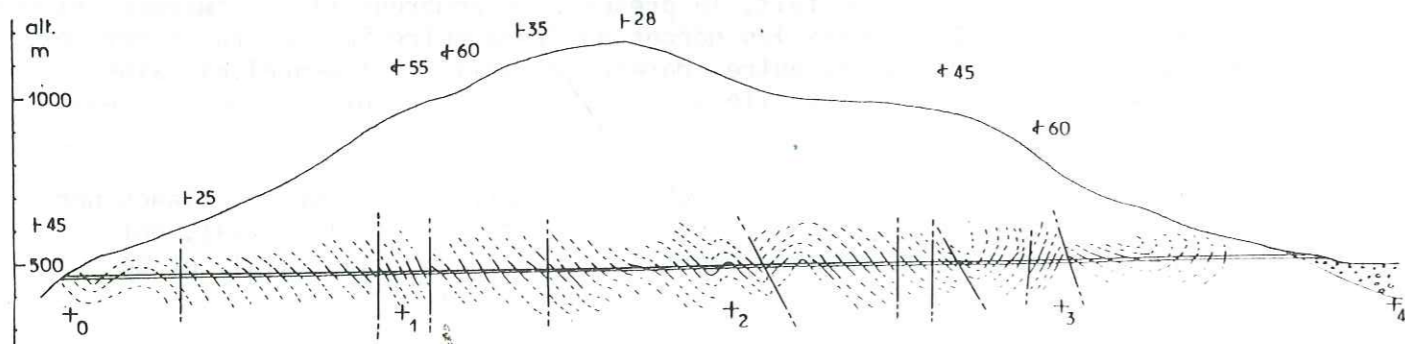
PLANCHE 20 : CARTE ET COUPE GEOLOGIQUES DU SECTEUR D'ETUDE

A l'amont de Pontcharra, le long du Bréda, la route recoupe la partie nord du massif et on peut observer en rive droite, vers la prise d'eau qui alimente l'usine électrique de Pontcharra, une charnière synclinale à schistosité de flux S2. Vers la charnière, la schistosité des bancs compétents est convergente, alors que celle des bancs incompétents est divergente. Le plan axial est matérialisé par le plan de schistosité qui se trouve être perpendiculaire aux couches, et penté de 40° vers l'Est.

A l'Est de cette charnière, une faille inverse de 65° vers l'Est, dont le mouvement est matérialisé par un crochon, indique un glissement dans la direction N 110° .



D'une manière générale, la schistosité plonge de façon continue vers l'Est, plus ou moins fortement. De plan axial, elle est liée à la formation de plis postérieurement déjetés à l'Ouest, montrant un flanc inverse très court et un flanc normal long (J.C. BARFETY et al., 1972). De fait, ces replis ont été trouvés nombreux et serrés dans la galerie de Bramefarine par B. DELAQUAIZE et al. (1979) :



La galerie semblant n'avoir traversé que la formation bajocienne, ceci sous-entend naturellement un épaississement tectonique de la série (jusqu'à 800 m) par des redoublements consécutifs à ces replis importants.

I.1.2. La dépression d'Allevard

En arrière du massif de Bramefarine, séparant celui-ci du massif d'Allevard, la dépression d'Allevard se présente comme une gouttière longitudinale creusée dans le Lias supérieur.

En effet, l'Aalénien affleure très peu, si ce n'est en bordure du massif de Bramefarine et à l'Est de St Pierre d'Allevard, soit sur les deux flancs de la dépression.

Cette formation, très marneuse, a joué le rôle de niveau de décollement entre les termes inférieurs du Lias et le Bajocien, permettant à celui-ci de glisser et de se replisser en accordéon pour former les cascades de plis à plan axial (toujours pentés Est) de Bramefarine.

Sur la bordure orientale de la dépression, le reste de la série sédimentaire plonge de façon monoclinale, faiblement ondulée, vers l'Ouest : l'Aalénien a donc facilité la dysharmonie entre les formations bajociennes et liasiques, et a subi vraisemblablement des phénomènes de bourrage dans les têtes anticlinales des plis bajociens.

I.1.3. La couverture sédimentaire du massif d'Allevard

Constituée au Bois de Charvin de Lias, Trias et Permien, elle se dispose, sur le flanc Est de la dépression d'Allevard, en bandes longitudinales le long du massif.

C'est, nous l'avons vu, une série monoclinale grossièrement orientée N 30° E, à pendage Ouest, affectée pourtant de faibles ondulations en genou bien visibles dans les gorges du Bréda.

La schistosité de plan axial, pentée de 45° vers le Sud-Est, passe progressivement en approchant du socle à des plongements plus modérés et même à l'horizontale. Cela peut être attribué au basculement tardif de plis originellement droits sous l'effet du soulèvement du socle cristallin.

Les diverses formations constituant la série sont en concordance apparente, bien qu'une discordance entre Permien et Trias, due à la phase palatine, ait été décrite en d'autres points du massif (J. SARROT-REYNAULD, 1965).

Remarquons que les formations triasiques ont favorisé l'établissement, de par leur qualités mécaniques, d'une tectonique de glissement et de décollement de la couverture mésozoïque par rapport au socle primaire. Le gypse, l'anhydrite et les cargneules qui composent le Trias, et que P. LORY (1892) nommait "lubrifiant tectonique", ont d'ailleurs, grâce à leur remarquable plasticité, visiblement "encaissé et amorti" les déformations, créant ainsi un second et très important niveau de dysharmonie (de très belles figures tectoniques étaient visibles dans l'anhydrite de la galerie).

I.1.4. Le socle cristallin du massif d'Allevard

Ce sont les micaschistes de la Série Satinée, dont la foliation est globalement orientée N 165-N25°.

Les rapports entre le socle et sa couverture sédimentaire relevant essentiellement de la tectonique cassante, ils feront l'objet d'un paragraphe suivant.

I.2. TECTONIQUE CASSANTE

I.2.1. Rapports entre le socle et la série sédimentaire

La limite entre le socle cristallin et l'ensemble sédimentaire est, nous l'avons vu précédemment, marquée par un accident majeur dont nous avons relevé la direction et le pendage :

- en galerie (au PM 1050) : N 50° E, 70° NW
- en surface (dans les gorges du Bréda) : N 50° E, 55° SE.

La direction N 30°- N 40° relevée en d'autres points du massif de Belledonne, est sensiblement parallèle à l'axe cristallin du massif.

Par contre, en galerie, la couverture sédimentaire repose en position normale sur son substratum alors qu'en surface le socle chevauche la couverture.

Ce phénomène a été expliqué pour l'ensemble de la chaîne de Belledonne par J. SARROT REYNAULD qui a montré en 1965 que le contact entre les assises sédimentaires et la bordure Ouest du socle cristallin subissait les effets de l'existence de failles transverses. Alors que l'on assiste généralement à un déversement du socle sur sa couverture de plus en plus marqué du Sud vers le Nord, au voisinage des zones d'avancée maximal du Cristallin, les accidents transverses servent de relais à ces déversements qu'ils interrompent brutalement : la série sédimentaire repose normalement sur son substratum au Nord de l'accident pour être à nouveau chevauchée progressivement plus au Nord. Il semble que l'on assiste à un entraînement du bord Nord du compartiment Sud avant rupture sous l'action du décrochement qui amène vers l'Ouest le bloc cristallin du compartiment Sud.

Des mesures de radioactivité réalisées au niveau de cet accident méridien majeur par J.B. DUCROS (1974) à l'aide d'un scintillomètre ont permis de déceler des indices de teneurs en éléments radioactifs.

I.2.2. Les grands accidents

La bordure occidentale du massif de Belledonne présente, comme le reste de la chaîne, un ensemble de structures transverses et méridiennes important. Ces dernières n'apparaissent pas sur notre terrain d'étude, aussi ne décrirons nous que les accidents transverses de direction moyenne ENE-WSW ou WNW-ESE.

I.2.2. a - Les accidents ENE-WSW

Nous venons de voir que l'accident majeur qui limite le socle cristallin était interrompu brutalement par toute une série de fractures transverses. Ces fractures, orientées grossièrement N 50° - N 70° sont présentes sur notre secteur d'étude et y jouent un rôle prépondérant.

Décrits dès 1965 par J.SARROT REYNAULD, ces accidents décalent les structures avec des rejets dextres et semblent prolonger les accidents de même orientation du massif de la Chartreuse dont l'importance a été soulignée par J. GOGUEL (1948) et M. GIDON (1964).

En fait, ces accidents ne sont pas représentés par un plan unique, mais sont la somme d'un faisceau de petites fractures parallèles formant plusieurs accidents. On distingue ainsi, sur notre terrain, deux groupes de failles que nous décrivons, du Nord au Sud, dans un cadre plus vaste que notre secteur d'étude:

- le groupe Nord : il est constitué de trois accidents :

. la faille de La Rochette : décrite dès 1883 par L.PILLET, elle est à l'origine de la trouée du Bréda, de Pontcharra à Détrier. On la suit ensuite dans la Haute-Vallée du Gelon.

. la faille d'Avalon : cartographiée par J.C. BARFETY et M. GIDON (1969), elle semble partir de Villard Noir (près de Pontcharra) et suivre l'empreinte morphologique du gradin d'Avalon. Elle semble ensuite rejoindre la précédente, dont elle serait un satellite.

. la faille du Moutaret : après avoir limité les synclinaux houillers au Sud de Provins, longé le torrent de Bens, recoupé la vallée du Bréda au Nord de la Chapelle du Bard, elle traverse le massif de Bramefarine aux environs du point coté 1142.

Cet accident encadre, avec les précédents, le Mont Pézard dont on peut ainsi expliquer la position isolée.

- le groupe Sud : il constitue ce que l'on a coutume d'appeler la " faille du Cheylas ". Ce groupe est ici aussi constitué de trois accidents :

. la faille d'Allevard : elle traverse le Sud-Est de Bramefarine, passe par Allevard avant de se dédoubler en deux branches, l'une allant vers Saint-Hugon et l'autre vers le Grand Collet.

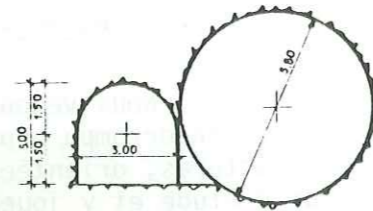
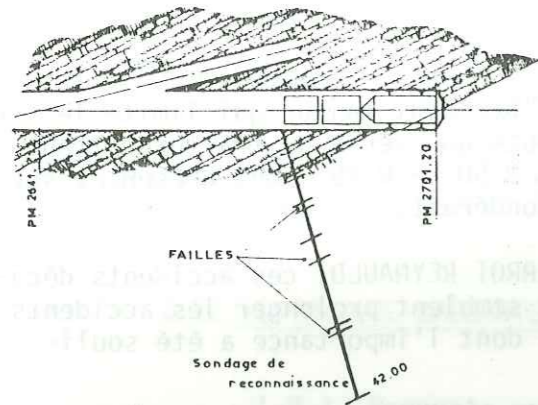
. la faille principale : elle passe par les cols de La Perrière et de l'Occiput, décale dans un mouvement dextre le synclinal houiller du Grand-Collet, passe par la confluence des torrents du Bréda et du Veyton, le village de Clarabout, et donne la trouée du Cheylas.

. une faille parallèle à la précédente, retrouvée dans la galerie de Belledonne au PM 2700 (planche 21) et qui est responsable, à l'Est de Saint Pierre d'Allevard, de la disparition du Lias calcaire et de l'extension de l'Aalénien.

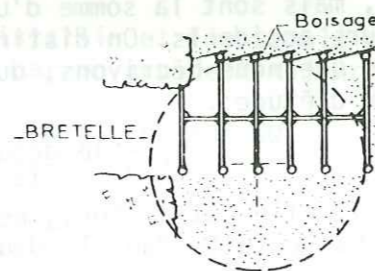
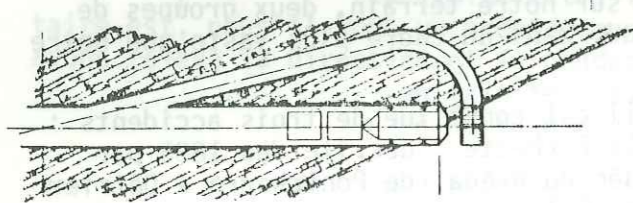
Au Sud de ce groupe, on note la présence de l'accident du Mont Mayen, qui passe par le col de Clarant et limite au Nord les synclinaux houillers du Mont Mayen. Mais cet accident passe plus au Sud de notre terrain.

PASSAGE ACCIDENT GEOLOGIQUE. PM. 2701.20
PHASES D'EXECUTION

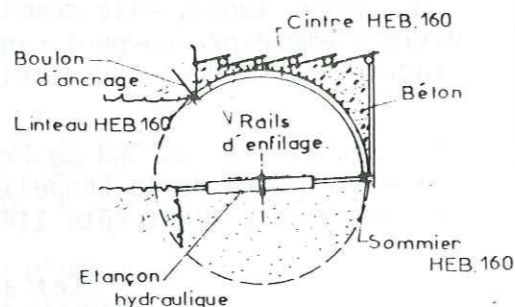
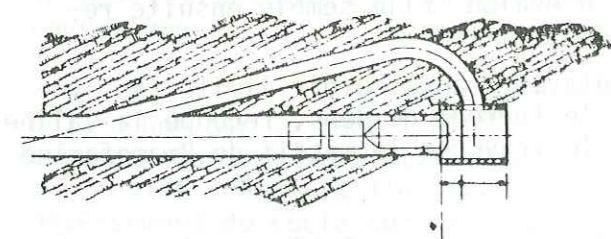
AMORCE BRETELLE LATERALE



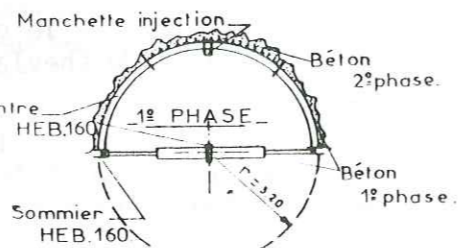
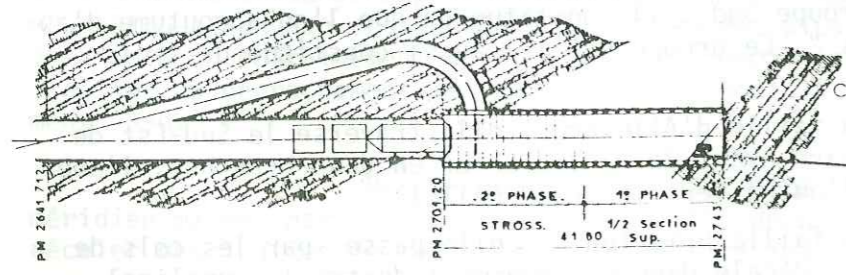
JONCTION BRETELLE sur GALERIE



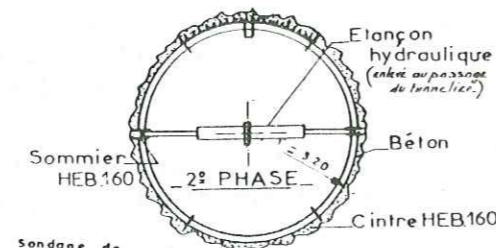
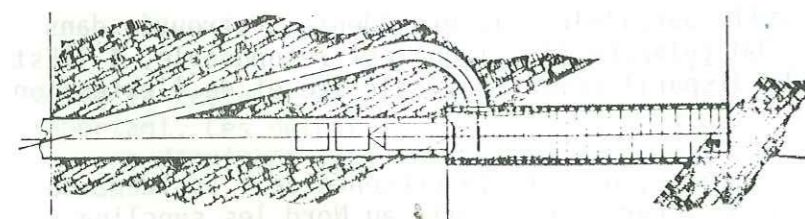
AMENAGEMENT CHAMBRE D'INTERVENTION



PHASES D'EXECUTION et SONDAGE



PHASE TERMINALE



I.2.2. b- Les accidents WNW - ESE

De moindre importance que les précédents, un seul est visible en surface sur notre terrain, au Sud de Détrier où il fait buter l'Aalénien contre le Bajocien du Mont Pezard, correspondant donc à un mouvement senestre.

La présence d'un autre accident, plus important, qui occuperait la vallée du Bréda en amont d'Alleverd a été envisagée. Nous avons cherché à déceler cet accident en surface à partir des mesures de fissuration (voir chapitre Etude de la fissuration) en comparant les mesures obtenues en rive droite et en rive gauche du Bréda dans les micascistes et le Lias. Aucune modification, aucune torsion n'a pu être observée entre les deux rives. Nous reviendrons ultérieurement sur ce sujet à propos de l'origine de la source thermale d'Alleverd.

I.2.2. c. Conclusions

Les accidents que nous venons d'indiquer ne sont cependant pas les seuls qui puissent être observés en profondeur. Nous avons en effet rencontré dans la galerie de Belledonne d'autres zones très fracturées absolument invisibles en surface (c'est le cas de la zone du PM 2215-2230). Le fait s'était déjà produit dans la galerie de Bramefarine où B. DELAQUAIZE et al. (1979) ont observé des zones de 150 à 200 m de large allongées selon une direction N 50° à N 60°.

Les accidents transverses, ou plutôt l'ensemble des fractures élémentaires et des diaclases qui les constituent, dont l'importance a été démontrée, sont ainsi le plus souvent masqués par la couverture quaternaire et la végétation.

Nous n'aborderons pas ici le problème de la genèse de ces accidents, réservant l'histoire tectonique de la région à la conclusion de l'étude de la fissuration.

II - GEOLOGIE DU QUATERNAIRE

Les temps quaternaires ont influencé de manière importante les structures du rebord occidental de la chaîne de Belledonne, et ont ainsi largement participé à l'acquisition de la géographie actuelle.

Les effets quaternaires ont principalement oeuvré à deux niveaux :

- la géomorphologie glaciaire,
- la fissuration ajoutée.

II.1. LA GEOMORPHOLOGIE GLACIAIRE

Du fait de l'histoire quaternaire du sillon alpin, l'étude des formes glaciaires des bords de Belledonne doit être entreprise dans le cadre plus vaste de l'étude de la vallée de l'Isère dont ces formes constituent le versant oriental.

Le Grésivaudan a d'ailleurs fait l'objet d'une synthèse très poussée de la part de J.C. FOURNEAUX (1975, 1976). Nous renverrons donc à cet auteur pour tout désir d'une paléogéographie précise ou d'une bibliographie détaillée. A ce propos, nous citerons tout de même les travaux essentiels de F. BOURDIER (1961) et G. MONJUVENT (1969).

II.1.1. L'érosion glaciaire

Si l'érosion glaciaire n'est pas continue sur un profil longitudinal, ainsi qu'il est bien connu, il en est de même sur un profil transversal.

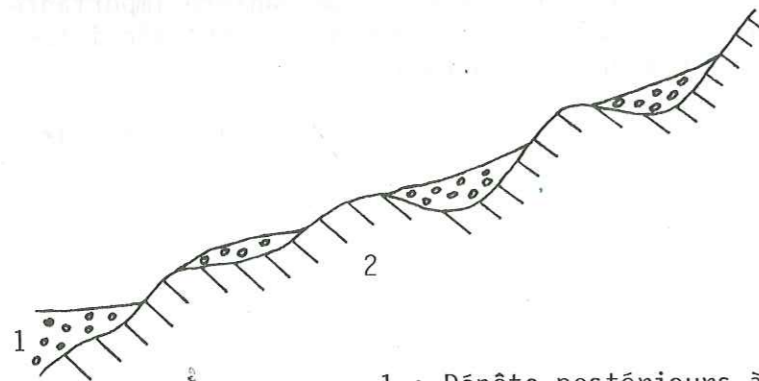
L'érosion glaciaire, a ainsi individualisé, à l'Ouest du massif d'Allevard, les collines bordières, dont Bramefarine séparée de celui-ci par la dépression d'Allevard, certainement ancienne auge glaciaire.

Elle a également morcelé ces deux ensembles par la formation de gorges (Le Bréda en amont d'Allevard et en aval de Detrier, Le Fay en aval de Moretel de Mailles) entaillées par les torrents sous glaciaires ou par les eaux de fonte au moment du retrait du glacier.

Mais, indépendamment de ces deux phénomènes, le profil transversal montre toujours une succession de crêtes et de sillons longitudinaux. L'observation du massif de Bramefarine entre Pontcharra et Saint-Maximin (planche 22, fig. a) montre ainsi une succession de buttes aux formes arrondies séparées par des dépressions où ne coule aucun ruisseau la plupart du temps.

Ce sont les gradins de R. BLANCHARD (1934) où les anciens auteurs voulaient voir des paléo-niveaux d'érosion.

Les reliefs sont en fait atténués par le remplissage des sillons par des dépôts fluvio-glaciaires postérieurs à l'érosion;



- 1 : Dépôts postérieurs à l'érosion glaciaire
2 : Substratum (Dogger) portant l'empreinte de l'érosion glaciaire.

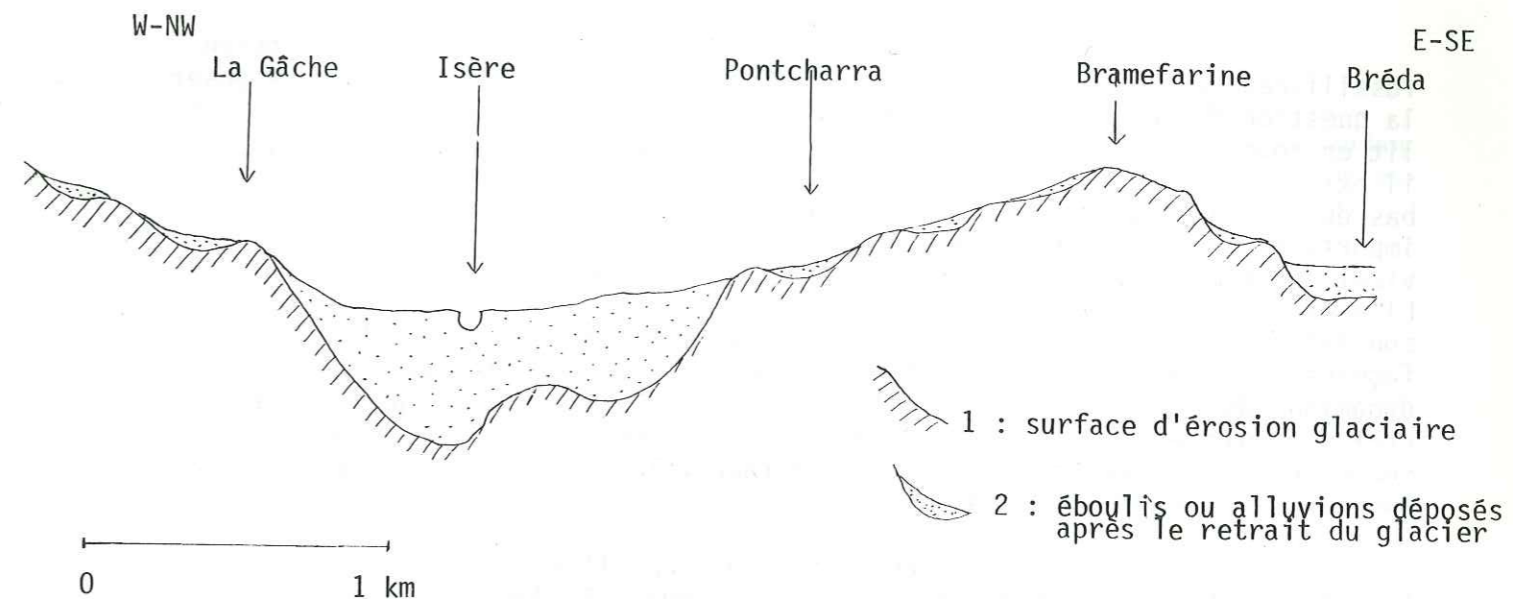


fig.a : Coupe transversale de la vallée de l'Isère au niveau de Pontcharra (d'après J.C. FOURNEAUX, 1975)

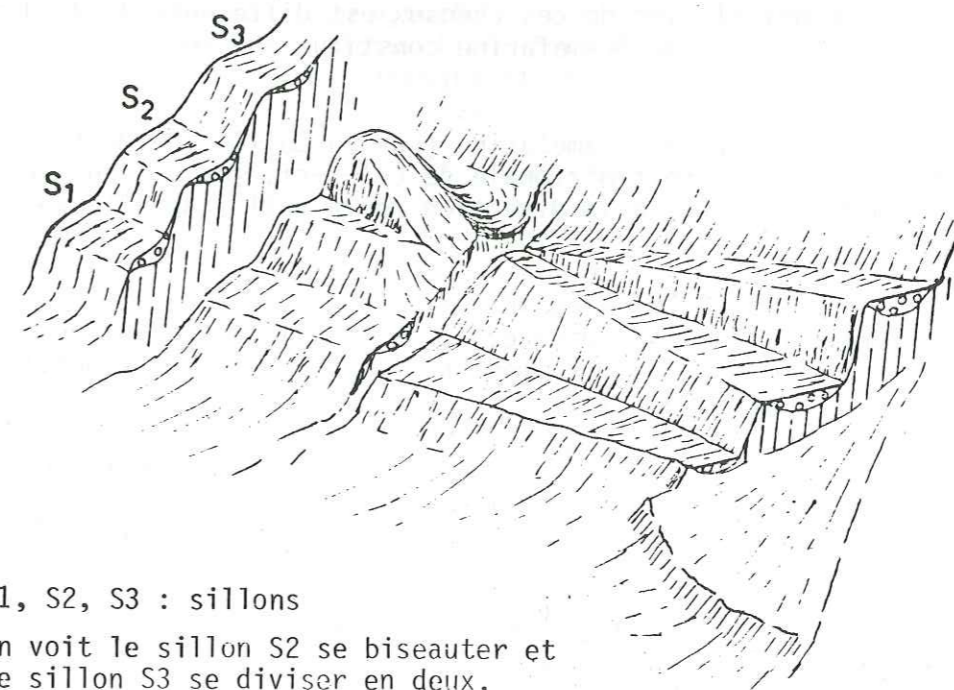


fig.b : Les sillons en rive gauche du Grésivaudan à Goncelin (in J.C. FOURNEAUX, 1975)

L'origine de ces sillons, véritables surfaces d'érosion fossilisées, a été montrée par J.C. FOURNEAUX (1975): " On peut alors se poser la question du comment de cette morphologie. Un glacier n'est pas collé à son lit en tous points, cela a été montré et même démontré depuis longtemps, et il existe de l'eau à la base des glaciers. Cette eau se concentre au point bas du profil en travers et y forme un torrent, lequel possède une force érosive importante ; il se creuse donc un chenal. Il arrive un moment où le glacier vient obstruer ce chenal, alors l'eau se met en charge derrière ce barrage. Elle finit par se déverser par un autre point où le glacier n'est pas collé à son lit et un autre chenal se creuse. Le glacier, par la suite, élargit et façonne les chenaux. Mais à partir du moment où ces chenaux existent, la dynamique du glacier va tendre à les conserver. En effet, au contact amont d'une crête, le glacier a tendance à décoller et sa force érosive est très faible sur la crête elle-même alors que dans le chenal la force érosive augmente; les chenaux secondaires apparaissent ".

Une des conditions régissant l'existence de ce type de formes est l'homogénéité de la roche et la simplicité des structures géologiques, ce qui n'est pourtant pas le cas de Bramefarine, dont les calcaires marneux se sont pourtant parfaitement prêtés au phénomène. Cela est dû à leur forte schistosité qui a contribué à augmenter notablement l'homogénéité de la formation.

Ces sillons peuvent ensuite être recoupés par une phase d'érosion postérieure et ne plus montrer alors qu'un demi-sillon (planche 22, fig. b.).

L'orientation de ces chenaux est différente du Nord au Sud et il semble que le massif de Bramefarine constitue une zone de raccord entre deux directions :

- au Nord de Bramefarine (sur la colline de Montraillat par exemple) ou sur la partie septentrionale de celui-ci, les sillons sont orientés N 50 et sont parallèles à la direction de la vallée de l'Isère en amont de Montmélian.

- sur la partie méridionale de Bramefarine, les sillons présentent une orientation plus méridienne, comme d'ailleurs la vallée de l'Isère. Cependant, ils ne sont pas vraiment parallèles à celle-ci qu'ils viennent tous recouper successivement.

Cette concordance entre les directions d'érosion préférentielle par les glaciers et les grandes fractures observées dans ces massifs peut correspondre à une reprise par l'érosion de zones plus fragiles et plus tendres du fait de la tectonique. Les divers sillons correspondraient alors à autant de zones fracturées invisibles en surface. Nous rejoignons ici J.C. BARFETY et M. GIDON (1969) qui ont cartographié la faille d'Avalon au seul vu de son empreinte morphologique.

II.1.2. Paléogéographie quaternaire

L'étude des formes quaternaires de la vallée du Grésivaudan a permis à J.C. FOURNEAUX (1975) de déterminer trois épisodes glaciaires successifs dans la morphologie de cette vallée.

- un épisode rissien, qui est responsable de la majeure partie de l'érosion.

Après le retrait de ces glaciers, le lac d'Eybens s'est installé, ramenant le niveau de base vers 400 m d'altitude pour les différents cours d'eau arrivant dans ce lac.

Le réseau hydrographique de la région d'Allevard était alors très différent : il est probable que le Bréda s'écoulait (planche 23) en direction de Saint Pierre d'Allevard et que ses affluents Nord rejoignaient le Gélon qui s'écoulait par La Chapelle-Blanche en direction de Laissaud.

- un épisode Würm II, qui correspond au maximum würmien, pendant lequel la gorge du Bréda s'est creusée, entre Pontcharra et Detrier, probablement à partir de l'entaille d'érosion d'un torrent sous-glaciaire.

- un épisode Würm III, plus modeste.

II.2. LA "FISSURATION AJOUTÉE"

La " fissuration ajoutée ", que nous reclasserons ultérieurement parmi les divers types de fissuration, peut être considérée comme étant liée à la proximité de la surface topographique ; c'est en cela qu'elle fait partie à nos yeux des phénomènes quaternaires.

C'est à C. BORDET (1971) que l'on doit le terme de " fissuration ajoutée ". Cet auteur a étudié de manière précise et décrit (1959) plusieurs types d'action des phénomènes extérieurs sur la fissuration superficielle.

II.2.1. Fissuration ajoutée par décompression superficielle

Le phénomène de décompression des massifs rocheux au voisinage de la surface est observable sur tous les terrains, en l'absence d'une grande épaisseur d'altération superficielle et de terrain de couverture.

On peut l'expliquer par une extension de la roche vers la surface, au fur et à mesure de la progression de l'érosion. Cette libération des contraintes de profondeur se fait surtout perpendiculairement à la surface, les deux autres directions restant sous étreinte latérale.

Le processus est aggravé par l'altération météorique superficielle : variations de température (thermoclastie), gélivation des roches (cryoclastie),...

Le phénomène de décompression des massifs rocheux se présente de manière différente suivant le type de matériau affecté :

- dans les roches très compactes (séries cristallophylliennes),

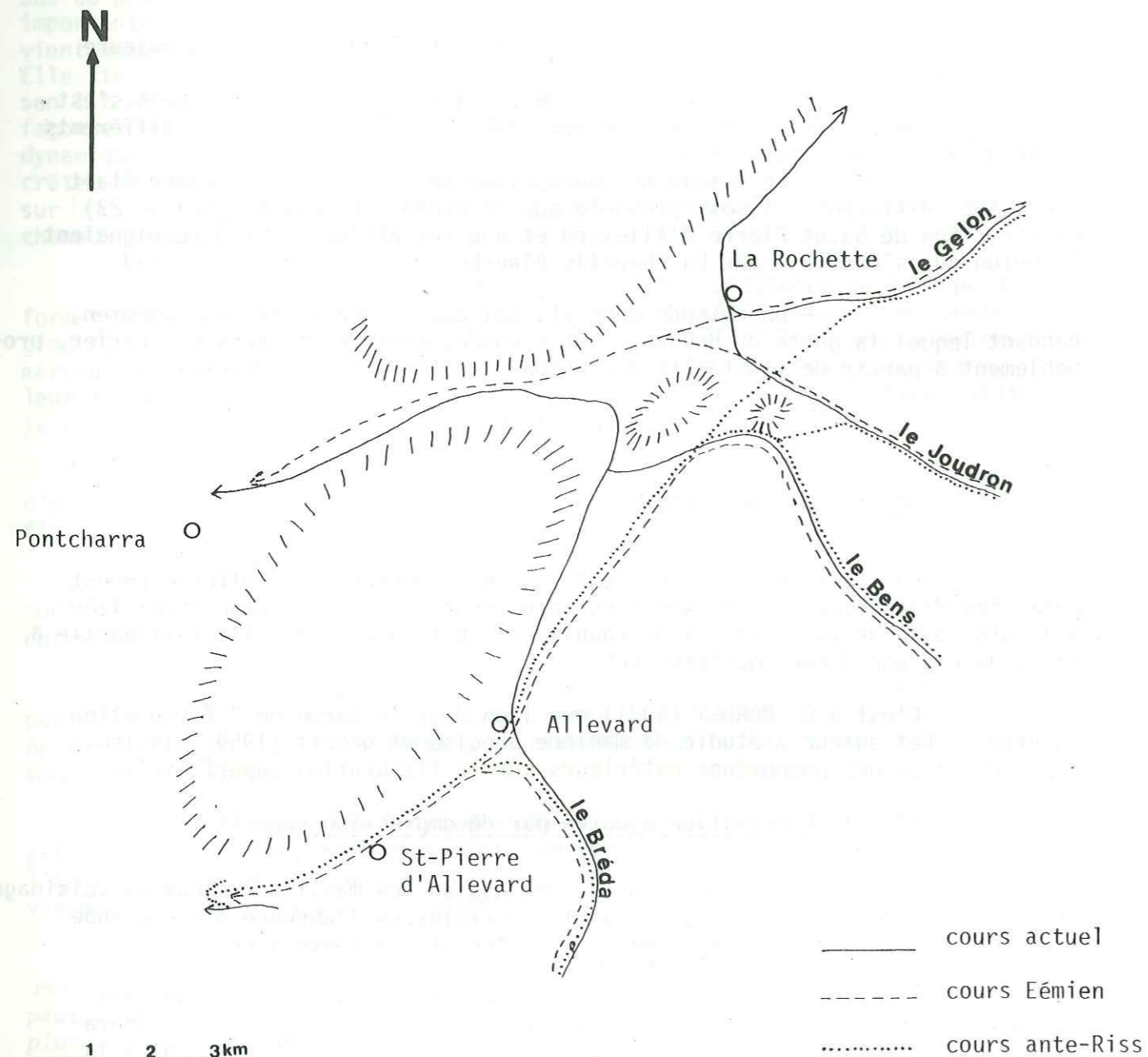


PLANCHE 23 : SCHEMA DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE ACTUEL ET ANCIEN
DE LA REGION D'ALLEVARD (d'après J.C. FOURNEAUX, 1975)

il se marque par une fissuration ou une desquamation parallèle à la surface topographique, d'autant plus serrée qu'elle est proche de la surface. C'est le "scheeting" décrit par E.S. HILLS (1966).

- dans les autres roches, la décompression se marque par un desserrage plus ou moins important des fissures préexistantes (de toutes dimensions et de toutes orientations) et par la naissance d'une fracturation guidée par l'orientation des plans de moindre résistance tectonique. J.M. FRANCOIS (1980) a tenté de quantifier en milieu carbonaté l'évolution de la décroissance de l'intensité de fissuration avec la profondeur. Nous reviendrons ultérieurement sur ce sujet.

II.2.2. " Fissuration ajoutée " par action de la pesanteur sur les versants

L'action de la pesanteur sur les versants est polymorphe, et nul n'ignore les phénomènes " d'appel au vide ", de " balancement " ou de " fauchage " des couches.

C'est au niveau de la fissuration originelle du massif rocheux que se concentrent toutes les déformations, essentiellement par cisaillement, frottement et extension. Il en résulte une sorte de foisonnement, de décohesion plus ou moins généralisée du massif, qui correspond à une décompression.

Nous n'avons pas réellement observé de tels phénomènes au cours de notre étude, mais nous en avons supposé l'existence probable lors de l'analyse de la fissuration amenant à la détermination des contraintes.

II.2.2.a. Les phénomènes de poussées au vide

La poussée au vide représente l'ouverture de fissures généralement préexistantes dans le rocher, avec tendance pour les parties du versant les plus externes à basculer dans le vide.

Ces phénomènes " d'appel au vide ", qui se manifestent surtout à la partie supérieure des versants, peuvent avoir une fréquence et une ampleur insoupçonnée, et présenter des fentes ouvertes, véritables crevasses de plusieurs centaines de mètres de profondeur (C.BORDET, 1971).

II.2.2.b. Les phénomènes de balancement des versants

Le balancement des versants, ou balancement des têtes de couche, ou fauchage, bien connu à petite échelle dans tous les terrains schisteux, peut aussi se présenter à grande échelle dans des terrains cristallins, micaschistes et gneiss surtout.

Le balancement se présente comme une déformation d'allure plastique de la partie superficielle d'un versant entraînant une modification de la forme des couches qui prennent vers la surface une allure en crochon tourné

vers le bas. Il est généralement dû à l'action de la pesanteur sur des versants constitués par des roches relativement schisteuses et plastiques. La présence, au bas d'un versant, d'une roche soluble, genre gypse et cargneule triasiques, dans laquelle des phénomènes de dissolution se produisent, peut amener le versant à être déséquilibré par perte de son poids d'appui à la base. Il se produit alors un glissement en grand du versant, qui peut cacher entièrement le Trias.

Ces phénomènes ont été fréquemment observés et décrits dans le massif d'Allevard et le reste de la chaîne de Belledonne par C. BORDET (1959) et P. BORDET (1963).

CHAPITRE IV

ETUDE DE LA FISSURATION

Cette étude, réalisée en étroite collaboration avec Jean-Marc FRANCOIS du laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université de Montpellier, a fait l'objet d'une publication à la Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique (J.M. FRANCOIS et G. MASSONNAT, 1980).

I - INTRODUCTION

La connaissance des circulations aquifères est, rappelons-le, étroitement liée à la définition précise de la nature, de la géométrie et de la structure du magasin.

Ce magasin, qui représente le massif rocheux fissuré, peut être constitué de la somme de deux entités physiques différentes : la nature rocheuse, ou milieu poreux formant les blocs rocheux monolithiques sans fissures, et les fissures ou surfaces qui divisent et fragmente le massif rocheux.

Nous suivrons donc L. MULLER (1963) en considérant tout massif rocheux non comme un " Kontinuum " mais comme " Mehrkörpersystem ", c'est-à-dire un système à éléments multiples.

En raison de la fissuration, les massifs rocheux ne sont donc pas assimilables dans la plupart des cas à des milieux homogènes et isotropes. Au contraire, l'analyse des écoulements d'eau dans un massif rocheux se doit de prendre en considération l'hétérogénéité introduite par la structure fissurale.

Pour C. LOUIS (1968), l'étude d'un massif rocheux peut être ramenée à deux points fondamentaux :

- la description géométrique du milieu
- l'évaluation des propriétés mécaniques de ce milieu.

A partir de cela, il est possible de définir et d'analyser (L.MULLER, 1963) les différents facteurs susceptibles d'intervenir dans les phénomènes d'écoulements. Ces facteurs peuvent être séparés en deux groupes :

- facteurs liés à la matrice rocheuse :
 - . nature de la matrice rocheuse (qui peut être hétérogène)

- . perméabilité de la nature rocheuse
 - . porosité de la matrice rocheuse en opposition à la porosité des fissures du massif.
- facteurs se rapportant aux fissures :
- . orientation et position des fissures ,
 - . distance interfracturale moyenne dans chaque système ,
 - . degré de séparation pour chaque système,
 - . ouverture des fissures,
 - . propriétés de la paroi rocheuse des fissures : forme et rugosité,
 - . nature du remplissage éventuel des fissures.

La fissuration, au sens où nous l'entendons, englobe toutes les surfaces de séparation, quelles que soient leurs origines géologiques. Ces surfaces de séparation des massifs rocheux ont été classées par les mécaniciens des roches suivants leurs dimensions.

- les microfissures, à l'échelle de la dimension des minéraux constitutifs des roches.
- les microfractures, à l'échelle du centimètre ou du décimètre.
- les microfractures, de dimensions plus importantes, métriques et plus.

Les microfissures, qui conditionnent la microperméabilité de la matrice rocheuse, contribuent à l'imprégnation intime de la roche par l'eau. Mais elles ne permettent pas une percolation rapide de cette eau pratiquement absorbée, en raison de la très faible perméabilité relative conférée à la roche par la microfissuration (C.BORDET, 1971). Nous ne tiendrons donc pas directement compte de celle-ci dans notre étude.

Ce sont les microfractures et surtout les macrofractures qui nous intéressent et que nous groupons sous le terme de " fissuration " quelle qu'en soit la nature ou l'origine géologique : joints de stratification, diaclases ou fractures tectoniques, failles, joints de schistosité, fissures d'origines diverses.

D'un autre point de vue, les massifs rocheux peuvent être caractérisés par trois états de fissuration :

- une "fissuration originelle" : elle apparaît lors de leur mise en place, liée à la stratification pour les terrains sédimentaires, aux joints de retrait dans les roches cristallines et les laves.
- une "fissuration héritée" : due à des déformations d'origine tectonique.
- une "fissuration ajoutée" : liée à la proximité de la surface. Due à la décompression et à l'action de la pesanteur, nous l'avons évoquée précédemment (cf. chapitre Structure géologique).

Lors de la présente étude, nous n'avons traité que les fissures du deuxième type, fissures essentiellement post-diagénétiques étroitement dépendantes des mises sous contraintes successives du milieu.

En plus des " facteurs se rapportant aux fissures " déterminés par L. MULLER, et qui sont largement descriptifs, nous nous sommes aussi attachés, après J.C. GRILLOT (1979), à faire de la genèse, de l'organisation et de l'évolution

mécanique éventuelle des joints de rupture une des préoccupations constantes de notre analyse.

Cela représente à nos yeux la condition première à la définition de l'importance particulière des divers systèmes de fractures dans la pénétration et la circulation des eaux profondes, et par là-même à la connaissance du comportement hydraulique des systèmes aquifères en milieu fissuré.

II - PRELEVEMENT ET TRAITEMENT DES DONNEES

=====

II.1. LE CHOIX DES METHODES

La fissuration, telle que nous l'avons définie, est un domaine difficile à approcher dans lequel toutes les techniques de mesure se heurtent à des problèmes d'identité et de représentativité.

La technique la plus employée, qui consiste en un relevé des données de terrain sur des surfaces structurales et sur des parois verticales, est réalisée en surface sur les affleurements laissés disponibles par le recouvrement quaternaire. Cette méthode a l'avantage de permettre dans certains cas la reconstitution génétique et l'évolution des discontinuités, et de déterminer les états successifs de mise sous contraintes du milieu responsable de cette fissuration.

Mais rien ne permet d'affirmer que l'extrapolation à la profondeur de cet inventaire de structures tectoniques se révélera qualitativement et surtout quantitativement objectif (fréquence de la fissuration, longueur des discontinuités, densité de fissuration). C'est pourquoi une telle étude réalisée aussi en galerie nous a semblé indispensable à l'analyse de l'évolution de la fracturation avec la profondeur.

D'autre part, nous avons voulu vérifier en milieu non carbonaté les résultats obtenus par J.C. GRILLOT (1979) en milieu karstique, à savoir que les analyses réalisées à l'échelle de l'affleurement rendent compte des structures plus importantes, et que la fracturation sur le terrain apparaît comme le reflet de l'organisation fissurale du système. Pour cela, un changement d'échelle est apparu indispensable et a justifié une étude photogéologique des champs de fractures à partir de techniques récentes.

Enfin l'uniformité autant directionnelle que fréquentielle de l'organisation fissurale n'apparaît pas au premier abord comme un fait acquis lorsqu'on évoque l'évolution de la fissuration depuis le socle jusqu'à la couverture. C'est pour cette raison que l'étude que nous présentons a été réalisée pour chaque magasin dans lequel une analyse de la fissuration était possible.

Cette démarche logistique à trois composantes doit nous permettre de définir et de rassembler les éléments nécessaires à l'acquisition d'une meilleure connaissance du milieu.

II.2. DESCRIPTION DES METHODES

II.2.1. L'étude phototectonique

II.2.1. a - Obtention des relevés de fracturation

Les relevés de fracturation ont été obtenus de façon classique en géologie, par interprétation sur papier Kodatrace des clichés IGN noir et blanc à 1/30 000 de la mission Chambéry-Vizille 1956.

L'étude a porté sur trois types de formations que l'on rencontre dans des secteurs déterminés.

- les micaschistes de la Série Satinée du socle du Nord du Massif d'Allevard.
- la couverture sédimentaire (Permien, Trias, Lias) en bordure de ces micaschistes.
- le Bajocien du massif de Bramefarine.

Ces relevés ont ensuite été analysés selon deux méthodes de traitement, méthodes ayant en commun leur aspect quantitatif et leur caractère descriptif justifiant la recherche d'une logique d'organisation et de répartition de la fracturation, mais en excluant toute considération tectonique sur sa genèse.

Signalons que les erreurs de lecture sur les bords des photographies aériennes n'ont pas été corrigées. On peut toutefois penser que statistiquement, ces erreurs se compensent les unes les autres.

II.2.2. b - Le filtrage optique

Mis au point en France à l'Institut Français du Pétrole par P. BOUCHE et M. POULET (1971), ce procédé de traitement a été amélioré au laboratoire d'Hydrogéologie de Montpellier par C. DROGUE et al. (1975).

La méthode d'utilisation du banc optique est la suivante : le document est analysé sous la forme d'une diapositive tirée du calque Kodatrace, sur laquelle les traits représentatifs des fractures doivent avoir une épaisseur uniforme comprise entre 0,05 et 1 mm. Le négatif de format 24 x 36 mm est ensuite analysé en l'éclairant au moyen d'une fine fente orientée derrière laquelle la source lumineuse (laser) est placée. Le négatif subit ensuite une rotation continue synchrone sur table traçante et l'intensité lumineuse qui traverse le document est mesurée. La valeur obtenue est directement proportionnelle à la longueur cumulée de toutes les fractures ayant la direction sélectionnée. Les diverses valeurs ainsi trouvées sont ramenées en pourcentage et visualisées sur une rosace par la table traçante.

Notons que cette technique ne permet ni de tenir compte de la longueur des fractures (pour une direction donnée, tous les traits sont totalisés, quelle que soit leur importance) ni de comptabiliser et de quantifier la fissuration.

II.2.1. c - La méthode de numérisation de la fracturation et algorithme de traitement

Elle a été mise au point par M. RAZACK (1978, 1979).

Le document graphique obtenu sur Kodatrace est digitalisé sur un lecteur de courbes.

Le passage carte de fracturation-données numériques est obtenu en recueillant les coordonnées des deux extrémités de chaque fracture, ou partie de fracture rectiligne, dans un repère orthonormé préalablement défini.

Le fichier obtenu est ensuite traité à l'aide du programme RAFRAC, initialement écrit en langage FORTRAN IV et traduit en langage BASIC par G. BRIERE et al. (1980) pour utilisation sur HEWLET (HP 9845 B).

Ce programme s'articule autour de deux idées majeures :

- traitement des fractures en fonction des deux paramètres fondamentaux suivants : orientation et longueur.
- calcul de la densité superficielle de fracturation et de la maille élémentaire de chaque famille.

A partir de ces deux idées, la méthode offre un certain nombre de possibilités dont les suivantes ont été utilisées :

- Traitement suivant l'orientation:
Nous avons défini des familles de fractures par tranches de 10° pour lesquelles nous avons calculé :
 - . intensité de fracturation en nombre, ainsi qu'une représentation graphique en fréquence relative.
 - . intensité de fracturation en longueurs cumulées, avec également une représentation graphique.
 - . distance interfracturale moyenne par famille de fractures.

Ce calcul est indépendant de la longueur des fractures considérées et ne tient compte uniquement que de leur nombre total et de leur position.

- Traitement suivant la longueur des fractures
Nous avons proposé 11 classes, de 100m en 100m, pour lesquelles nous avons calculé :
 - . nombre de fractures
 - . longueurs cumulées des fractures
- Double ventilation des fractures suivant l'orientation et la longueur
 - . en nombre de fractures
 - . en longueurs cumulées des fractures.

II.2.2. Les levés de terrain

II.2.2.a - Obtention des mesures

Les levés de terrain ont été réalisés en surface et en profondeur sur les terrains suivants :

- les micaschistes de la Série Satinée,
- les schistes et marno-calcaires liasiques,
- les marno-calcaires bajociens (en surface seulement, car la galerie de Bramefarine était bétonnée avant le début de nos travaux.

Le Permien et le Trias, n'ont pas fait l'objet d'analyses pour deux raisons :

- la quasi-absence des affleurements de surface n'aurait pas permis d'établir une comparaison surface profondeur,
- les faciès que nous a offert la coupe de la galerie ont montré des roches, surtout pour le Trias, parfaitement plastiques et qui n'ont subi que des déformations de type rupture fragile (sans diaclasation).

Les levés de terrain ont été effectués selon deux modes différents :

- levés ponctuels de la fissuration réalisés en surface et en galerie sur des stations de 5 à 10 m de longueur (ou cheminement). Toutes les discontinuités intersectées par une ligne droite, qui peut être matérialisée par une cordelette, sont relevées.

Les stations sont disposées suivant un certain pas de longueur en galerie (tous les 100 m), au hasard des affleurements (dalle structurale ou en coupe) en surface, en essayant de se situer le plus possible à l'aplomb de la galerie.

Chaque discontinuité rencontrée est notée et caractérisée par un certain nombre de paramètres :

- . direction,
- . pendage,
- . nature structurale : on distingue les failles normales ou inverses, les diaclases, les fentes de tension, les décrochements dextres ou senestres (dans ce cas on mesure le pitch de la strie),...
- . la taille, ou extension, ou développement linéaire : c'est la longueur apparente de la fracture. Les mesures ont été regroupées en quatre classes : Grandes ($G > 5m.$), Moyennes ($5m > M > 0,5m$), Petites ($0,5 > P > 0,1m$), Très Petites ($TP < 0,1m.$).
- . l'épaisseur : elle correspond à la distance moyenne entre les épontes. Trois classes ont été utilisées : décimétrique, centimétrique, millimétrique.
- . ouverture : préciser si la fissure est ouverte ou fermée.
- . remplissage : on détermine la nature du remplissage éventuel.

- Levé général des principales fractures : nous avons procédé à un levé général des "grandes fractures" (1m de longueur visible au minimum) sur les 3000 premiers mètres de la galerie principale de Belledonne.

Plusieurs problèmes se sont posés à nous :

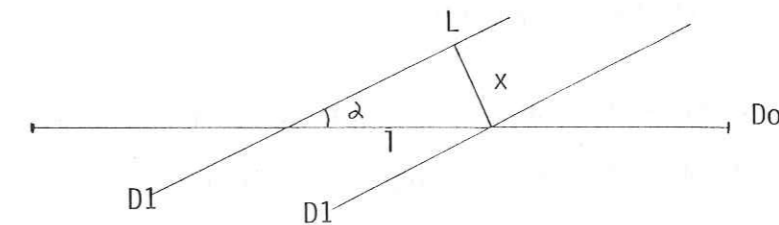
- en surface, les difficultés d'accès et la rareté des affleurements ont souvent constitué un obstacle à la réalisation à la verticale même du tunnel. Aussi, nous sommes nous contentés des rares affleurements existants, souvent des bordures de torrents, des talus de routes ou de chemins.

- en profondeur, des difficultés dues à la forme parfaitement lisse et cylindrique de la galerie, à l'ancienneté relative du creusement (oblitération des structures fines), et à la présence de cintres métalliques de soutènement perturbant le champ magnétique, ont affecté la précision des mesures qui ne sont fiables qu'à 10 degrés près.

II.2.2.b. Correction des mesures.

Les relevés de fissuration ayant été effectués, en surface comme en profondeur, à chaque fois selon une direction particulière du cheminement, la fréquence relative des diverses familles de fracture est ainsi modifiée par cette direction. C'est pourquoi nous avons tenté, en raisonnant à la manière de L. KIRALY (1969), d'établir une correction aux valeurs brutes du relevé. Cette correction suppose une maille de fracturation régulière pour chaque famille de fractures. Ainsi, avec :

- une station de direction de cheminement D_0 et de longueur L
- une famille de fractures de direction D_1
- une maille apparente pour les fractures D_1 égale à L
- un angle α entre D_0 et D_1



On a : x maille réelle pour les fractures D_1
 $x = L \cdot \sin \alpha$

Si n est le nombre de fractures D_1 mesuré sur L

$$l = \frac{L}{n-1} \quad n > 1$$

D'où

$$x = \frac{L}{n-1} \sin \alpha$$

Si N est le nombre probable de fractures sur L

$$x = \frac{L}{N-1}$$

$$N = \frac{L + x}{x}$$

$$N = \frac{L + \frac{L \cdot \sin \alpha}{n-1}}{\frac{L \cdot \sin \alpha}{n-1}}$$

$$N = \frac{n-1 + \sin \alpha}{\sin \alpha}$$

Si n suffisamment grand $\rightarrow N = \frac{n}{\sin \alpha}$

Cette formule permet une meilleure approche de la fracturation générale du massif, mais est inapplicable pour les directions parallèles au cheminement et peut engendrer des erreurs pour les directions subparallèles ou pour les familles de fractures pour lesquelles le nombre mesuré est faible (ce qui ne permet pas de connaître avec sûreté la maille apparente de fracturation).

II.2.2.c. Utilisation des données

Les mesures ainsi recueillies et corrigées ont ensuite été analysées à l'aide de méthodes numériques ayant pour objet :

- la détermination des grandes directions de fissuration,
- le calcul de l'intensité de fissuration,
- la détermination des tenseurs de contraintes.

III - RESULTATS ET INTERPRETATION

III.1. DETERMINATION DES GRANDES DIRECTIONS DE FISSURATION

III.1.1. A partir des photographies aériennes

Pour les trois grandes formations précitées (micaschistes, couverture sédimentaire, Bajocien) nous avons donné :

- le relevé de fissuration,
- la source en longueurs cumulées de fractures obtenues par le procédé du banc d'optique,
- les rosaces en nombre de fractures et en longueurs cumulées de fractures obtenues grâce au programme Rafrac,
- le tableau à double ventilation des fractures suivant l'orientation et la longueur, obtenu par ce même programme.

Dans chaque case figurent le nombre de fractures et la longueur cumulée de ces fractures.

- la distance interfracturale moyenne pour chaque famille de fractures.

Notons que, sur aucun des relevés de fissuration présentés, on ne trouve trace des grands accidents décrits dans le chapitre Structure Géologique.

En effet, comme nous l'avons dit, ces accidents ne sont pas de véritables déchirures mais des ensembles de fractures élémentaires et de diaclases. Ce sont celles-ci qui ont été repérées et cartographiées en photographie aérienne.

III.1.1.a- Les micaschistes du socle cristallin : (planches 24,25)

La famille dominante est incontestablement la fracturation de direction N 60, (en fait N50 à N70) que ce soit en nombre de fractures ou en longueur cumulée. C'est également pour cette direction que la distance interfracturale est la plus faible.

On note deux autres pics, à N20 et N 120-130. D'une manière générale, les fractures, quelle que soit leur direction, sont homogènes quant à leur développement linéaire : la plus grande partie mesure moins de 500 m, avec un pic entre 100 et 200 m.

III.1.1.b- La couverture sédimentaire (planches 26,27)

On remarque un pic à N50 - N70 (N50 pour le passage en nombre de fractures et la distance interfracturale, N 70 pour le passage en longueurs cumulées), un pic à N 150-N160, et un pic méridien. A propos de ce dernier, la longueur moyenne des fractures de cette classe doit être plus importante que celle des autres familles, car le pic apparaît sur la rosace des fréquences en longueur cumulée mais pas sur la rosace des fréquences en nombre de fractures.

III.1.1.c. Le Bajocien (planches 28,29)

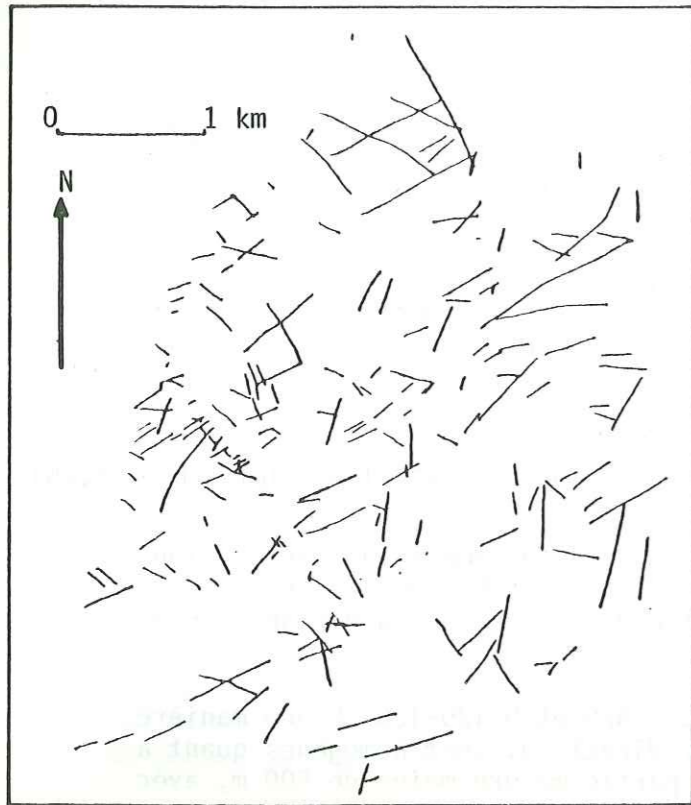
Quatre directions principales apparaissent : N0, N20, N 70-N80, N 140 (de loin la plus importante).

Remarquons que cette direction est particulièrement fréquente aux 2/3 du massif en partant du bas, c'est-à-dire dans une zone qui est l'exact prolongement de la vallée du Bréda en amont d'Allevard. Ces petites fractures pourraient représenter la trace d'un accident plus important.

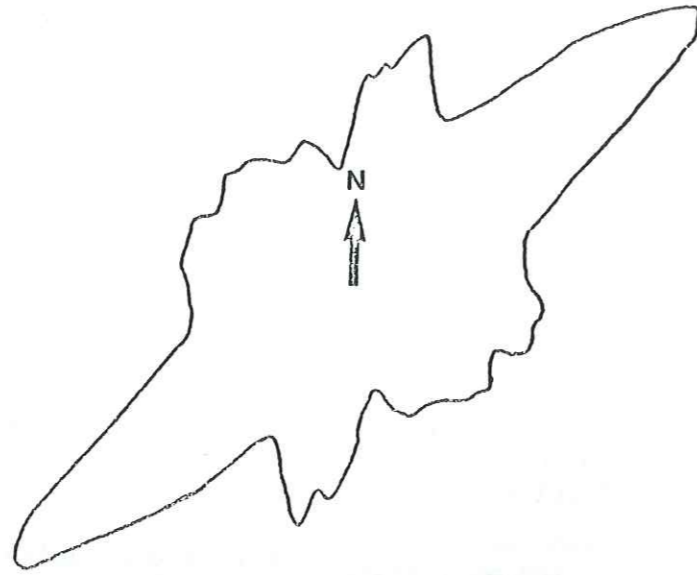
Signalons que la longueur moyenne des accidents semble être plus faible que dans le socle.

III.1.1.d. Conclusions.

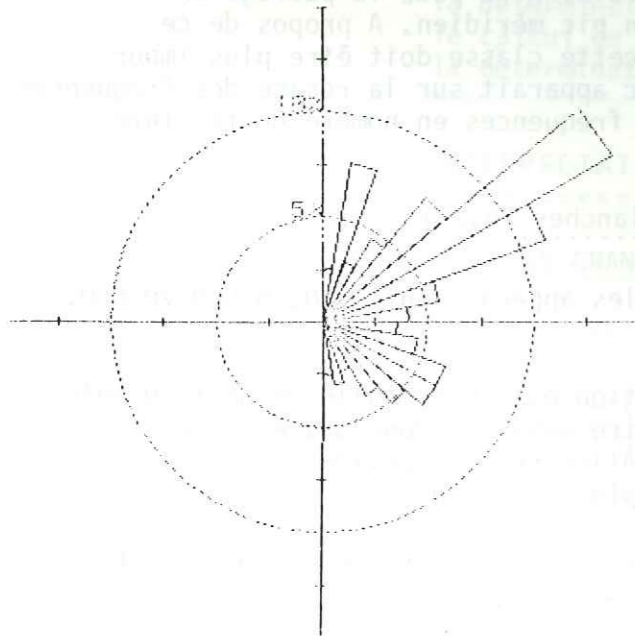
Les grandes directions de fracturation sont constantes du socle au Bajocien, à savoir principalement N60 et N 140. Cela confirme l'importance des grands accidents transverses que nous avons décrits précédemment. Notons cependant la présence constante de fractures méridiennes.



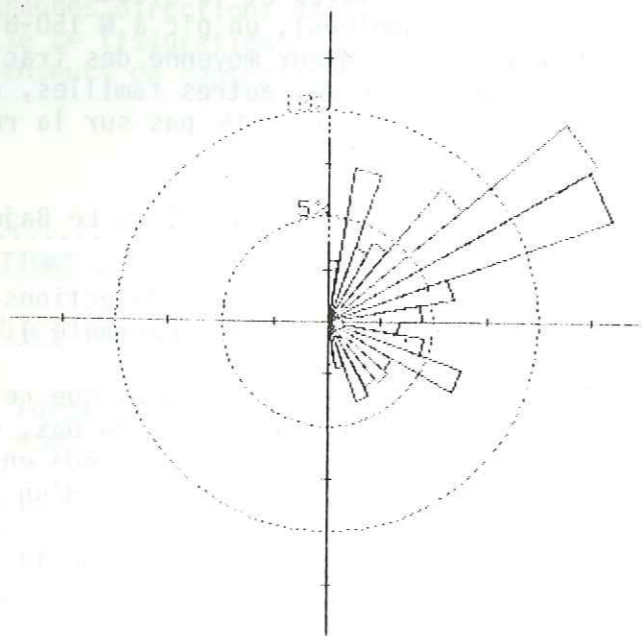
Carte de fissuration



Histogramme en longueurs cumulées (banc d'optique)



Histogramme en nombre de fractures (programme Rafrac)

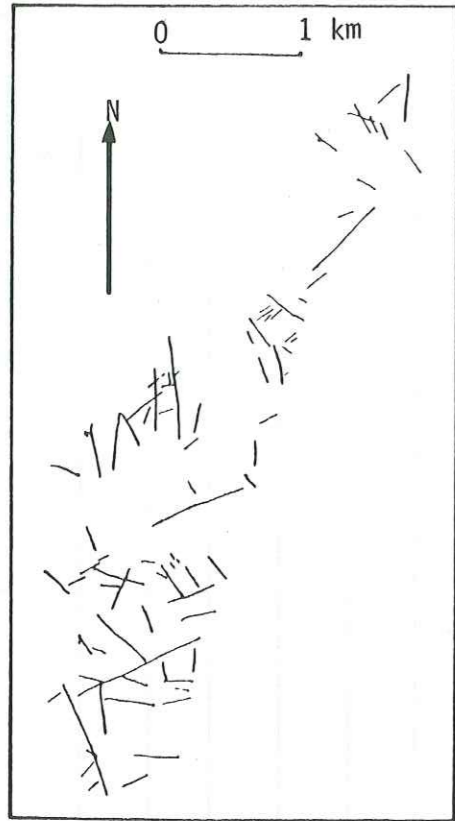


Histogramme en longueurs cumulées (programme Rafrac)

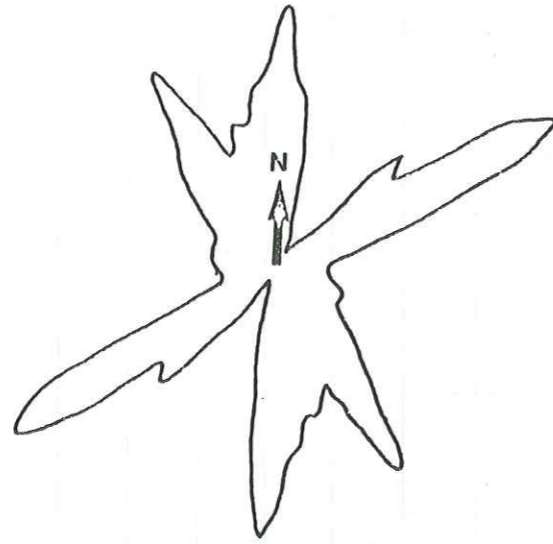
PLANCHE 24 : INTERPRETATION PHOTOGEOLOGIQUE DE LA FRACTURATION DANS LES MICASCHISTES DU MASSIF D'ALLEVARD.

Orientation	0-100 m	100-200 m	200-300 m	300-400 m	400-500 m	500-600 m	600-700 m	700-800 m	800-900 m	900-1000 m	1000 m	Distance interfracturale m
0-10°	1 48	1 105		1 340	2 877						5 1371	856
10-20°	3 212	5 797	4 982	1 353	1 409			1 733			15 3486	229
20-30°		1 130	1 240	3 989	1 419						6 1778	385
30-40°	3 211	3 427		2 707				1 702			9 2048	438
40-50°	3 264,5	4 517	3 699	1 327	2 860	1 586	1 622				15 3874	250
50-60°	5 402	13 1840	9 2100	2 722			1 634			1 1214	31 6912	108
60-70°	3 251	5 775	5 1184	5 1669	1 442		1 623		1 857		22 6703	152
70-80°		6 962	2 427	1 366	1 416		1 644				11 2815	375
80-90°		4 567	2 424	1 322				1 775			8 2087	442
90-100°		4 641	1 276	2 661							7 1577	487
100-110°	2 160	2 310	1 261	3 1006	1 425						9 2164	464
110-120°		8 1186	2 537			1 547			1 895		12 3165	334
120-130°	4 304	8 1349									12 1653	216
130-140°	5 380	1 108	2 460	1 314		1 511					10 1774	300
140-150°	2 133	2 219	1 222	2 640	1 459						8 1673	148
150-160°		2 336	2 526								5 1894	664
160-170°	2 157	2 304	1 254	1 329							6 1044	135
170-180°	1 88	2 303	1 234	1 309							5 935	428
	34 2612	73 10878	37 8828	27 9054	10 4307	3 1644	4 2523	3 2210	2 1752	1 901	2 2245	

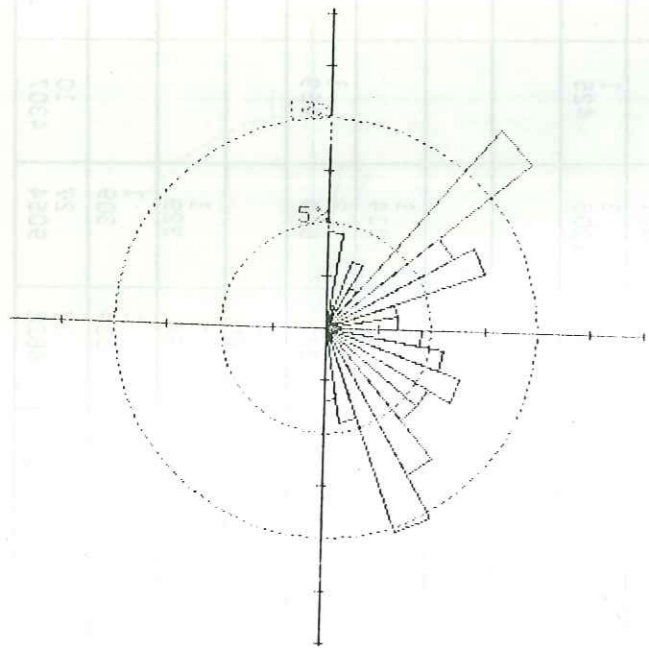
PLANCHE 25 : DOUBLE VENTILATION DES FRACTURES DANS LES MICASCHISTES SUIVANT L'ORIENTATION ET LA LONGUEUR : - EN NOMBRE DE FRACTURES - EN LONGUEURS CUMULEES DE FRACTURES



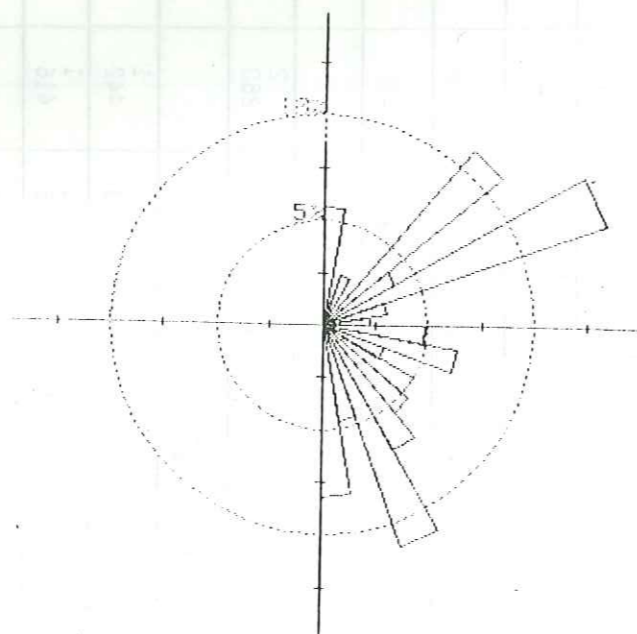
Carte de fissuration



Histogramme en longueurs cumulées (banc d'optique)



Histogramme en nombre de fractures (programme Rafrac)

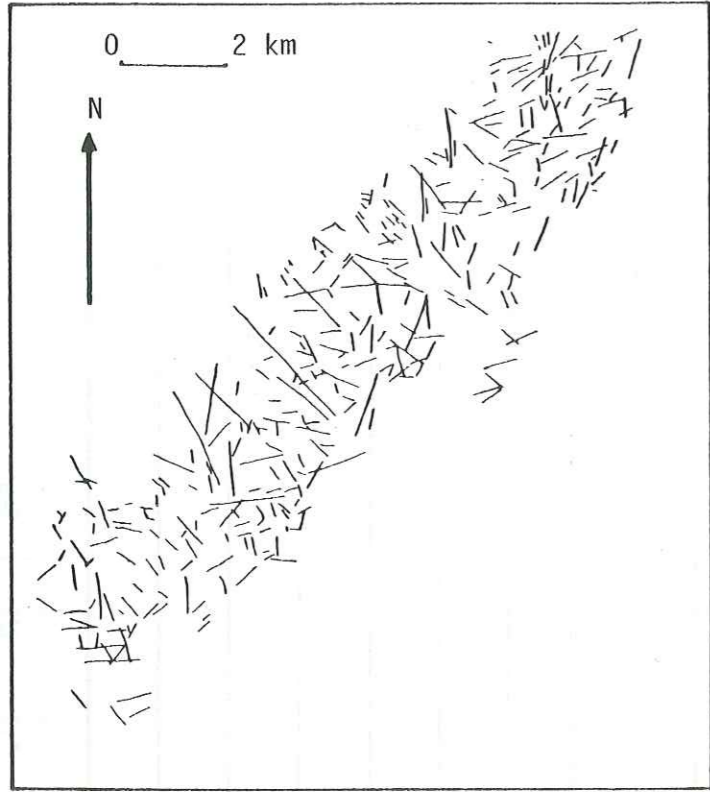


Histogramme en longueurs cumulées (programme Rafrac)

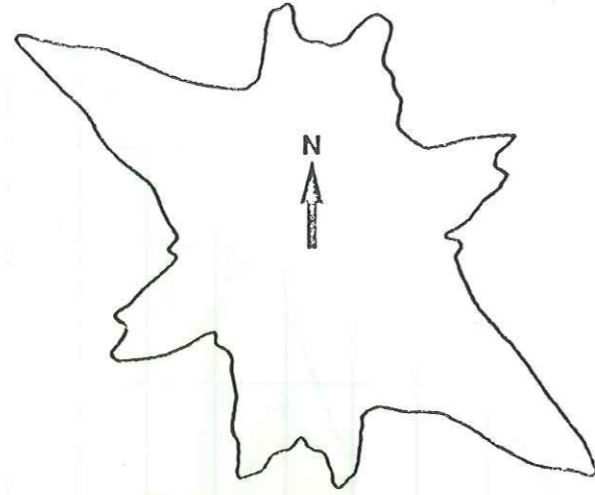
Orientation	0-100 m	100-200 m	200-300 m	300-400 m	400-500 m	500-600 m	600-700 m	700-800 m	800-900 m	900-1000 m	1000 m	Distance interfracturale m
0-10°												575
10-20°		2 330		2 714							4 1044	
20-30°	1 26	1 129	1 204	1 307							1 204	572
30-40°	2 101										3 462	328
40-50°	3 204	5 713	2 497				1 609				11 2023	203
50-60°	1 77	5 648									6 725	281
60-70°		4 638		1 339			1 691			1 949	7 2617	498
70-80°		1 111	2 454								3 565	970
80-90°		2 208	1 204								4 905	1012
90-100°	1 94	1 150		2 660							5 1202	380
100-110°		2 345	2 427	1 389							6 577	1060
110-120°	4 305	2 273									5 919	873
120-130°	1 49	2 324	1 237	1 310							5 988	889
130-140°	1 36	2 272	1 206	1 474							7 1265	407
140-150°	2 154	2 354	3 757								9 2055	498
150-160°	1 55	4 525	3 651						1 823		4 855	449
160-170°	1 82	1 126	1 287	1 359							3 1508	459
170-180°	18 1183	36 5187	17 3926	10 3437	2 909	0 0	2 1300	1 713	1 823	1 949	0 0	325

PLANCHE 27 : DOUBLE VENTILATION DES FRACTURES DANS LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE SUIVANT L'ORIENTATION ET LA LONGUEUR : - EN NOMBRE DE FRACTURES - EN LONGUEURS CUMULEES DE FRACTURES

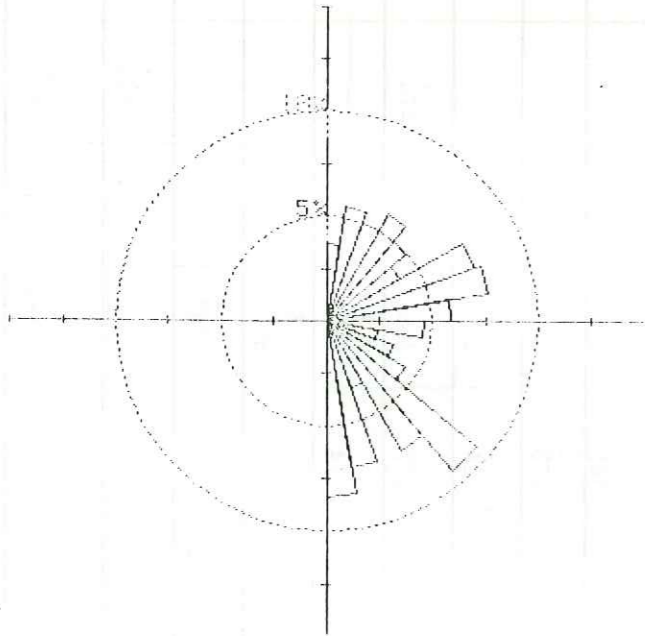
PLANCHE 26 : INTERPRETATION PHOTOGEOLOGIQUE DE LA FRACTURATION DANS LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE (PERMIEN, TRIAS, LIAS) DU MASSIF D'ALLEVARD.



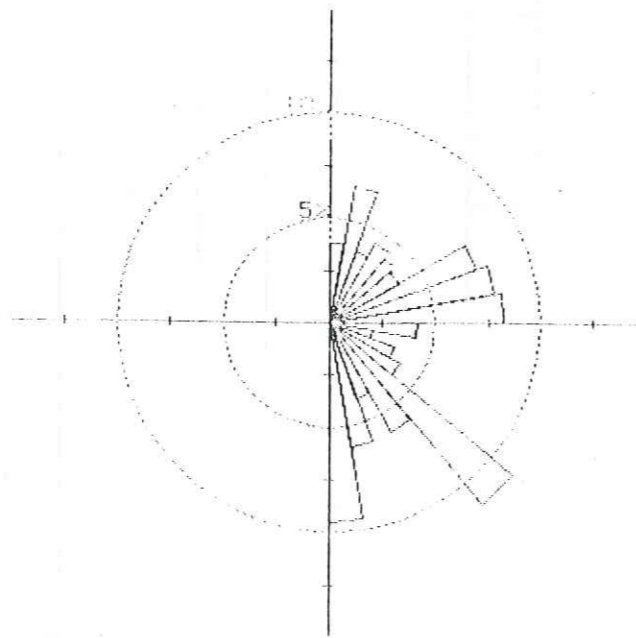
Carte de fissuration



Histogramme en longueurs cumulées (banc d'optique)



Histogramme en nombre de fractures (programme Rafrac)



Histogramme en longueurs cumulées (programme Rafrac)

PLANCHE 28 : INTERPRETATION PHOTOGEOLOGIQUE DE LA FRACTURATION DANS LE BAJOCIEN DU MASSIF DE Bramefarine.

Orientation	0-100 m	100-200 m	200-300 m	300-400 m	400-500 m	500-600 m	600-700 m	700-800 m	800-900 m	900-1000 m	1000 m	Distance interfracturale m
0-10°	1 84	7 1014	3 751					1 734			12 2584	388
10-20°	1 47	11 1656		3 1077	1 440		2 1275				18 4496	164
20-30°	2 109	10 1352	2 408	2 604							16 2472	211
30-40°	5 389	10 1464	3 769	1 343							19 2965	92
40-50°	1 60	11 1604	3 757	1 329							16 2749	112
50-60°	1 72	7 974	2 497	3 1006							13 2549	243
60-70°	3 269	11 1566	7 1836	2 711		1 589					24 4972	195
70-80°	1 87	15 2290	4 979	2 682	3 1325						25 5362	219
80-90°	2 128	6 853	4 957	1 357	3 1345	1 550	1 663	1 732			19 5585	309
90-100°	3 283	6 863	5 1324	1 341							15 2811	346
100-110°	3 205	2 299	2 563	1 345							8 1412	777
110-120°	2 195	4 565	3 664		2 833						11 2257	504
120-130°	1 100	8 1154	4 983	1 375							14 2611	483
130-140°	10 806	9 1157	5 1279	2 698		2 1332		1 866		1 1489	30 7628	269
140-150°	7 551	7 870	7 1646	1 392		1 571					23 4029	333
150-160°	3 246	5 742	1 275	1 309							11 2588	301
160-170°	4 286	14 2048	1 291	4 1402							23 4028	268
170-180°	3 176	12 1920	5 1147	3 990	1 479	2 1071	1 622				27 6405	217
	53 4093	155 22392	61 15125	29 9959	10 4423	5 2782	6 3893	2 1466	1 866	0 0	2 2506	

PLANCHE 29 : DOUBLE VENTILATION DES FRACTURES DANS LE BAJOCIEN SUIVANT L'ORIENTATION ET LA LONGUEUR : - EN NOMBRE DE FRACTURES - EN LONGUEURS CUMULEES DE FRACTURES

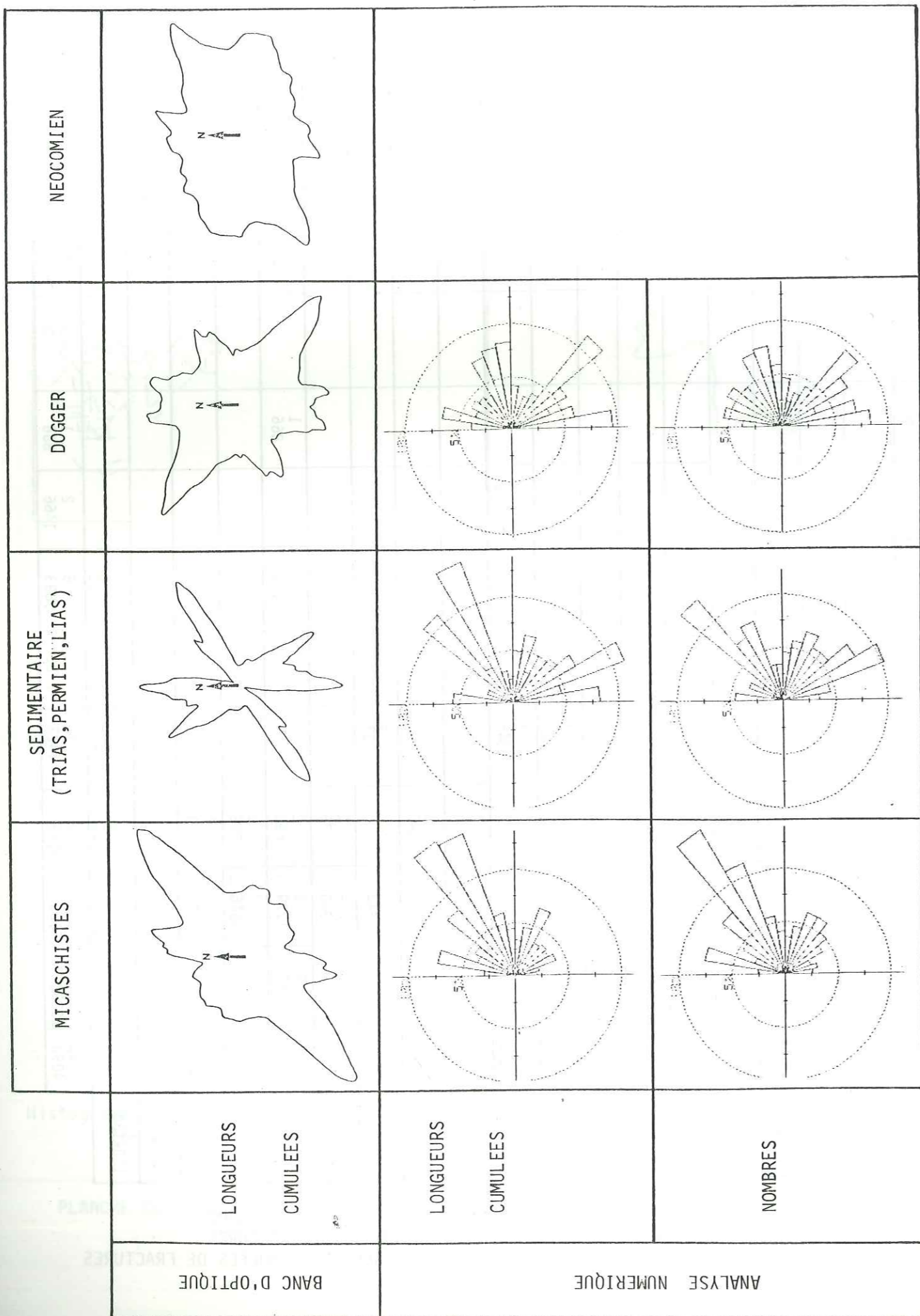
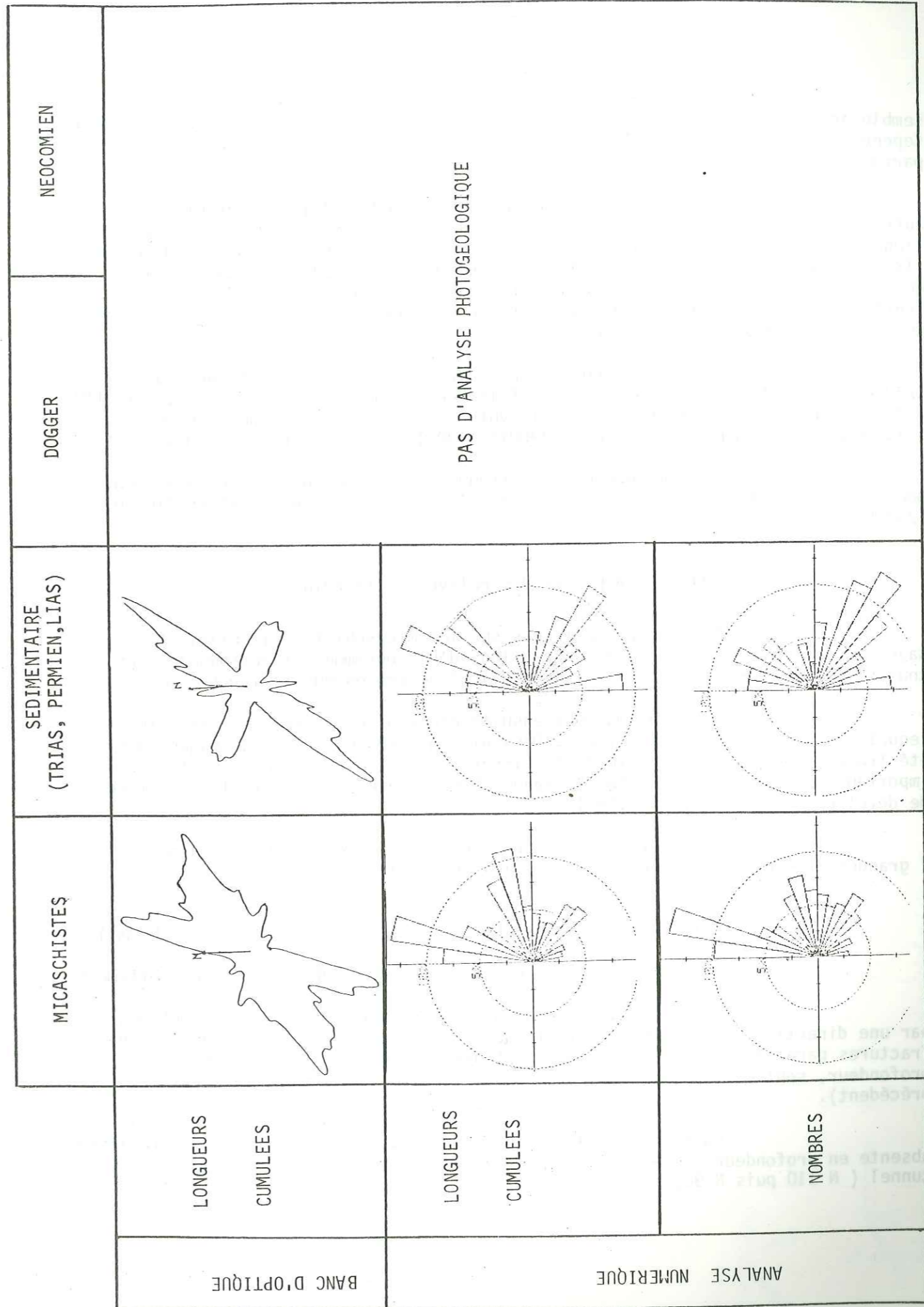


PLANCHE 30 : SYNTHESE DES RESULTATS OBTENUS PAR L'ANALYSE PHOTOLOGIQUE DE LA FRACTURATION A 1/30 000.



Au niveau de la critique des méthodes, le programme RAFRAC semble apporter infiniment plus d'informations que le traitement au banc d'optique. Cependant, celui-ci a l'avantage d'être plus rapide lorsque l'appareillage est parfaitement réglé.

D'autre part, C.DROGUE et J.C. GRILLOT (1976) ayant entre autre montré qu'il pouvait exister des variations dans les relevés de fracturation sur clichés aériens quand on changeait d'échelle d'observation, et M. RAZACK (1978) ayant quantifié cet effet d'échelle et défini le 1/15000 comme échelle de mesure représentative à partir de laquelle une analyse approfondie de la fracturation est possible, nous avons essayé de vérifier en milieu non carbonaté ces résultats obtenus sur des réservoirs karstiques.

Pour cela, nous avons comparé nos résultats obtenus au 1/30000 sur toute la série dauphinoise (le Néocomien a été mesuré par J.P. ROBERT (1976) et traité par J.C. GRILLOT) et synthétisés dans le tableau planche 30 , à la même étude réalisée par J.M. FRANCOIS (1980) au 1/15000 (planche 31).

On remarque que les fréquences ne sont pas fondamentalement modifiées. Cela justifie ainsi notre choix d'avoir mené l'étude à l'échelle du 1/30000.

III.1.2. A partir des relevés de terrain

Les mesures obtenues sur les micaschistes, le Lias, et le Bajocien ont fait l'objet, après correction, d'histogrammes directionnels pour toutes les stations de surface (planche 32) et de profondeur (planche 33).

Les stations ont ensuite été regroupées selon le terrain dans lequel elles avaient été effectuées. Deux histogrammes ont alors à chaque fois été tracés : un pour l'ensemble de la fissuration, et l'autre pour les fissures importantes (les fractures dites " Grandes " et " Moyennes ", soit les fractures de développement linéaire $\geq 0,5m$).

En galerie, nous avons également tracé les histogrammes des " grandes fractures " obtenues selon le levé général.

III.1.2. a Les micaschistes du socle cristallin (planche 34)

En profondeur, les directions N 60 et N 140 dominant nettement.

En surface, ces deux directions apparaissent mais sont masquées par une direction méridienne dont la fréquence est due à la présence de très nombreuses fractures parallèles à la foliation. Ces fractures, que l'on ne retrouve pas en profondeur, sont certainement ouvertes en surface par décompression (voir chapitre précédent).

La direction N 110, également visible en surface, est totalement absente en profondeur: cela pourrait être dû à la constance directionnelle du tunnel (N 110 puis N 90).

STATIONS de MESURE de
la FISSURATION en SURFACE

D. station dans le Dogger
L. station dans le Lias
M. station dans les Micaschistes
17 intensité de fissuration

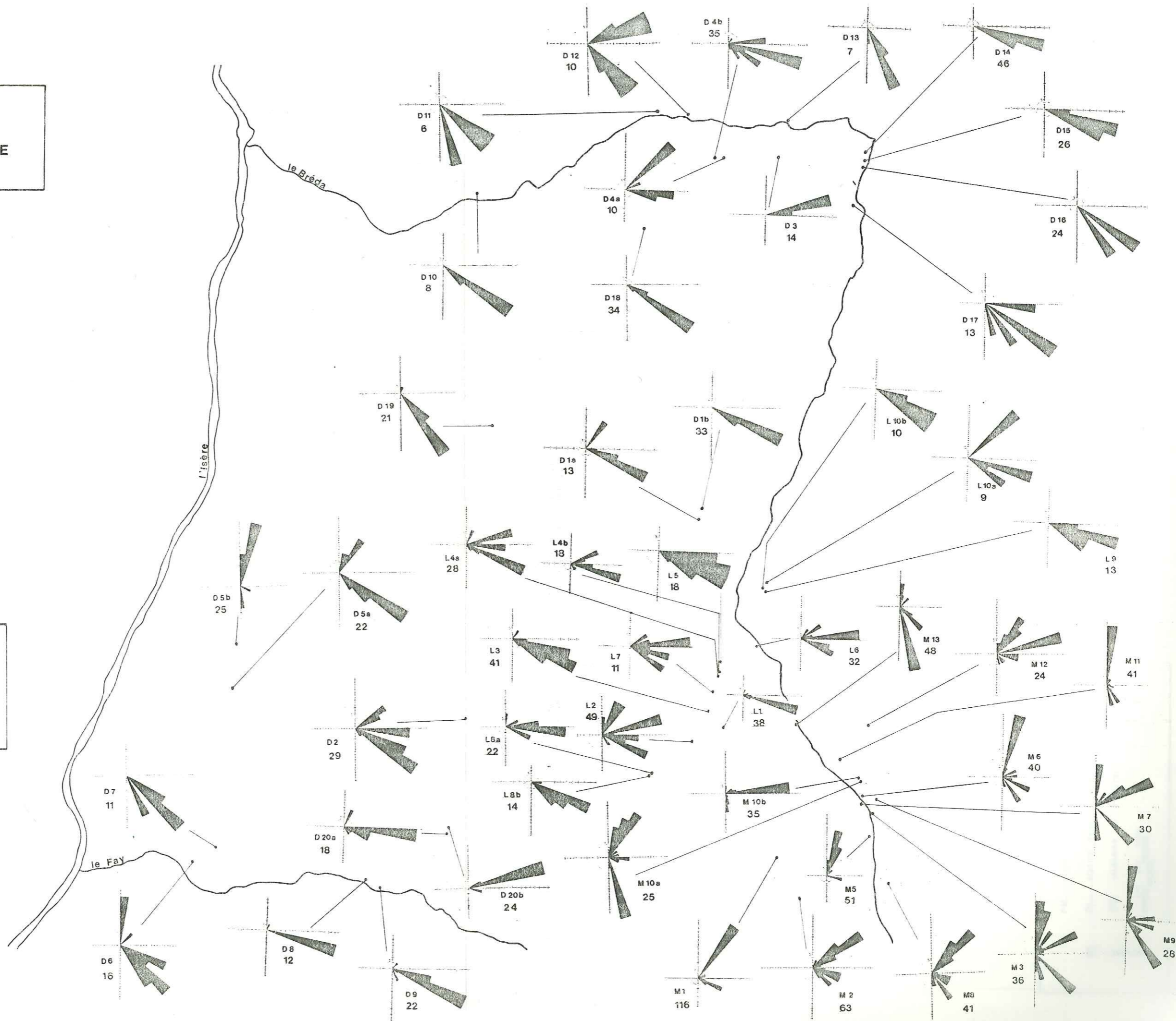
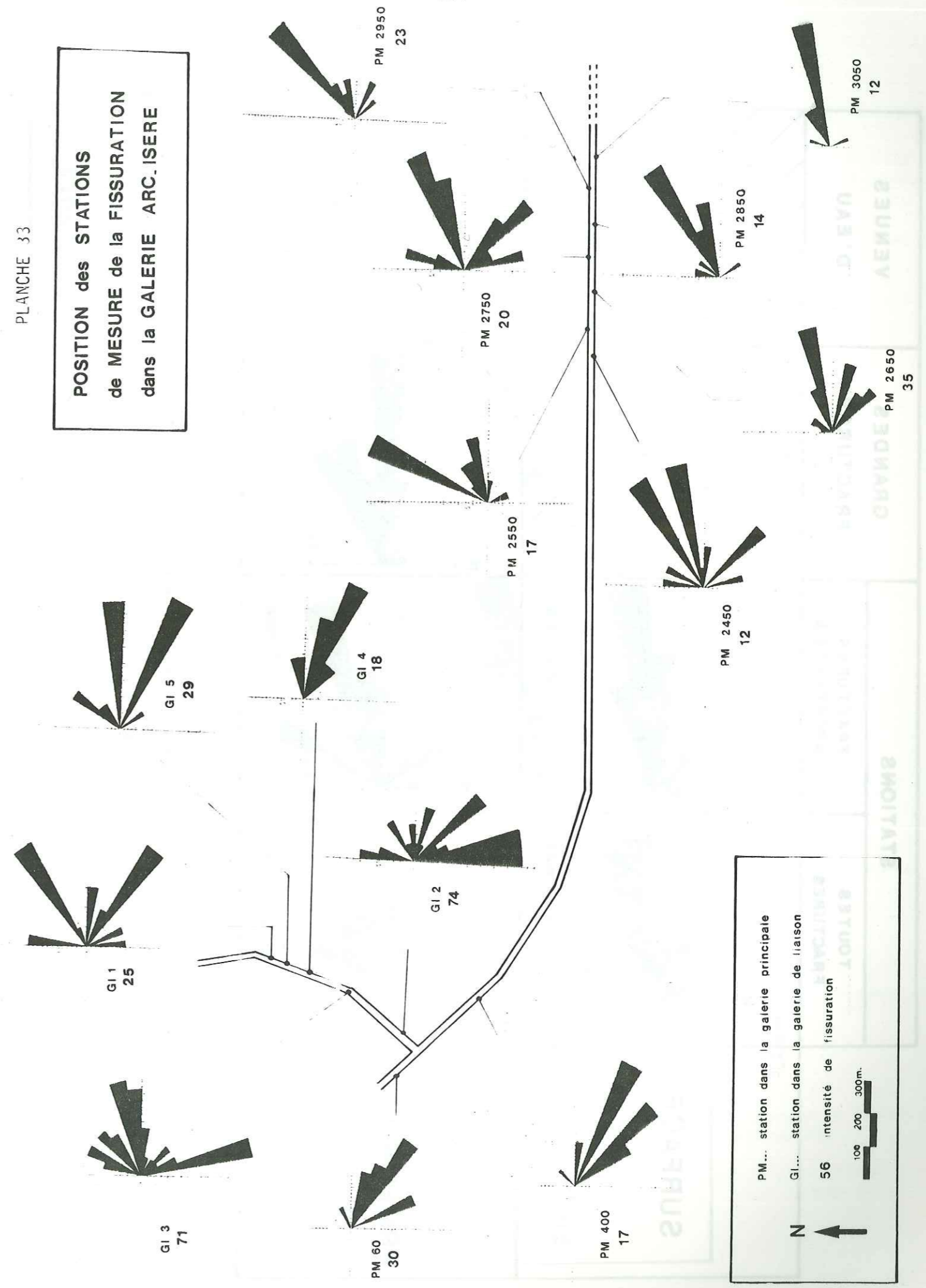
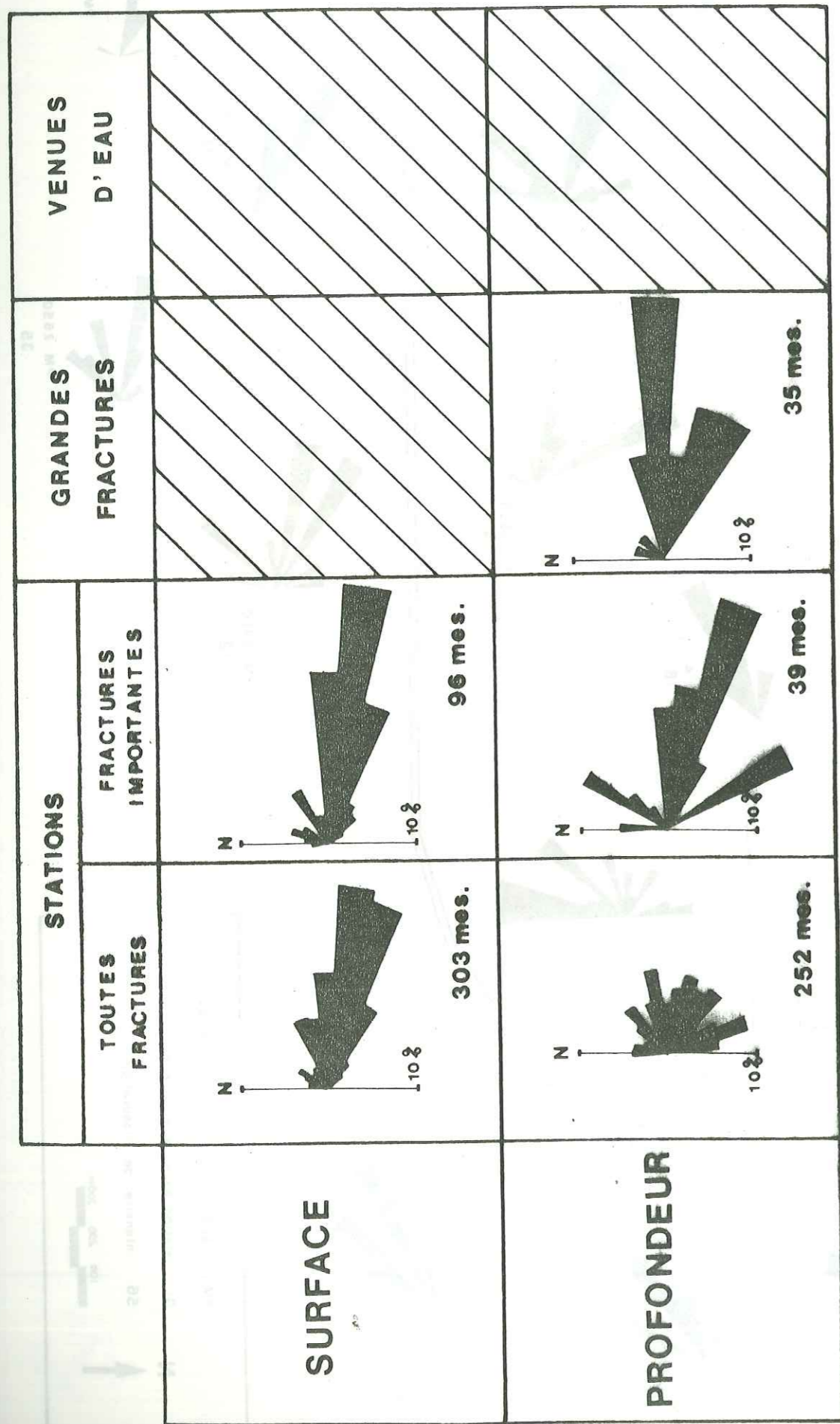


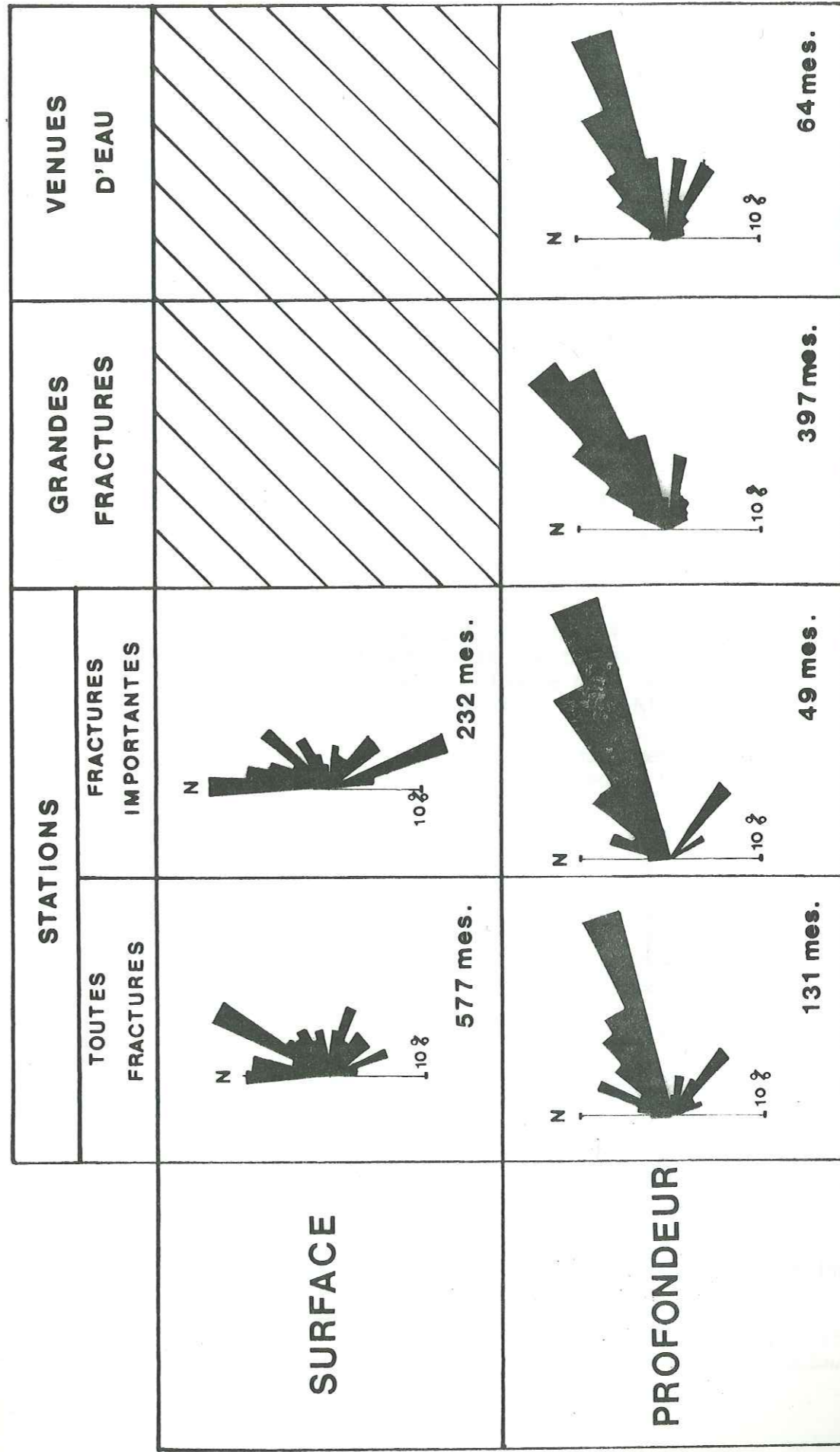
PLANCHE 33

**POSITION des STATIONS
de MESURE de la FISSURATION
dans la GALERIE ARC-ISERE**





LIAS
 PLANCHE 34 : ANALYSE DE LA FISSURATION DANS LES MICASCHISTES DU MASSIF D'ALLEVARD



MICASCHISTES
 PLANCHE 35 : ANALYSE DE LA FISSURATION DANS LE LIAS DU MASSIF D'ALLEVARD

III.1.2.b. Le Lias (planche 35)

La direction la plus marquée est incontestablement N 100-N110 avec de petits pics, pour la fissuration plus importante et les grandes fractures, à N60 et N 150.

On observe un assez bon recouplement des diverses observations en surface et en profondeur, sauf pour l'histogramme de fissuration totale en profondeur où les directions apparaissent moins marquées. Le phénomène pourrait être dû au fait que les mesures ont été prélevées à la fois sur la galerie principale creusée au tunnelier et sur la galerie d'approche creusée à l'explosif.

III.1.2.c. Le Bajocien (planche 36)

La direction principale de fissuration apparaît être la direction multiple N 100-N120.

On note trois pics à N 20, N 70, N 150, plus petits. N 70 apparaît cependant beaucoup plus développé dans la fissuration importante que pour l'ensemble de la fissuration.

III.1.2.d. Conclusions

Il ressort de cette étude une distinction entre les directions mesurées dans le socle et celles constatées dans sa couverture : la direction N 60 est en effet nettement dominante dans les micaschistes, alors que dans le Lias et le Dogger c'est la direction N 100-N120 qui prédomine.

Signalons que quelques mesures effectuées dans le Permien de la galerie ont livré une fissuration très lâche principalement orientée N 60.

III.1.3. Conclusions à l'étude des grandes directions de fissuration

L'étude comparative de la fissuration menée à partir des photographies aériennes et des relevés de surface et en galerie n'a pas mis en évidence des directions différentes de fracturation, mais montré des différences dans les fréquences relatives de ces directions selon :

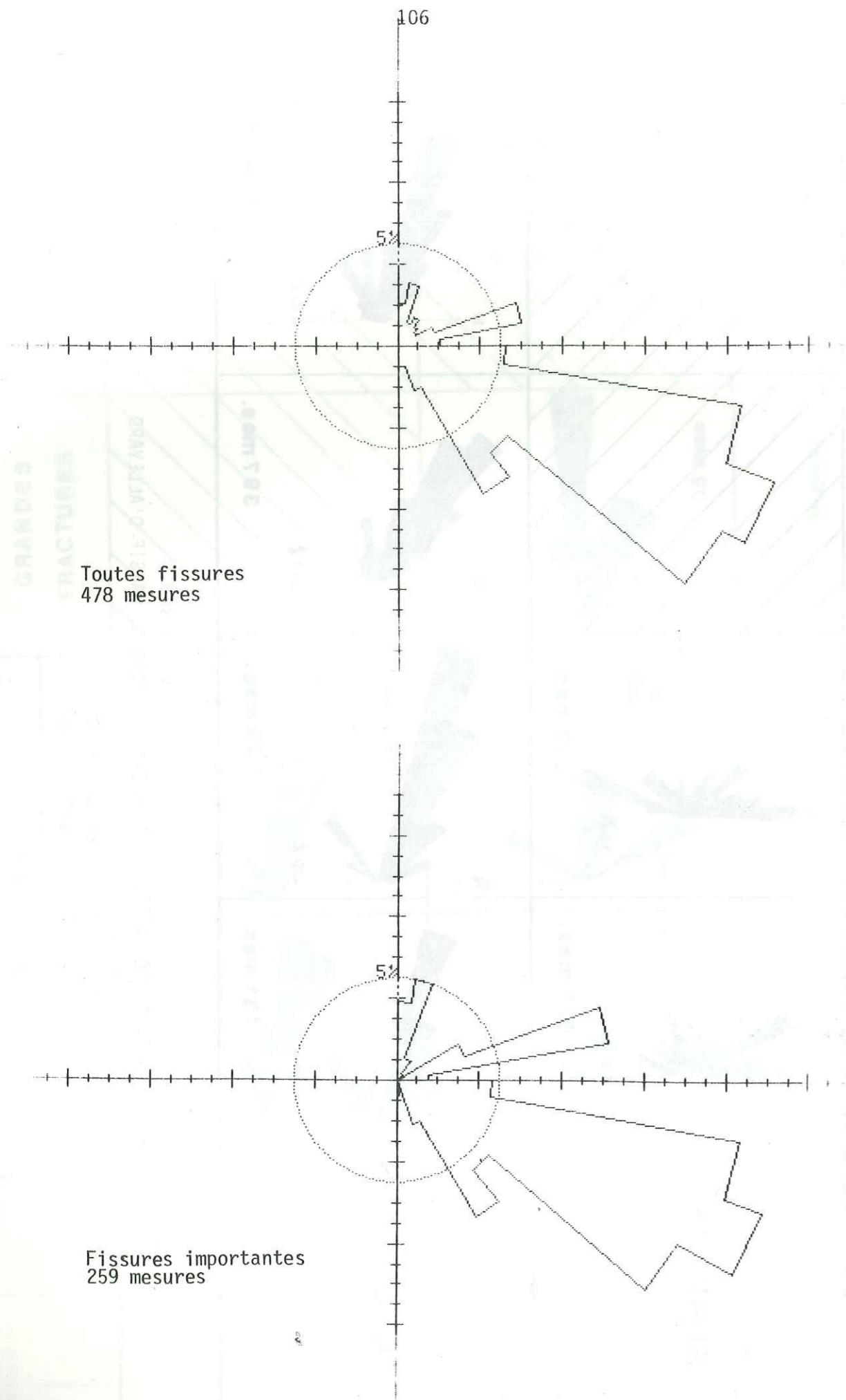
III.1.3.a. La formation choisie

On relève une opposition entre la direction N60 marquée à l'affleurement dans les micaschistes et la direction grossièrement N 110 marquée dans les schistes et marno-calcaires jurassiques.

III.1.3.b. L'échelle de l'étude

L'analyse des photographies aériennes à l'échelle du 1/30000 donne la meilleure image de la fracturation de grande dimension obtenue grâce au levé général en galerie.

Cependant, si dans le socle l'analyse structurale réalisée à l'échelle de l'affleurement (en surface comme en profondeur) rend compte des



structures plus importantes (prédominance de la fracturation N 60), il n'en est pas de même pour les terrains jurassiques.

Pour ces derniers, le système de fissuration N 110 de faible développement linéaire est prépondérant dans les mesures de terrain alors qu'il n'apparaît que très peu sur les photographies aériennes. Au contraire, la direction N 60 des fractures les plus importantes régionalement, très visible sur les photographies aériennes, n'est que secondaire à l'affleurement. Les observations de terrain, qui permettent la détermination de l'ensemble des directions de fracturation affectant la région étudiée, ne permettent donc pas de différencier les familles de fractures de grande extension de la microfracturation.

Ce phénomène constitue ce que nous avons appelé un "effet d'échelle".

III.1.3.c. Le niveau d'étude choisi

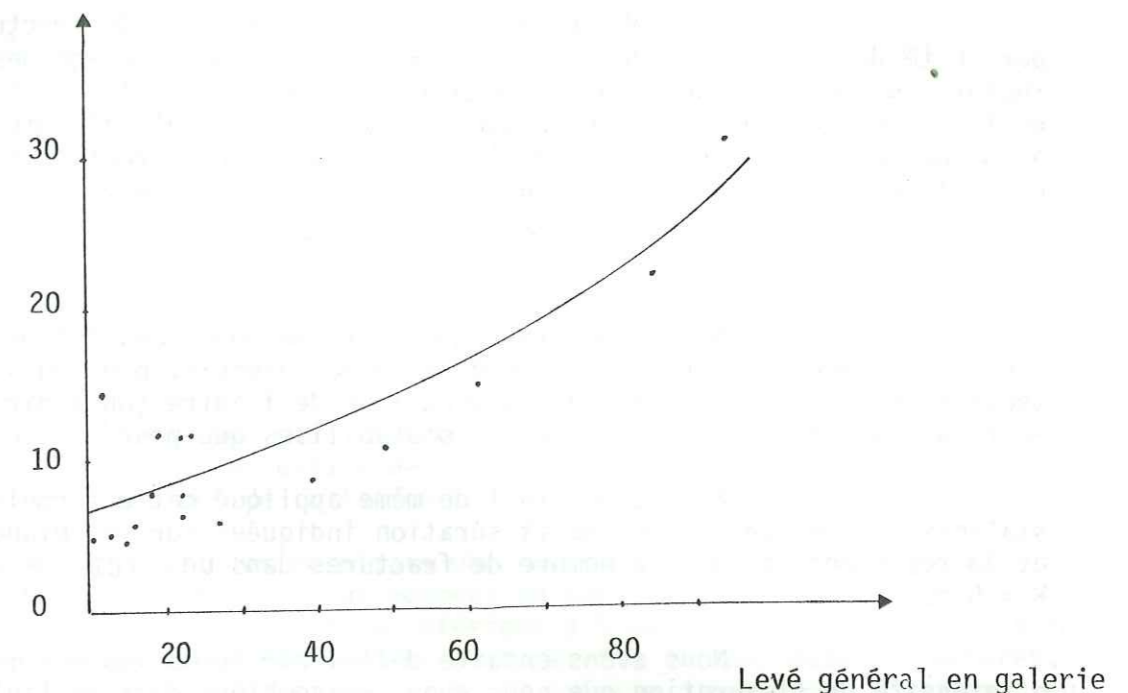
Notre étude a permis de vérifier les conclusions de D.JAMIER (1975) à savoir la conservation des directions de fracturation privilégiées de la surface à la profondeur. Ce résultat, s'il apparaît évident, n'en est pas moins important. En effet, des études (F. PAQUIER, 1973-Rapport interne Neuchâtel in D.JAMIER, 1975) ont montré dans d'autres régions (Jura) des rotations des groupes de tension entre la surface et la profondeur.

Cependant, dans les micaschistes surtout, l'étude de la fissuration réelle est plus aisée en galerie que sur les affleurements de surface. Sur ceux-ci s'ajoute en effet à la "fissuration héritée" (d'origine tectonique) une "fissuration ajoutée" (liée à la décompression de multiples plans de foliation en particulier) qui n'existe pas en profondeur mais masque sur les histogrammes de surface la "fissuration héritée".

Ainsi se pose le problème de la décroissance de l'intensité de fracturation avec la profondeur, problème que nous aborderons lors du paragraphe suivant. Signalons simplement que J.M. FRANCOIS et Y.GOUISSET (à paraître) ont quantifié, en milieu carbonaté, la décroissance de l'intensité de fracturation sur les premiers mètres de la profondeur. Cette décroissance est caractérisée par la superposition de deux fonctions exponentielles.

Quant à nous, afin de comparer les structures visibles en surface et celles existant à des profondeurs plus importantes, nous avons porté, dans une représentation graphique, pour chacune des 18 classes de direction, les nombres de fractures obtenus par l'analyse photogéologique en fonction des nombres de fractures du levé général en galerie.

Analyse photogéologique



Bien que l'on constate une certaine dispersion des points, on peut estimer qu'il existe une relation linéaire entre les deux types de relevés. Cette relation quantitative, moins bonne que celle obtenue par J.M. FRANCOIS (1980) dans le massif karstique d'Allauch (Provence), s'ajoute ainsi à la relation qualitative que nous avons observée.

III.2. QUANTIFICATION DE L'INTENSITE DE FISSURATION

Les possibilités d'emménagement et de circulation de l'eau dans le massif rocheux sont liées, entre autres facteurs parmi lesquels la nature des fractures tient une place importante, à la fréquence de la fissuration.

Les observations des précédents auteurs ont montré que la fréquence de la fissuration dépend de :

- la lithologie : elle diminue lorsque la proportion d'argile croît (en terrain sédimentaire),
- la tectonisation,
- l'épaisseur des bancs stratigraphiques (en terrain sédimentaire) : elle diminue lorsque l'épaisseur des bancs augmente (J.P. SOPENA et J.P. SOULAS, 1973),
- la profondeur,
- les faciès pétrographiques et tectoniques (en terrain cristallin).

Il nous a semblé intéressant, après une première approche qualitative de la fissuration, d'en aborder une étude quantitative. Ce paramètre a été analysé suivant le biais des deux facteurs qui a priori paraissent les plus aptes à l'influencer dans notre cas, à savoir la nature du magasin et la position du lieu de l'analyse (surface-profondeur).

L.KIRALY (1969) a défini l'intensité de fracturation par unité de surface : à partir de l'inventaire et du comptage des joints de rupture sur une station d'un cheminement de longueur D, il fournit un nombre de fractures dans un cercle de rayon $R = D/2$. Ce faisant, il comptabilise à un nombre plus proche de la vérité les fractures de directions subparallèles ou obliques au cheminement, selon le principe de la formule :

$$N = \frac{n}{\sin \lambda}$$

Notons pourtant que cette méthode sous-estime encore la fissuration réelle, car sur un axe de 10 m par exemple, plusieurs joints peuvent se trouver dans le prolongement l'un de l'autre (ou avoir des positions en relais ou en échelons) et n'être comptabilisés que pour un seul.

Nous avons tout de même appliqué cette formule à nos stations, et les intensités de fissuration indiquées sur les planches 32 et 33 représentent donc le nombre de fractures dans un cercle de rayon $R = 5$ m.

Nous avons ensuite défini par formation des moyennes d'intensité de fissuration que nous avons rassemblées dans le tableau ci-dessous; nous avons également donné entre parenthèses le pourcentage de fractures importantes par rapport à la fissuration générale.

	SURFACE		PROFONDEUR		
	Fractures importantes	Toutes fractures	Fractures importantes	Toutes fractures	
Bajocien	10,8 (54%)	19,9			
Lias	7,4 (32%)	23,3	3,8 (9%) 10 (43%)	43 23,5	Galerie d'approche Galerie principale
Socle	17,8 (40%)	44,5	7 (37%)	19	

On observe que :

- le pourcentage de fractures importantes parmi l'ensemble de la fissuration reste relativement constant en surface et en profondeur, quelle que soit

la formation considérée : ce pourcentage oscille entre 32 et 54 %. Seul le Lias de la galerie d'approche présente très peu de fissures importantes (8,8%). Cela est dû au fait que l'utilisation des explosifs pour le creusement de cette galerie a fait naître une fissuration nettement plus intense que la normale, ces nombreuses petites fractures homogénéisant l'échantillonnage.

- la diminution de l'intensité de fracturation avec la profondeur ne semble pas suivre des lois précises :

. dans les micaschistes, on observe en moyenne 2,5 fois moins de fractures en profondeur qu'en surface, que ce soit pour les fractures importantes (2,5) ou pour l'ensemble de la fissuration (2,3). Cela correspond à un coefficient de disparition des fractures de l'ordre de 60 %. Il faut noter toutefois que ce rapport pourrait être beaucoup plus important si l'on n'avait pas éliminé volontairement lors des relevés de surface de nombreuses discontinuités dues à la décompression dans les plans de foliation.

. dans le Lias, les résultats obtenus dans la galerie creusée au tunnelier sont très semblables à ceux obtenus en surface, les petits plans de schistosité (de développement linéaire inférieur à 5 cm) ouverts par décompression en surface (mais fermés en profondeur) n'ayant pas été retenus dans les mesures, mais masquant la fissuration existante. Dans la galerie d'approche, l'utilisation des explosifs fait naître, nous l'avons dit, une fracturation plus intense qu'en surface et de ce fait toute comparaison est impossible.

. dans le Bajocien, l'absence de relevés en profondeur ne permet pas de tels calculs.

III.3. DETERMINATION DES TENSEURS DE CONTRAINTES (JP)

Les sollicitations mécaniques auxquelles sont soumises les roches provoquent, selon la compétence de ces dernières, l'existence de microstructures tectoniques dont la signification est classiquement interprétée par des méthodes graphiques (F.ARTHAUD, 1969, P. VIALON et al., 1976).

Pour notre part, nous avons relevé, sur des plans de failles dans les micaschistes de la galerie (du PM 1500 au PM 2500) et sur deux stations de surface M12 et M13, des mesures de directions et de pendages de plans de failles et de pitches de stries de friction.

Ces mesures ont ensuite été dépouillée au C.I.T.I.M. (Centre Inter-universitaire de Traitement de l'Information de Montpellier) sur ordinateur IBM 360/65 par J.M. FRANCOIS (1980) selon le programme Etchecopar (à paraître).

III.3.1. Principe de la méthode

Rappelons tout d'abord que, comme c'est d'ailleurs le cas pour toute déformation, la fracturation est due à une étreinte du matériau dans trois directions, étreinte que l'on peut représenter par un tenseur caractérisé par :

- une contrainte principale maximale σ_1
- une contrainte principale minimale σ_3
- une contrainte intermédiaire σ_2

Dans certains cas, σ_2 peut être négligée et l'analyse de la déformation réside alors en la détermination des deux axes principaux :

- la direction principale de raccourcissement Z
- la direction principale d'allongement X

Ce champ de contraintes peut être reconstitué par l'analyse d'une population de failles selon la méthode de A. ETCHECOPAR et al. (1980).

Cette méthode permet (A. ETCHECOPAR et al., à paraître) de séparer plusieurs états de contraintes successifs dans une région donnée.

L'algorithme effectue simultanément deux opérations :

- tri des données relatives à l'une des phases tectoniques,
- détermination des caractéristiques tensorielles relatives à l'état de contrainte de cette phase.

Cette méthode permet donc de déterminer la partie déviatorique du tenseur tectonique à un coefficient près (on ne connaît pas les grandeurs réelles des contraintes). La partie isotrope du tenseur (profondeur, pression de fluides) est, elle aussi, inconnue (G. SANTOUIL, 1980).

Par contre, elle permet de connaître la direction des contraintes $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, et un rapport entre les grandeurs de ces contraintes. Ce rapport a été choisi

$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$ et permet une classification de la valeur des composantes.

$(\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3)$ sont les composantes du tenseur T, donc $0 < R < 1$

On voit que lorsque $R = 0$, $\sigma_2 = \sigma_3$
 $R = 1$, $\sigma_1 = \sigma_3$
 $R = 0,5$, σ_2 invariant $= \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$

Dans les deux premiers cas, l'ellipsoïde des contraintes est de révolution. Tous les intermédiaires existent entre ces cas limites. C'est un processus de méthode inverse, c'est à dire qu'on cherche par minimisation numérique le tenseur qui, pour une population de failles donnée, offre un écart minimum entre les stries et les contraintes tangentielles sur ce même plan, calculées à partir du tenseur.

Dans un cas de polyphasage, on cherche à expliquer non pas l'ensemble des stries mais un pourcentage qui est déterminé par essais successifs. Cette méthode permet donc la séparation par approches successives des failles appartenant à chaque phase tectonique.

III.3.2. Traitement de nos mesures

Une application pratique de cette méthode n'a pu être réalisée que, rappelons-le, sur les micaschistes, les autres formations étant défavorables à ce type de mesures du fait de leur plus grande incompétence.

Deux traitements ont été effectués : l'un sur les mesures de galerie, l'autre sur les mesures de surface.

III.3.2.a. Mesures de galerie

46 mesures ont pu y être effectuées. Nous donnons sur diagrammes de SCHMITT (projection sur hémisphère inférieur) les différents passages sur l'ordinateur (planche 37) et les différents tenseurs qui y ont été déterminés (planche 38).

Un premier passage à 75 % de l'ensemble des 46 mesures a fourni le tenseur suivant :

	Valeur relative	Direction par rapport au N	Pendage
σ_1	0,56	265	9
σ_2	-0,14	143	73
σ_3	-0,43	357	14

avec $r = 0,295$

Selon l'amplitude des variations par rapport à ce tenseur moyen 26 failles (dites "compatibles") dont le tenseur est proche (variation inférieure à 2 écart types) de ce tenseur obtenu ont été individualisées, ainsi que 20 failles (dites "douteuses") dont le tenseur est plus éloigné (variation supérieure à 2 écart-types) du tenseur moyen.

Le passage à 95 % des 26 failles "compatibles" a permis de définir un tenseur T1 :

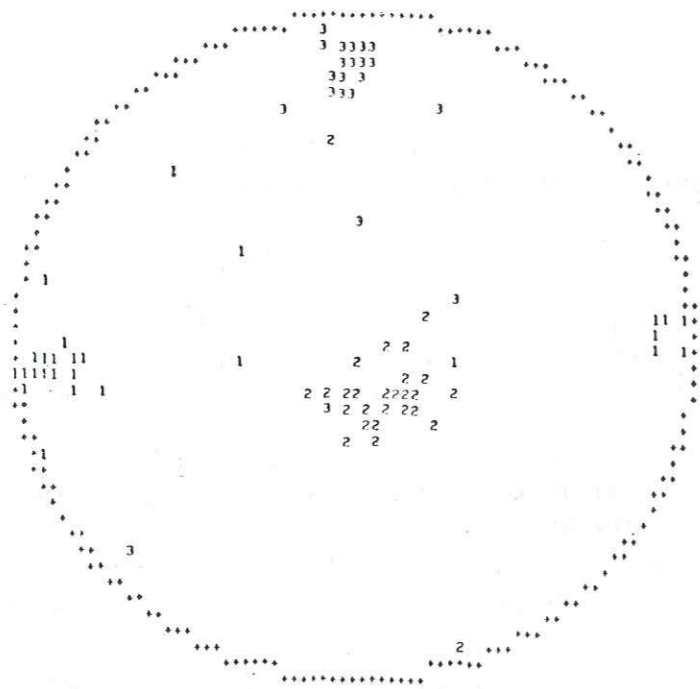
	Valeur relative	Direction par rapport au N	Pendage
σ_1	0,58	265	11
σ_2	-0,16	135	73
σ_3	-0,42	358	13

avec $r = 0,25$

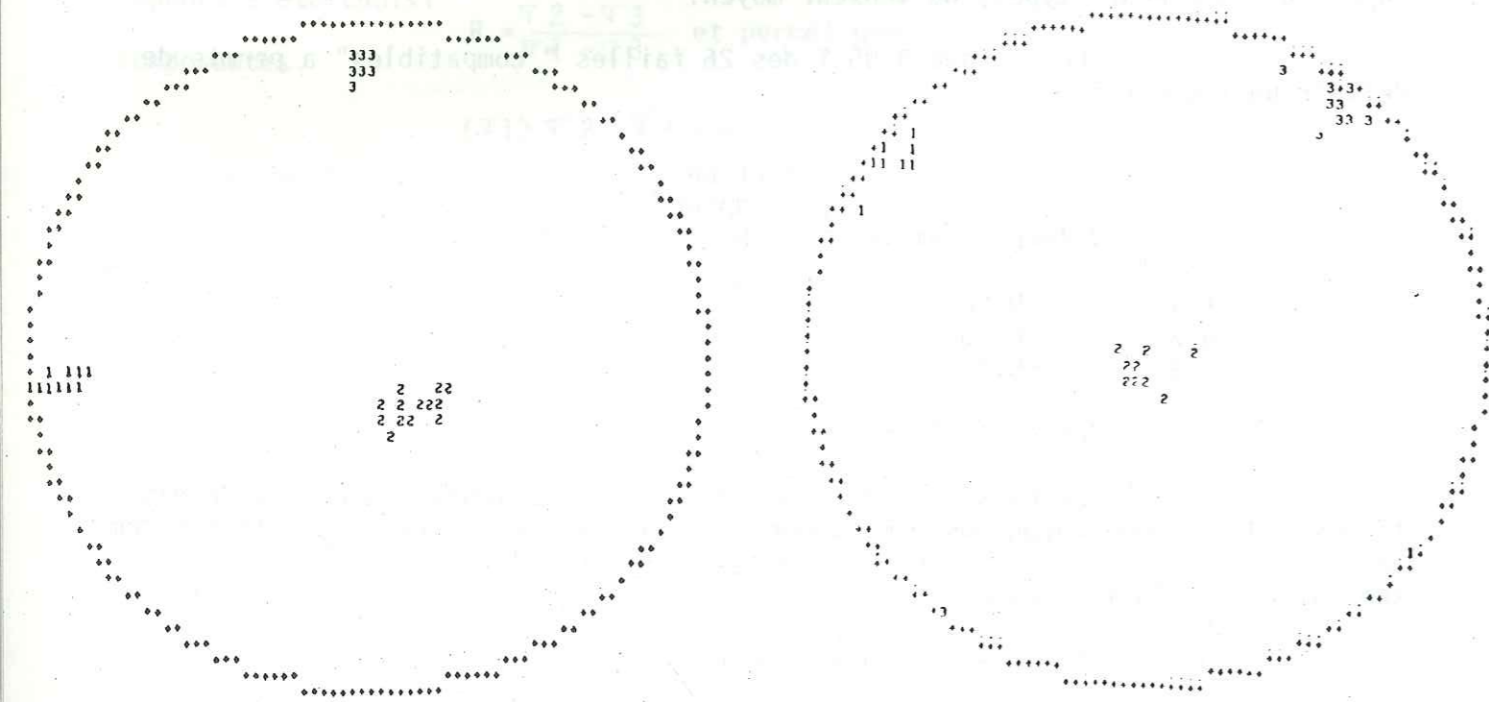
Le passage à 85 % des 20 "failles douteuses" a permis de distinguer, de la même façon que précédemment, 13 mesures cohérentes ("douteuses compatibles") et 7 mesures incohérentes dues aux erreurs lors du relevé ou aux aberrations de la tectonique.

Le tenseur ainsi établi :

	Valeur relative	Direction par rapport au N	Pendage
σ_1	0,41	115	12
σ_2	0,17	265	77
σ_3	-0,59	23	6



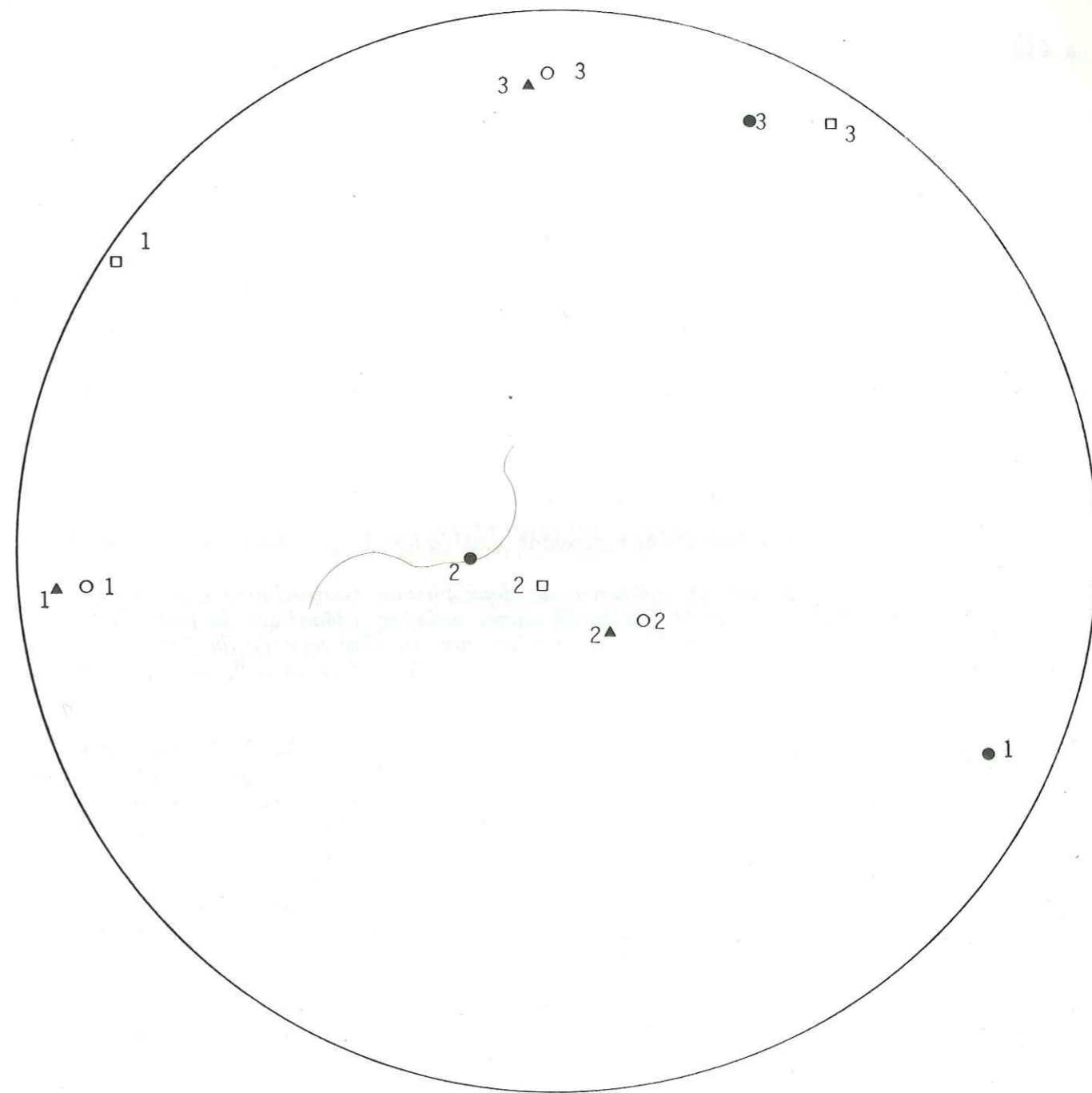
Passage général des 46 mesures



Passage des 26 "mesures compatibles"

Passage des 13 mesures "douteuses compatibles"

PLANCHE 37 : PROJECTIONS SUR DIAGRAMMES DE SCHMITT DES PASSAGES SUR ORDINATEUR DE PLUSIEURS FAMILLES DE FRACTURES SUIVANT LE PROGRAMME ETCHECOPAR



- ▲ Passage général des 46 mesures (à 75 %)
- Passage des 26 mesures "compatibles" (à 95 %) = tenseur T 1
- Passage des 20 mesures "douteuses" (à 85 %)
- Passage des 13 mesures "douteuses compatibles" (à 95 %) = tenseur T 2

PLANCHE 38 : DIFFERENTS TENSEURS DE CONTRAINTES OBTENUS SELON LE PROGRAMME ETCHECOPAR, A PARTIR DE MESURES DE FRACTURES DANS LES MICASCHISTES DE LA GALERIE DE BELLEDONNE.

a été précisé par un passage à 95 % des 13 " douteuses compatibles ".

Nous avons obtenu un second tenseur T 2 :

	Valeur relative	direction	pendage
∇ 1	0,44	302	3
∇ 2	0,12	184	83
∇ 3	- 0,56	33	6

avec $r = 0,685$

Nous avons ainsi mis en évidence deux directions du raccourcissement Z : N 85 et N 120.

La première correspond vraisemblablement à la phase majeure du raccourcissement alpin régional.

Trois hypothèses peuvent expliquer la présence de la seconde :

- on est en présence de deux phases tectoniques distinctes (Y. SIMEON, 1979) : Mais il n'a été observé aucun critère (décalage de plan de faille, recoupement de deux familles de stries sur un même miroir de faille) permettant de déterminer une chronologie entre ces deux " phases ", qui aurait confirmé cette hypothèse.

- on est en présence d'une déviation locale de la contrainte régionale. J.C. GRILLOT (1979) a mis en évidence par l'étude des fentes et des strololites dans la massif de la Chartreuse ce phénomène pour des directions de raccourcissement très voisines (N 90 et N 120), la direction de raccourcissement N 120 étant localisée près d'accidents décrochants majeurs.

Nos mesures permettant de définir le deuxième tenseur sont distribuées tout au long de la galerie indépendamment des accidents principaux, ce qui infirme donc dans notre cas cette hypothèse.

- au sein d'une même phase tectonique, on aurait des variations de direction du raccourcissement très localisées dans l'espace. Cette hypothèse paraît la plus compatible avec nos observations de terrain.

III.3.2.b. Mesures de surface

Les deux stations regroupent des mesures effectuées sur des affleurements d'une cinquantaine de mètres de longueur. Le programme de calcul a été utilisé de deux façons; tout d'abord comme précédemment, ensuite en introduisant comme tenseurs de base de calcul ceux qui ont été définis lors de l'étude de la galerie.

Les directions de raccourcissement mises en évidence sont comprises entre N 90 et N 125. Mais les tenseurs moyens ne sont, dans chaque cas, compatibles qu'avec un petit nombre de failles et les résultats sont donc peu significatifs.

Cette indétermination peut avoir plusieurs causes :

- le petit nombre de mesures utilisées (28 failles), ce qui laisse penser que l'on est au dessous des limites d'utilisation de la méthode.

- la situation des stations sur les pentes très abruptes de la vallée du Bréda où des phénomènes de balancement des versants et d'appel au vide ont pu provoquer des mouvements relatifs entre les blocs, faussant ainsi les mesures.

III.4. GENESE ET EVOLUTION DES FRACTURES

III.4.1. Interprétation génétique des systèmes de fractures

Les grandes directions de déformation que nous avons identifiées peuvent être interprétées selon le schéma de zone de décrochement défini par J.P. ROBERT (1976). En effet, nous avons observé, principalement en galerie, des zones broyées atteignent jusqu'à 50 m d'épaisseur. Ces couloirs peuvent être assimilés à des zones de décrochement.

Parallèlement, nous avons observé des fractures ayant joué en décrochements, d'épaisseur millimétrique ou centimétrique. On note ainsi une certaine hétérogénéité du mode de fracturation.

A l'intérieur d'une zone de décrochement, la contrainte responsable de l'apparition de ce décrochement est déviée en bissectrice de l'angle formé par les deux Riedel R et R' (planche 39).

On peut, à partir de ce schéma, et en tenant compte des fractures de Riedel (1929), envisager pour les différentes familles de fractures l'interprétation suivante :

- famille N0 - N30 : ces discontinuités subméridiennes peuvent être associées au raccourcissement N85-N120 déterminé auparavant. Localisées principalement dans les zones de charnières de plis (J.P. GRATIER et al., 1973), ces fractures longitudinales induites par le plissement sont parallèles à la foliation et à la schistosité.

- famille N50 - N70 : cette famille très développée à l'affleurement dans les micaschistes, l'est beaucoup moins dans la série sédimentaire. Cette fracturation, à mettre évidemment en relation avec les grands décrochements, est constituée de fractures de types D et R. Elle montre fréquemment à l'affleurement, ainsi que l'on pouvait s'y attendre, des rejets dextres.

- famille N90 - N 120 : c'est une famille mal réglée, visible à l'affleurement dans toute la série sédimentaire, mais nette en photographie aérienne uniquement dans le massif de la Chartreuse (J.C. GRILLOT, 1979) composé de Jurassique supérieur et de Néocomien. Les fractures qui la constituent peuvent être d'origines diverses :

. fractures associées au plissement,
 . fractures T liées au décrochement, dont l'éventail directionnel est large en raison de la rotation dans l'espace de la contrainte maximale ∇1.

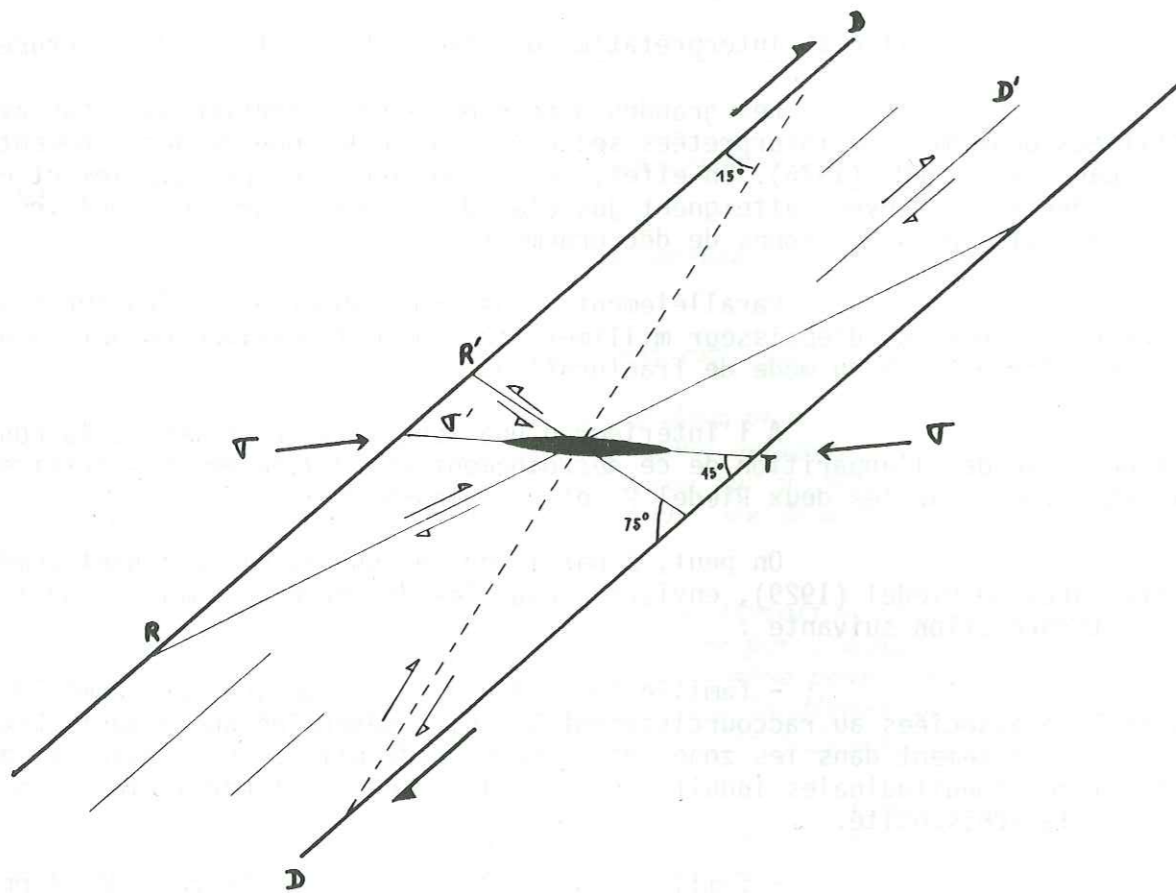


PLANCHE 39 : FRACTURES LIEES A UNE ZONE DE DECROCHEMENT

- famille N 140 : elle correspond à des accidents décrochants senestres et peut être interprétée comme l'ensemble des fractures R'.

Bien entendu, il est très rare de rencontrer tous ces types de fracturations réunis en un seul endroit. Par contre, il est possible d'observer, ainsi que l'ont fait J.S. TCHALENKO et N.N. AMBRASEYS (1980) en Iran, un certain nombre de réseaux de fractures résultant des diverses combinaisons des familles décrites précédemment.

III.4.2. Modèle de fracturation

Nous nous sommes proposé de donner un modèle de fracturation de l'ensemble de la série dauphinoise en tenant compte des précédentes observations sur le massif subalpin de la Chartreuse (J.P. ROBERT, 1976, J.C. GRILLOT, 1979, J.P. BOZONAT, 1980).

Le modèle de fracturation obtenu (planche 40) nous montre une famille N60 largement prédominante en photographie aérienne dans toute la série mais très visible à l'affleurement dans le socle uniquement.

Par contre, nous observons à l'affleurement dans l'ensemble sédimentaire une fissuration grossièrement N 110, qui n'apparaît nettement en photographie aérienne que dans l'Urgonien de la Chartreuse. Les calcaires marneux et les schistes du Jurassique inférieur et moyen ont donc subi cette fracturation à petite échelle, mais cette fissuration ne s'est pas développée à grande échelle du fait de l'incompétence de ces unités stratigraphiques.

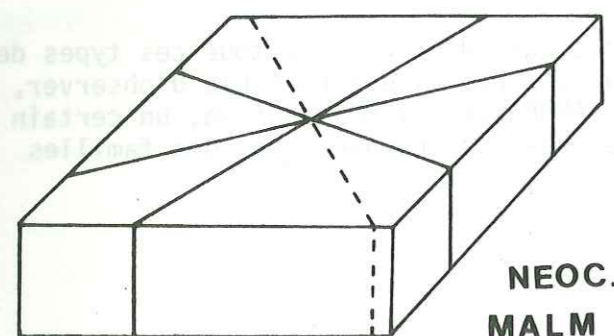
III.5. HISTOIRE TECTONIQUE

La structure tectonique du massif de Belledonne est marquée par la présence d'accidents décrochants transverses. Ces décrochements, témoins d'une fracturation ancienne (J. SARROT-REYNAULD, 1965) sont pour la plupart des accidents à rejet dextre de direction varisque ou cévenole N 50, et, dans une moindre mesure, des décrochements senestres de direction armoricaine N 140. Les couloirs décrochants N 50- N60 ont rejoué lors des contraintes alpines et peuvent ainsi être interprétés comme une réponse cisailante aux contraintes transverses du raccourcissement alpin.

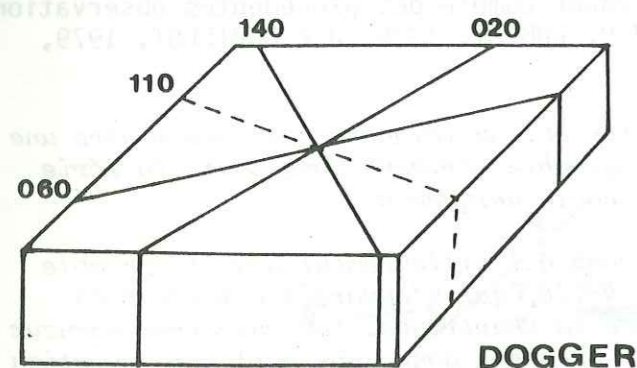
Il est permis d'attribuer à ces accidents cévenols, du fait de leur rejeu, un rôle essentiel dans la déformation de la couverture alpine. Ces accidents se sont en effet propagés dans toute la série et sont visibles, nous l'avons dit, du socle à l'Urgonien. Il est donc possible de lier ces accidents affectant le socle aux décrochements des massifs subalpins (décrits dans les Bauges par C. KERCKHOVE et P. ANTOINE en 1964), la liaison se faisant au travers des collines bordières composées de Jurassique moyen.

Il est également possible d'opposer deux tectoniques, une de socle et l'autre de couverture : on a d'une part le cristallin, répondant à la contrainte alpine par le rejeu des accidents préexistants, et d'autre part la couverture sédimentaire qui, bien qu'acceptant une propagation des grands accidents varisques, possède sa fissuration intime propre de directions alpines.

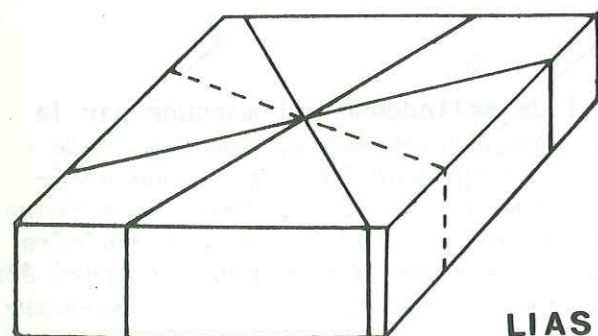
GRANDES FRACTURES



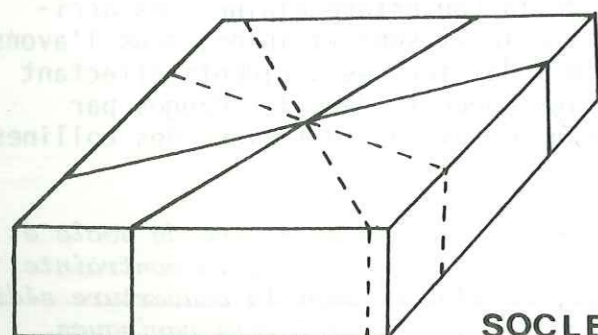
NEOC.
MALM



DOGGER



LIAS



SOCLE

PETITES FRACTURES

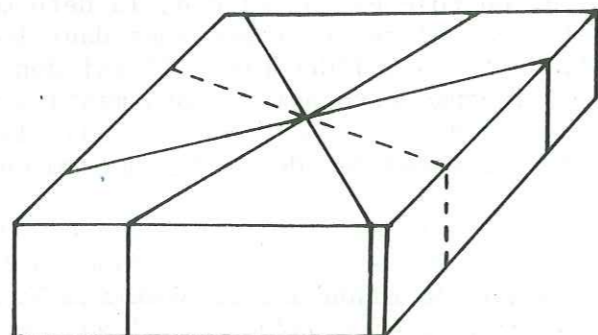
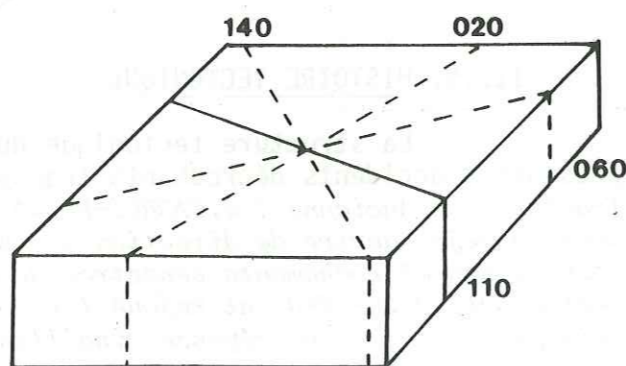
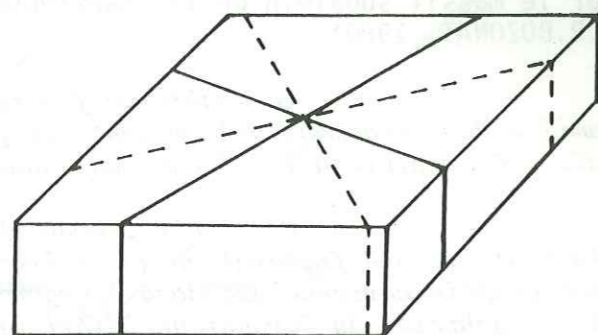
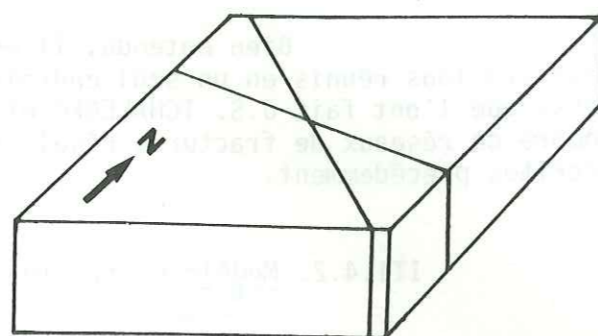


PLANCHE 40 : MODÈLE DE FRACTURATION DE L'ENSEMBLE DE LA SÉRIE

(— direction majeure ; --- direction mineure)

Notons que les grès et argilites permien ont suivi, d'après ce que nous avons pu observer en galerie, le socle dans ses déformations.

Ainsi, au terme de cette étude des structures de la bordure occidentale du massif de Belledonne, nous pouvons affirmer, après J.C. BARFETY et al. (1972), que *la région a subi deux phases de déformation* :

- un plissement intense, donnant naissance à des plis droits, avec apparition d'un fort clivage schisteux.

- le contrecoup de la surrection des massifs cristallins externes provoquant un déversement vers l'Ouest des plis précédents, avec un léger décollement des strates au niveau du Trias et de l'Aalénien, et le rejeu d'accidents plus anciens. Ces derniers donnent des mouvements de coulissage dextres, dessinant des losanges orientés NE-SW.

IV - CONCLUSIONS

=====

L'étude que nous venons de réaliser a permis, par l'utilisation de méthodes diverses, l'acquisition d'une certaine connaissance de l'organisation fissurale du secteur étudié.

On a ainsi montré qu'une analyse des structures visibles sur le terrain n'était pas suffisante pour rendre compte de structures plus importantes et qu'une étude photogéologique au moyen de techniques récentes devait absolument lui être associée.

Un effet d'échelle a pu être mis en évidence, certaines directions apparaissant ou disparaissant selon le mode d'analyse choisi.

Cependant, la réciproque était également vraie (l'analyse photogéologique ne rend pas compte de toutes les structures) cela nous amène à conclure que, *en milieu fissuré non carbonaté, aucune méthode d'étude n'apparaît entièrement satisfaisante pour l'obtention de la connaissance de la structure fissurale. Les études sur le terrain ou à partir de photographies aériennes ne sont donc pas opposables mais strictement complémentaires.*

Au niveau des méthodes de traitement des relevés de terrain, une formule correctrice a été utilisée, en vue d'obtenir des fréquences directionnelles plus proches de la réalité.

D'une manière générale, il a été montré que l'extrapolation à la profondeur des résultats obtenus en surface quant à l'organisation fissurale du système était objective, à condition toutefois de tenir compte de phénomènes d'extension de la roche au voisinage de la surface, phénomènes pouvant modifier la fréquence relative de certaines directions et l'intensité apparente de fissuration.

A propos de l'intensité de fissuration, l'étude a permis de calculer des intensités très proches les unes des autres pour les marno-calcaires, les schistes et les micaschistes (quoiqu'un peu supérieures pour ces derniers), et a confirmé une diminution de cette intensité avec la profondeur, au minimum de 60 % pour les micaschistes. Ce chiffre peut être comparé au résultat obtenu par D.JAMIER (1975) qui avait calculé, sur les gneiss du massif de l'Arpille, un taux de décroissance d'environ 50 % à la profondeur de 550 m.

GRANDES

FRACTURES

Une méthode de traitement informatique des données a également permis, à partir de mesures de stries sur les plans de failles, de déterminer deux tenseurs de contraintes.

D'autre part, la distribution fissurale n'étant pas quelconque mais dépendant des mises sous contraintes du milieu, un modèle de fissuration générale de la série a été établi, expliquant l'ensemble de la fracturation, dans le cadre plus vaste des déformations régionales, selon le schéma des zones de décrochement de J.P. ROBERT et P. VIALON (1976).

Ce n'est qu'une fois en possession de toutes ces données qu'une recherche hydrogéologique des directions préférentielles et des modes d'écoulement souterrain peut, selon nous, être envisagée.

TROISIÈME PARTIE : ETUDE HYDROGEOLOGIQUE

- CHAPITRE I : PRINCIPES ET METHODES D'ETUDE
- CHAPITRE II : HYDROGEOLOGIE DU MASSIF D'ALLEVARD
- CHAPITRE III : HYDROGEOLOGIE DU MASSIF DE BRAMEFARINE
- CHAPITRE IV : MODES ET NATURES DES ECOULEMENTS ETUDIES
- CHAPITRE V : CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DES
AQUIFERES
- CHAPITRE VI : CONCLUSIONS

CHAPITRE 1

PRINCIPES ET METHODES D'ETUDE

I - PRINCIPE

=====

L'hydrogéologie étant par définition la science des écoulements souterrains, la connaissance de la structure des réservoirs n'est pas suffisante à la connaissance hydrogéologique de ces derniers.

La nature et le trajet de l'eau qui les parcourt apparaissent comme deux paramètres fondamentaux à la compréhension de ces systèmes.

C'est pourquoi nous nous sommes attachés, dans cette étude, à combiner une analyse physico-chimique des eaux à une détermination des directions préférentielles d'écoulement.

II - OBTENTION ET TRAITEMENT DES DONNEES

=====

II.1. DONNEES STRUCTURALES

Nous avons établi, lors de l'étude de fissuration qui a précédé, les directions principales de fracturation du massif rocheux.

Cependant, rien n'indique que l'eau emprunte toutes les discontinuités qui lui sont offertes, et qu'il n'existe pas de cheminement préférentiel selon telle ou telle direction. C'est pourquoi nous avons mesuré, dans la galerie sous Belledonne, l'orientation de toutes les fractures productrices. Un histogramme de ces directions a pu être dressé.

II.2. PARAMETRES PHYSIQUESII.2.1. Le débit

Compte tenu des faibles valeurs (de l'ordre du l/mn au l/s) observées sur les sources et sur les venues d'eau en galerie, les mesures ont été effectuées à l'aide de capacités jaugées.

Nous avons bénéficié par ailleurs, pour un grand nombre de sources, des résultats des mesures de surveillance effectuées depuis un grand nombre d'années par R.BEUCHOTTE pour Electricité de France.

II.2.2. La température

Ce caractère, très facile à apprécier sur le terrain (à l'aide d'un thermomètre au mercure étalonné au $1/10^{\circ}\text{C}$), n'en est pas moins très important, son étude pouvant apporter (H.SCHOELLER, 1949 entre autres auteurs) d'utiles renseignements sur l'origine et les conditions de circulation des eaux souterraines dans le sous-sol. L'eau de pluie arrive avec sa température propre sur les zones d'alimentation, cette température dépendant elle-même de celle de l'air. L'eau s'infiltré ensuite, traverse les premières couches de la terre et a tendance à se mettre en équilibre thermique avec celle-ci.

Suivant la longueur du trajet et la profondeur à laquelle s'effectue celui-ci, les eaux souterraines conservent ou acquièrent telle ou telle température. Rappelons ici l'existence dans le sous-sol de trois zones thermiques :

- la zone d'hétérothermie : d'une épaisseur de 15 à 20 m. en climat tempéré, cette tranche supérieure de terrains subit, ainsi que les eaux qui y circulent, les variations thermiques journalières et annuelles;

- la zone neutre ; la température y est constante et théoriquement voisine de la température moyenne annuelle de l'air du lieu;

- la zone d'homothermie : la température s'y accroît régulièrement avec la profondeur du fait du flux thermique terrestre.

L'étude des sources que nous avons réalisée a concerné des eaux des deux premières zones (alors que les eaux rencontrées dans les galeries correspondaient à la troisième). Pour effectuer cette étude, nous avons utilisé les résultats obtenus par R. MICHEL (1960) sur la température des sources dans le département de l'Isère.

Cet auteur a montré notamment que la correspondance entre les températures mesurées aux émergences et les valeurs théoriques de la température moyenne annuelle est très satisfaisante jusqu'aux environs de 1 200 mètres d'altitude. Deux droites parallèles écartées de $\pm 1^{\circ}\text{C}$ par rapport à la couche de variation de la température moyenne annuelle de l'air en fonction de l'altitude ont ainsi été définies, entre lesquelles est située la majeure partie des points représentatifs des sources du département de l'Isère. Ces sources sont dites orthothermes dans la terminologie de C. MEZGER (1914). Nous avons nous-même retracé ces droites (planche 41) à partir du gradient altimétrique d'altitude défini lors de l'étude climatologique.

Cette concordance entre température des sources et température moyenne de l'air du lieu est évidemment plus aisée lorsqu'on prend comme valeur de la température de l'eau la valeur moyenne annuelle de la température de la source. R. MICHEL (1960) a montré également que des valeurs ponctuelles de la température de l'eau de source pouvaient, à certaines époques de l'année, approcher la température moyenne annuelle : c'est le cas des températures relevées au printemps et surtout à l'automne.

Un certain nombre de sources peuvent cependant présenter des températures tout à fait discordantes par rapport à la température moyenne annuelle de l'air. Ces sources sont dites hétérothermes. Ce phénomène est

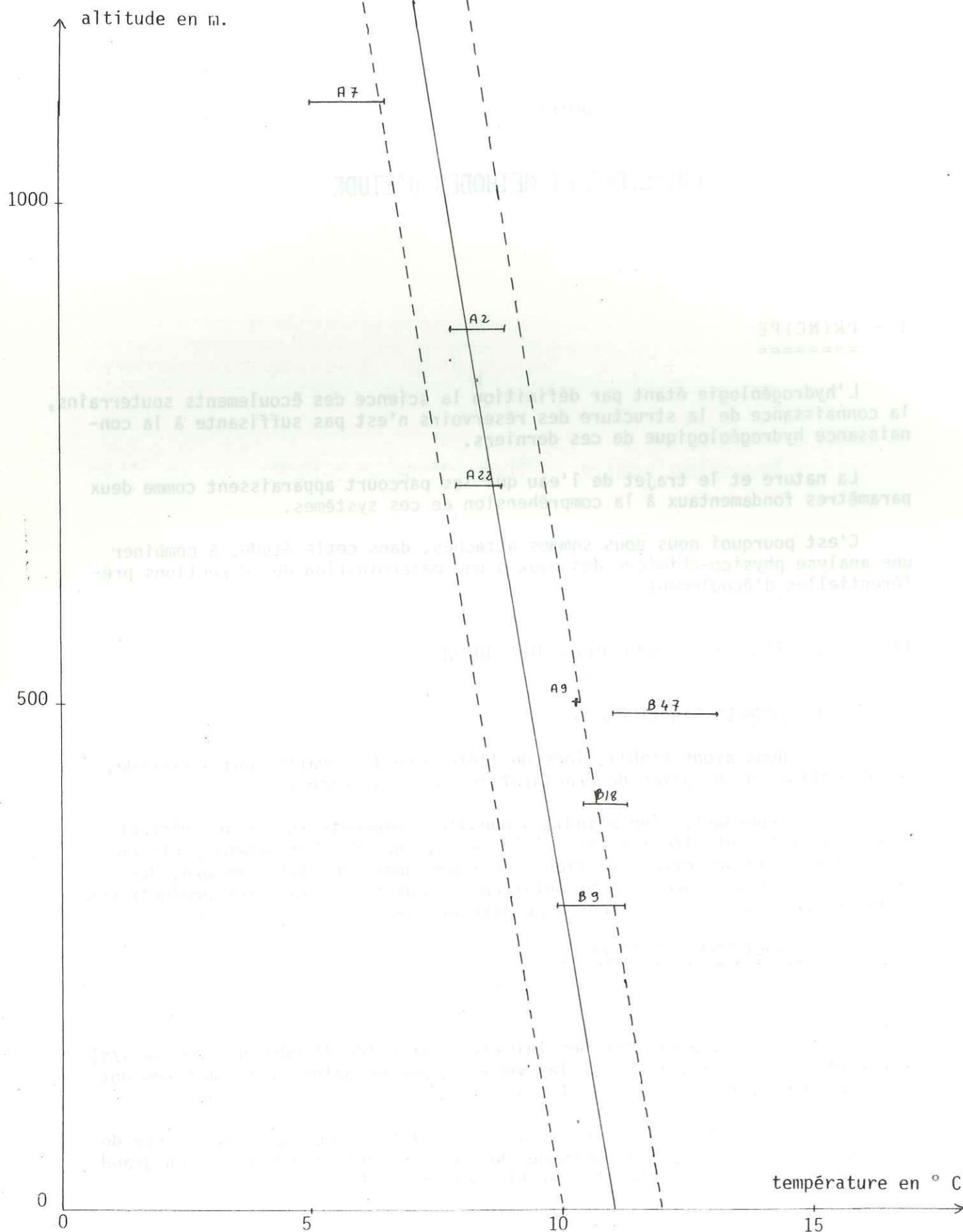


PLANCHE 41 : RELATION LINEAIRE TEMPERATURE DES EAUX DE SOURCE - ALTITUDE D'EMERGENCE

dû, dans les zones qui nous intéressent et dans les milieux étudiés, à une forte influence des variations thermiques, d'autant plus forte que les circulations sont très superficielles.

Nous avons ainsi pu distinguer les sources provenant de circulations superficielles de celles provenant de circulations plus profondes dans le substratum : les premières étaient hétérothermes, les secondes homothermes.

Au-dessus de l'altitude de 1 200 mètres, la concordance que nous avons évoquée n'est plus observée, l'évolution de la température des eaux devenant plus lente et quasiment asymptotique à la droite de température 4°C vers 2 000 mètres. Plusieurs raisons peuvent être invoquées pour expliquer ce phénomène, et en particulier la présence d'un manteau nival. Cependant, ce fait nous importe peu, notre terrain d'étude ne dépassant que très rarement l'altitude de 1 200 mètres.

II.2.3. La résistivité

Après la température, la résistivité électrique de l'eau, qui s'exprime classiquement en Ω cm, nous est apparue comme le paramètre physique le plus intéressant. La mesure de ce paramètre, basée sur un principe simple (pont de Wheastone), a été effectuée in situ au début de nos travaux pour toutes les sources que nous avons visitées. Cependant, l'appareillage utilisé pour les mesures sur le terrain s'étant révélé relativement peu précis, les résistivités des prélèvements que nous avons échantillonné aussi bien sur les sources que sur les venues d'eau en galerie ont été mesurées de façon plus fiable en laboratoire (résistivité Philips GM 4249-01 comportant une cellule de mesure à électrodes de 25 mm² au noir de platine. Le coefficient de la cellule de Tacussel est égal à 0,81).

Les indications données par ces mesures sont très importantes. En effet, la résistivité électrique étant directement liée à la concentration en ions de l'eau, une concentration élevée entraîne une faible résistivité et vice-versa. Le résistivimètre donne donc un renseignement rapide sur la charge en éléments dissous. Mais, pour que toutes les valeurs soient comparables, il est indispensable de ramener les mesures enregistrées à une température standard de 18°C, la résistivité étant étroitement liée à la température (quand la température croît, la résistivité diminue et inversement).

II.3. PARAMETRES CHIMIQUES

Les analyses des paramètres chimiques que nous avons réalisées ont été pour la plupart effectuées au laboratoire d'Hydrogéologie de l'Institut Dolomieu. Seuls en effet le potassium et le sodium ont été dosés au laboratoire d'Hydrologie de la Faculté de Pharmacie de Grenoble avec l'aide de J.ROCHAT.

Les analyses chimiques ont intéressé les éléments suivants :

- Silice SiO₂
- Cations : Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺
- Anions : CO₃²⁻, HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻, NO₃⁻

Dans tous les tableaux ou annexes, les résultats ont été exprimés en mg/l.

II.3.1. Méthodes de dosage

Trois méthodes de dosage ont été utilisées, que nous décrivons brièvement. Pour plus de précisions, on se reportera utilement au mémento pratique de C. ARMAND et B. DELAQUAIZE (1977) et aux références bibliographiques citées par ces auteurs.

II.3.1.a. Dosages titrimétriques ou volumétriques

La dureté (THT et TH Ca) a été titrée par complexométrie, l'alcalinité (TA et TAC) par acidimétrie. Le dosage des chlorures a été effectué selon la méthode de CLARKE au nitrate mercurique.

II.3.1.b. Dosages colorimétriques

On utilise les propriétés qu'ont les substances de donner avec un réactif une coloration dont la densité optique est fonction de la concentration. Les ions sulfates et nitrates ainsi que la silice soluble ont été dosés par cette méthode, à l'aide d'un photomètre à lecture directe HACH DC.DR dont la longueur d'onde de la lumière incidente est ajustée par des filtres.

II.3.1.c. Dosages par spectrophotométrie de flamme

Nous avons utilisé pour ces analyses un spectrophotomètre UNICAM SP 90 A. Deux possibilités d'utilisation de l'appareil existent :

- en absorption atomique : on mesure l'absorption d'un faisceau lumineux traversant un nuage d'atomes. L'atomisation des éléments s'effectue par pulvérisation de l'échantillon dans une flamme. La densité optique mesurée est une fonction linéaire de la concentration en atomes libres tant que cette dernière reste faible. L'ion K⁺ a été dosé par cette méthode.

- en émission atomique : la solution à étudier est pulvérisée dans une flamme à haute température. L'énergie thermique de la flamme permet l'excitation des atomes libérés et le retour à l'état fondamental se caractérise par l'émission d'une radiation dont l'intensité est proportionnelle à la concentration en sels de la solution. Le sodium Na⁺ a été ainsi dosé.

II.3.2. Présentation des résultats

L'interprétation des analyses est grandement facilitée par la transformation des poids en milliéquivalents qui seront désignés par la lettre r précédant le symbole chimique. Evidemment, dans une analyse complète, le nombre des milliéquivalents négatifs doit être égal à celui des milliéquivalents positifs. Le pourcentage d'erreur

$$e = 100 \frac{rp - rn}{rp + rn}$$

doit, pour que l'analyse soit fiable, être inférieur à 5.

Les méthodes graphiques permettant un examen d'ensemble rapide ne manquent pas. Nous avons choisi quant à nous les diagrammes de H. SCHOELLER modifiés par M. BERKALOFF. Ce sont des diagrammes semi-logarithmiques sur lesquels les divers éléments sont exprimés en milligrammes avec une correspondance en milliéquivalents.

II.3.3. Interprétation des résultats

II.3.3.a. Comparaison des analyses entre elles

Quelques rapports entre éléments peuvent caractériser les eaux :

- le rapport $\frac{Mg}{Ca}$: il dépend des roches traversées et de la possibilité de dissolution. C'est un indicateur de vitesse d'échanges.

- le rapport $\frac{SO_4}{Cl}$; il est étroitement lié au précédent. Par exemple, la solubilité du sulfate de calcium augmentant avec la teneur en chlorures, le rapport des eaux chlorurées sodiques aura tendance à croître.

- l'indice d'échanges de bases : au cours de leur trajet souterrain, les eaux entrent en contact avec différentes substances qui ont la propriété d'échanger leurs ions contre ceux contenus dans l'eau. Nous montrerons ultérieurement l'existence d'échanges de bases très poussés dans les zones profondes de notre terrain d'étude. Dans notre cas, ces échanges de bases intéressent des alcalino-terreux de l'eau contre des alcalins des argiles. Un indice d'échanges de bases peut alors être défini (H.SCHOELLER, 1934, 1935)

$$i.e.b. = \frac{Cl - (Na + K)}{SO_4 + HCO_3 + NO_3}$$

Il correspond au rapport entre les ions échangés et les ions de même nature primitivement existants (H.SCHOELLER 1962). Cet indice nous a été d'une grande utilité dans la détermination des modes d'écoulement dans les micaschistes.

Signalons à ce propos que les valeurs d'indices d'échanges de bases calculées pour les venues venues d'eau dans les micaschistes de la galerie sont théoriques : en effet, les eaux étant relativement chargées en Na^+ , il a fallu diluer de nombreuses fois pour que l'échantillon passe dans la gamme du spectro photomètre. L'erreur commise sur la mesure a pu être ainsi reproduite jusqu'à 100 fois, donnant des i.e.b. aberrants (valeurs inférieures à -1). Nous avons donc calculé des i.e.b. théoriques à partir des Na^+ et K^+ calculés par différence avec les autres éléments.

II.3.3.b. Analyse en composantes principales normées

Pour mieux visualiser les variations et mieux saisir le chimisme des sources et venues d'eau étudiées, nous avons procédé à une analyse de nos données en composantes principales. Cette analyse permet de déterminer les fonctions linéaires entre les variables qui discriminent au mieux l'ensemble des compositions chimiques, et donc de mettre en évidence les groupements de variables qui sont prépondérantes dans la différenciation de la population analysée (J.C. KLOVAN et al., 1976).

Cette analyse a été effectuée en collaboration avec G.BUFFET, chercheur C.N.R.S. du laboratoire de Volcanologie de Grenoble et spécialiste à l'Institut Dolomieu de ce type d'analyse (G. BUFFET, 1973). Nous avons utilisé pour cela un ordinateur WANG.

J.P. BOZONAT (1980) a parfaitement résumé le principe de cette étude statistique :

On considère p variables $X_1, X_2, \dots, X_3, \dots, X_p$ pour lesquelles on dispose de n observations (mesures simultanées). Les résultats obtenus peuvent être représentés sous la forme d'une matrice de données :

$$\begin{matrix} 1\text{ère observation} \\ 2\text{ème observation} \\ \dots \\ 4\text{ème observation} \end{matrix} \begin{vmatrix} X_{11} & X_{21} & \dots & X_{p1} \\ X_{12} & X_{22} & \dots & X_{p2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ X_{1n} & X_{2n} & \dots & X_{pn} \end{vmatrix} = [X_{pn}]$$

On calcule la moyenne de chacune de ces p variables, leur écart-type ainsi que les coefficients de corrélation totale entre tous, les couples possibles de variables.

$$\text{moyennes} = \bar{X}_1, \dots, \bar{X}_p \quad \text{avec} \quad \bar{X}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_{ji}$$

$$\text{écart-type} = S_1, \dots, S_p \quad \text{avec} \quad S_j = \frac{1}{n-1} \left(\sum_{i=1}^n X_{ji} - W_j - \bar{X}_j^2 \right)^{1/2}$$

Coefficient de corrélation r_{jk} entre deux variables X_j et X_k

$$r_{jk} = \frac{\sum_{i=1}^n (X_{ji} - \bar{X}_j) (X_{ki} - \bar{X}_k)}{\left(\sum_{i=1}^n (X_{ji} - \bar{X}_j)^2 (X_{ki} - \bar{X}_k)^2 \right)^{1/2}} = \frac{COV(X_j, X_k)}{\left(VAR(X_j) VAR(X_k) \right)^{1/2}}$$

où $COV(X_j, X_k)$ s'appelle la covariance de X_j et X_k
 $VAR(x_j)$ est la variance de $x_j = S_j^2$

On construit ainsi la matrice d'intercorrélation (R_{pp}), donnant les coefficients de corrélation entre paires de variables.

$$(R_{pp}) = 1/ (p - 1)(Y_{np})(Y_{pn})$$

où (Y_{pn}) est la matrice des données standardisées (centrées réduites) de terme

$$X_{ji} = \frac{X_{ji} - \bar{X}_i}{S_j}$$

(Y_{np}) est la matrice transposée de (Y_{pn})

On peut considérer que dans l'espace à p dimensions qui constitue le système de référence initial pour le phénomène étudié, chaque observation ou ensemble de p valeurs X_{ij} est représentée par un point, la matrice d'observation l'étant pas n points.

On recherche le sous-espace à une dimension F_1 (qui sera une droite) tel que les distances entre les projections orthogonales des points observations (mesurés) sur cette droite soient le plus proche possible des distances définies dans l'espace à p dimensions ; les composantes du vecteur unitaire U porté par la droite F_1 doivent être telles que la longueur des projections soient maxima de façon à ce que la déformation du nuage de points soit minimum.

On démontre que trouver les facteurs capables d'extraire le plus d'information revient à trouver les vecteurs propres U de la matrice d'intercorrélation. Les valeurs propres λ correspondant à ces vecteurs propres ne sont autres que les variances des nouvelles variables Z_1 c'est-à-dire

$$\lambda = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Z_{1i}^2 \quad (\text{la moyenne de } Z_1 \text{ est nulle par définition})$$

$$\text{avec} \quad (R)U - \lambda U = 0 \quad \text{et} \quad Z_1 = \sum_{j=1}^p U_{1j} \cdot \frac{(X_j - \bar{X}_j)}{S_j}$$

En d'autres termes les cosinus directeurs de l'espace à une dimension (F_1) sur lequel se projette le nuage des observations, en se déformant le moins possible, sont donc les composantes du vecteur propre correspondant à la valeur propre la plus grande.

Pour extraire le deuxième axe, la procédure est analogue avec la contrainte supplémentaire que le facteur correspondant t ne doit pas être corrélé avec le premier ($t \cdot U = 0$). On répète le processus pour les axes suivants en respectant les conditions d'orthogonalités avec tous les axes antérieurs.

Ainsi au cours du calcul les vecteurs propres sont déterminés dans l'ordre des valeurs propres décroissantes : une propriété remarquable des valeurs propres ainsi obtenues est que leur somme est égale à la dimension de la matrice (R) .

$$\sum_{l=1}^p \lambda_l = p$$

Cette relation permet de connaître la contribution en variance de chacune des composantes principales à la variance totale du système à p dimensions.

Les axes de référence ont pour origine le centre de gravité des variables. Les coefficients de corrélation r_{jK} entre une variable X_j et une composante F_K sont proportionnels aux coordonnées $(\cos \alpha_j)$ du point - variable sur cette composante.

$$r_{jK} = \sqrt{\lambda_K} \cos \alpha_j$$

On reporte sur un graphique en coordonnées rectangulaires la position de n points-observations dans le plan des axes factoriels pris deux à deux et l'on complète cette représentation en figurant les p points-variables $(\bar{X}_j + S_j)$. Si les deux premiers axes factoriels s'avèrent insuffisants pour résumer les proximités, on adjoindra, sur un deuxième graphique, les positions des points dans un système comportant au moins un axe différent.

La représentation graphique nous permet de tirer de nombreux renseignements.

. Les points situés près de l'origine ne sont pas corrélés significativement avec les facteurs.

. La proximité des points représentatifs de deux variables signifie que ces variables sont bien corrélées.

. La corrélation entre les variables est d'autant plus forte que leur distance à l'origine est grande (proche du cercle de rayon 1).

. Les coordonnées des points représentant une observation indiquent les composantes de ces observations en fonction de deux facteurs considérés, lorsque deux points-individus sont proches l'un de l'autre, ces individus ont le même comportement vis à vis des variables étudiées.

. Le cercle de rayon 1, l'unité choisie étant $\sigma_x = \sqrt{\text{VARX}} = \sqrt{\lambda}$ max représente le lieu des caractères entièrement corrélés avec le plan factoriel. Tous les points-variables sont situés à l'intérieur de ce cercle dit de communauté (communality).

Un des avantages de l'ACP normée est de supprimer l'hétérogénéité d'échelle entre les variables ("effet de taille").

II.4. DOSAGES ISOTOPIQUES

II.4.1. Principes du traçage isotopique des eaux naturelles

La technique des isotopes du milieu peut être employée à deux stades de l'étude hydrogéologique, dans une phase préalable de prospection et de reconnaissance et surtout dans l'étude approfondie du système hydrogéologique où elle permet de préciser certaines caractéristiques de l'aquifère et ses mécanismes de fonctionnement que les autres méthodes ne peuvent fournir. Les techniques de prospection exploitent le marquage isotopique des eaux souterraines les unes par rapport aux autres qui résulte soit de différences dans les mécanismes de circulation (vitesse et mélanges) soit de différences dans l'origine et la nature de l'alimentation de ces aquifères : zones d'altitude avec gradients isotopiques, réalimentation par des venues extérieures, marquage par l'évaporation (B. BLAVOUX, 1978).

Ces techniques, qui ont fait l'objet de plusieurs ouvrages synthétiques (P. OLIVE, 1970, B. R. PAYNE, 1972, J. C. FONTES, 1976) reposent sur la mesure des abondances naturelles des isotopes de la molécule d'eau.

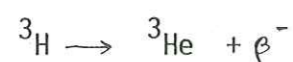
Rappelons à ce propos que l'atome d'oxygène et l'atome d'hydrogène existent tous deux dans la nature sous forme d'isotopes dont les caractéristiques et proportions sont rappelées dans le tableau ci-dessous :

Isotopes	Fréquences (%)	Nature
Oxygène banal ^{16}O	99,76	stable
Oxygène 17 ^{17}O	0,04	stable
Oxygène 18 ^{18}O	0,20	stable
Hydrogène banal ^1H	99,985	stable
Deuterium D ou ^2H	0,015	stable
Tritium T ou ^3H	$10^{-15} \rightarrow 10^{-12}$	radioactif

Les isotopes stables ^{18}O et ^2H ainsi que l'isotope radioactif ^3H constituent de bons traceurs de la molécule d'eau.

Pour notre part, nous avons disposé pour notre étude de mesures de teneurs en ^{18}O et ^3H réalisées au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon. Ces mesures ont été réalisées de la manière suivante :

- pour le tritium, qui est un émetteur bêta faible (énergie maximum 18 keV) :



On utilise une méthode de détection dite comptage de scintillations en phase liquide. Les échantillons doivent subir un enrichissement préalable par électrolyse. Le tritium est ensuite détecté par un compteur Nuclear-Chicago.

Pour l'oxygène 18, l'échantillon subit une préparation (technique classique avec du CO_2) avant de passer dans un spectromètre de masse (Varian-Mat, type CH7).

II.4.2. Traçages par le tritium

Le tritium (de période $T = 12,26$ ans) est un radio élément naturel produit par l'action de la composante neutronique du rayonnement cosmique sur les constituants gazeux de l'atmosphère : $^{14}\text{N} + n \rightarrow ^3\text{H} + ^{12}\text{C}$. Le taux de production dans l'atmosphère a été estimé à $0,25$ atome/ cm^2/sec (D. LAL et B. PETERS, 1962). La concentration du tritium naturel dans les précipitations atteindrait (B. R. PAYNE, 1972) 5 à 20 U.T. suivant les endroits et la saison (une teneur de 1 Unité-Tritium ou U.T. correspond à un atome de tritium pour 10^{18} atomes d'hydrogène, ce qui représente une activité de $3,28 \cdot 10^{-3}$ p.Ci/ml).

Cependant, le tritium ne peut plus être considéré comme un traceur naturel mais comme un traceur artificiel, les nombreuses explosions thermonucléaires aériennes depuis 1952 ayant entraîné un marquage général des précipitations de l'ordre de plusieurs centaines à plusieurs milliers d'U.T., qui oblitèrent complètement le phénomène naturel. On a ainsi assisté à certains pics de tritium des précipitations, notamment en 1963 lorsque les teneurs ont atteint leur maximum entre 5 000 et 10 000 U.T. (L. L. THATCHER et B. R. PAYNE, 1965). L'historique des teneurs a pu être dressé par la section Hydrologie de l'Agence Internationale de l'énergie atomique (I.A.E.A.) à Vienne. On y note que les concentrations ont décliné de 1963 à 1967 et se sont stabilisées depuis (in BLAVOUX, 1978).

Parallèlement à cette évolution générale qui, depuis 1954, correspond au bilan injection-délestage du tritium artificiel, certaines variations existent dans les teneurs en ^3H des pluies. Le transfert du tritium de la stratosphère dans la troposphère (décrit entre autres auteurs par P. OLIVE, 1970), se produit chaque année pendant les mois de printemps et d'été pour l'hémisphère nord. Il entraîne des variations saisonnières des teneurs en ^3H des pluies avec un maximum en Juin-Juillet et un minimum en Novembre-Décembre.

Ainsi, les concentrations suivantes en ^3H ont-elles été enregistrées par le C.R.G. dans les pluies de Thonon de janvier 1977 à décembre 1979, trois années pour lesquelles nous disposons de mesures sur les venues d'eau en galerie :

	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
1977	46	32	51	83	105	115	99	107	85	52	34	44
1978	62	55	76	153	125	124	111	82	50	36	67	67
1979	38	46	37	49	60	119	92	98	99	36	75	19

A ces variations saisonnières s'ajoutent l'effet de continentalité (pour une même latitude, les concentrations en ^3H sont plus basses près des côtes qu'à l'intérieur des terres) et le fait que les précipitations collectées en altitude ont plus de probabilité d'être largement tritiées que celles qui ont traversé la totalité des basses couches de l'atmosphère. En principe, c'est donc au cœur des continents et aux hautes altitudes que les teneurs sont les plus fortes. Dans la pratique, selon l'I.A.E.A., seul l'effet de continentalité

est vraiment important à l'échelle des valeurs moyennes pondérées annuelles ou mensuelles.

De par sa nature, le tritium marque la molécule d'eau elle-même ; il peut donc être utilisé comme traceur et dateur du cycle de l'eau :

- comme traceur : P. OLIVE (1970) a pu différencier des eaux ayant les mêmes propriétés physico-chimiques et voir alors apparaître des variations dans l'espace. Il a pu ainsi montrer dans les réservoirs souterrains l'existence de deux circulations principales : une circulation superficielle, résultant du mélange des recharges pluviométriques précédentes, et une circulation profonde.

- comme dateur : selon J.C. FONTES (1976) on peut admettre, pour la zone tempérée, les critères suivants pour l'étude des eaux souterraines :

- . 0 à 5 U.T., la composante ancienne à 40 ans domine ;
- . 5 à 40 U.T., le prélèvement représente un mélange entre de l'eau ancienne et des apports récents ;
- . >40 U.T., la composante contemporaine domine.

II.4.3. Traçages par l'oxygène 18

Les molécules d'eau contenant les atomes d'oxygène 18 sont, on le conçoit aisément, plus lourdes que les molécules contenant de l'oxygène normal. Ces molécules lourdes sont donc moins volatiles que les espèces légères concentrées par conséquent dans les phases liquides. La vapeur qui s'élève au-dessus d'un réservoir est ainsi toujours appauvrie en isotopes lourds par rapport au liquide qui lui donne naissance. On a été amené, pour pouvoir comparer deux phases en présence, à établir le rapport isotopique de chaque milieu :

$$R = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$$

H. CRAIG (1961) a établi un rapport standard international de référence (ou SMOW : Standard Mean Ocean Water) qui représente la composition isotopique moyenne des eaux océaniques.

L'océan étant le point de départ et d'aboutissement de tous les cycles hydrologiques, on peut ainsi comparer la teneur en ^{18}O d'une eau météorologique ou continentale par rapport à ce réservoir d'origine. Pour cela, on établit un δ égal à :

$$\delta = \frac{R \text{ échantillon} - R \text{ standard}}{R \text{ standard}} \times 1000$$

Le δ du SMOW est évidemment égal à 0. D'autre part, les lois du fractionnement dépendant de la température, une relation existe entre la teneur isotopique de la pluie et la température de condensation.

Cette relation est appréciable car elle permet un traçage naturel des précipitations en ^{18}O dans l'espace (d'un point de vue géographique en fonction de la latitude et de l'altitude) et dans le temps (d'un point de vue climatique en fonction de la saison ou des paléoclimats, pour les eaux héritées des époques glaciaires par exemple).

En raison de cette dépendance W. DANSGAARD (1964) a proposé une relation linéaire à l'échelle mondiale entre les teneurs moyennes annuelles des pluies et la température moyenne annuelle au niveau du sol :

$$\delta^{18}\text{O} = 0,695 t - 13,6 \text{ ‰}$$

Cependant, cette relation a été établie pour des stations océaniques et ne peut être appliquée à l'intérieur des terres du fait de l'effet de continentalité : en effet, une masse nuageuse qui progresse sur un continent s'appauvrit en isotopes lourds au fur et à mesure de ses condensations si elle n'est pas alimentée sur son trajet par des évaporations locales. Les chaînes de montagne faisant barrière sur le trajet des vents océaniques dominants, elles sont le siège de précipitations importantes et les stations situées derrière ces reliefs reçoivent donc des précipitations à teneur en ^{18}O plus négative.

C'est pourquoi il est nécessaire de rechercher les relations teneur en ^{18}O - température région par région.

Par ailleurs, pour une même région, les températures varient avec l'altitude. Il est donc possible de déterminer régionalement (et même localement, ainsi que l'a proposé B. BLAVOUX, 1978) des gradients isotopiques fonction des gradients thermiques.

Nous avons pour notre part utilisé la relation déterminée par E. SIWERTZ (1973) pour les Alpes du Nord :

$$\delta^{18}\text{O} = 0,0023 h - 8,1$$

III - PLAN DE L'ETUDE

Les études morphologique et géologique ont montré l'indépendance du massif de Bramefarine par rapport au massif d'Allevard. Comme il en est de même d'un point de vue hydrogéologique, notre analyse a porté sur l'un puis sur l'autre des deux massifs.

Sur chacun d'eux, la démarche a été la suivante :

- étude de surface : malgré un faible débit pour la plupart, les sources sont très nombreuses sur les massifs d'Allevard et de Bramefarine. Aussi, ne pouvant les étudier toutes en détail, il nous a fallu, à partir des résultats obtenus dans des régions voisines par M. MICHEL (1971) et G. PAPPINI (1976), inventorier puis trier ces sources selon les paramètres physiques que sont la température et la résistivité. Une étude chimique des sources les plus intéressantes a ensuite été effectuée.

- étude de profondeur : une étude statistique des fractures productrices a été réalisée ainsi qu'une analyse physico-chimique et isotopique des venues d'eau. Il nous a ensuite été aisé, les observations en galerie étant faciles à effectuer, de rattacher tel type d'eau à tel niveau stratigraphique, telle fracture ou tel mode de circulation.

- comparaison surface-profondeur : nous avons, à partir des résultats obtenus grâce aux deux modes d'étude, tenté de préciser les liens entre les eaux de surface et les eaux profondes, et l'influence du trajet et de la durée de celui-ci sur l'évolution chimique des eaux.

Nous avons enfin, et ce pour les deux massifs, proposé un modèle de circulation des eaux dans ces types de milieux, et cherché à connaître les caractéristiques hydrodynamiques principales des aquifères.

CHAPITRE II

HYDROGEOLOGIE DU MASSIF D'ALLEVARD

I - ETUDE DE SURFACE

=====

L'inventaire des sources que nous avons réalisé sur la partie nord du massif d'Allevard nous a montré l'existence d'une quarantaine de points d'eau. Après visite de chacun d'eux, et élimination de certaines sources dont les captages sont détruits, nous en avons étudié 29, dont seulement 16 ont fait l'objet d'analyses chimiques. L'emplacement et le nom de ces sources ont été reproduits planche 42.

L'interprétation des mesures physiques de résistivité et de température nous a amené à distinguer les circulations s'effectuant dans le rocher des circulations s'effectuant dans la couverture quaternaire. Les unes comme les autres présentent des débits moyens faibles : 0,01 à 3 l/s.

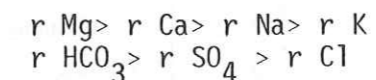
I.1. LES CIRCULATIONS DANS LE ROCHER

Elles sont caractérisées par des températures normales aux altitudes des points d'émergence sur la courbe planche 41, et par de faibles variations de ces températures. Ces circulations sont de natures différentes selon qu'elles s'effectuent dans tel ou tel terrain :

I.1.1. Les sources liées aux micaschistes

Elles présentent de très fortes résistivités, ($R > 8\ 000\ \Omega\ m$) et par conséquent de faibles minéralisations. Nous pouvons attribuer avec certitude la source du Rossignon A7 à ce groupe. En effet, ces eaux émergent d'une ancienne galerie de mine jouant actuellement le rôle de galerie drainante dans le rocher. Cette source, dont le débit ne dépasse jamais 1 l/s, présente une température oscillant autour de 6°, une résistivité autour de 8 500 $\Omega\ cm$.

La minéralisation, caractéristique d'une eau bicarbonatée calcique et magnésienne, est la suivante (planche 43) :



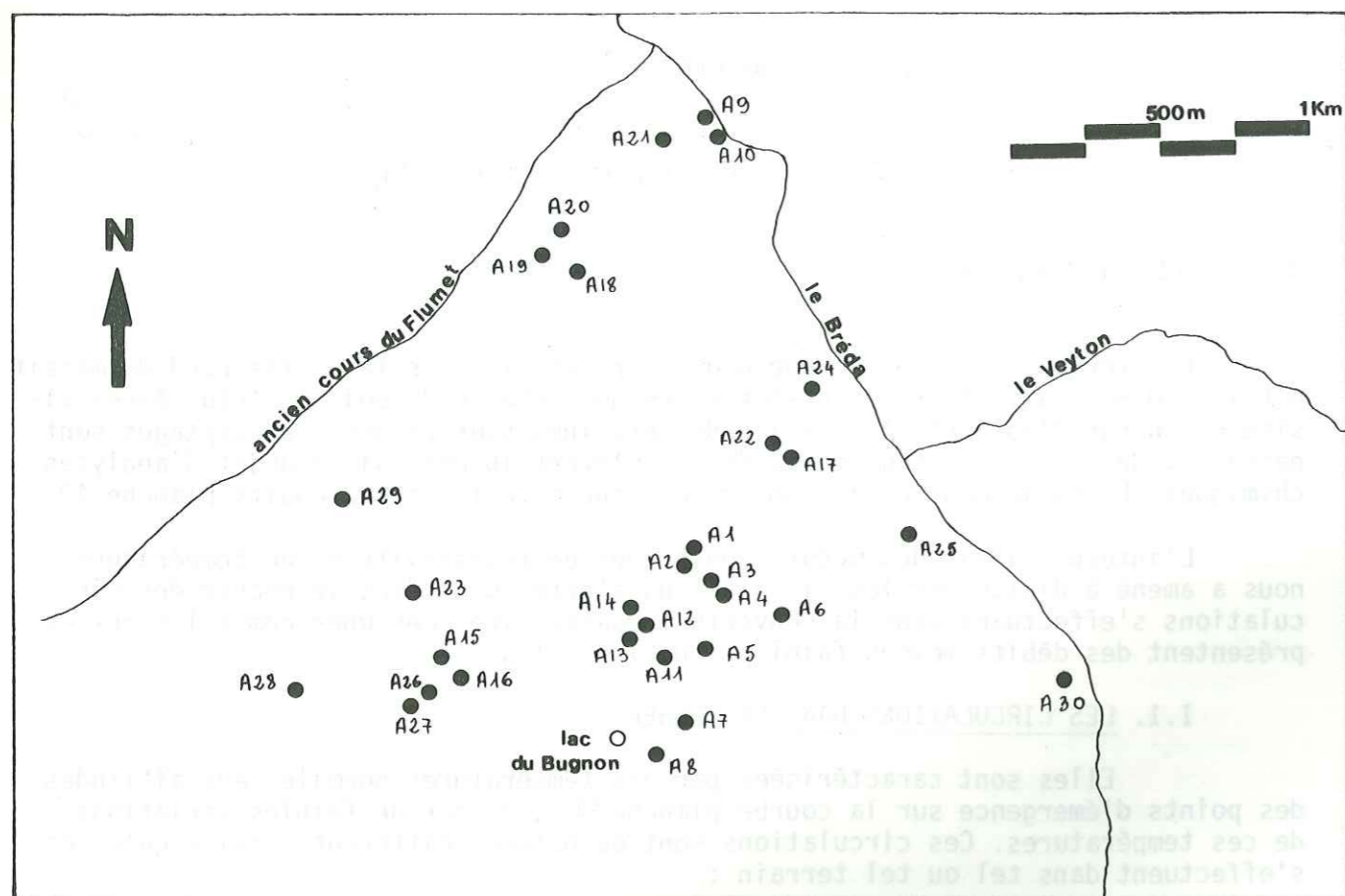
I.1.2. Les sources liées au grès d'Allevard

Nous n'en avons reconnu aucune avec certitude.

I.2.3. Les sources liées au Trias

Elles présentent des débits relativement importants, pouvant aller jusqu'à une dizaine de l/s. Les résistivités sont le plus souvent inférieures à 800 $\Omega\ cm$ et témoignent d'une forte minéralisation.

Les sources A 9, A 10, A 17 sont de ce type. Nous avons étudié la source A 9, dite source tuffeuse n°1, qui émerge dans les gorges du Bréda, en

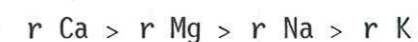


N°	DENOMINATION	N°	DENOMINATION
A 1	Maritano	A16	Badon Morest (bassin ciment)
A 2	Tartas	A17	Chaberland 1
A 3	Etablissement thermal n°1	A18	Sollari (ex Barroz)
A 4	Etablissement thermal n°2	A19	Béranger
A 5	Allier 1	A20	Collombet collective
A 6	Allier 2	A21	Favre (côté Pillet)
A 7	du Rossignon	A22	Chaberland 2
A 8	du Bugnon	A23	Sandraz (haut)
A 9	Tuffeuse n°1	A24	Chemin des Ayettes 1
A10	Tuffeuse n°2	A25	Chemin des Ayettes 2
A11	Maritano de Montouvrard	A26	Mazet - Roux Louis
A12	Montouvrard collective	A27	Paturel - Martin
A13	Fleuranche	A28	Favre Felix
A14	Clarabout	A29	Sandraz Maelli (grange grenat)
A15	Badon Morest (bassin bois)	A30	Les Ayettes

PLANCHE 42 : LES SOURCES DU MASSIF D'ALLEVARD

en rive gauche, en amont de l'établissement thermal d'Allevar.

D'une température moyenne de 10°5, d'une résistivité oscillant autour de 500 Ω cm, les eaux sont sulfatées calciques, accessoirement bicarbonatées calciques et magnésiennes (planche 43). Le profil type en est :



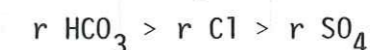
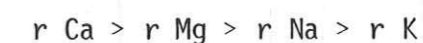
Le sulfate de calcium provient de la dissolution du gypse, alors que les teneurs en bicarbonates et en magnésium indiquent un lessivage important des dolomies.

I.1.4. Les sources liées au Lias

Ce sont les plus nombreuses : A 1, A 2, A 3, A 4, A 15, A 16, A 18, A 19, A 20, A 22, A 23, A 24. Elles sont caractérisées par des résistivités comprises entre 1 800 et 3 000 Ω cm. Les débits y sont très variables. D'un point de vue chimique, on distingue deux types d'eaux. Nous avons étudié une source caractéristique de chaque type.

I.1.4.a. La source Tartas (A 2)

Elle émerge au-dessus de Montouvrard. Elle présente de fortes variations de débit : de 0,11 l/s le 9.8.1976 à 7,70 l/s le 23.6.71. Sa température varie autour de 8°C, sa résistivité autour de 2 600 Ω cm. Sa minéralisation est de type bicarbonaté-calcique, sans aucune pollution par le Trias (planche 43) :



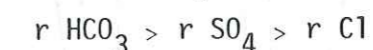
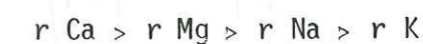
I.1.4.b. La source Chaberland 2 (A 22)

D'une température et d'une résistivité relativement constantes :

$$T = 8,3 \pm 0,5^\circ\text{C}$$

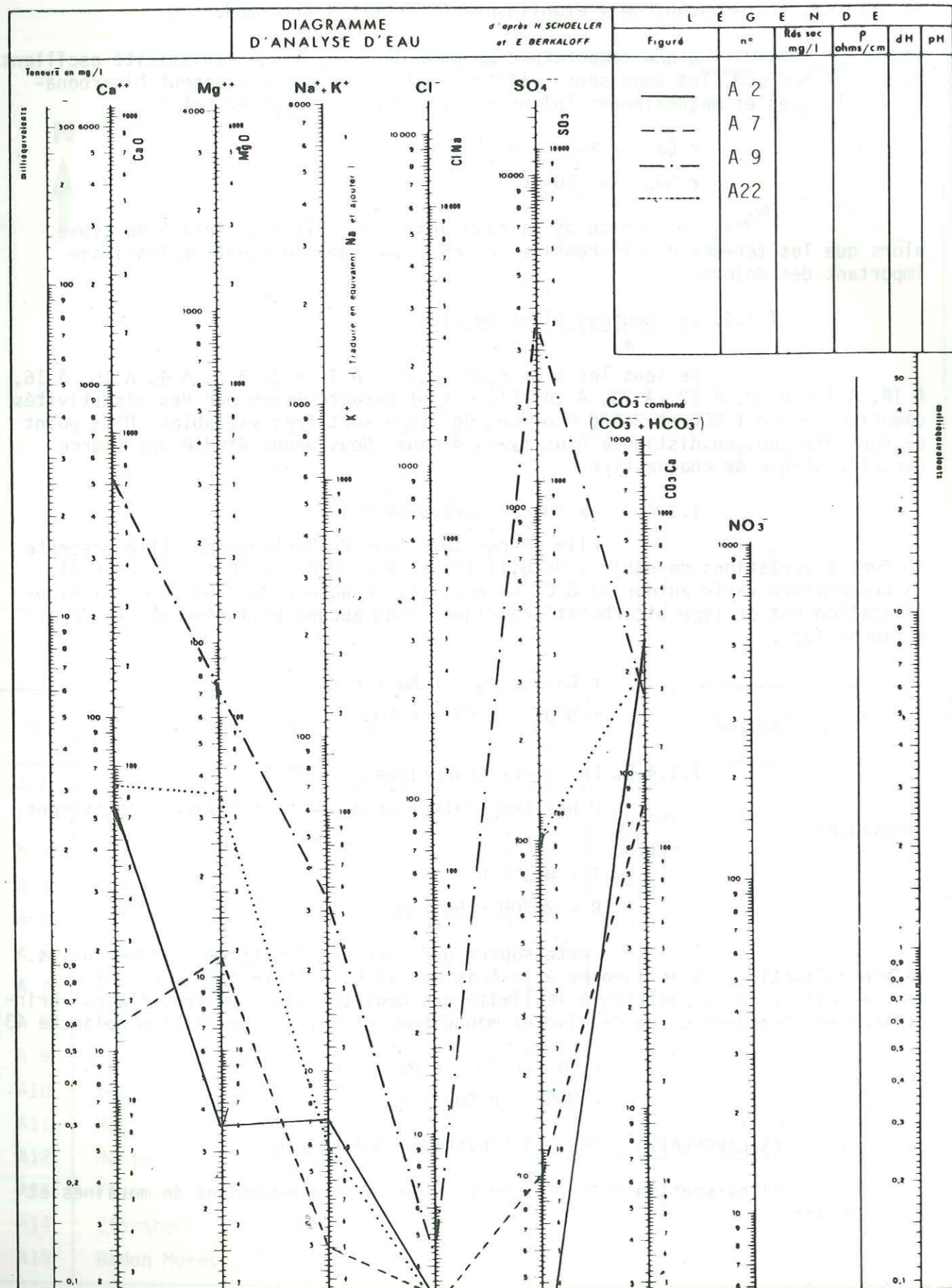
$$R = 2\,200 \pm 50 \Omega\text{cm}$$

Cette source présente des débits de l'ordre du l/s. Sa minéralisation est influencée à la fois par le Lias et le Trias, ce qui semble logique vu sa position à la limite des deux terrains. On trouve ainsi principalement bicarbonates de calcium et magnésium, et sulfate de calcium (planche 43) :



I.2. LES CIRCULATIONS DANS LA COUVERTURE QUATERNAIRE

Elles sont importantes, du fait du fort recouvrement de moraines et de colluvions.



Ces sources présentent de grandes variations de débit et de températures suivant la saison et le régime des précipitations.

Les caractéristiques physico-chimiques sont liées à la nature de la roche sous-jacente et des éléments constitutifs du placage quaternaire.

Nous avons ainsi pu distinguer les eaux circulant dans les remblayages de nature cristalline et de nature marno-calcaire.

- remblayage de nature cristalline : les eaux qui en sortent (sources A 5, A 6, A 25) sont des eaux très peu minéralisées (R 10 000 Ω cm) qui présentent les caractéristiques chimiques des eaux issues des micaschistes : eaux bicarbonatées calciques et magnésiennes.

À titre anecdotique, signalons la présence, sur ces remblais cristallins du lac du Bugnon, dont l'île, au centre de celui-ci, fluctue selon le niveau de l'eau. C'est en effet une île flottante constituée principalement de matières végétales (racines,...) reliées au fond du lac et qui lui permettent de suivre les variations de niveau de celui-ci.

- remblayages de nature marno-calcaire : ce sont les placages quaternaires à éléments liasiques. Les résistivités de ces eaux sont comprises entre 3 000 et 5 000 Ω cm. Ces sources (A 8, A 11, A 12, A 13, A 14, A 21, A 26, A 27, A 28, A 29) sont bicarbonatées calciques.

II - ETUDE EN PROFONDEUR

II.1. LA GALERIE DE RECONNAISSANCE

Du fait de la proximité de la source thermale d'Allevard, une galerie de reconnaissance longue de 1 km environ fut creusée en 1966 afin de juger des éventuelles répercussions sur cette source du percement définitif de la galerie. Les venues d'eau rencontrées furent systématiquement analysées (annexe 4).

Les pressions statiques des venues d'eau ont également été mesurées. Elles correspondent à une certaine hauteur d'eau dans les fissures et permettent donc de donner la position relative du niveau piézométrique dans les venues d'eau. Ces mesures ont été reproduites planche 44.

II.2. LA GALERIE DEFINITIVE

Nous en avons étudié les 4 premiers kilomètres.

II.2.1. Répartition des venues d'eau

Elle est très différente selon les terrains :

II.2.1.a- Dans les micaschistes

Les venues d'eau correspondent à deux types principaux :

- des venues d'eau de débit moyen (de l'ordre de 0,2 à 2 l/s), localisées dans des "couloirs décrochants", zones à forte densité de fissuration larges d'une vingtaine de mètres environ.

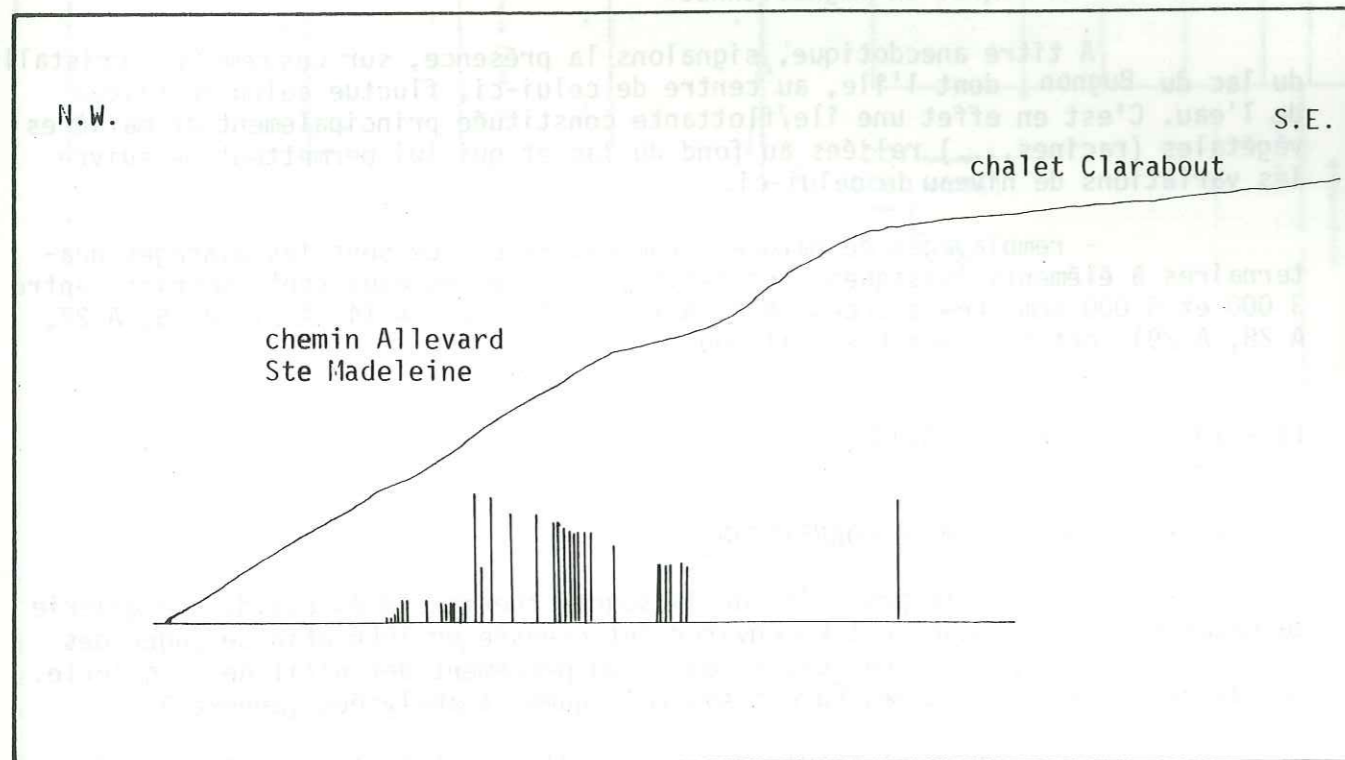


PLANCHE 44 : POSITION RELATIVE DU NIVEAU PIEZOMETRIQUE DES VENUES D'EAU DE LA GALERIE DE RECONNAISSANCE.

- des venues d'eau à faible débit (de l'ordre du l/mn) positionnées sur des fractures ponctuelles.

Nous avons mesuré l'orientation de ces fractures aquifères, grandes et petites. Nous avons en effet voulu vérifier s'il existait ou non une direction préférentielle d'écoulement. Un histogramme des fractures productrices a été ainsi obtenu (planche 34). Nous remarquons que les écoulements s'effectuent principalement selon les directions les plus importantes régionalement (surtout N60, accessoirement N 140).

II.2.1.b. Dans les grès d'Allevard

Ces terrains se sont révélés parfaitement imperméables.

II.2.1.c. Dans l'anhydrite et la dolomie triasique

Le même phénomène s'est produit dans ces terrains aussi, ce qui est plus surprenant. Nous reviendrons ultérieurement sur le sujet.

II.2.1.d. Dans les schistes et marno-calcaires liasiques

Il ne nous a pas été donné d'observer la distribution originelle des écoulements, du fait des injections préventives lors du percement de ce tronçon.

Cependant, en raison des résultats obtenus à la fois dans les micaschistes et dans le Bajocien (chapitre suivant), nous considérons que les écoulements s'effectuent aussi principalement selon la direction N 60. Notons quelques écoulements très faibles selon les plans de stratification.

II.2.2. Température des eaux et gradient géothermique

Nous avons rencontré, dans la portion de galerie étudiée, des eaux ayant des températures comprises entre 12,5° et 19°, les variations étant principalement dues à la hauteur de couverture susjacente.

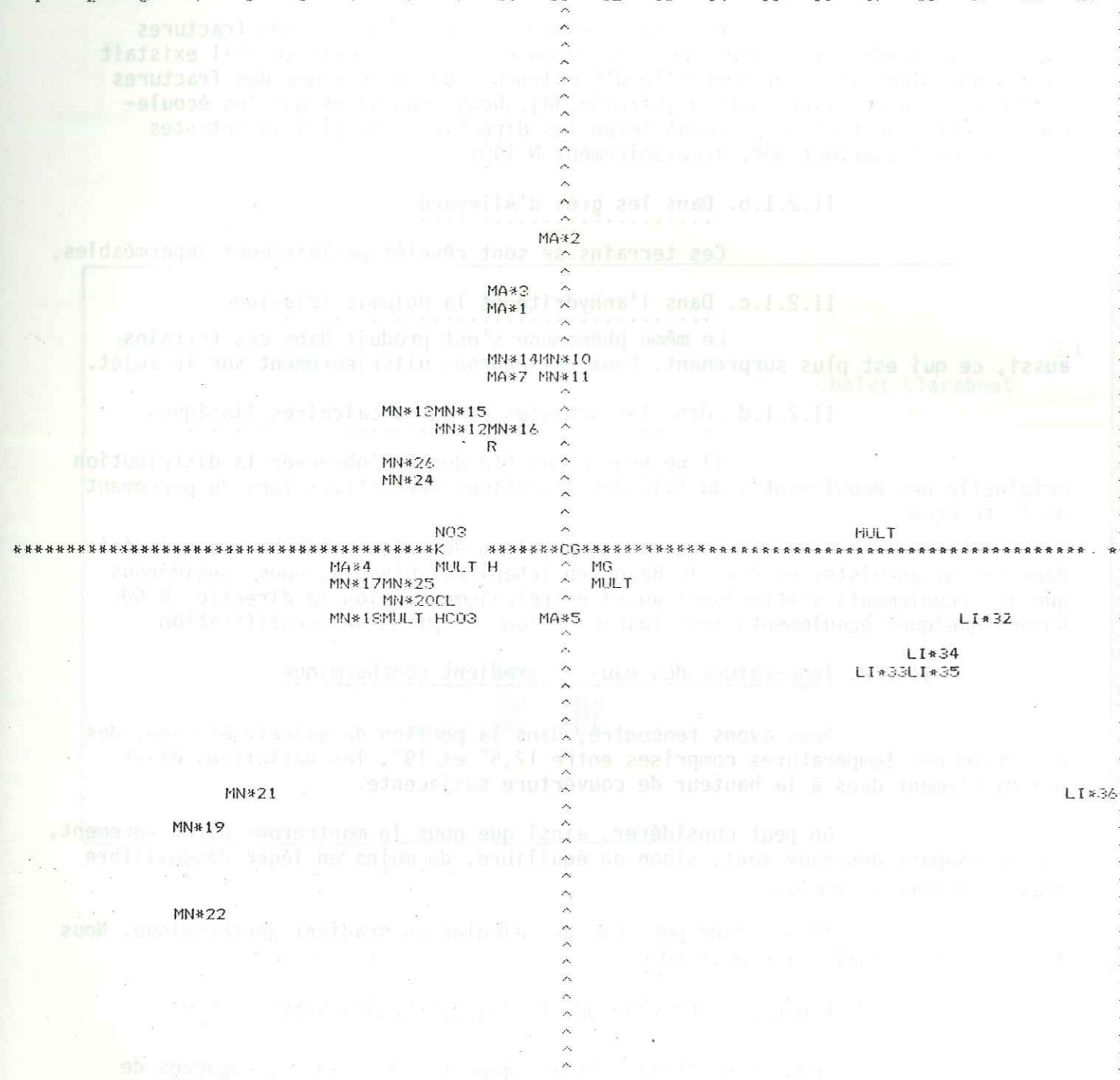
On peut considérer, ainsi que nous le montrerons ultérieurement, que la plupart des eaux sont, sinon en équilibre, du moins en léger déséquilibre thermique avec la roche.

Il est donc possible de calculer un gradient géothermique. Nous l'avons trouvé égal à 1°C pour 70 m.

II.2.3. Etude physico-chimique et isotopique des venues d'eau

Nous avons réalisé trois campagnes de mesures, espacées de 6 mois chacune : Novembre 1978, Mai 1979, Novembre 1979. Les principales venues d'eau ont été prélevées, sur lesquelles nous avons effectué des analyses physico-chimiques (annexe 3) et, quelquefois, isotopiques (annexe 1). Les mesures ont ensuite été interprétées grâce à l'analyse statistique multivariées.

REPRESENTATION GRAPHIQUE
 AXE HORIZ= 1 VP= 5.085094346754 PART= .4622013042474
 AXE VERTI= 2 VP= 2.985964776837 PART= .216905888302
 PART DU PLAN= .6791871930494
 DIMENSION DU DESSIN= 9.9 ECARTS-TYPES(OU UNITES)
 ECART-TYPE(OU UNITE)=*****
 1 ^ 2 ^ 3 ^ 4 ^ 5 ^ 6 ^ 7 ^ 8 ^ 9 ^ 10 ^ 11 ^ 12 ^ 13 ^ 14 ^ 15 ^ 16 ^ 17 ^ 18 ^ 19 ^ 20 ^ 21 ^



VALEURS MULTIPLES ET EXTREMES

LIGNE	COL(=SCAR.)	NOMS	
31	17	LI*31	LI*30
33	9	NA	T
34	12	SO4	CA
36	8	MN*23	MA*6

PLANCHE 45 : ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES DES VENUES D'EAU DE LA GALERIE DE BELLEDONNE

II.2.3.a. Etude de l'ensemble des venues d'eau

Nous avons effectué cette étude non pour déterminer des corrélations entre les deux principaux groupes d'eaux, corrélations qui n'auraient d'ailleurs aucune signification, mais pour tenter d'observer des relations entre ces deux groupes. Apparemment, les eaux appartenant aux micaschistes et au Lias sont totalement indépendantes, les deux groupes étant bien différenciés sur le plan formé par les deux axes principaux de discrimination (planche 45) et devant donc être étudiés séparément.

II.2.3.b. Etude des venues d'eau du Lias

Nous avons relevé sept venues conséquentes. Les moyennes des divers paramètres physico-chimiques ont été reportées planche 46. La matrice de corrélation de ces moyennes a été calculée. Elle doit être considérée avec prudence, du fait du petit nombre d'individus :

H	*T	*R	*CA	*MG	*NA	*K	*HCO3	*SO4	*CL	*NO3	*
+1.00	+0.69	-0.84	+0.86	+0.35	+0.51	+0.81	-0.03	+0.82	-0.00	-0.21	H
	+1.00	-0.54	+0.73	-0.18	+0.74	+0.54	-0.34	+0.82	+0.30	-0.69	T
		+1.00	-0.94	-0.47	-0.68	-0.81	+0.19	-0.89	+0.37	+0.04	R
			+1.00	+0.20	+0.83	+0.74	-0.31	+0.98	-0.28	-0.18	Ca
				+1.00	-0.21	+0.63	+0.48	+0.10	-0.04	+0.29	Mg
					+1.00	+0.46	-0.70	+0.89	-0.33	-0.36	Na
						+1.00	+0.05	+0.70	+0.08	-0.15	K
							+1.00	-0.40	+0.47	+0.50	HCO3
								+1.00	-0.21	-0.32	SO4
									+1.00	-0.43	Cl
										+1.00	NO3

Cette matrice montre que lorsque la hauteur de couverture croît, la température et les teneurs en Ca, Na, SO₄ augmentent et la résistivité diminue. Il existe également de bonnes corrélations positives entre Ca et Na, Ca et SO₄, Na et SO₄, qui tendraient à prouver une minéralisation en Ca SO₄ et Na₂ SO₄.

L'analyse en composantes principales (planche 47) nous a permis de différencier la venue Li 36 (du PM 670) de l'ensemble des autres eaux :
 - l'ensemble des venues d'eaux : de composition moyenne (planche 48) ,

	MOYENNE	ECART-TYPE
H	288.33333	70.7578
T	14.15000	1.0894
R	1053.33333	138.3512
CA	186.55000	40.8428
MG	46.96666	4.6470
NA	10.78333	1.1737
K	2.25000	0.6024
HCO3	297.08333	28.9018
SO4	392.40000	93.6036
CL	2.70000	0.7509
NO3	1.41666	0.4535

PLANCHE 46 : PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES MOYENS DES VENUES D'EAU DANS LE LIAS DE LA GALERIE DE BELLEDONNE

PM	N°	Hauteur de ouverture	t° °C	R μ.cm	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃	i.e.b.	Mg/Ca	SO ₄ /Cl
130	Li30	260	12,8	1146	155,1	43,3	10,3	1,9	273,3	275	1,9	1,8	-0,04	0,46	114,6
260	Li31	170	14,3	1267	126,2	40,2	12,3	1,3	270,4	283,9	2,9	1,1	-0,05	0,53	73,88
420	Li32	275	13	906	206,4	53,5	12,2	2,7	286,7	430	1,9	1,6	-0,04	0,43	179,00
470	Li33	315	14,4	993	212,4	49	10,1	2,7	347,7	440	3,2	1,9	-0,03	0,38	101,78
500	Li34	340	15,7	107,9	182	47,6	10,3	2,8	292,8	414,4	3,8	0,7	-0,03	0,43	78,45
550	Li35	370	14,7	929	237,8	48,2	9,5	2,2	311,6	511,1	2,5	1,4	-0,03	0,33	152,00
670	Li36	420	17,4	700	364,9	44,6	30,5	3,1	235,9	939,8	2,1	1,0	-0,06	0,20	326,17

REPRESENTATION GRAPHIQUE

AXE HORIZ= 1 VP= 5.879770790381 PART= .5845246172884
 AXE VERTI= 2 VP= 2.427286615715 PART= .226624196026
 PART DU PLAN= .755187036891
 DIMENSION DU DESSIN= 9.8 ECARTS-TYPES(OU UNITES)
 ECART-TYPE(OU UNITE)=*****
 1 ^ 2 ^ 3 ^ 4 ^ 5 ^ 6 ^ 7 ^ 8 ^ 9 ^ 10 ^ 11 ^ 12 ^ 13 ^ 14 ^ 15 ^ 16 ^ 17 ^ 18 ^ 19 ^ 20 ^ 21 ^

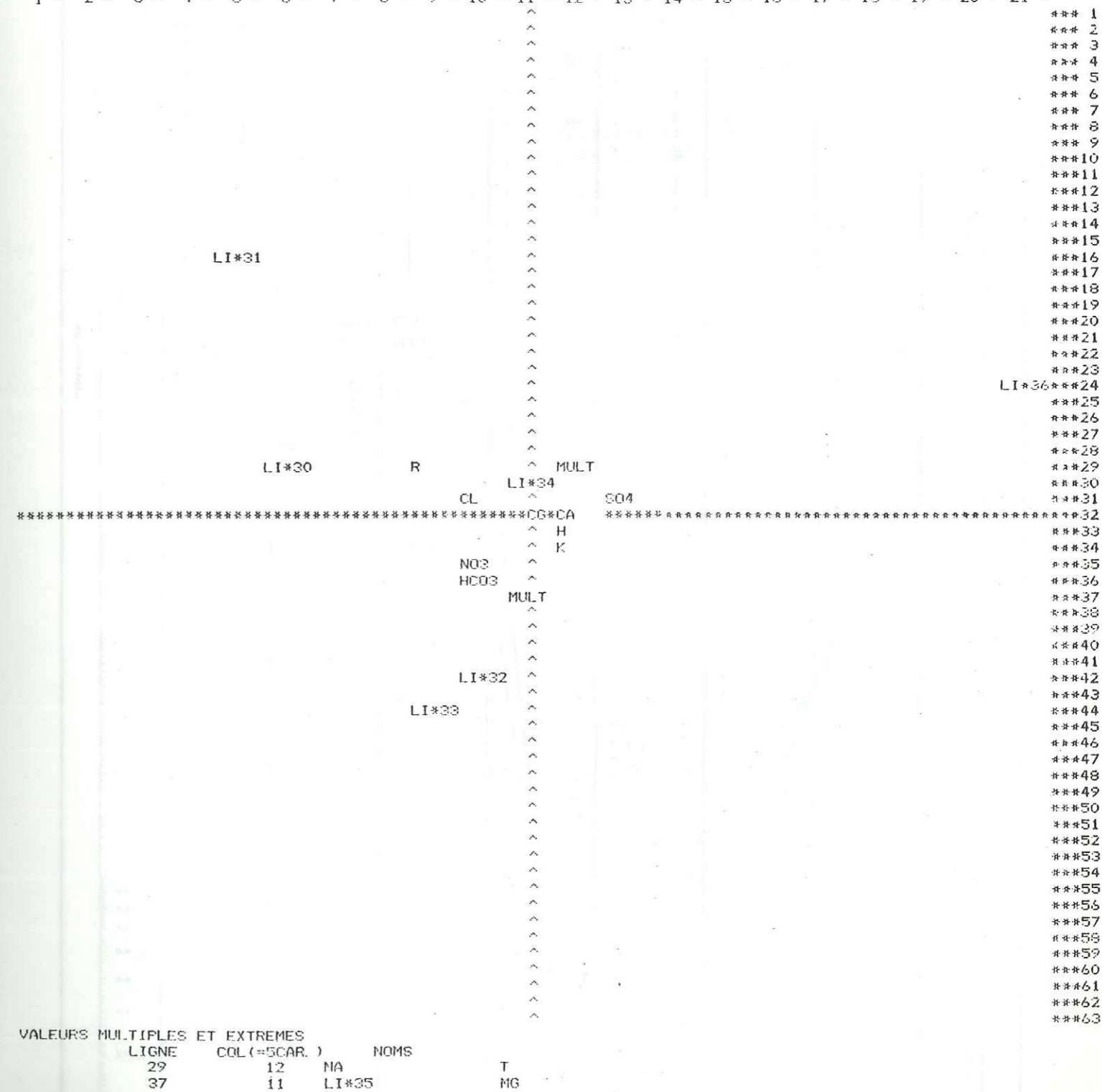
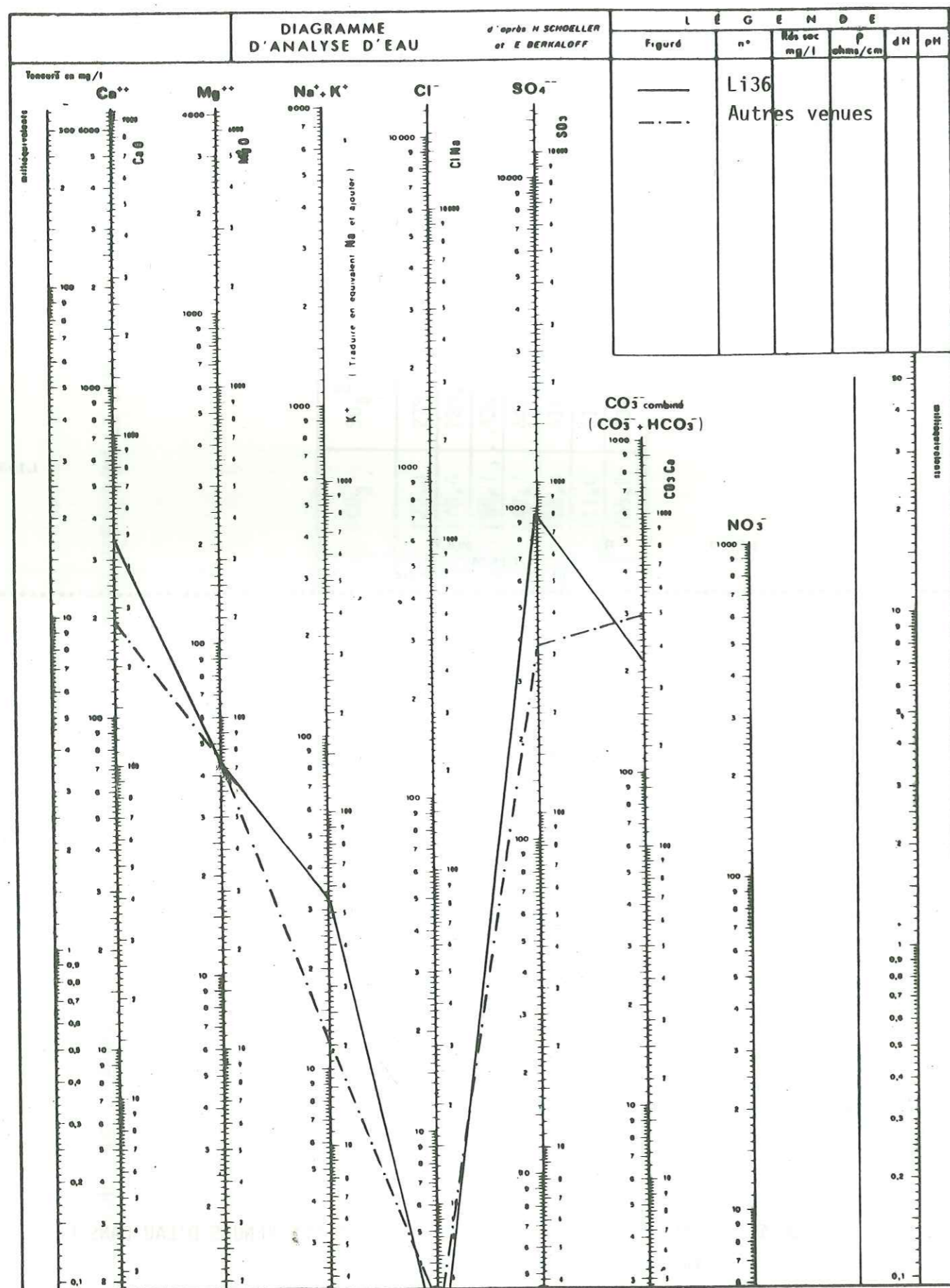


PLANCHE 47 : ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES DES VENUES D'EAU DANS LE LIAS DE LA GALERIE DE BELLEDONNE



Ce sont toutes des venues d'eau à faible débit, excepté la venue Li 31 du PM 260.

Les teneurs en tritium indiquent un temps de transit relativement court à l'intérieur du massif, alors que les valeurs d'018 montrent que l'altitude moyenne d'alimentation est peu élevée. Ces venues ont donc une origine très localisée.

La matrice de corrélation suivante nous a permis de remarquer les bonnes associations chimiques Ca - HCO₃, Ca-SO₄, Mg-SO₄, ainsi que les excellentes corrélations positives entre la température et les teneurs en Ca, Mg, HCO₃, SO₄.

H	*T	*R	*CA	*MG	*NA	*K	*HCO3	*SO4	*CL	*NO3	*
+1.00	+0.43	-0.73	+0.86	+0.61	-0.79	+0.73	+0.61	+0.84	+0.24	-0.00	H
	+1.00	+0.04	+0.17	-0.05	-0.36	+0.27	+0.34	+0.41	+0.92	-0.71	T
		+1.00	-0.94	-0.93	+0.32	-0.75	-0.56	-0.87	+0.21	-0.32	R
			+1.00	+0.81	-0.53	+0.71	+0.72	+0.95	-0.02	+0.28	Ca
				+1.00	-0.08	+0.87	+0.47	+0.77	-0.11	+0.23	Mg
					+1.00	-0.30	-0.55	-0.45	-0.23	-0.13	Na
						+1.00	+0.59	+0.71	+0.29	+0.03	K
							+1.00	+0.69	+0.37	+0.38	HCO ₃
								+1.00	+0.19	+0.01	SO ₄
									+1.00	-0.61	Cl
										+1.00	NO ₃

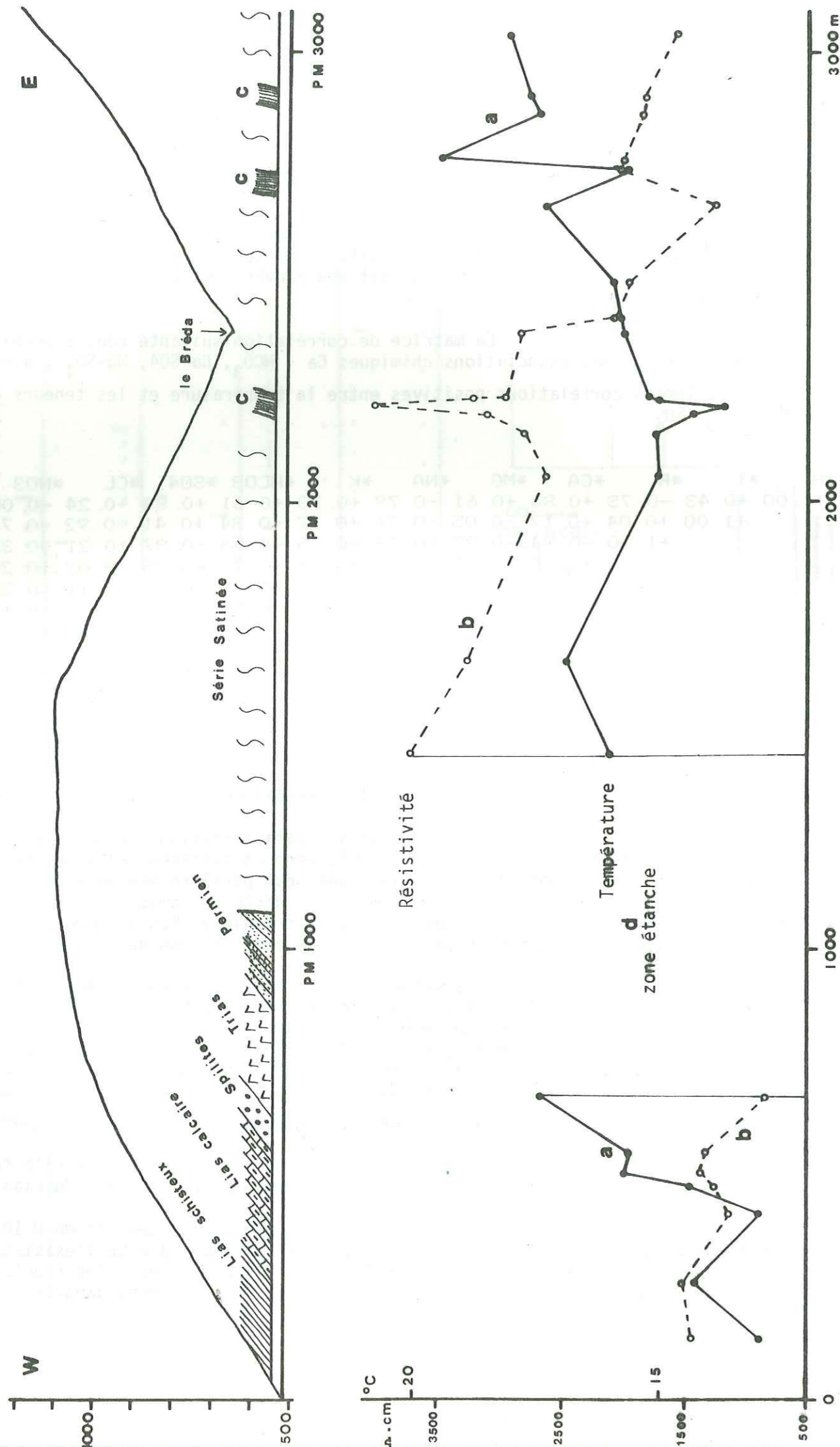
Par contre, la corrélation Na-SO₄ ne se retrouve plus.

La minéralisation caractéristique de ces eaux est donc surtout bicarbonatée calcique et magnésienne et sulfatée calcique. La présence de sulfate de calcium dans les eaux liasiques peut paraître anormale. Elle s'explique par le fait que les eaux circulent selon des plans grossièrement N 60 et ont donc dû lessiver partiellement le gypse triasique plus au nord-est. Il y a donc contamination latérale par mélange des eaux le long des fractures affectant le massif.

- la venue LI 36 : c'est une venue à plus fort débit, située à la limite avec le Trias. C'est une eau beaucoup plus sulfatée calcique que bicarbonatée (planche 48), et qui présente la particularité d'être, par rapport aux autres venues, plus minéralisée, très légèrement thermale, et avec une teneur légèrement plus importante en Na⁺. Comme par contre sa teneur en Cl⁻ est insignifiante, on en déduit une légère minéralisation en Na₂SO₄. De par ses caractéristiques, cette eau est donc plus typique d'une minéralisation triasique que liasique.

C'est donc sa présence qui influençait à elle seule les corrélations de la première matrice rassemblant toutes les eaux du Lias.

Du point de vue isotopique, les teneurs en O 18 indiquent une origine proche, les teneurs en 3H montrent quant à elle l'existence d'un mélange à forte proportion d'eaux actuelles (les teneurs suivent les fluctuations saisonnières, mais avec des valeurs en deçà des valeurs mesurées dans les précipitations).



II.2.3.c. Etude des venues d'eau dans les micašchistes

L'observation de la distribution des venues d'eau nous a permis de distinguer des venues de fort débit positionnées sur des couloirs décrochants (venues MD) et des venues de faible débit provenant de fractures isolées (venue MF). Cette distinction a pu être complétée par l'étude des températures et résistivités de ces eaux (planche 49) : les eaux des MF s'avèrent en effet en équilibre thermique avec le rocher ambiant, et la courbe que l'on peut dessiner en reliant les différents points suit le profil topographique, alors que les températures des MD sont légèrement déficitaires par rapport à la normale et présentent des anomalies négatives. Le raisonnement est exactement identique pour la courbe de résistivité, les eaux des venues MD étant en général plus résistantes que les eaux des venues MF.

On obtient ainsi deux groupes d'eaux dont les caractéristiques moyennes ont été définies à partir des paramètres physico-chimiques moyens de chaque venue d'eau (planche 50). Signalons que H représente la hauteur de couverture susjacente et i.e.b. l'indice d'échange de bases exprimé ici en valeur absolue.

	VENUES MD	VENUES MF
H	364. 37500	402. 50000
T	16. 03750	17. 47500
R	2406. 75000	1941. 81250
CA	23. 38750	10. 91250
MG	14. 85000	5. 15000
NA	97. 00000	149. 42500
K	10. 35000	11. 27500
HCO3	314. 61250	357. 49375
SO4	17. 66250	24. 50000
CL	3. 32500	11. 03750
NO3	2. 60000	2. 07500
IEB	0. 59875	0. 83125

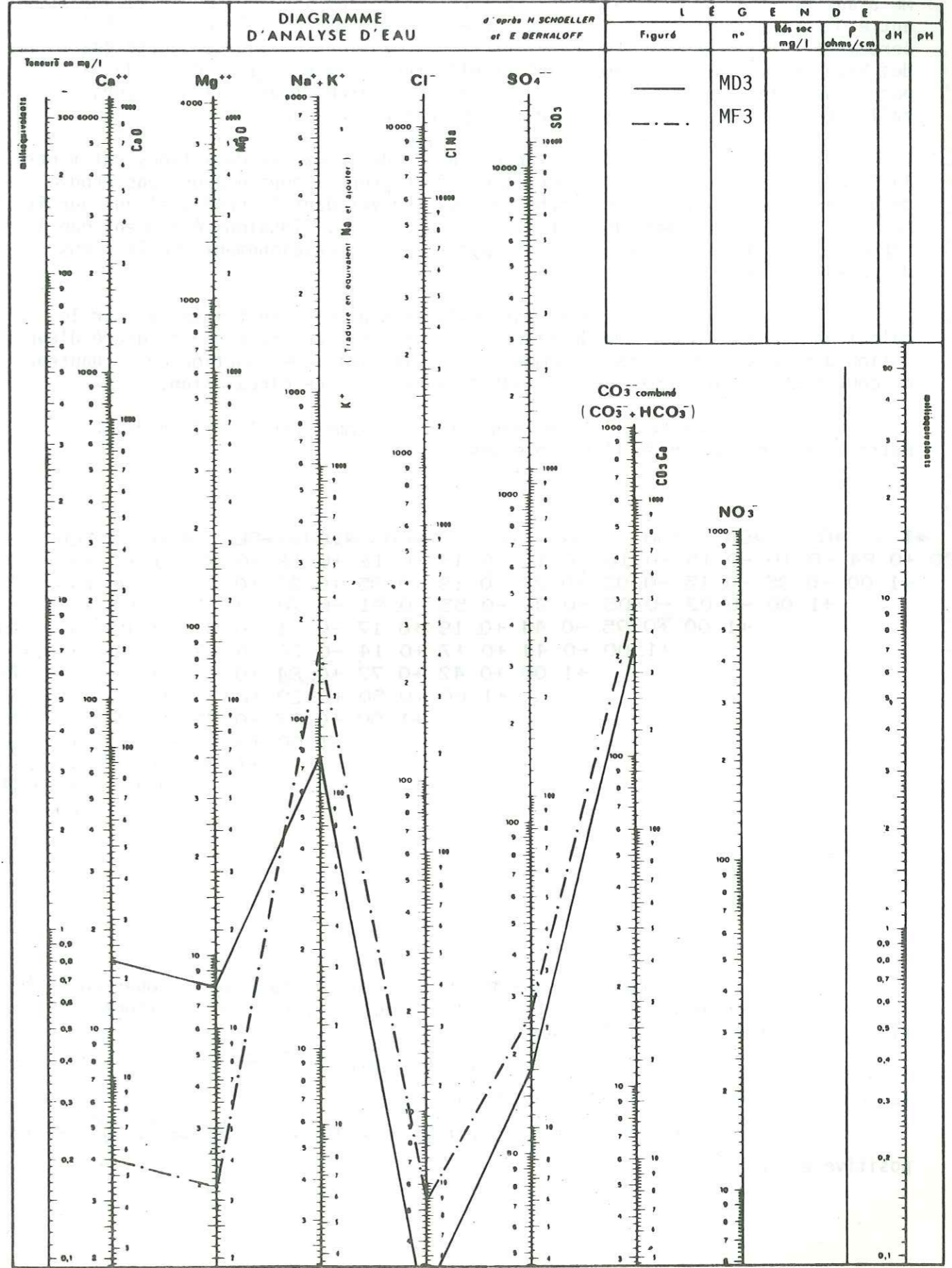
Ainsi, pour des hauteurs de couverture moyenne à peu près semblables, les deux types d'eaux présentent des caractéristiques physico-chimiques sensiblement différentes. A partir de ces résultats, et des données isotopiques, deux types de circulations ont été mis en évidence dans les micašchistes :

- des circulations rapides à l'intérieur des couloirs décrochants (venues MD). Les eaux présentent des caractéristiques d'évolution moindres que les eaux du deuxième type. Les échanges de bases y sont moins poussés. Les teneurs en tritium indiquent un faible temps de transit à l'intérieur du massif, les valeurs mesurées suivant les variations saisonnières des teneurs des précipitations. La venue qui peut caractériser ce type de circulation est MD3 au PM 2 215 (planche 51).

- des circulations plus lentes, s'effectuant le long des fractures ponctuelles. Ces eaux sont en équilibre thermique avec le rocher ; généralement plus minéralisées, elles sont plus riches en Na^+ , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Cl^- et par contre plus pauvres en Ca^{2+} et Mg^{2+} que les précédentes. Les échanges de bases

PM	N°	Hauteur de couverture	t° C	R Ω.cm	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	i.e.b.	Mg/Ca	SO ₄ /Cl
1430	MD 1-MR 1	490	16,2	2996	31,3	14,3	43,7	7,0	245,2	15,0	1,8	3,5	-0,38	0,76	6,20
1640	MF 1-MR 2	470	16,9	2660	21,2	12,6	55,2	6,5	253,8	11,0	1,7	2,2	-0,53	0,98	4,60
1645	MF 2-MR 3	470	16,9	2654	23,2	11,4	65,5	6,0	252,5	13,0	1,7	1,8	-0,53	0,81	5,40
2055	MF 3-MM 1	280	15,0	2091	4,4	2,3	150,0	9,5	275,7	26,5	5,5	2,4	-0,92	0,86	3,44
2150	MF 4-MR 4	235	15,1	2266	8,4	0,5	155,2	12,0	306,2	14,0	4,9	3,0	-0,92	0,10	2,07
2190	MD 2-MR 5	215	14,2	2509	13,9	6,4	108,4	9,3	254,2	17,0	5,2	2,2	-0,73	0,77	2,33
2215	MD 3-MR 6	210	13,9	3206	16,5	8,3	66,9	7,5	210,6	16,3	2,3	2,2	-0,61	0,88	5,67
2230	MD 4-MR 7	200	14,5	2806	11,9	6,6	89,5	8,2	229,7	17,0	2,7	2,6	-0,73	0,92	4,38
2235	MF 5-MR 8	200	15,2	2324	9,2	3,5	139,2	11,0	290,4	16,0	5,4	2,1	-0,85	0,63	2,20
2370	MF 6-MR 9	130	15,7	2294	15,6	13,1	97,7	10,5	264,8	20,0	10,8	1,1	-0,61	1,38	1,40
2420	MF 7-MM 2	155	15,8	1681	12,4	5,3	154,1	18,0	351,4	24,0	18,4	2,1	-0,83	0,71	0,96
2480	MF 8-MM 3	195	15,9	1553	7,6	3,4	163,3	20,0	400,2	21,0	16,6	2,1	-0,91	0,74	0,94
2670	MF 9-MM 4	285	17,3	1141	9,2	1,5	242,7	18,4	567,7	52,5	25,2	2,4	-0,94	0,26	1,54
2740	MD 5-MM 5	320	15,8	1695	28,5	17,8	140,8	21,0	435,0	21,5	5,3	3,5	-0,62	1,03	3,00
2765	MF 10-MM 6	335	19,2	1689	35,8	19,8	123,1	16,5	445,3	24,0	4,4	3,0	-0,56	0,91	4,17
2870	MD 6-MM 7	420	17,4	1518	47,7	34,3	89,2	9,0	452,9	20,0	2,5	2,1	-0,35	1,18	6,00
2900	MD 7-MM 8	440	17,3	1538	32,1	26,7	145,5	16,8	446,5	19,5	5,0	3,3	-0,51	1,38	2,93
3040	MF 11-MM 9	550	17,8	1260	9,6	1,7	218,5	7,5	544,1	35,0	23,9	3,5	-0,94	0,29	1,09
3310	MF 12-MM 10	670	20,0	1158	5,6	0,2	250,7	9,5	534,4	55,0	31,1	1,5	-0,97	0,07	1,31
3620	MF 13-MM 11	685	19,0	1788	1,6	2,2	162,8	7,5	373,3	19,0	8,7	1,4	-0,96	2,25	1,60
3800	MF 14-MM 12	655	19,8	2039	2,4	1,5	140,3	9,5	246,4	21,0	1,1	1,3	-0,96	1,00	14,66
3860	MD 8-MR 10	620	19,0	2986	5,2	4,4	92,0	4,0	242,8	15,0	1,8	1,4	-0,86	1,38	6,20
3940	MF 15-MM 13	565	20,0	1925	3,6	1,5	138,0	6,0	334,3	22,0	12,0	1,8	-0,95	0,66	1,35
3950	MF 16-MP 11	560	20,0	2546	4,8	1,9	134,5	12,0	279,4	18,0	5,2	1,5	-0,92	0,66	2,64

PLANCHE 51 : CHIMIE DES VENUES D'EAU DANS LES MICASCHISTES DE LA GALERIE DE BELLEDONNE



y sont très poussés. La venue d'eau caractéristique de ce type de circulation est MF 3 au PM 2 055 (planche 51). Les teneurs en tritium indiquent des mélanges entre des eaux anciennes et des eaux récentes. Il est possible que, avant le percement de la galerie, certaines de ces circulations n'aient comporté que des eaux anciennes, le mélange s'étant effectué à cause de la vidange du massif par la galerie. Pour montrer avec assurance ces circulations, il nous aurait fallu effectuer les prélèvements dès le percement de la galerie.

Notons que les teneurs en ^{18}O des eaux des deux types ont montré la localisation proche de l'alimentation. A ce propos, nous n'avons pas trouvé de venue présentant un $\delta^{18}O$ proche de ceux trouvés dans le Bréda, et qui aurait pu être interprétée comme une perte de cette rivière. Signalons également que le rapport Ca/Mg ne nous a curieusement apporté aucun renseignement sur le temps de résidence des eaux.

Les principales informations nous ont été transmises par le calcul de l'indice d'échange de bases. On peut ainsi observer que le degré d'évolution des eaux réside dans le temps de transit, lui-même fonction de la hauteur de couverture à parcourir mais surtout de la vitesse de circulation.

Ces résultats peuvent être confirmés par l'analyse de la matrice de corrélation de l'ensemble des eaux :

H	*T	*R	*CA	*MG	*NA	*K	*HCO3	*SO4	*CL	*NO3	*IEB	*
+1.00	+0.84	-0.10	-0.15	-0.10	+0.15	-0.45	+0.16	+0.16	+0.05	-0.22	+0.19	H
	+1.00	-0.35	-0.15	-0.08	+0.32	-0.13	+0.35	+0.32	+0.23	-0.34	+0.29	T
		+1.00	-0.02	-0.05	-0.81	-0.55	-0.91	-0.70	-0.71	-0.13	-0.29	R
			+1.00	+0.95	-0.44	+0.18	+0.17	-0.21	-0.34	+0.48	-0.91	Ca
				+1.00	-0.44	+0.17	+0.14	-0.26	-0.39	+0.34	-0.87	Mg
					+1.00	+0.42	+0.77	+0.84	+0.84	+0.02	+0.71	Na
						+1.00	+0.50	+0.28	+0.30	+0.34	+0.04	K
							+1.00	+0.77	+0.73	+0.31	+0.16	HCO ₃
								+1.00	+0.87	+0.00	+0.42	SO ₄
									+1.00	-0.03	+0.52	Cl
										+1.00	-0.34	NO ₃
											+1.00	i.e.b.

On note :

. les mauvaises corrélations entre la hauteur de couverture et les différentes teneurs en éléments, prouvant ainsi la pluralité des modes de circulation et d'évolution des eaux.

. les mauvaises corrélations entre Ca²⁺, Mg²⁺ et HCO₃ alors que la corrélation entre Na⁺ et HCO₃ est bonne.

. les excellentes corrélations négatives entre Ca²⁺, Mg²⁺ et i.e.b., positive entre Na⁺ et i.e.b.

REPRESENTATION GRAPHIQUE

AXE HORIZ= 1 VP= 5.534450008902 PART= 4612041673747
 AXE VERTI= 2 VP= 2.81582586417 PART= 2846521553303
 PART DU PLAN= 695856322705
 DIMENSION DU DESSIN= 8.9 ECARTS-TYPES(OU UNITES)
 ECART-TYPE(OU UNITE)=*****

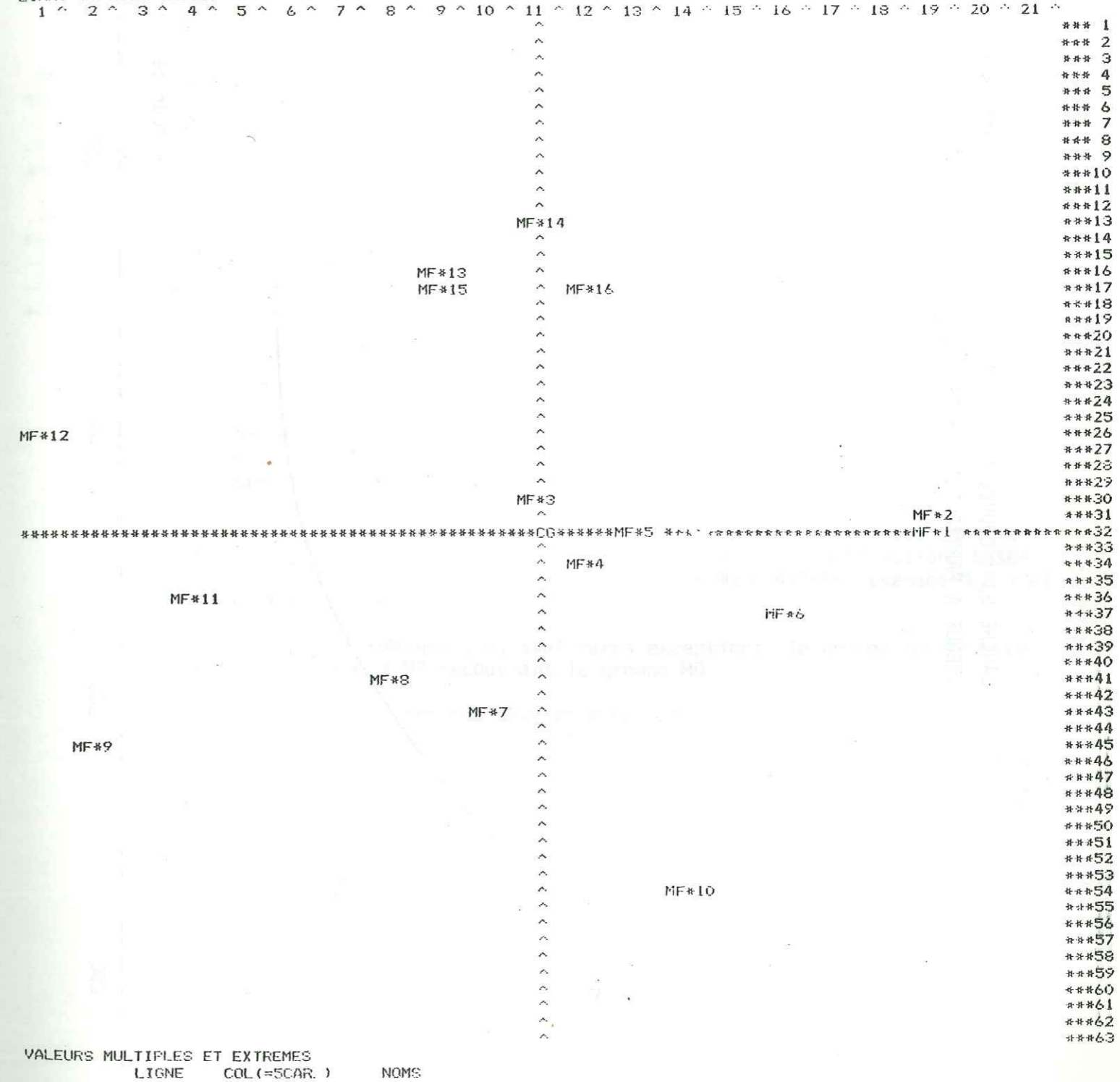
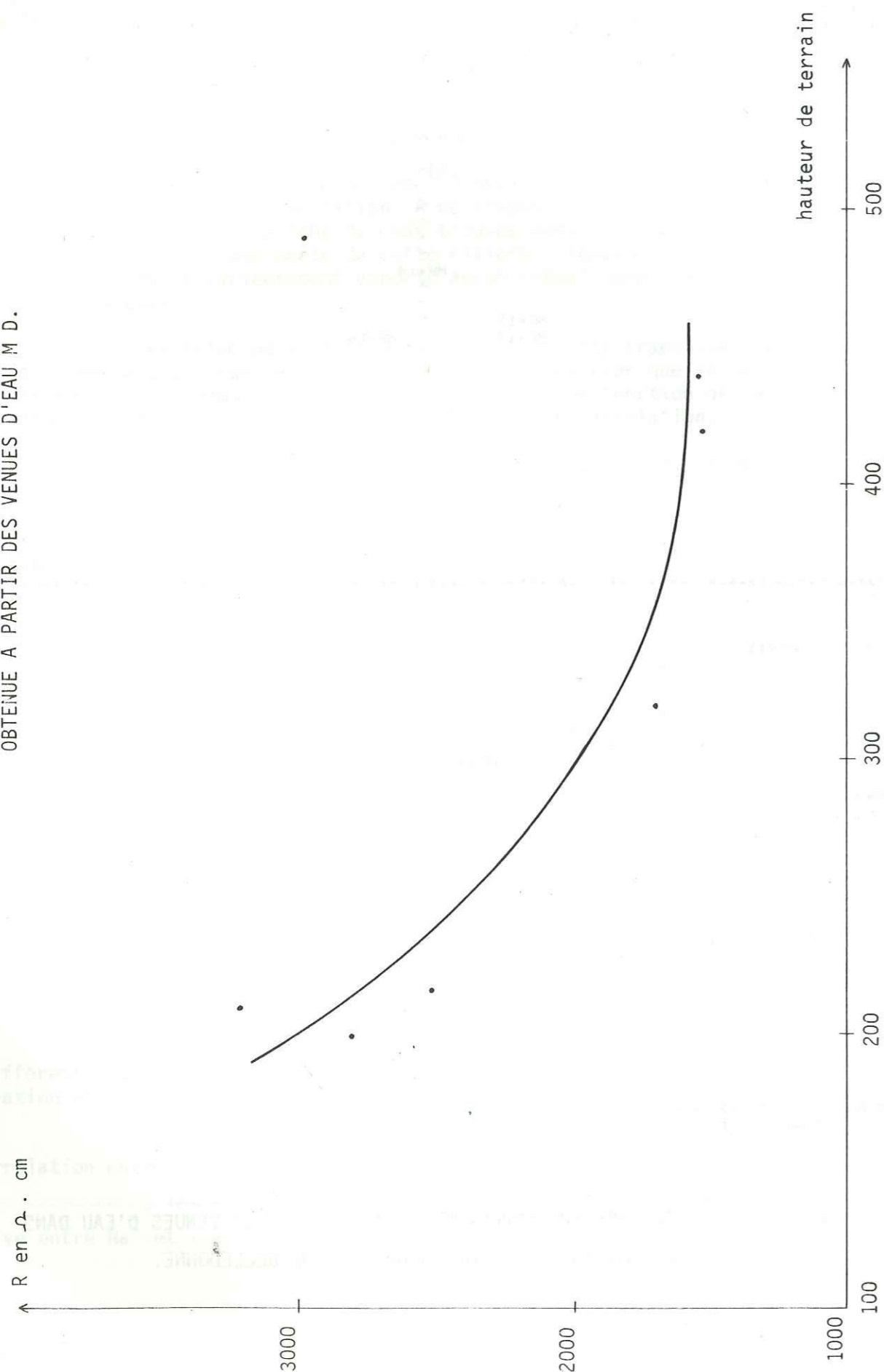


PLANCHE 52 : ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES DES VENUES D'EAU DANS LES MICASCHISTES DE LA GALERIE DE BELLEDONNE.

PLANCHE 53 : COURBE RESISTIVITE - HAUTEUR DE TERRAIN SUSJACENT
OBTENUE A PARTIR DES VENUES D'EAU M.D.



L'étude en composantes principales nous a permis d'obtenir les deux axes principaux de discrimination.

NO= 1 VALEUR PROPRE= 5.110 PART EXPLIQUEE= 0.425 CUMUL=0.425
 *H *T *R *CA *MG *NA *K *HCO3 *SO4 *CL *NO3 *IEB
 -0.113-0.202+0.352+0.218+0.219-0.429-0.148-0.332-0.383-0.393+0.046-0.322 AXE
 -0.256-0.457+0.797+0.493+0.497-0.971-0.335-0.752-0.866-0.890+0.106-0.729 COS(V,
 +0.065+0.209+0.635+0.243+0.247+0.943+0.112+0.566+0.750+0.792+0.011+0.532 COS 2

NO= 2 VALEUR PROPRE= 3.180 PART EXPLIQUEE= 0.265 CUMUL=0.690
 *H *T *R *CA *MG *NA *K *HCO3 *SO4 *CL *NO3 *IEB
 -0.185-0.115-0.279+0.448+0.415+0.052+0.350+0.336+0.112+0.069+0.373-0.322 AXE
 -0.331-0.206-0.497+0.799+0.741+0.093+0.625+0.600+0.199+0.123+0.666-0.575 COS(V,
 +0.109+0.042+0.247+0.638+0.550+0.008+0.391+0.361+0.039+0.015+0.444+0.330 COS 2

On y observe que Ca^{2+} et Mg^{2+} ont deux sens de variation : d'une part ils augmentent avec la profondeur, comme les autres éléments, du fait du temps de séjour prolongé ; d'autre part, et c'est ce sens qui l'emporte, leur teneur diminue avec la profondeur du fait de l'échange de bases.

La représentation graphique de l'ensemble des venues dans le plan formé par ces deux axes (planche 52) amène à faire une distinction, basée principalement sur la résistivité, entre deux eaux minéralisées (venues M.M.) et des eaux résistantes (M.R.).

On remarque que, sauf rares exceptions, le groupe MM recouvre le groupe MF, le groupe MR recouvrant le groupe MD.

Les exceptions peuvent être expliquées par le fait que la hauteur de couverture n'est pas la même partout. Des eaux circulant ainsi à faible vitesse mais dans une tranche de terrain peu épaisse peuvent être plus résistantes que des eaux traversant une plus grande épaisseur de terrain à vitesse plus grande. Et inversement. Le phénomène est amplifié par le fait que la fonction $R = f(H)$ n'est pas linéaire (planche 53), et qu'à partir d'un certain niveau, la possibilité d'acquisition de la minéralisation tend à plafonner. Cela est confirmé par les premiers résultats de travaux en cours effectués au laboratoire d'Hydrologie de la faculté de Pharmacie de Grenoble (communication orale de J.ROCHAT).

III - COMPARAISON SURFACE-PROFONDEUR

=====

Deux faits principaux :

. la très faible répercussion du percement de la galerie sur le régime des sources ;

. les différences de perméabilité observées entre la galerie et la surface (principalement dans le Trias où il existe des circulations en surface et pas en profondeur) nous amènent à envisager l'existence de deux zones différentes dans les terrains :

- une zone superficielle, avec des circulations importantes,
- une zone profonde, beaucoup plus imperméable.

Pour chaque unité stratigraphique, nous pouvons ainsi distinguer plusieurs types de circulations :

. dans les micaschistes :

- des circulations superficielles, avec des eaux bicarbonatées calciques et magnésiennes,

- des circulations profondes, qui permettent une évolution des eaux et des échanges de bases tels que : argile $\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} \rightleftharpoons \text{argile Ca}^{2+} + 2 \text{Na}^+$
Ces circulations peuvent être plus ou moins rapides, suivant l'intensité de la fissuration. L'évolution chimique des eaux est elle-aussi plus ou moins poussée.

. dans le Trias

- des circulations superficielles
- pas de circulations profondes.

. dans le Lias

- des circulations superficielles, avec des eaux bicarbonatées calciques.

- des circulations profondes : les eaux n'y présentent pas un profil typiquement liasique, du fait de la pollution par des eaux triasiques. L'existence d'échanges de bases n'a pas été décelée.

Ainsi, paradoxalement, les terrains triasiques s'avèrent imperméables en profondeur, mais contaminent les eaux liasiques. Cela est dû au fait que les circulations s'effectuent le long de fractures dont l'orientation permet ce type de mélange.

L'orientation des fractures productrices a été déterminée dans les micaschistes ; ces fractures sont le plus souvent N 60, que ce soit pour les circulations lentes ou rapides.

Dans le Lias, les injections préventives ayant désorganisé le réseau de circulations, ces directions n'ont pu être déterminées. Nous avons cependant pu lier la venue Li 36 du PM 670 en galerie à la source A 23. En effet, cette source a tari dès que le percement de la galerie a atteint le PM 670, et est revenue lorsque la venue a pu être colmatée en Juin 1980 (communication orale de R.BEUCHOTTE). La liaison entre ces deux venues nous montre l'existence d'une zone de fissures N 50, prouvant ainsi ce que nous avions avancé.

D'une manière générale, que ce soit pour le Lias ou pour la Série Satinée, la maille très lâche des accidents productifs ainsi que l'absence de connections entre les diverses circulations (les écoulements, même très proches, pouvant être totalement indépendants) ne permettent pas d'envisager l'existence d'une nappe de réseau de fissures au niveau du massif.

CHAPITRE III

HYDROGEOLOGIE DU MASSIF DE BRAMEFARINE

Originellement, le massif de Bramefarine ne devait pas faire partie de notre secteur d'étude. Nous devions par contre nous étendre beaucoup plus au Sud du massif d'Allevard, jusqu'aux environs du col du Barioz.

Cependant, par suite de la signature d'un contrat de recherche entre la municipalité de Pontcharra et l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble, portant sur une étude géothermique du massif de Bramefarine, nous avons été chargé de ce travail, en collaboration avec J.C. FOURNEAUX (J.C. FOURNEAUX et G.MASSONNAT 1979). Nous avons alors intégré le massif de Bramefarine à notre étude, et délaissé la partie méridionale du massif d'Allevard.

I - ETUDE DE SURFACE

=====

I.1. POSITIONNEMENT DES SOURCES ET CONDITIONS D'EMERGENCE

Nous avons dénombré plus de 120 points d'eau sur le massif de Bramefarine. Malgré cette richesse numérique, ce massif vit périodiquement des états de sécheresse. Cela est principalement dû au faible débit de la plupart de ces émergences.

Après un premier tri, nous avons établi la liste des sources conséquentes connues de nous (planche 55) et une carte de leur emplacement (planche 54).

On remarque au vu de cette carte que la majeure partie des sources émerge au niveau des remplissages morainiques. Il existe en effet des circulations importantes au sein des sillons que nous avons décrits lors de l'étude structurale. Nous en voulons pour preuves les puits creusés dans un de ces sillons, sur la commune de Moretel-de-Mailles au lieu dit La Chapelat : puits Veuve Sirand René, Madame Martin, Van del Put, Sirand, du Château.

Les autres circulations existant sont liées au rocher lui-même, marno-calcaires et calcaires bajociens.

Pour distinguer les circulations liées à la roche des circulations liées aux sillons quaternaires, nous avons pensé utiliser le paramètre résistivité comme nous l'avons fait pour le Lias. Pour cela, nous avons effectué trois campagnes de mesures des paramètres physiques (débit, température, résistivité). Malheureusement, l'ensemble des sources présente des résistivités comprises entre 1 500 et 2 500 $\Omega \cdot \text{cm}$, les seules mesures supérieures à 3 000 $\Omega \cdot \text{cm}$ ayant été effectuées sur les quelques cours d'eau existant. Ceci peut être compliqué par le fait que, alors que dans les terrains quaternaires surmontant le Lias (essentiellement éboulex et moraines fortement pentées) les circulations étaient très rapides (car essentiellement gravitaires), les circulations s'effectuant dans ces sillons sont beaucoup plus lentes. Les eaux ont ainsi le temps de se minéraliser de la même manière que les eaux qui circulent dans le rocher.

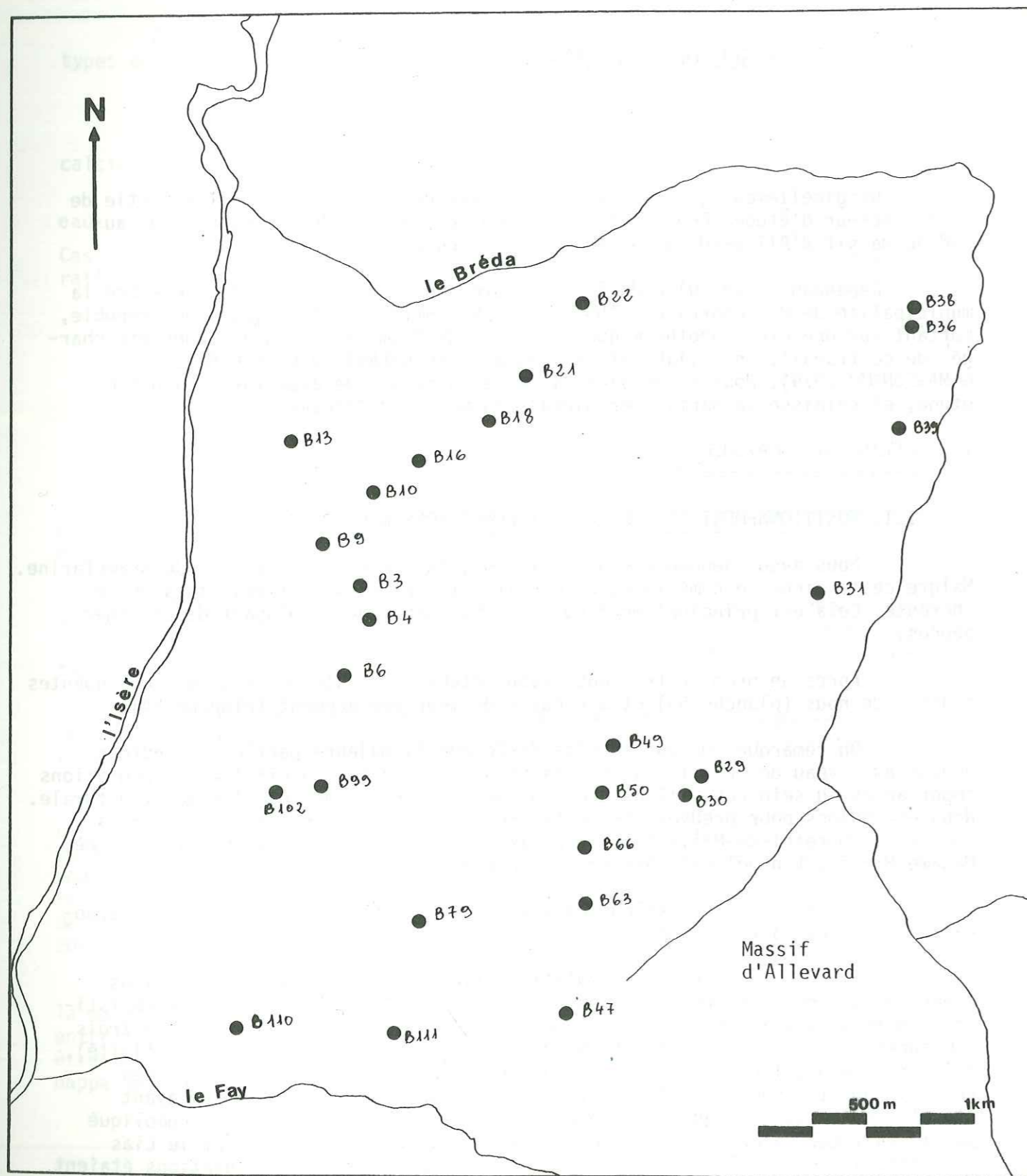


PLANCHE 54 : POSITION DES SOURCES DU MASSIF DE BRAMEFARINE.

N°	DENOMINATION	N°	DENOMINATION
B 1	Savioz Roger (non captée)	B 58	Lavoir La Tour
B 2	Bassin Savioz Roger	B 59	Meyrieux A.
B 3	Bassin communal du Marais	B 60	Beranger - Fenouillet
B 4	Montaucher	B 61	Chabert L.
B 5	Ruisseau du Papet	B 62	Chabert L. Bis
B 6	Le Papillard	B 63	captage La Roche
B 7	Girard	B 64	Source La Roche
B 8	Douchat	B 65	Verdon P.
B 9	Villard Noir	B 66	Le Tuf
B10	La Perrière	B 67	Lambert (La Cuinat)
B11	Le Papet	B 68	La Gorge
B12	Villard Noir (non captée)	B 69	Bellin (La Chataigneraie)
B13	Route nationale	B 70	Captage Danallin
B14	Citerne Savioz	B 71	Captage Milliat
B15	Buissard Marcel	B 72	Villot et Resang
B16	La Combe	B 73	Les Picottes
B17	Le Mouret	B 74	Bergin
B18	Bassin Lachenaï	B 75	Riou le Vernet
B19	Rossan bas	B 76	Vallon les Charvières
B20	Rossan haut	B 77	Montmayeul - Le Crêt
B21	Fontaine de Répidon	B 78	Montmayeul - Guillot - Le Crêt
B22	Captage des Ripellets	B 79	Janet (Laroley)
B23	Réservoir du Crêt	B 80	Batard R. (Plan Monet)
B24	Bassin du Crêt	B 81	Batard R. (Le Replat)
B25	Bassin Vivioz René (Les Bruns)	B 82	Cohard H. (La Grange Bert)
B26	Bassin des Rojons	B 83	Citerne Béranger
B27	Bassin Planchaise (gauche)	B 84	Fontaine (Fontanil)
B28	Bassin Planchaise (droite)	B 85	Dorel - Bourne (haut)
B29	Les Clos	B 86	Dorel - Bourne (bas)
B30	La Ronzière	B 87	Cohard (Votrand, haut)
B31	Glapigneux (potable)	B 88	Dorel (ferme)
B32	Glapigneux (non potable)	B 89	Cohard (Votand, bas)
B33	Bagin	B 90	Dorel - Battard (Le Taillard)
B34	Glapigneux (ter)	B 91	Dorel - Battard (La Têpe)
B35*	Les Freydières (ancien réseau)	B 92	Fontaine (Le Trait)
B36	Les Freydières	B 93	David Grignot (haut)
B37	Les Freydières	B 94	Le Pitrolas
B38	Côte Turenne	B 95	Sirand
B39	Les Masures	B 96	Carron L. (haut)
B40	Freydon	B 97	Buffat (forêt)
B41	Evêque C.	B 98	Buffat (sentier)
B42	Barbaz L.	B 99	Buffat (ferme)
B43	Combe-Vallet	B100	Barroz (Le Trouillet)
B44	Jacquemet G.	B101	Le Villard
B45	Bono E.	B102	Réservoir du Villard
B46	Montcenis - Novel	B103	Pera
B47	E. Bourne (Gerland)	B104	Guillermond
B48	Montcenis J.	B105	Jacquemet-Cohard
B49	Bagin (lavoir ciment)	B106	Rosset-Paylos
B50	Bagin (lavoir bois)	B107	Serat
B51	Biboud de Marnet-Tranchant P.	B108	C.D. 87
B52	Verdon (La Chapelle)	B109	Majonad 1
B53	La Flavanche (route)	B110	Majonad 2
B54	La Flavanche (prairie)	B111	David Grignot (bas)
B55	Tranchant (Le Bossu)	B112	Ruisseau du Papon
B56	Tranchant - Verdon	B113	Ruisseau du Rechouchat
B57	Tranchant - Les Royats	B114	Ruisseau de Perrière
B58*	Le Molard		

PLANCHE 55 : NUMEROTATION ET DENOMINATION DES SOURCES DU MASSIF DE BRAMEFARINE

L'établissement d'une carte d'isorésistivités et l'interprétation des sources par le biais de ce paramètre s'avèrent donc impossibles.

Nous avons alors effectué un second tri des venues d'eau, et 35 d'entre elles ont fait l'objet de trois campagnes de prélèvements pour analyses chimiques (annexe 5). Là encore, nous n'avons pu différencier les sources les unes des autres, toutes étant dans les mêmes proportions ou à peu près, bicarbonatées calciques et magnésiennes.

Pour les distinguer les unes des autres, nous nous sommes donc fiés à la géologie et au paramètre température : nous avons estimé que les sources dont la température est constante sont liées au rocher, celles dont la température varie étant liées au Quaternaire.

I.2. SOURCES LIEES AU BAJOCIEN

Elles sont, nous l'avons vu, toutes bicarbonatées calciques et magnésiennes. On peut cependant distinguer deux types, que nous caractériserons par deux sources :

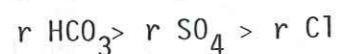
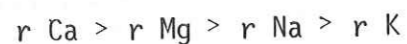
I.2.1. La source de Villard Noir (B 9)

Elle émerge sur la commune de Pontcharra. Les caractères physiques suivants ont été enregistrés :

Date des mesures	Débit en l/mn	Résistivité (terrain)	Résistivité (laboratoire, à 18°C)	Température en °C
15.9.78	240	2160	-	11°3
17.4.79	375	2230	-	9°9
16.5.79	330	2160	-	10°2
16.7.79	200	2160	1800	11°
6.9.79	240	-	1870	11°1
5.6.80	90	-	1850	10°3

On remarque que la température varie légèrement autour de 10°5, et que la résistivité est remarquablement constante près de 1 860 Ω cm (décalage à éliminer entre mesures de terrain et de laboratoire).

La composition minéralogique (planche 56) est caractéristique d'une eau bicarbonatée calcique (principalement) et magnésienne (accessoirement), avec de faibles teneurs en chlorures, sulfates, sodium et potassium :



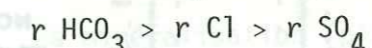
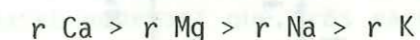
I.2.2. La source du bassin Lachenal (B 18)

Elle émerge sur la commune de Saint-Maximin. Nous avons mesuré les caractéristiques physiques suivantes :

Date de mesures	Débit en l/mn	Résistivité (terrain)	Résistivité (laboratoire, à 18°C)	Température en °C
16.5.79	12	1870	-	10°4
23.7.79	5	1800	1460	11°1
6.9.79	4	-	1450	11°3
5.6.80	8	-	1510	10°5

Là encore, température et résistivité sont remarquablement constantes. Notons que c'est la source du massif de Bramefarine sur laquelle nous avons enregistré les plus faibles résistivités.

La chimie de cette source est légèrement différente de celle de la source de Villard Noir (planche 56). Elle est en effet bicarbonatée à la fois calcique et magnésienne (légèrement plus calcique que magnésienne) et présente d'autre part des teneurs en Cl, Na et K plus élevées que la moyenne des autres sources. Le profil en est :



I.3. SOURCES LIEES AU QUATERNAIRE

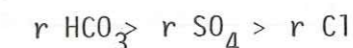
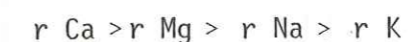
Elles sont pour la plupart liées à des circulations dans les sillons. Nous présentons comme source de ce type la source de Glapigneux (B 31). Cependant, ce mode de circulation ne représente pas toutes les circulations s'effectuant dans les terrains quaternaires. Aussi présentons-nous également la source Bourne E (B 47) qui émerge d'un petit cône de déjection.

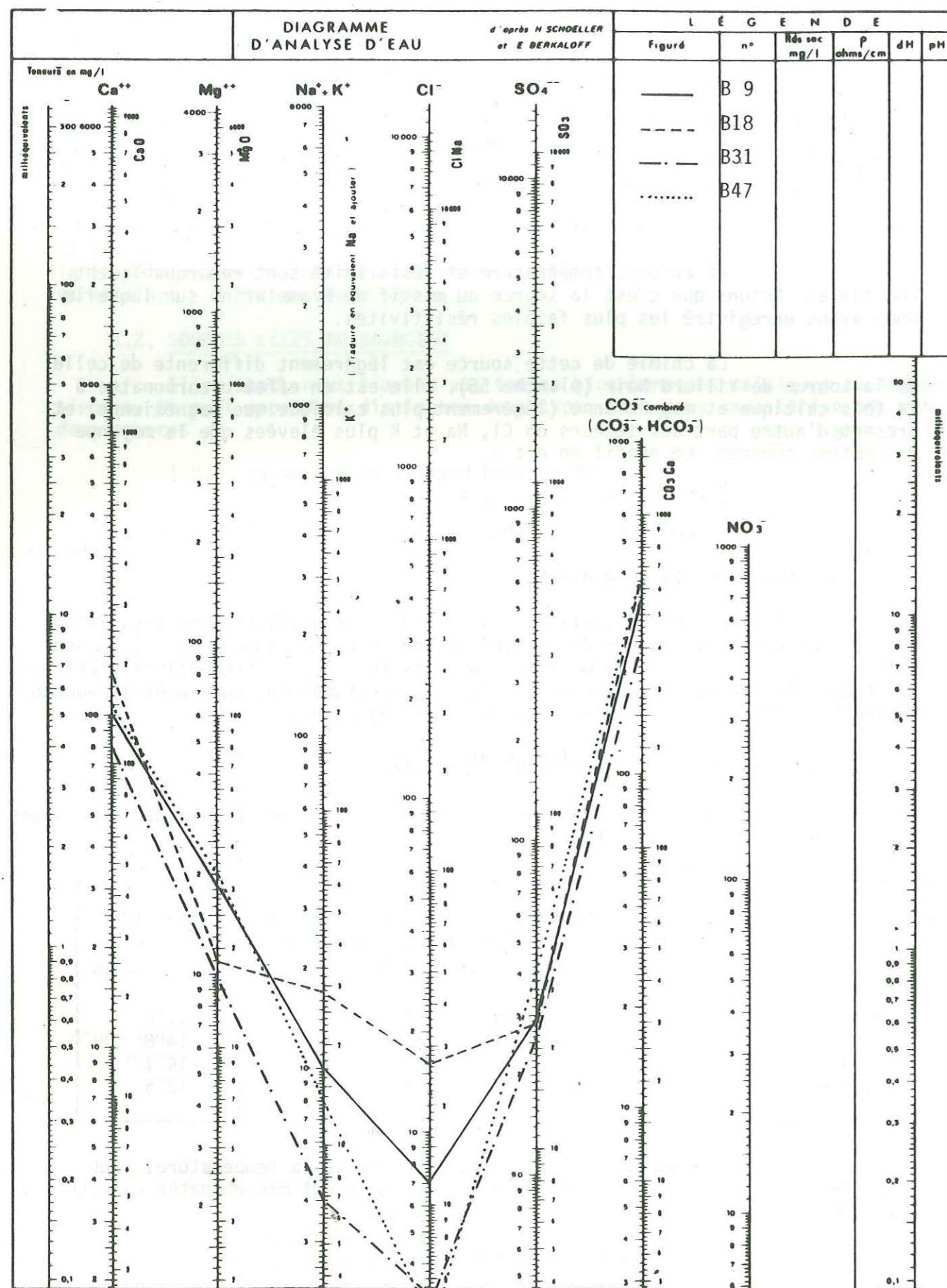
I.3.1. La source de Glapigneux (B 31)

Elle est située sur la commune d'Allevard. Les mesures physiques enregistrées sont les suivantes :

Date de mesures	Débit en l/mn	Résistivité (terrain)	Résistivité (laboratoire, à 18°C)	Température en °C
18.5.79	16	2410	-	11°8
23.7.79	17	2160	2460	14°6
6.9.79	17	-	2260	14°1
9.6.80	10	-	2240	12°5

On remarque l'extrême variabilité de la température. D'un point de vue chimique, la minéralisation est simplement bicarbonatée calcique (planche 56) :





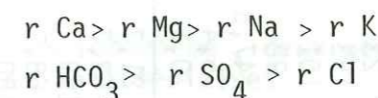
I.3.2. La source de Bourne E. (B 47)

Elle émerge au lieu-dit Gerland sur la commune de Saint-Pierre-d'Allevard. Nous avons mesuré les paramètres suivants :

Date de mesures	Débit en l/mn	Résistivité (terrain)	Résistivité (laboratoire, à 18°C)	Température en °C
27.2.79	50	2160	-	11°2
13.4.79	63	2410	-	11°6
17.7.79	6	1980	1720	13°2
6.9.79	15	-	1700	13°1
9.6.80	45	-	1740	12°1

La variabilité de la température et du débit est à remarquer. Le débit ne dépasse pourtant que très rarement 1 l/s (1,10 l/s le 8.2.77).

La minéralisation (planche 56) est ici typique d'une eau bicarbonatée calcique (principalement) et magnésienne (accessoirement):



II - ETUDE EN PROFONDEUR

L'étude de la galerie de Bramefarine a été réalisée par plusieurs membres du laboratoire d'Hydrogéologie de l'Institut Dolomieu, et consignée dans les travaux de C. LEGUY (1979) et B. DELAQUAIZE et al. (1979).

II.1. REPARTITION ET DEBITS DES VENUES D'EAU

Lors du percement de cette galerie, d'octobre 1975 à Août 1977, des venues d'eaux assez nombreuses ont été rencontrées et correspondent à deux types principaux :

- des venues d'eaux à fort débit (0,5 à 1 l/s), localisées dans des zones à forte densité de fractures larges de 150 à 200 m et allongées selon une direction N 50 à N 60.

- des venues d'eau à débit faible à moyen (1 l/mn à 0,2 l/s) qui apparaissent au niveau de diaclases ou de joints de bancs. Elles sont réparties dans plusieurs secteurs de 100 à 200 m de long séparées par des zones de 200 à 600 m entièrement sèches.

PLANCHE 57: CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES ET ISOTOPIQUES DES VENUES D'EAU DE LA GALERIE DE BRAMEFARINE. (in B. DELAQUAIZE et al., 1979).

PK	DEBIT l/mn	t°C	R18° μ.cm	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻	i.e.b.	Tritium UT
Print.77													
2,52		17,9	1590	32,8	24,6	84	1,38	1,21	51	395	0	-	0,48
2,6		18,7	1535	67,3	39,2	30	1,46	1,46	86	384	0	-	0,16
2,8		15,6	1570	75,3	35,7	23,5	1,24	1,12	83	377	0	-	0,12
3,2		13,5	1532	87	32,6	19,5	1,12	1,37	98	375	0	-	0,10
0,93		16,7	1730	72,5	33,3	23	1,24	1,46	36	378	0	-	0,14
2,35		18,6	1508	4,4	4,4	153	1,31	1,74	31	435	0	-	0,85
2,52		18,4	1649	26,1	20,9	101	1,56	0,90	40	390	0	-	0,61
2,55		17,3	1764	21,2	17,5	98	1,63	0,54	26	371	0	-	0,65
3,15		14,1	1553	68,9	33,8	47,5	1,43	1,48	150	378	0	-	0,22
3,30		14,6	1365	93	35,6	35,4	1,17	1,52	145	364	0	-	0,37
3,40		14,6	1498	64,9	24,3	70,3	1,51	2,53	76	401	0	-	0,37
Printemps 78													
0,93	20	15,9	1668	74,5	33,2	21,7	1,05	2,14	45	389	0	-	0,12
1,36	1	16,5	1450	47,9	32,2	63,7	1,88	1,31	76	418	0	-	0,33
1,50	1	16,6	1197	1,4	0,36	199	0,49	4,3	17	489	33,6	-	0,90
1,78	1	18,3	1886	14	22,6	68,7	1,69		31	340	0	-	0,88
2,15	1,5	17,5	1289	2	#0	180	0,66	3,33	27	447	26,4	-	0,68
2,30	20	18,5	1469	6,4	7,05	139	1,26	1,72	34	498	0	-	0,87
2,35	20	18,4	1447	5,0	4,74	160	1,24	2,00	35	442	0	-	0,50
2,52	30	18,4	1567	28,8	21,4	87,7	1,52	1,10	46	403	0	-	0,49
2,54	1	17,8	1570	29,3	22,1	85,8	1,55	1,35	46	409	0	-	0,49

II.2. TEMPERATURE DES EAUX ET GRADIENT GEOTHERMIQUE

Les températures des venues d'eau observées sont comprises entre 12° et 18°C. Les mesures de teneurs en tritium ayant démontré que la plupart des eaux étaient des eaux anciennes (voir paragraphe suivant), donc en équilibre thermique avec la roche, il nous a été possible de déterminer, de la même façon que pour la galerie de Belledonne, un gradient géothermique qui serait de 1°C pour 50 m.

Remarquons que les températures les plus élevées furent enregistrées aux PK 2,200 et 2,600. On constate que la zone la plus chaude ne se situe pas à l'aplomb du massif de Bramefarine (planche 58), mais est décalée vers l'Est. Cette anomalie est due probablement à l'anisotropie du milieu introduite par la stratification, la schistosité et la fissuration.

II.3. ETUDE PHYSICO-CHIMIQUE ET ISOTOPIQUE DES VENUES D'EAU

Trois campagnes de prélèvements ont été effectuées au printemps 1977, à l'automne 1977 et au printemps 1978. Les résultats obtenus sont synthétisés dans le tableau planche 57.

D'un point de vue minéralisation totale, il n'existe pas de réelles différences entre les eaux, les résistivités oscillant entre 1 200 et 1 800 μcm. Il ne semble pas possible d'établir une relation entre la hauteur de couverture et la résistivité, ainsi que nous l'avons fait pour les venues MD dans les micaschistes.

Au niveau chimisme, deux genres d'eaux se distinguent, abstraction faite de tous les intermédiaires :

- des eaux bicarbonatées calciques,
- des eaux bicarbonatées sodiques; dans ce dernier type, le sodium semble provenir d'échanges de bases selon le processus que nous avons décrit pour les micaschistes. Notons que l'importance du temps de résidence des eaux dans ces phénomènes est soulignée par l'évolution du rapport Ca/Mg (planche 58). La distinction devrait donc plutôt s'opérer entre eaux évoluées et eaux non évoluées; l'existence d'intermédiaires est montrée par les calculs d'indices d'échanges de bases. Signalons d'autre part, les teneurs anormalement élevées en sulfates des venues d'eau aux PK 3,15 et 3,30.

Sur le plan isotopique, les teneurs en tritium montrent la présence de trois types d'eaux :

- des eaux sans tritium, donc très anciennes (antérieures à 1952).
- des eaux faiblement tritiées, qui sont le résultat de mélanges d'eaux anciennes et d'eaux actuelles.
- des eaux très largement tritiées, dont l'origine peut être double :
 - o soit des eaux de l'année en liaison avec le pic estival,
 - o soit des eaux provenant du mélange des précipitations des 20 dernières années.

Au vu des divers paramètres physiques, chimiques et isotopiques, nous avons pu individualiser trois types de circulations, et par conséquent trois types d'eaux (planche 59), selon un modèle très proche de celui établi par B. DELAQUAIZE et al. (1979) :

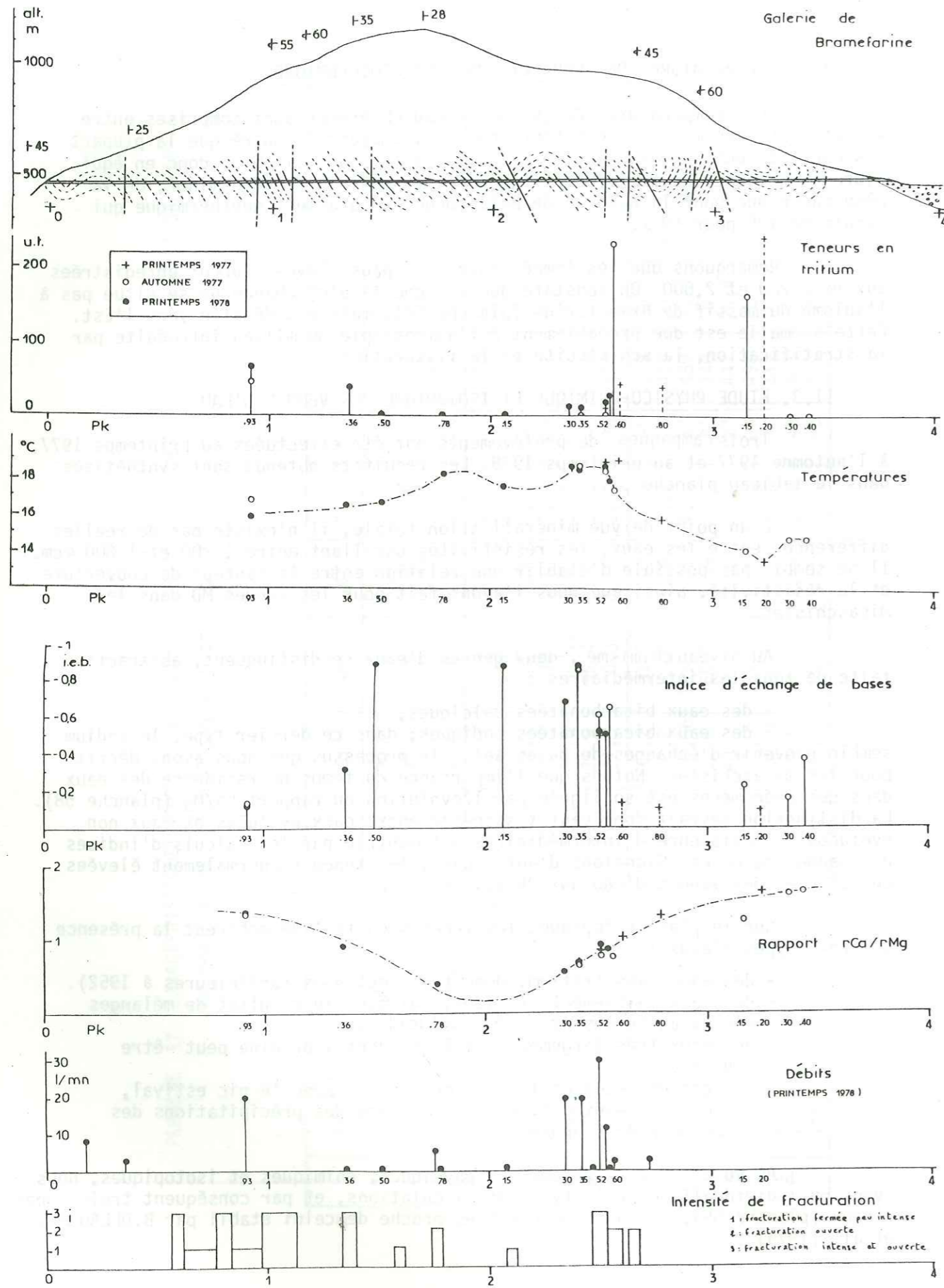
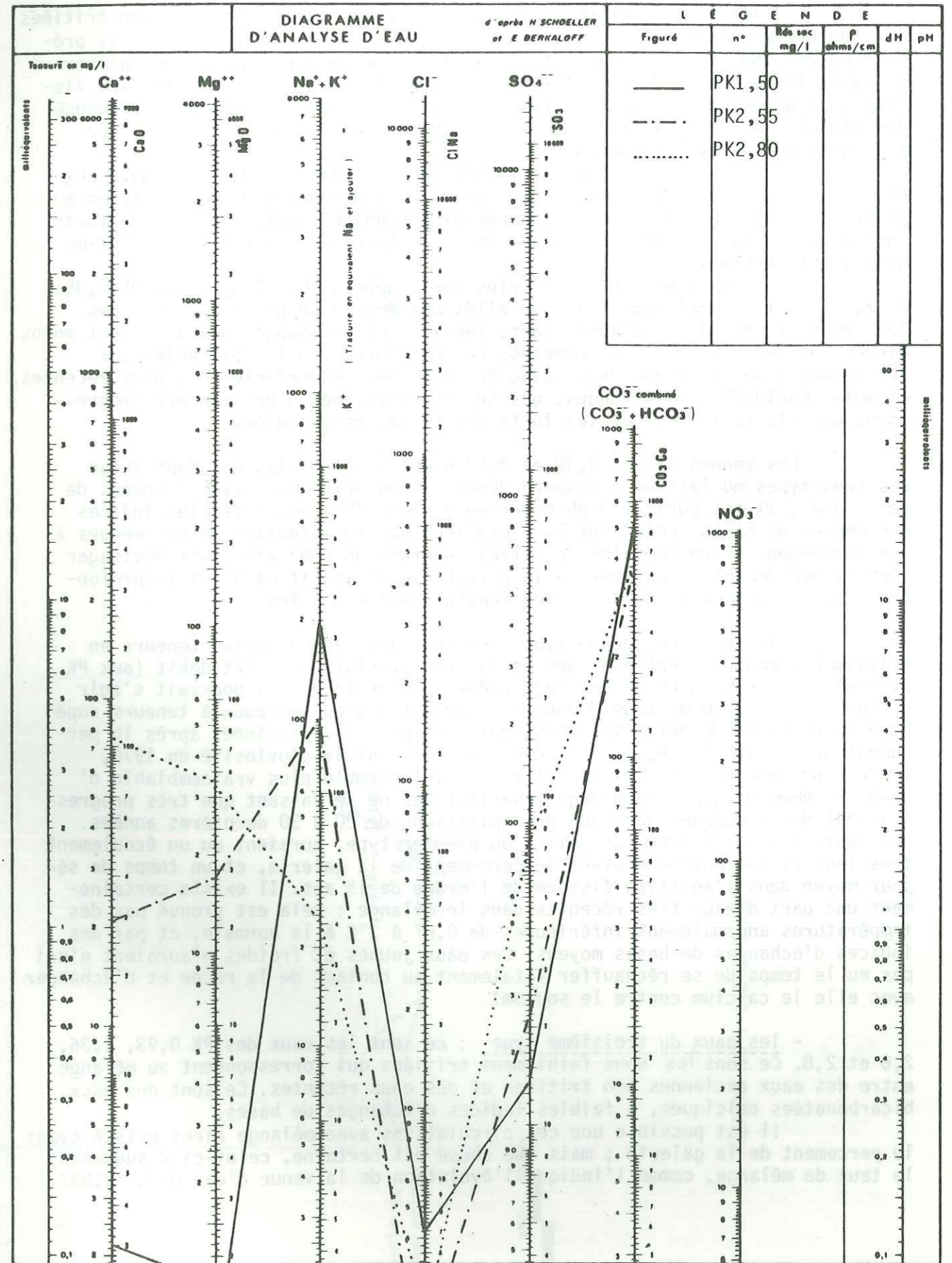


PLANCHE 58 : (d'après B.DELAOUAIZF et al,1979)



- les eaux du premier type : ce sont des eaux anciennes, non tritiées lors du percement de la galerie. Les eaux sont bicarbonatées sodiques, et présentent des indices d'échanges de bases plus ou moins élevés. On peut penser qu'avant le percement de la galerie, ces eaux étaient stagnantes dans les fissures. La galerie, en jouant le rôle de drain, les a mobilisées et a provoqué des circulations très lentes. Il est possible de distinguer deux sous-types à l'intérieur de ce type d'eaux :

. les venues d'eau de faibles débits (1/mn) : on les trouve aux PK 1,50, 1,78 (?) et 2,12. Elles véhiculaient encore des eaux sans tritium au printemps 1978. Les eaux sont fortement bicarbonatées sodiques, avec de forts indices d'échanges de bases. La part de la recharge annuelle est donc infime dans leurs réservoirs.

. les venues d'eau de plus forts débits (0,5 l/s) : aux PK 2,35 et 2,52. Initialement sans tritium, elles ont montré au printemps 1978 des teneurs de 12 et 21 UT. D'autre part, les indices d'échanges de bases sont moins élevés que pour les eaux précédentes. Ces phénomènes sont explicables par des mélanges des eaux anciennes avec des eaux plus superficielles, plus récentes, et moins évoluées. Ces mélanges, qui se sont effectués d'une manière progressive, ont été facilités par les forts débits des venues d'eau.

Les venues des PK 3,30 et 3,40 n'ont pu être classées dans aucun des sous-types du fait de l'absence de mesure au printemps 1978. A propos de ces venues, il est curieux d'observer en automne 1977 leurs faibles indices d'échanges de bases. Cela peut être expliqué par la situation de ces venues à une profondeur d'une centaine de mètres environ. On pourrait ainsi envisager l'existence de zones lessivées à la périphérie du massif et à faible profondeur, qui ne permettraient plus les échanges entre les ions.

- les eaux du second type : ce sont des eaux à fortes teneurs en tritium qui apparaissent dans des zones très fracturées à fort débit (aux PK 2,55 et 3,2). L'origine de ces eaux prête à discussion : il pourrait s'agir d'eaux résultant du mélange d'eaux très récentes avec les eaux à teneurs supérieures à 400 UT du printemps 1976, qui auraient été entraînées après le percement de la galerie. Mais étant donné la très faible pluviosité en 1976, cette hypothèse paraît difficile à retenir. Il semble plus vraisemblable d'évoquer comme origine un mélange imparfait car ne se faisant que très progressivement des recharges dues aux précipitations de 20 à 30 dernières années. Ces eaux, à la différence de celles du premier type, auraient eu un écoulement très lent et non nul même avant le percement de la galerie, et un temps de séjour moyen dans l'aquifère fissuré de l'ordre de 15 ans. Il existe certainement une part d'eaux très récentes dans le mélange : cela est prouvé par des températures anormalement inférieures de 0,6° à 1°C à la normale, et par des indices d'échanges de bases moyens. Ces eaux jeunes et froides n'auraient ainsi pas eu le temps de se réchauffer totalement au contact de la roche et d'échanger avec elle le calcium contre le sodium.

- les eaux du troisième type : ce sont les eaux des PK 0,93, 1,36, 2,6 et 2,8. Ce sont les eaux faiblement tritiées qui correspondent au mélange entre des eaux anciennes non tritiées et des eaux récentes. Ce sont des eaux bicarbonatées calciques, à faibles indices d'échanges de bases.

Il est possible que ces circulations avec mélange aient existé avant le percement de la galerie ; mais une chose est certaine, celui-ci a augmenté le taux de mélange, comme l'indique l'évolution de la venue d'eau du PK 0,93.

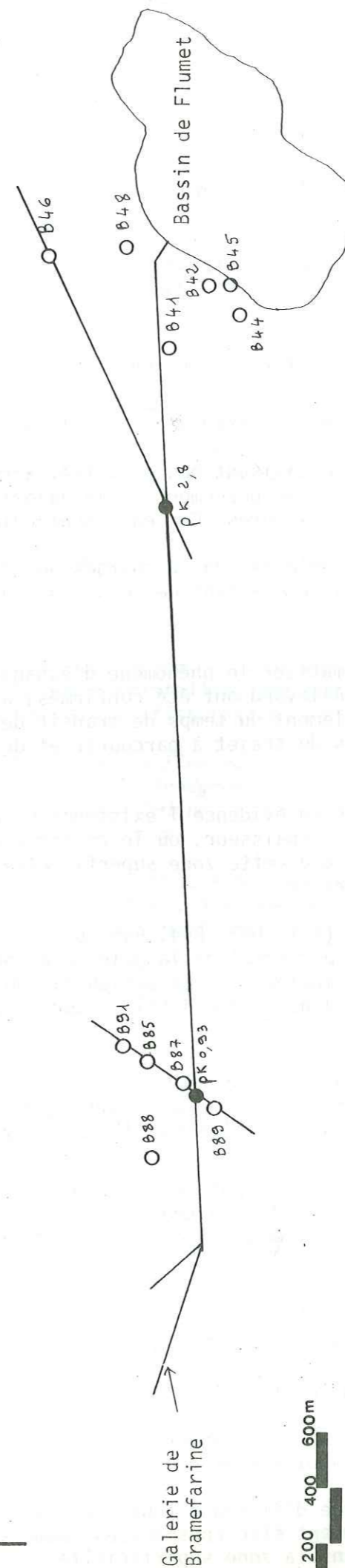


PLANCHE 60 : LIENS STRUCTURAUX ENTRE LES VENUES D'EAU DE LA GALERIE DE BRAMEFARINE ET LES SOURCES TARIÉS.

III - ETUDE COMPARATIVE SURFACE-PROFONDEUR

=====

L'étude des sources du massif de Bramefarine et des venues d'eau de la galerie nous ont permis de mettre en évidence deux zones aquifères différentes et quatre types de circulations :

- la zone superficielle, où existent des circulations de type nappe de fissures, avec des eaux de l'année.
- la zone profonde, qui montre des circulations le long de zones broyées orientées N 60 de trois types :
 - o circulations très lentes mobilisant des eaux très anciennes. Il est probable que ces circulations, avant le percement de la galerie, se résument à une stagnation des eaux dans les fissures. Ces eaux sont chimiquement très évoluées.
 - o circulations lentes avec mélanges des recharges des 20 dernières années.
 - o circulations plus rapides, présentant des eaux anciennes mélangées à des eaux de l'année.

Nous avons également pu schématiser le phénomène d'échanges de bases. Les résultats obtenus sur le massif d'Allevard ont été confirmés, à savoir que l'ampleur du phénomène dépend principalement du temps de transit des eaux au contact de la roche, c'est à dire à la fois du trajet à parcourir et de la vitesse de circulation.

Mais nous avons également mis en évidence l'existence d'une auréole de lessivage d'une centaine de mètres d'épaisseur, où le rocher a perdu sa capacité d'échange. Il est permis de penser que cette zone superficielle lessivée correspond tout ou en partie à la zone décomprimée.

Enfin, de nombreuses sources (B41, B42, B44, B45, B46, B48, B85, B87, B88, B89, B91) ont été affectées par le percement de la galerie ou ont tari après celui-ci : ces sources sont situées principalement à la périphérie du massif (planche 60). Il est possible de rattacher telle venue d'eau à telle source de surface en basant le raisonnement sur deux points :

o nous disposons du graphique d'avancement des travaux de percement, et de jaugeages trimestriels de débits des sources. Nous pouvons ainsi lier l'époque du tarissement de telle source à l'époque d'arrivée du chantier à tel PK.

o dans l'éventualité de plusieurs possibilités, on peut penser que les venues d'eau liées aux sources sont celles du troisième type, c'est à dire les eaux qui ont toujours circulé en profondeur et en communication avec la zone superficielle.

On lie de cette façon :

- o la venue PK 0,93 aux sources B85, B87, B91, et B89.
- o la venue PK 2,8 à la source B46.

On obtient de cette façon des droites orientées N 50 à N 60, ce qui confirme nos précédentes affirmations sur la direction des circulations aquifères.

Les sources situées à St Pierre d'Allevard tout près du bassin du Flumet (B41, B42, B44, B45, B48) peuvent être considérées comme ayant été victimes de la baisse de niveau de la nappe dans la zone superficielle.

CHAPITRE IV

MODES ET NATURES DES ECOULEMENTS ETUDIES

I - STRUCTURE DES MILIEUX ETUDIES

=====

A la suite de l'étude des massifs de Bramefarine et d'Allevard, des conclusions sur la structure des milieux fissurés et sur le fonctionnement des aquifères peuvent être tirées ;

I.1. IMPORTANCE DE LA NATURE DES FRACTURES DANS L'ORGANISATION DES CIRCULATIONS PROFONDES

On peut affirmer, au vu des observations en galerie, que la majorité des circulations aquifères s'effectue le long des accidents décrochants de direction N 60. Or cette fracturation, si elle est prédominante à l'affleurement dans les micaschistes du socle cristallin, est quasi totalement masquée dans la couverture sédimentaire par les fissurations N30 et N 110.

La fréquence de la fissuration n'apparaît donc pas comme un paramètre suffisant pour expliquer l'hydrodynamique de ces aquifères. C'est plutôt la nature des fractures, c'est-à-dire leur possibilité mécanique d'ouverture, qui conditionne les écoulements.

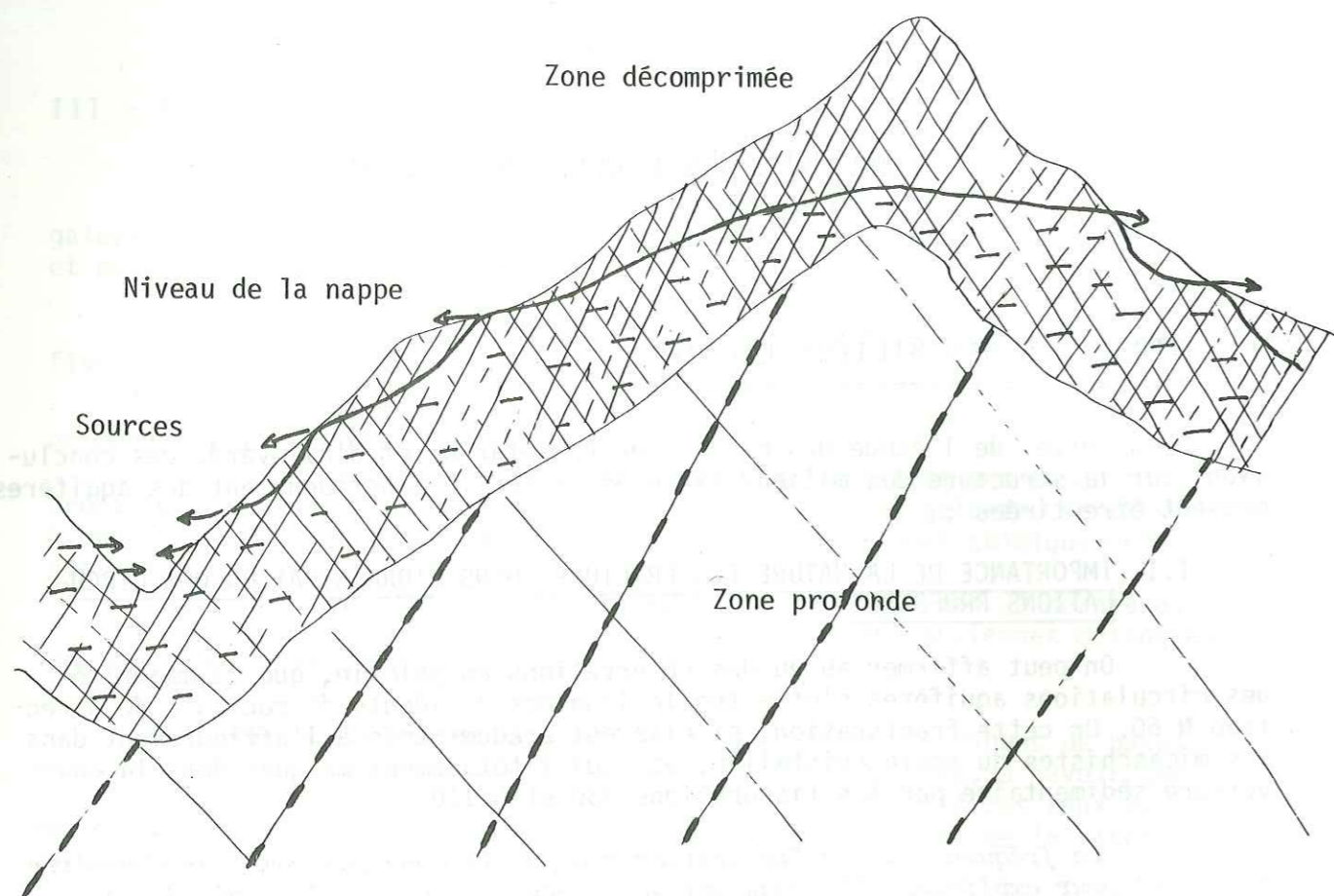
Cependant, dans la mesure où une famille de fracture présente des caractères évidents d'ouverture, d'autres paramètres influent de manière plus ou moins importante sur les conditions d'écoulement :

- la longueur : ce sont les fractures N 60, les plus ouvertes mais aussi les plus grandes, qui véhiculent l'eau en profondeur.
- la fréquence : les venues d'eau sont beaucoup plus importantes dans les couloirs décrochants où la fissuration est très dense que sur les fractures ponctuelles.

D'un point de vue méthodologique, les fractures N 60 n'ayant été décelées pratiquement que par l'étude des photographies aériennes, c'est ce moyen d'investigation qui semble, dans notre cas du moins, le plus adapté à la recherche des directions préférentielles d'écoulement.

I.2. DISTINCTION ENTRE ZONE PROFONDE ET ZONE SUPERFICIELLE

Si, comme il faut l'admettre, l'observation de la structure fissurale de surface ne permet pas, dans les milieux que nous appellerons "feuilletés", des extrapolations sur les modalités des circulations aquifères profondes, cet état correspond tout de même à une réalité. C'est ainsi que nous avons pu relever, après bien d'autres auteurs, (J. AVIAS, 1967; C. BORDET, 1971; D. JAMIER, 1975) l'opposition entre deux zones différentes comme l'indique le schéma suivant .



I.2.1. La zone décomprimée

Elle correspond à une tranche superficielle observée sur les affleurements de surface. A la fissuration d'origine tectonique s'ajoutent tous les phénomènes que nous avons décrits sous le terme de "fissuration ajoutée". Les réseaux de fissures sont largement ouverts et permettent aisément l'infiltration, l'écoulement et les intercommunications. Tous les réseaux de discontinuité (stratification, schistosité, foliation, fissuration) sont largement ouverts et facilitent les mouvements de l'eau. De ce fait, la fissuration N 110, de loin la plus fréquente, joue un rôle très important dans l'imprégnation par l'eau de cette tranche superficielle de terrains pour laquelle on peut évoquer le concept de nappe de fissures.

La surface piézométrique de cette nappe de fissures varie selon les saisons en fonction des apports des précipitations. D'autre part, elle n'atteint pas le plus souvent la surface topographique, dégageant ainsi, vers le haut des versants, une zone drainée par les fissures ouvertes. Lorsque les deux surfaces coïncident, le trop plein de la nappe se déverse par des exutoires : ce sont les sources que nous avons étudiées.

L'épaisseur de cette zone décomprimée a été diversement appréciée selon les auteurs. Dans le cas qui nous intéresse, nous ne possédons

aucun indice qui nous permettrait d'évaluer avec précision cette épaisseur. Une étude géophysique par prospection sismique nous aurait peut-être renseigné utilement sur ce paramètre que nous estimons osciller entre une cinquantaine et une centaine de mètres.

I.2.2. La zone profonde

Nous avons pu l'observer en galerie. Les systèmes de fissures sont hiérarchisés, beaucoup moins denses, et fermés pour la plupart.

Les plus importants peuvent être gorgés d'eau sous une pression correspondant à une fraction importante de la hauteur de couverture (cf. Hydrogéologie de la galerie de reconnaissance). Cette eau, ainsi qu'il l'a été montré dans la galerie de Bramefarine avant le drainage effectué par celle-ci, est pratiquement immobile, en équilibre thermique et chimique avec son environnement.

Autant pour le massif d'Allevard que pour le massif de Bramefarine, le percement des galeries a provoqué une vidange des réseaux aquifères, dans lesquels les eaux stagnantes ont été progressivement remplacées par des eaux plus récentes. Cette réalimentation de la zone profonde s'est effectuée au détriment de la zone superficielle, et en particulier de certaines sources qui se sont tarées.

Il y a ainsi communication par l'intermédiaire des systèmes de fractures, entre certaines circulations superficielles et les aquifères profonds.

A propos de ces aquifères profonds, nous avons vu que la notion de nappe de fissures y était inapplicable. Les circulations sont en effet cloisonnées, et les échanges entre les divers panneaux humides insignifiants, voire inexistantes.

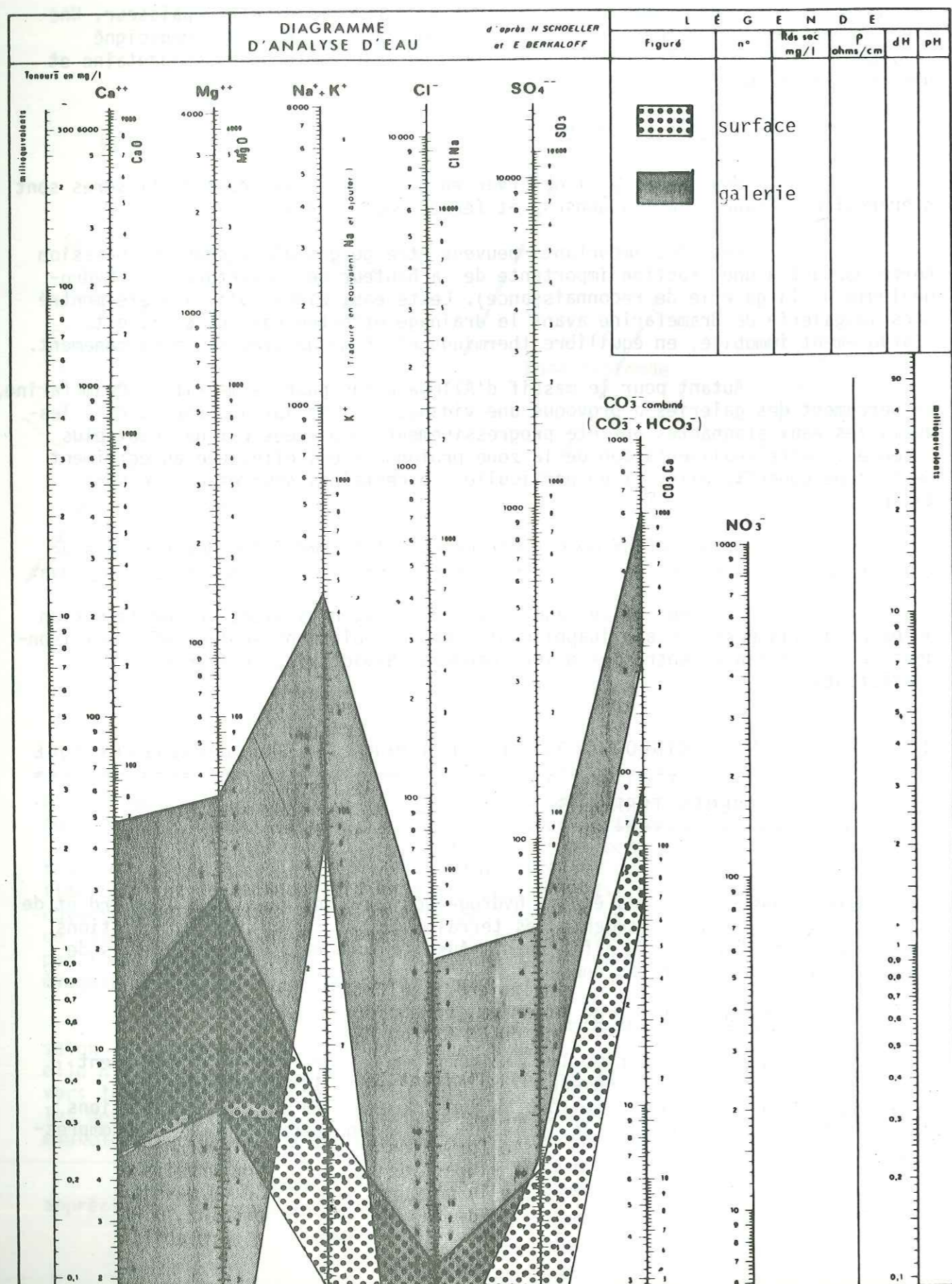
II - COMPORTEMENT HYDROGÉOLOGIQUE ET MINÉRALISATION CARACTÉRISTIQUE =====

DES DIFFÉRENTS TERRAINS =====

Nous avons vu lors des études hydrogéologiques des massifs d'Allevard et de Bramefarine que les comportements des terrains et les natures des circulations les traversant étaient tous différents. Aussi allons-nous tenter ci-après de synthétiser les résultats obtenus.

II.1. LES MICASCHISTES DE LA SÉRIE SATINEE

Dans leur ensemble, les micaschistes se sont avérés relativement imperméables, autant en profondeur où le rocher était le plus souvent sec, qu'en surface où les sources se sont avérées rares, bien que les circulations aient semblé aisées dans tous les plans de foliation très ouverts par décompression.



Le peu de liaisons entre les circulations de surface et de profondeur a montré l'indépendance des trois types de circulations que nous avons rencontrés (planche 61). :

- une circulation superficielle, avec des eaux bicarbonatées calciques et magnésienne,

- deux circulations profondes, affectant des eaux bicarbonatées sodiques : une circulation rapide dans des zones broyées et mylonitisées, véhiculant des eaux de l'année ; une circulation plus lente véhiculant des mélanges entre eaux anciennes et eaux de l'année dans des fractures isolées. Il est possible que ces circulations n'existaient pas avant le percement de la galerie mais aient été provoquées par celui-ci ; dans ce cas, des mesures de teneurs en tritium effectuées dès le percement auraient donné des valeurs nulles.

II.2. LES GRES D'ALLEVARD

Nous n'avons reconnu en surface aucune source pouvant leur être attribuée avec certitude. Par contre, en profondeur, nous avons établi leur étanchéité de manière absolue. Il ne serait donc pas impossible que cette formation soit rigoureusement imperméable.

II.3. LES EVAPORITES TRIASIQUES

Nous avons assisté à une dualité de comportement : des écoulements nombreux en surface, et un rocher absolument sec. Cependant, les venues d'eau rencontrées dans le Lias de la galerie se sont avérées contaminées par les gypse et anhydrite.

D'une manière générale, et dans l'optique de l'étude de la source d'Allevard, quatre types de minéralisations dus au Trias ont été observés :

- type 1 : eaux très sulfatées calciques, accessoirement bicarbonatées calciques. Elles ont été rencontrées en surface. C'est par exemple la source tuffeuse A 9.

- type 2 : eaux présentant à peu près les mêmes caractéristiques mais qui contiennent également un peu de sodium. Ces eaux ont été observées des PM 659 à 710 de la galerie de reconnaissance et au PM 670 de la galerie principale.

- type 3 : eaux dont les teneurs en bicarbonates et sulfates sont sensiblement égales. Ces eaux sont dues à des mélanges entre des eaux liasiques et des eaux triasiques. Elles ont été rencontrées dans le Lias de la galerie principale.

- type 4 : eaux principalement sulfatées calciques, à fortes teneurs en chlorures de sodium et de potassium, et en ions OH⁻. Elles ont été observées dans la galerie de reconnaissance du PM 522 au PM 533.

Ces quatre types d'eaux limitent le domaine de variation établi planche 62.

Le comportement de cette formation triasique en profondeur mérite une étude plus attentive : en effet, la plupart des ouvrages souterrains ayant traversé ce type de gypses massifs dans la bordure occidentale du massif de Belle-donne se sont heurtés à des problèmes de venues d'eau. Cependant, J. HAUDOUR et J. SARROT-REYNAULD (1965) ont montré l'importance de la perméabilité des

PLANCHE 62 : CHIMIE DES EAUX ISSUES DU TRIAS

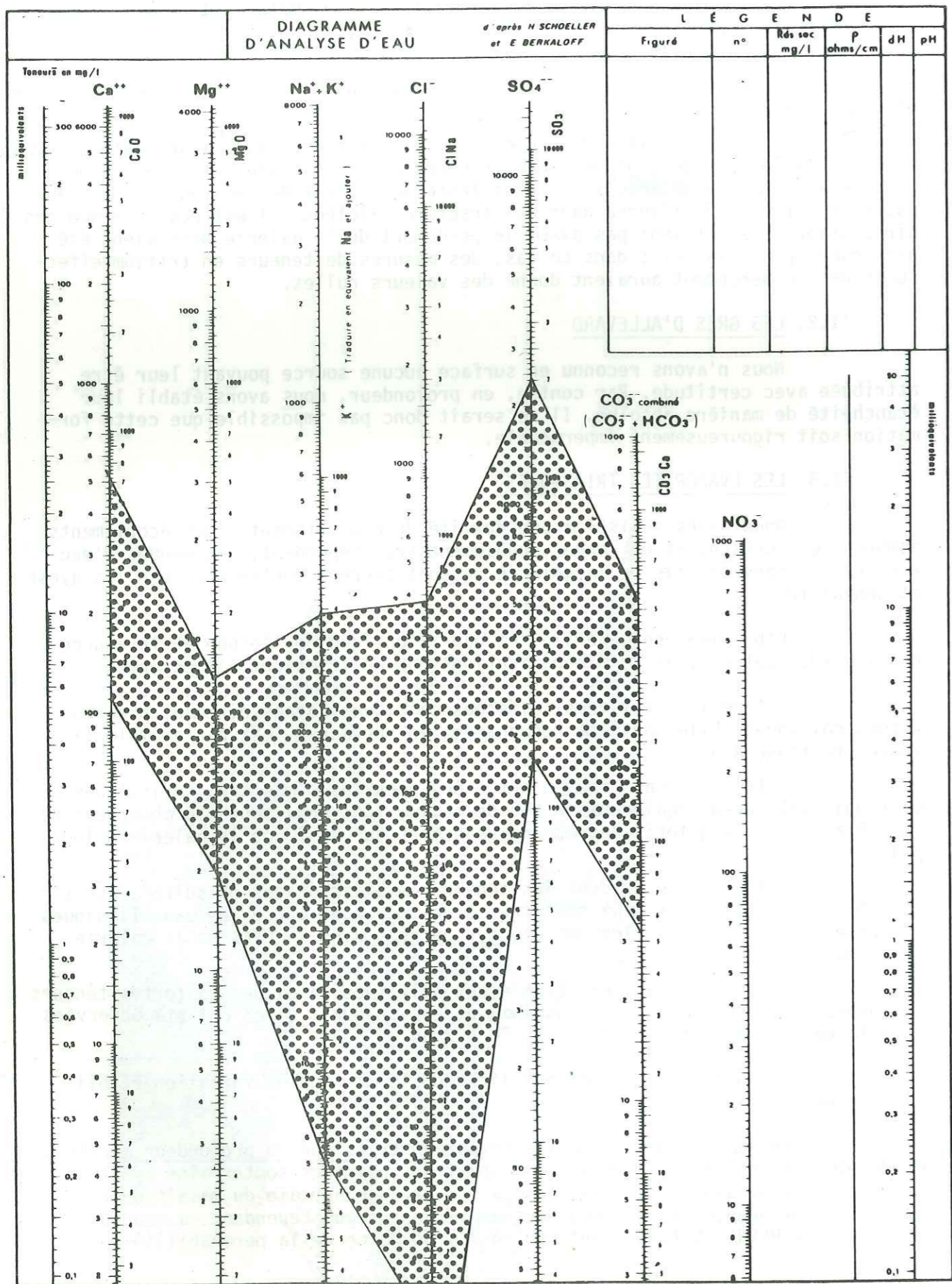
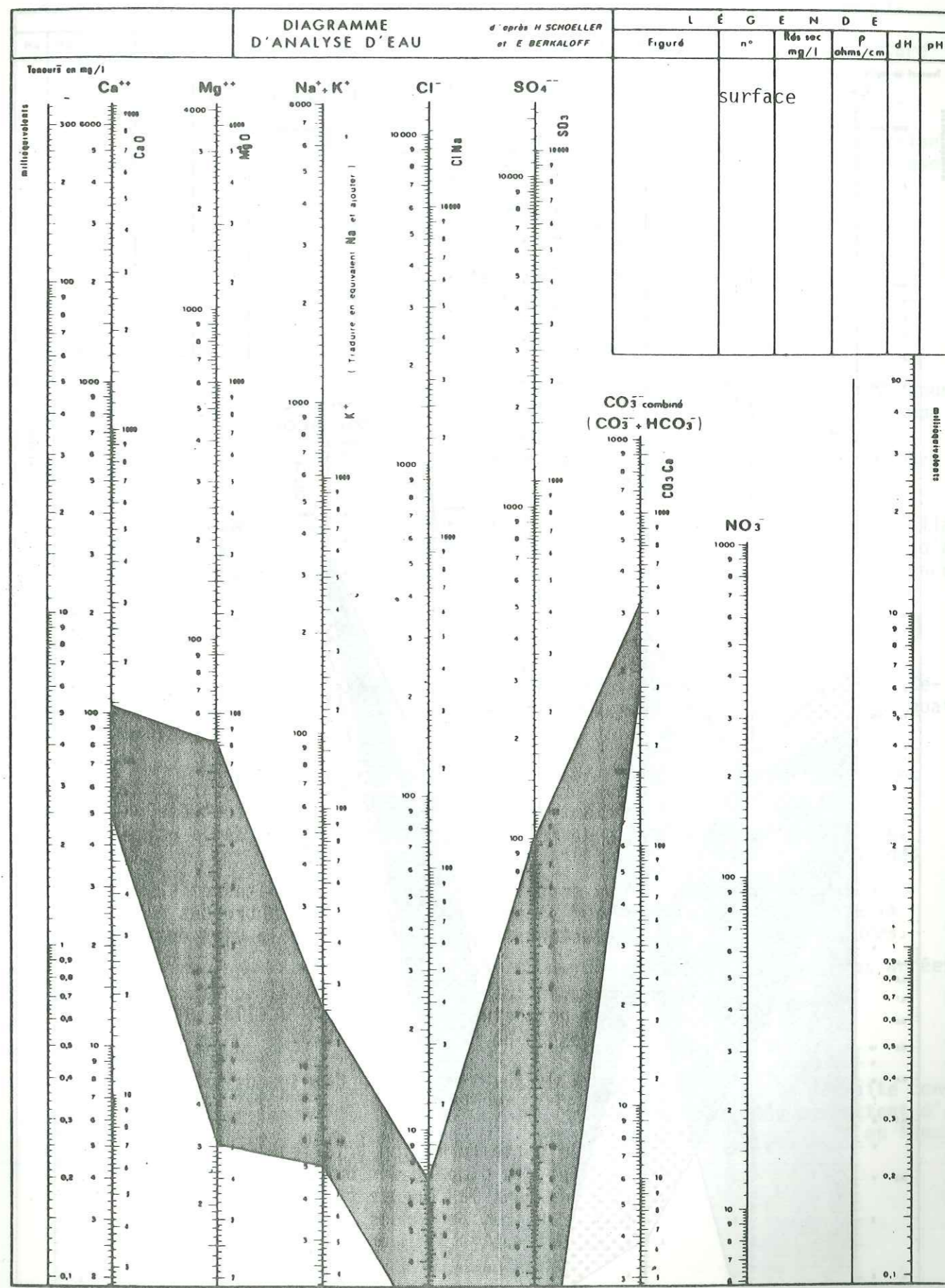
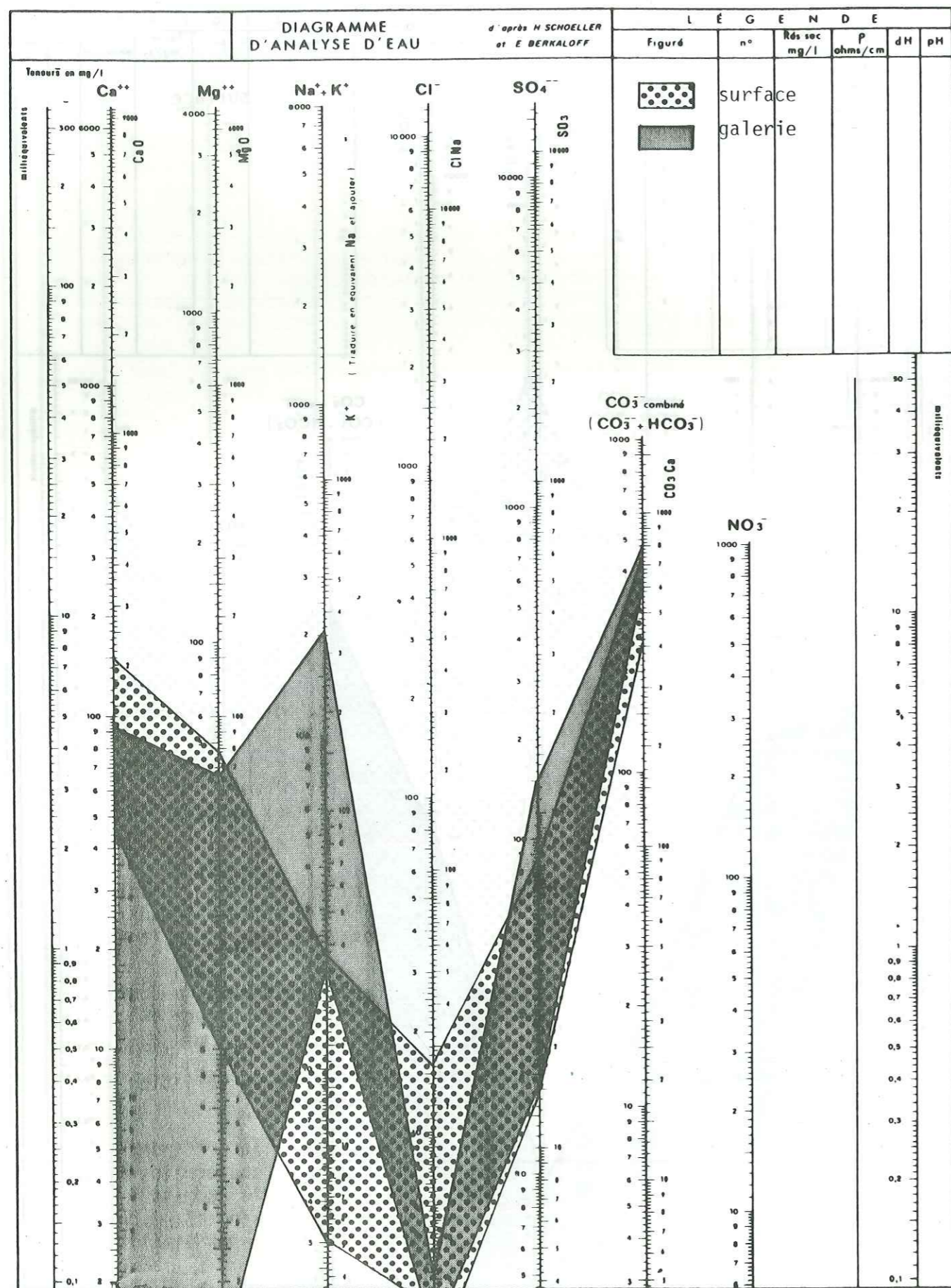


PLANCHE 63 : CHIMIE DES EAUX ISSUES DU LIAS





épontes des niveaux gypseux dans la détermination du comportement de ceux-ci.

Ainsi, les zones où le Trias gypseux est recouvert d'une couverture imperméable relativement continue ne présentent presque jamais de zones disloquées et sont, par la suite, facilement excavables dans les travaux miniers.

C'est le cas du Trias dans la galerie de Belledonne où la protection des assises gypseuses est assurée par la série monoclinale des schistes liasiques relativement imperméables.

II.4. LES SCHISTES ET MARNO-CALCAIRES LIASIQUES

Ils sont, nous venons de le rappeler, relativement imperméables, du moins en profondeur. En effet, les nombreuses sources de surface ayant lessivé ces terrains amènent à conclure à la présence d'une zone superficielle assez perméable.

Nous n'avons pu observer de manière précise la distribution des venues en galerie en raison des injections préventives du fait de la source d'Allevard. Cependant, au vu des résultats obtenus dans la galerie de reconnaissance, les schistes liasiques se sont avérés quand même moins étanches que les micaschistes de la Série Satinée.

Curieusement, nous n'avons observé aucune venue d'eau typiquement liasique en profondeur. En surface par contre, nous avons pu déterminer deux types d'eaux (domaine de variation planche 63) bicarbonatées calciques : une sans aucune trace de sulfates, l'autre légèrement contaminée par les gypses triasiques.

II.5. LES MARNO-CALCAIRES BAJOCIENS

Ce sont les plus perméables des terrains que nous avons étudiés. Cependant, cette perméabilité est anisotrope et nous avons ainsi pu distinguer quatre types de circulation :

- une circulation superficielle ; affectant des eaux bicarbonatées calciques,
- trois circulations profondes : selon la vitesse de circulation, l'évolution de ces eaux est plus ou moins poussée, avec des indices d'échanges de bases plus ou moins grands.
 - . une circulation très lente, provoquée par le percement de la galerie. Avant celui-ci, les eaux devaient être stagnantes dans les fissures.
 - . une circulation lente, mobilisant des eaux des 20 dernières années.
 - . une circulation très rapide, avec des eaux de l'année.

II.6. CONCLUSIONS

La comparaison entre les différents types d'eaux, et la parfaite connaissance de la géologie des sources et venues d'eau étudiées nous permettent d'établir un profil-type caractéristique des eaux des diverses formations, en fonction du niveau où elles circulent :

	Surface	Profondeur
Micaschistes	R > 8 000 Ω.cm r Mg > r Ca > r Na > r K r HCO ₃ > r SO ₄ > r Cl	1 000 Ω.cm < R < 3 000 Ω.cm r Na > r Mg > r Ca > r K r HCO ₃ > r SO ₄ > r Cl
Permien	pas de source connue	impermeable
Trias	R < 800 Ω.cm r Ca > r Mg > r Na > r K r SO ₄ > r HCO ₃ > r Cl	impermeable
Lias	1 800 Ω.cm < R < 3 000 Ω.cm r Ca > r Mg > r Na > r K r HCO ₃ > r SO ₄ > r Cl	pas de venues-types car pollutions par Trias
Bajocien	1 500 Ω.cm < R < 3 000 Ω.cm r Ca > r Mg > r Na > r K r HCO ₃ > r SO ₄ > r Cl	1 000 Ω.cm < R < 2 000 Ω.cm r Na > r Ca > r Mg > r K r HCO ₃ > r SO ₄ > r Cl

CHAPITRE V

CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DES AQUIFERES

I - PERMEABILITE DES MASSIFS

I.1. NOTION DE PERMEABILITE EN MILIEU FISSURE

La perméabilité K est un paramètre difficile à concevoir et à analyser en milieu fissuré.

En effet, si la loi expérimentale de Darcy permet de calculer le champ des vecteurs vitesses de filtration :

$$\vec{q} = \bar{K} \text{ grad } \varphi$$

\bar{K} dépend des propriétés physiques du liquide mais aussi du milieu poreux solide.

Or les milieux que nous avons étudiés ne ressemblent pas à des milieux poreux, et l'acceptation de la notion de perméabilité par ces massifs rocheux se heurte à leur anisotropie. Cette anisotropie est perceptible à trois niveaux :

- dans la structure intime des massifs : rappelons que tout massif rocheux fissuré est constitué d'une matrice rocheuse et de différents réseaux de fissures. La perméabilité est donc la somme des perméabilités de la matrice rocheuse et des systèmes de fissures.

C. LOUIS (1968) a montré que la perméabilité des matrices rocheuses est en général inférieure à 10^{-10} m/s, et que cette perméabilité matricielle est négligeable devant celle de tout massif dont les fissures ont une ouverture supérieure à 10 microns. Il apparaît donc légitime de considérer la matrice rocheuse comme pratiquement imperméable et ne jouant aucun rôle du point de vue hydraulique (G. BOGOMOLOV). Ce faisant, nous définissons ainsi une hétérogénéité entre le rocher sec et les fissures aquifères.

- de la surface vers la profondeur : il existe, nous venons de l'évoquer dans le chapitre précédent, une hétérogénéité du massif de la surface vers la profondeur. La zone décomprimée s'avère en effet beaucoup plus perméable que la zone profonde, celle-ci jouant même le rôle de niveau de base imperméable pour celle-là.

- latéralement : autant dans la galerie de Bramefarine que dans la galerie de Belledonne, des zones sèches jouxtant des zones aquifères ont été observées, les zones humides correspondant aux zones les plus intensément fissurées. Cette distribution de la fissuration constitue un des quatre types les plus représentatifs des modes de fissuration des massifs rocheux classés par C. BORDET (1971). Celui-ci distingue ainsi :

. les massifs non fissurés : ce sont des massifs qui, soit n'ont pas subi de déformations tectoniques, soit les ont subi en régime plastique. Ces massifs sont pratiquement imperméables, et les galeries qui y sont creusées sont sèches. La zone permo-triasique, comprenant l'anhydrite et les grès d'Alleverd,

traversée dans la galerie de Belledonne, peut être assimilée à ce type de massif.

. Les massifs à réseaux de fissuration lâche : ces massifs sont recoupés par des réseaux de fissures et de fractures plus ou moins importantes avec des fréquences variées, généralement suivant une direction à densité majeure et deux directions différentes autres à densité mineure. On reconnaît là aisément la description des deux tronçons micaschistes et Lias de la galerie de Belledonne et de l'ensemble de la galerie de Bramefarine. Dans ces deux galeries, les réseaux de fractures, à maille grossièrement hectométrique, conditionnent la perméabilité d'ensemble des massifs; ils limitent des volumes de formes irrégulières de roche peu ou pas fissurée, imperméables. Ces volumes cloisonnent l'eau des fissures, et les transferts de débit se font très mal d'un panneau fissuré à l'autre. Les venues d'eau de débits variés interfèrent peu les unes sur les autres, l'indépendance des écoulements étant très nette. Entre elles, le rocher de la galerie est sec.

Outre cette hétérogénéité introduite par la distribution de la fracturation, il est possible d'établir des différences entre les types de venues d'eau elles-mêmes. On distingue ainsi, comme dans les micaschistes de la galerie de Belledonne, ou les marno-calcaires de la galerie de Bramefarine, les venues d'eau liées à des couloirs décrochants (zones larges de plusieurs dizaines de mètres), des venues d'eau liées à des fractures ponctuelles, ces dernières présentant des débits bien inférieurs. Ces couloirs décrochants étant très souvent mylonitisés, cela nous amène à conclure, de même que D. JAMIER (1975) à propos du massif du Trient, que *la mylonitisation est à l'origine de la forte perméabilité des systèmes.*

La perméabilité en grand est donc anisotrope, et liée à l'anisotropie de fréquence et de nature du réseau de fissuration. Cependant, ainsi que l'a montré L. KIRALY (1973), le dimensionnement de l'ouvrage (galerie) intervient dans le calcul de la perméabilité. En effet, les valeurs des perméabilités sont liées à un effet d'échelle : la perméabilité augmente avec le volume du terrain, c'est-à-dire avec le nombre de failles aquifères de dimension régionale interceptées.

. Les massifs à réseaux de fissuration dense : ce sont des massifs ayant subi des déformations d'origine tectonique dans des conditions de rupture fragile. La maille des réseaux de discontinuités de tous ordres a une dimension de l'ordre de quelques centimètres. La perméabilité de ces massifs, quoique anisotrope, est beaucoup plus grande que dans le cas précédent. Un exemple de ces massifs correspond aux terrains traversés par le lot amont de la galerie de Belledonne (attaque Maurienne). Dans cette galerie, les venues d'eau étaient disséminées partout (communication orale de D. GASQUET et Y. SIMEON). Il y "pleuvait" en tous points. Notons que le concept de nappe de fissures est applicable à ces massifs.

. Les massifs à écrasement partiel diffus : ces massifs ont subi une rupture fragile généralisée dans la masse de la roche. Celle-ci se trouve éclatée et réduite en une multitude de fragments de dimension millimétrique ou moindre. Il ne nous a pas été donné d'observer de tels phénomènes.

I.2. CALCULS DE PERMEABILITES

La perméabilité étant un paramètre difficile à analyser, plusieurs méthodes ont été mises au point afin de la quantifier.

1.2.1. La méthode de L. KIRALY (1969)

Pour une circulation dans les plans de fissures, le tenseur \bar{K}_i pour une famille de fissures planes et parallèles peut être calculé grâce à des mesures statistiques de la fissuration :

$$\bar{K}_i = \frac{g}{12V} f_i \cdot d_i^3 \bar{A}_i \quad \text{en m/s}$$

avec : g accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$)
 γ viscosité cinématique de l'eau ($10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$)
 f_i fréquence du ième groupe de fissures (m^{-1})
 d_i ouverture moyenne des fissures du ième groupe (m)
 $\bar{A}_i = I - \vec{n}_i \otimes \vec{n}_i$
 I matrice d'identité
 $\vec{n}_i \otimes \vec{n}_i$ produit tensoriel de la normale au plan de fissure par elle-même.

Cette méthode a fait l'objet de critiques formulées par A. COMBES (1976) :

- l'étude est prévue pour une stratification horizontale. Dans le cas contraire, des corrections doivent être effectuées.

- la formule considère uniquement les fissures verticales et minimise le rôle des discontinuités ayant un pendage plus faible.

Cependant, malgré ces légers désagréments, cette méthode, mise au point sur des calcaires, donne de réelles indications sur la perméabilité des systèmes karstiques.

En milieu fissuré non carbonaté, son utilisation paraît plus aléatoire : nous avons vu en effet que l'image du système donnée par les mesures de fissuration sur des stations ne cadrerait pas avec le dispositif aquifère tel qu'il se présente en profondeur. Il semble impossible par conséquent de déterminer la perméabilité des massifs à partir des fissures N 110 alors que c'est la famille N 60 qui est aquifère. Nous n'avons donc pas utilisé cette méthode qui paraît mal adaptée à ce type de milieu.

1.2.2. La méthode de F.O. FRANCISS (1970)

Le calcul des perméabilités est basé sur l'analyse photogéologique de la fracturation. Cette méthode est applicable à condition d'effectuer certaines hypothèses simplificatrices.

. Les fractures sont considérées comme verticales;

, l'épaisseur e de la zone broyée (épaisseur moyenne de la zone comprise entre les deux lèvres de la faille) est une fonction linéaire empirique de la longueur apparente L de la fracture ; $e = A.L$.

Moyennant ces conditions, la perméabilité K de chaque fracture est définie par rapport à un sous-système délimité par un cercle de diamètre D grâce à la formule :

$$K = K_f \frac{e}{D}$$

K : perméabilité équivalente pour un système continu

K_f : perméabilité de la zone broyée

e : épaisseur de la zone broyée

D : diamètre du cercle

La fracture étant supposée continue à l'intérieur du sous-système considéré, la formule devient :

$$K = K_f \frac{AL}{D} = \frac{K_f A}{D} L = C.L.$$

Cette méthode, qui fait intervenir les observations en photographies aériennes, devrait convenir parfaitement au type de milieu que nous avons étudié. En fait, cette méthode est difficilement applicable ici pour la raison simple que les fractures considérées doivent être franches, ce qui n'est pas le cas dans ces milieux. Nous avons vu en effet que les fractures n'étaient pas représentées par un plan unique, mais étaient la somme de faisceaux de petites fractures parallèles. Les termes de longueur et d'épaisseur entre les deux lèvres de faille perdent donc ici toute signification.

1.2.3. La méthode de D.JAMIER (1975)

La loi classique de Darcy permet de calculer K :

$$K = \frac{Q}{S.I}$$

Un ouvrage linéaire, tel qu'une galerie, traversant la zone saturée, fonctionne comme un drain, et on peut admettre que le gradient hydraulique I lui est perpendiculaire. La première indétermination réside dans la non connaissance de la valeur de I . Nous avons à la suite de D.JAMIER, envisagé les cas suivants, qui semblent les plus probables :

$$1 \leq I \leq 0,1$$

D'autre part, un problème se pose pour le calcul de la surface d'interception nappe-galerie. Nous avons jugé, selon nos observations, que seul le radier n'intervient pas dans les apports en eau.

Nous avons effectué les calculs sur :

- . le Bajocien (galerie de Bramefarine),
- . le Lias (galerie de reconnaissance),
- . les micaschistes (galerie de Belledonne).

Nous avons pris pour Q le débit maximum observé dans ces différents tronçons.

Les résultats suivants sont exprimés en m/s :

Bajocien	$5.10^{-6} < K < 5.10^{-5}$
Lias	$4.10^{-6} < K < 3.10^{-5}$
Micaschistes	$6.10^{-8} < K < 6.10^{-7}$

1.2.4. Conclusions

Toutes les méthodes que nous avons présentées ne sont que des approches mathématiques d'un phénomène naturel et ne sont donc valables que dans le contexte précis dans lequel elles ont été mises au point.

D'autre part, il est bon de rappeler que toutes ces formules prétendent donner la perméabilité des massifs entiers, sans tenir compte de l'anisotropie que nous avons évoquée.

C'est ainsi qu'il n'existe aucune formule permettant de connaître la perméabilité d'une zone broyée du type des couloirs décrochants. Aussi, avons nous tenté d'approcher la valeur de la vitesse d'écoulement des eaux dans ces zones. Nous avons basé notre calcul sur la recharge rapide en eau météorique de ces zones broyées (par exemple le PM 2215 de la galerie de Belledonne). Les teneurs en tritium nous indiquant un temps de transit de l'ordre de la dizaine de jours au maximum, on obtient ainsi une vitesse d'écoulement $10^{-4} < V \text{ (m/s)} < 5.10^{-4}$ très différente de la perméabilité obtenue sur l'ensemble des micaschistes. Une interprétation de ces chiffres paraît donc très délicate, ceux-ci ne devant être pris qu'à titre comparatif.

II - ESTIMATION DU VOLUME DES RESERVES DRAINEES PAR LA GALERIE DE Bramefarine

Le débit total d'exhaure de la galerie de Bramefarine a été de 300 l/s au début du percement, 220 l/s en février 1977, 200 l/s en avril 1977, et de 90 l/s en octobre 1977, valeur à laquelle le débit paraît stabilisé (B.DELAQUAIZE et al., 1979).

Pour que ces valeurs soient comparables, nous les avons ramenées toutes à une même longueur de galerie drainée, à la longueur totale de la galerie. Nous avons ensuite reporté ces valeurs sur papier semi-logarithmique (planche 65).

Il est permis de considérer la droite obtenue comme caractéristique de la vidange du massif, et de l'interpréter selon les formules de Maillet d'étude des courbes de tarissement.

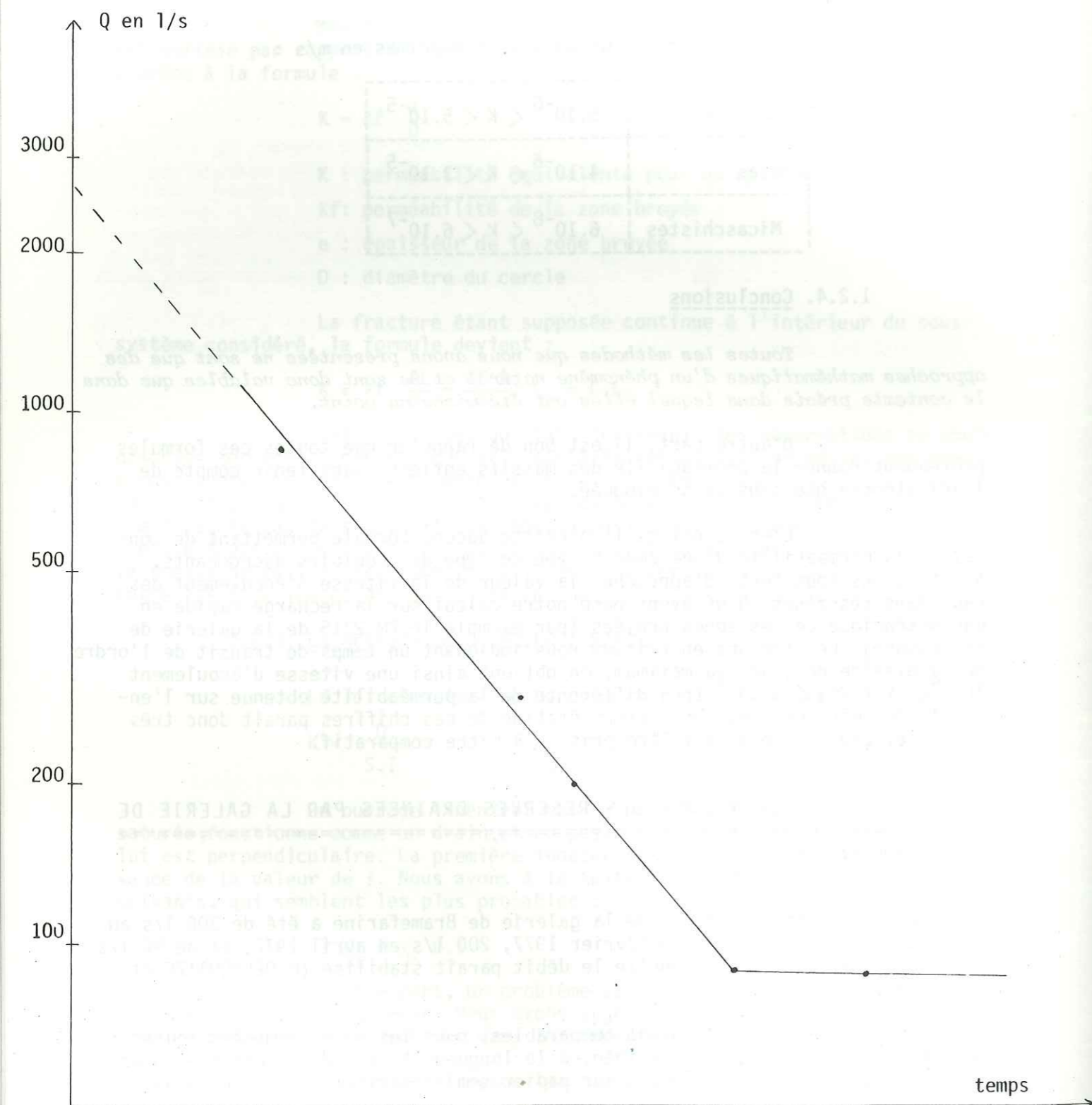


PLANCHE 65 : COURBE DE TARISSEMENT DU MASSIF DE BRAMEFARINE OBTENUE A PARTIR DU DEBIT D'EXHAURE DE LA GALERIE DE BRAMEFARINE.

L'équation de Maillet repose sur la schématisation d'un bassin par un réservoir poreux se vidant sous sa propre charge, et admet une décroissance exponentielle des débits en fonction du temps :

$$Q_t = Q_0 e^{-\lambda t}$$

avec Q_t : débit à l'instant t (en m^3/s),

Q_0 : débit au début du tarissement,

e : base des logarithmes népériens (2,718),

t : temps écoulé depuis le début du tarissement (en s)

λ : coefficient de tarissement égal à $1/T$ ou T est le temps nécessaire pour que le débit initial décroisse dans un rapport $1/e$.

Nous considérons la droite obtenue comme représentant le tarissement de la portion de massif drainée. Nous pouvons alors calculer le volume des réserves W emmagasinées dans les fissures à l'instant t_0 . Ce volume est donné par la formule :

$$W = \frac{Q_0}{\lambda}$$

$$\text{avec } \lambda = \frac{\log Q_0 - \log Q_t}{0,4343 \cdot t}$$

$$W = 50 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Cependant, nous n'avons a priori aucune idée de la portion du massif de Bramefarine à laquelle correspond ce volume de réserves. Pour cela, nous considérons que le débit stabilisé de 90 l/s correspond aux apports météoriques extérieurs. Si l'on admet que la part apportée dans ce chiffre par les sources taries en surface atteint 20 l/s au plus, les 70 l/s restant peuvent être assimilés à l'écoulement qui se faisait de manière profonde vers la plaine de l'Isère.

Rappelons que l'écoulement total vers la plaine de l'Isère (écoulement par le sol + écoulement par les fractures) avait été estimé (cf. Etude hydrologique) à 16 l/s/km². En admettant que l'écoulement par les fractures représente le 1/3 de l'écoulement total, ce qui est certainement la valeur maximale que l'on puisse prendre, la portion de massif drainé est d'environ 14 km².

Ce qui sous entend que le massif de Bramefarine, apparemment peu perméable, est tout de même le siège de circulations de longue distance, de l'ordre de 3 à 4 km. La portion de massif drainée s'étend ainsi de 1,5 à 2 km de part et d'autre de la galerie.

Si l'on accepte que le massif de Bramefarine soit "homogène dans son hétérogénéité des écoulements", c'est-à-dire que les valeurs retenues comme étant valables sur un secteur donné soient extrapolables à l'ensemble du massif, le volume des réserves aquifères du massif de Bramefarine est d'environ, au dessus de la côte 450 m de la galerie :

$$W = 150 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS

L'étude hydrogéologique que nous avons menée a permis d'esquisser l'organisation hydrologique des différents systèmes fissurés, et notamment la distinction entre deux zones différentes d'écoulement dans le rocher : une zone superficielle et une zone profonde.

La zone superficielle correspond à une tranche de terrains ayant subi les phénomènes de décompression, et présentant un réseau très dense de discontinuités. Dans cette zone, où se produisent de nombreuses circulations, existe une véritable nappe de fissures. Cette zone superficielle constitue un niveau de base pour les circulations épidermiques intéressant la couverture quaternaire.

Ces circulations s'effectuent principalement dans des sillons creusés selon les grandes directions régionales de fracturation. Des mélanges entre les deux aquifères peuvent se produire.

La zone profonde a pu être étudiée en galerie. Les directions préférentielles d'écoulement ont pu être mises en évidence : elles correspondent également aux directions de fracturation régionale, principalement N 60, accessoirement N 140. Ces directions de fracturation ayant été déterminées à partir de l'étude des photographies aériennes, c'est ce mode d'investigation qui apparaît le plus adapté à l'étude de ces milieux "feuilletés". Les modes d'écoulement dans cette zone profonde ont pu également être analysés : c'est au niveau des couloirs décrochants que s'effectue la plupart des circulations. De ce fait, le concept de nappe de fissures est inapplicable à ce domaine.

Malgré cette hétérogénéité, les perméabilités des systèmes ont pu être approchées ; elles sont de l'ordre de 10^{-5} m/s pour les séries jurassiques, de l'ordre de 10^{-7} m/s pour la Série Satinée. L'anhydrite et les dolomies triasiques, ainsi que les grès et argilites autuno-permiens se sont révélés parfaitement imperméables.

L'étude physico-chimique des eaux des sources de surface et des venues d'eau en galerie, a permis d'une part de distinguer les minéralisations caractéristiques de chaque aquifère, d'autre part de définir une évolution du chimisme des eaux avec la profondeur. Des échanges de bases ont ainsi été montrés, et corrélés avec le temps de transit des eaux (lié à la distance à parcourir et à la vitesse de circulation).

Les études isotopiques ont présenté également des résultats très intéressants : des modes d'écoulement très différents ont été distingués, et des eaux très anciennes, quasi stagnantes dans les massifs avant le drainage par les galeries, ont pu être mises en évidence.

Enfin, une estimation du volume des réserves du massif de Bramefarine au-dessus de la côte 450 m (côte de la galerie) a été effectuée, par interprétation selon la méthode de Maillet de la courbe de tarissement du massif. Ce volume, d'environ 150.10^6 m³, est beaucoup plus important que ce que l'on pouvait s'imaginer avant le début de l'étude.

Cela pourrait être intéressant dans l'optique d'une exploitation d'énergie géothermique à basse température dans le massif de Bramefarine. On pourrait en effet envisager une alimentation en eau chaude de la ville de Pontcharra et des communes environnantes par exploitation d'un forage d'une profondeur de 1,5 km à 2 km, creusé de manière légèrement oblique, selon une direction moyenne N 140 (afin d'essayer de recouper le maximum de zones aquifères N50 - N60). On disposerait alors d'un volume important d'eau à une température de l'ordre de 90°C.

D'une manière générale, seule une confrontation étroite entre les données géologiques (stratigraphie, relations fissurales entre les terrains), hydrochimiques et isotopiques, peut conduire à une interprétation correcte des circulations profondes, indispensable avant d'aborder des problèmes concernant l'exploitation de l'énergie géothermique ou, comme il va suivre, concernant le thermalisme.

QUATRIÈME PARTIE : ETUDE DE LA SOURCE THERMOMINERALE D'ALLEVARD

- CHAPITRE I : PRESENTATION DU PROBLEME
- CHAPITRE II : NOUVELLE INTERPRETATION DES DONNEES ANTERIEURES
- CHAPITRE III : ETUDES REALISEES
- CHAPITRE IV : ORIGINE DU FILON THERMAL
- CHAPITRE V : SITUATION DE LA SOURCE D'ALLEVARD DANS LE CADRE D'UN SCHEMA GENERAL DES MANIFESTATIONS THERMOMINERALES DANS LES ALPES FRANCAISES

CHAPITRE I

PRESENTATION DU PROBLEME

I - HISTORIQUE

=====

" A Allevard, point de traditions anciennes sur la source minérale, point de restes de thermes romains, point d'antiquités qui constatent une réputation mondiale fondée sur une longue expérience. Tout y est nouveau, tout date d'hier..." (DUPASQUIER, 1841).

Jusqu'à la fin du XVIII^e siècle, la source minérale d'Allevard-les-Bains (Isère) ne se manifestait, sur les bords du Bréda, que par des suintements accusés ici et là par des dépôts boueux.

En 1791, un tremblement de terre fit jaillir ces suintements. Des recherches furent entreprises et amenèrent la découverte de la source dont l'eau noire (immédiatement après le tremblement de terre qui permit aux eaux de faire surface, les gens avaient été frappés par l'odeur fétide d'oeuf pourri, et par les boues noires et glaireuses qui entouraient le Griffon) acquit la réputation de posséder des propriétés médicales et curatives.

En 1834, une galerie partant du Bréda fut creusée dans le rocher et continuée par un puits. Une description des lieux d'alors nous est donnée dans l'édition 1837 de l' " Album du Dauphiné " : " La source de ces eaux, salines et sulfureuses, se trouve à l'extrémité sud-est d'Allevard, sur la rive gauche d'une petite rivière appelée Bréda, près du chemin qui conduit à un haut-fourneau de fusion pour le minerai de fer ainsi qu'aux communes de Pinot et de La Ferrière. Ces eaux sourdent par plusieurs filets d'un calcaire à interstices argileux, contenant des bélemnites et ammonites; elles se réunissent dans un réservoir en forme de puits creusé exprès pour les aller chercher dans un point où elles fussent à l'abri de tout mélange avec l'eau de la rivière. Ces filets donnent un total de plus d'un pouce-cube, et ne sont pas les seuls que l'on puisse se procurer ".

L'établissement thermal fut construit sur les lieux même de la source dès 1838. Aujourd'hui, après plusieurs réaménagements du puits thermal, le dernier en 1966, l'établissement thermal traite annuellement 11000 curistes en moyenne.

II - SITUATION DU GRIFFON

=====

La source thermominérale d'Allevard est située en rive gauche des gorges du Bréda, juste en amont de la ville d'Allevard, au lieu dit Le Bout du Monde (planche 66)

La source, captée en bordure immédiate de la rivière, ne débite pas. L'eau est pompée avec un débit maximal possible de l'ordre de 1,8 l/s, dans un puits creusé dans les calcaires du Lias. Le niveau s'abaisse en fonction du pompage.

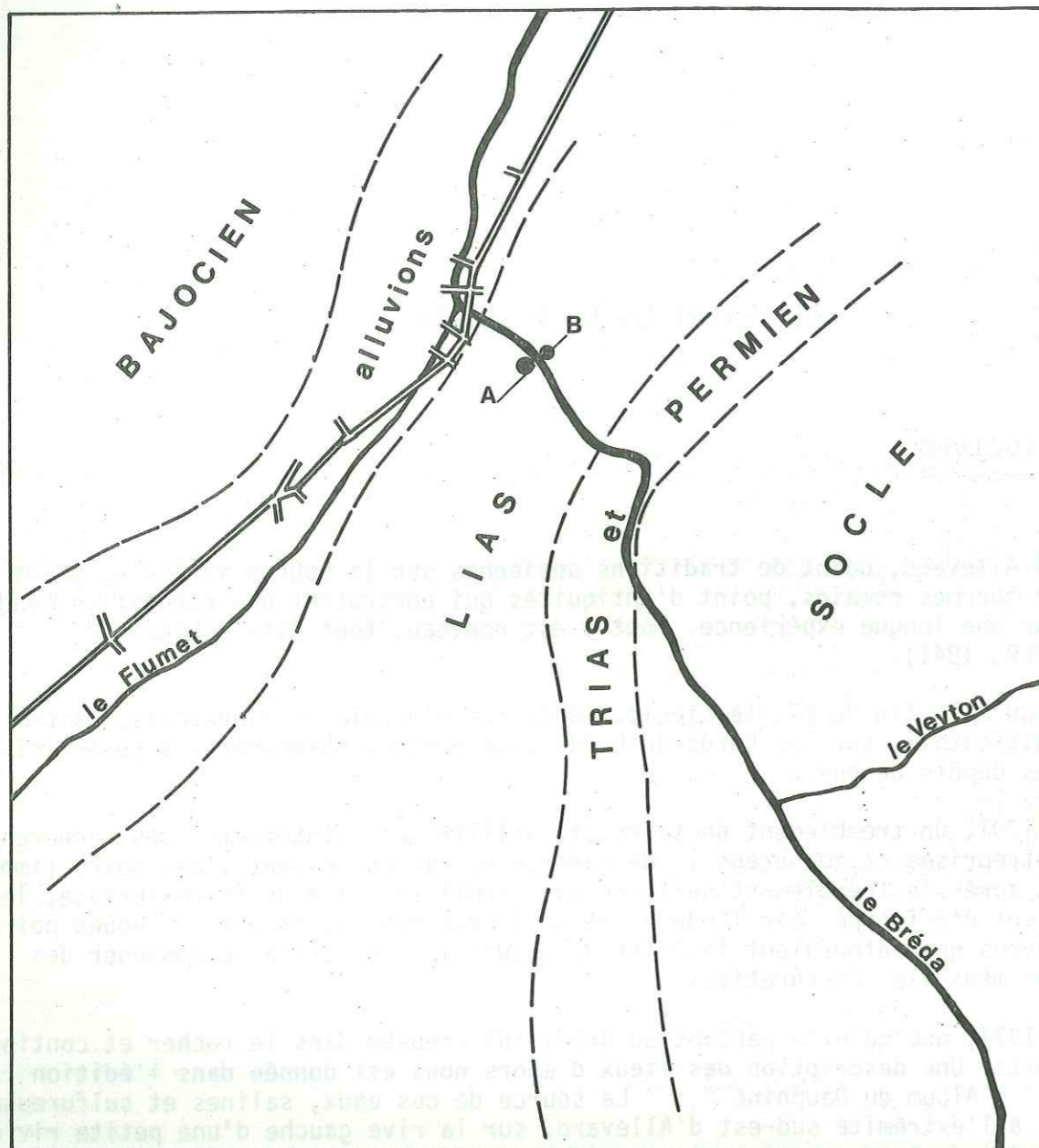
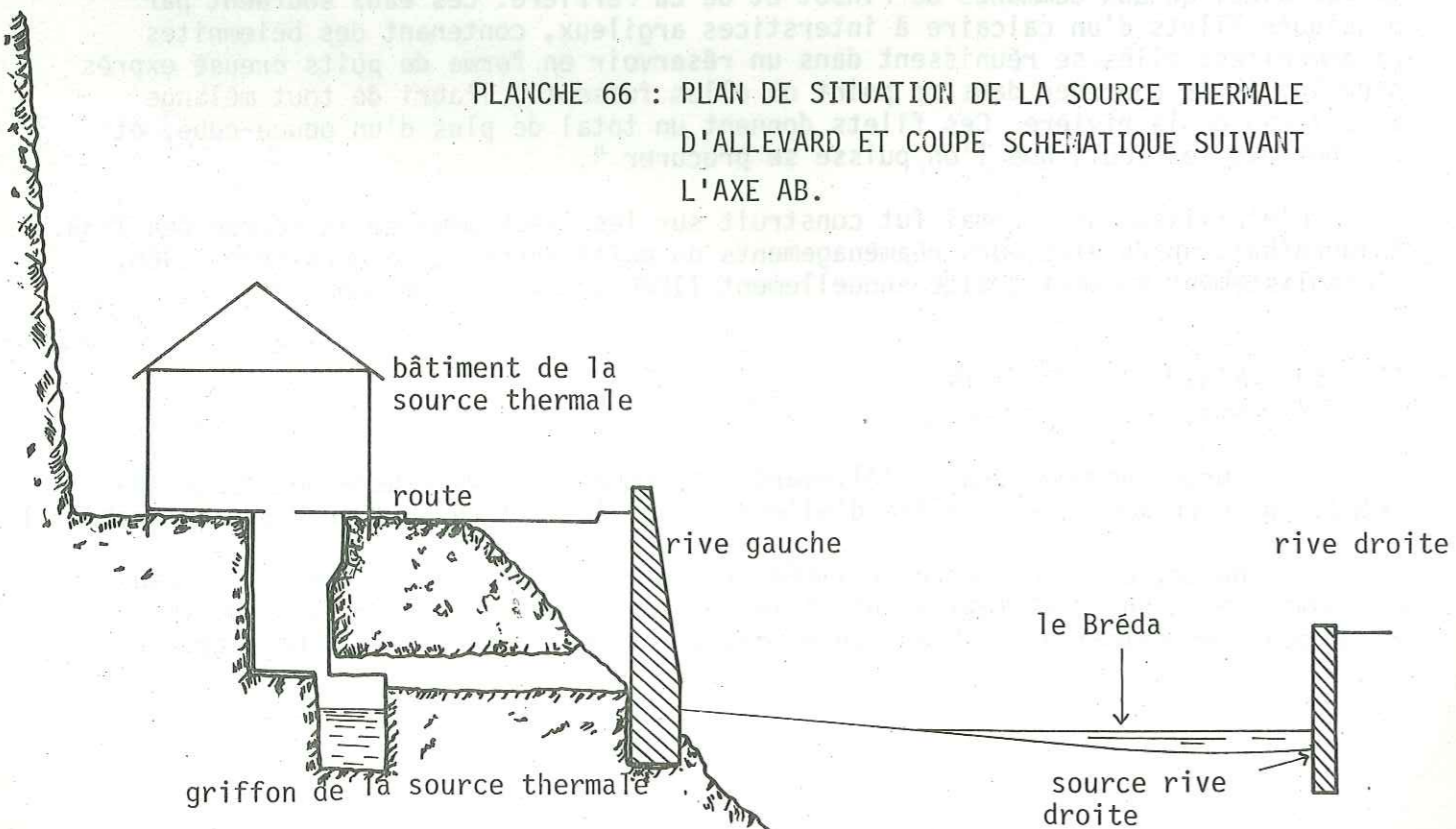


PLANCHE 66 : PLAN DE SITUATION DE LA SOURCE THERMALE D'ALLEVARD ET COUPE SCHEMATIQUE SUIVANT L'AXE AB.



Sur la rive opposée, en face du puits thermal, une autre source, dénommée source rive droite, émerge des alluvions à travers le mur de soutènement du Bréda. Cette source, noyée lors des périodes de crue du torrent, jaillit nettement au-dessus du niveau d'étiage de celui-ci. D'un débit oscillant entre 0,5 et 2 l/s; elle présente une odeur sulfureuse et une minéralisation qui, différente de celle des autres sources des environs, se rapproche quelque peu de celle de la source minérale.

Plus en amont, en rive gauche, au niveau des Forges d'Allevard, on dénombre quelques sources dites tuffeuses émergeant du vallon situé entre calcaire liasique et grès permien. Ces sources, d'origine manifestement triasique, ont fait l'objet d'une étude dans la partie consacrée à l'étude hydrogéologique.

Signalons que, par rapport à la source thermominérale, la galerie E.D.F. Arc-Isère se situe à 1,5 km. environ au sud-ouest et 20 m au-dessus du niveau du puits thermal.

III - ETUDES ANTERIEURES

Les scientifiques du siècle dernier, très intrigués par les phénomènes d'origine profonde et influencés par la mode naissante de la fréquentation des stations thermales, s'intéressèrent évidemment à la source d'Allevard.

Ainsi CHASTAING en 1837 : " Examinées à la source, ces eaux paraissent noires, quoiqu'elles soient transparentes. Cette apparence leur est communiquée par le dépôt ardoisé, assez abondant, qui se trouve au fond du réservoir et de la rigole d'écoulement. Ce dépôt est doux au toucher ; il contient un peu de sulfure de fer, mais il est presque entièrement formé par le calcaire que l'eau use en le traversant. Elles exhalent une forte odeur d'oeufs pourris, due à la quantité d'hydrogène sulfuré qu'elles contiennent .

Leur saveur, légèrement saline, est d'abord nauséabonde et repoussante, mais on s'y habitue bien vite. Leur température est constamment de 14 à 16° Réaumur. Elles ne pèsent guère au-delà d'un gramme par litre de plus que l'eau pure. Le source dégage continuellement et à de courts intervalles de grosses bulles d'acide carbonique, mêlées d'un peu d'azote. L'analyse en a été faite anciennement par M. TROUSSET, médecin et professeur de chimie à Grenoble. Je la fis plus tard, et elle a été renouvelée en 1824 par M. le docteur BRETON, alors professeur de chimie, aujourd'hui doyen de la Faculté des Sciences de Grenoble. Ces analyses, qui variaient fort peu, n'étaient qu'indicatives des principes constituants. Aujourd'hui M. BRETON et M. GEYMARD, ingénieur des mines, viennent de faire connaître, après une opération plus complète, les proportions de chacun de ces principes. Un litre a donné :

argile	0,089
carbonate de chaux	0,332
carbonate de magnésie	0,032
sulfate de chaux	0,055
sulfate de magnésie	0,215
sulfate de soude	0,289
chlorure de sodium	0,416
acide carbonique	Quantité indéterminée
proto-sulfate de fer et azote	traces
	1,428 grammes

acide hydro-sulfurique libre : 14 centimètres cubes "

Les premières études sérieuses allaient être entreprises par P.URBAIN, Ch. MOUREN et A. LEPAGE en 1930, et surtout en 1946 avec la publication de l'ouvrage de L. MORET sur les sources thermominérales. Des indications y sont données sur les caractéristiques physico-chimiques de l'eau thermale, sur le débit (1,5 l/s) et les conditions géologiques du Griffon (émergence par diaclase). La liaison entre la minéralisation et les terrains alentour est démontrée : " Le Dauphiné n'est pas moins riche en sources triasiques : Allevard, chloro-sulfureuse froide qui, avant d'émerger, traverse les schistes imprégnés de matières hydrocarburées du Lias au niveau desquels les sulfates subissent une réduction ".

Le Doyen MORET insiste aussi sur la richesse de la source en bore et en hélium (mise en évidence par MOUREU, LEPAGE et GESLIN).

Les études allaient se multiplier à partir de 1956 en raison du projet E.D.F. Arc-Isère. Ainsi L.MORET écrivait-il dans un rapport préliminaire de février 1956 : " Nous concluons donc provisoirement que les eaux minérales d'Allevard sont des eaux triasiques, mais dont l'origine est très localisée et n'implique pas la présence d'un thermo-siphon très important. Les eaux météoriques qui les alimentent s'infiltrent pour leur plus grande partie dans les sédiments triasiques anfractueux qui les dominent et qu'elles traversent rapidement en se minéralisant en sulfates pour pénétrer dans les calcaires diaclasés du Lias. Elles y circulent lentement par gravité jusqu'à une certaine profondeur; rencontrant des diaclases plus béantes au niveau de la coupure du torrent du Bréda, elles en profitent pour émerger ".

L. MORET supposait donc que les eaux thermales se minéralisent en rive gauche du Bréda. Il confirmera cette hypothèse, émettant toutefois la possibilité d'une minéralisation à partir de la rive droite, dans une note datée de 1958, tenant compte des travaux de la galerie de reconnaissance et des analyses et essais de pompage réalisés durant ces deux années. Après avoir comparé la source thermale aux venues d'eau rencontrées dans la galerie, il conclut " ... le circuit thermominéral qui détermine la source exploitée est complètement indépendant des circuits rencontrés au cours des travaux de forage de la galerie de reconnaissance. A aucun moment ces travaux n'ont influencé cette source ainsi que la chose avait été prévue ".

Les travaux de reconnaissance réalisés de 1956 à 1958 devaient faire l'objet d'une note publiée en 1960 par C. GIGNOUX, et d'un avant projet détaillé de la part d'E.D.F. en 1964. Ces travaux avaient amené leurs auteurs aux conclusions suivantes :

- existence d'une relation entre niveau statique du puits et niveau du Bréda.
- existence d'une liaison entre la source thermale et la source en rive droite.
- diminution de la température et de la minéralisation en fonction du rabattement.

Les travaux définitifs de l'aménagement Arc-Isère ne devaient reprendre qu'en 1973. De nouvelles études sur la source eurent donc lieu de 1972 à 1977.

Du rapport d'expertise établi en 1974 par J.ARCHAMBAULT, et tiré principalement des deux travaux cités précédemment, nous avons noté :

- la considération de la température de la source comme étant une température minimale, car "... l'eau thermale perd des calories au fur et à mesure qu'elle se rapproche de son émergence " ;

- la prise de position de cet auteur en faveur d'une alimentation par la rive gauche du Bréda :

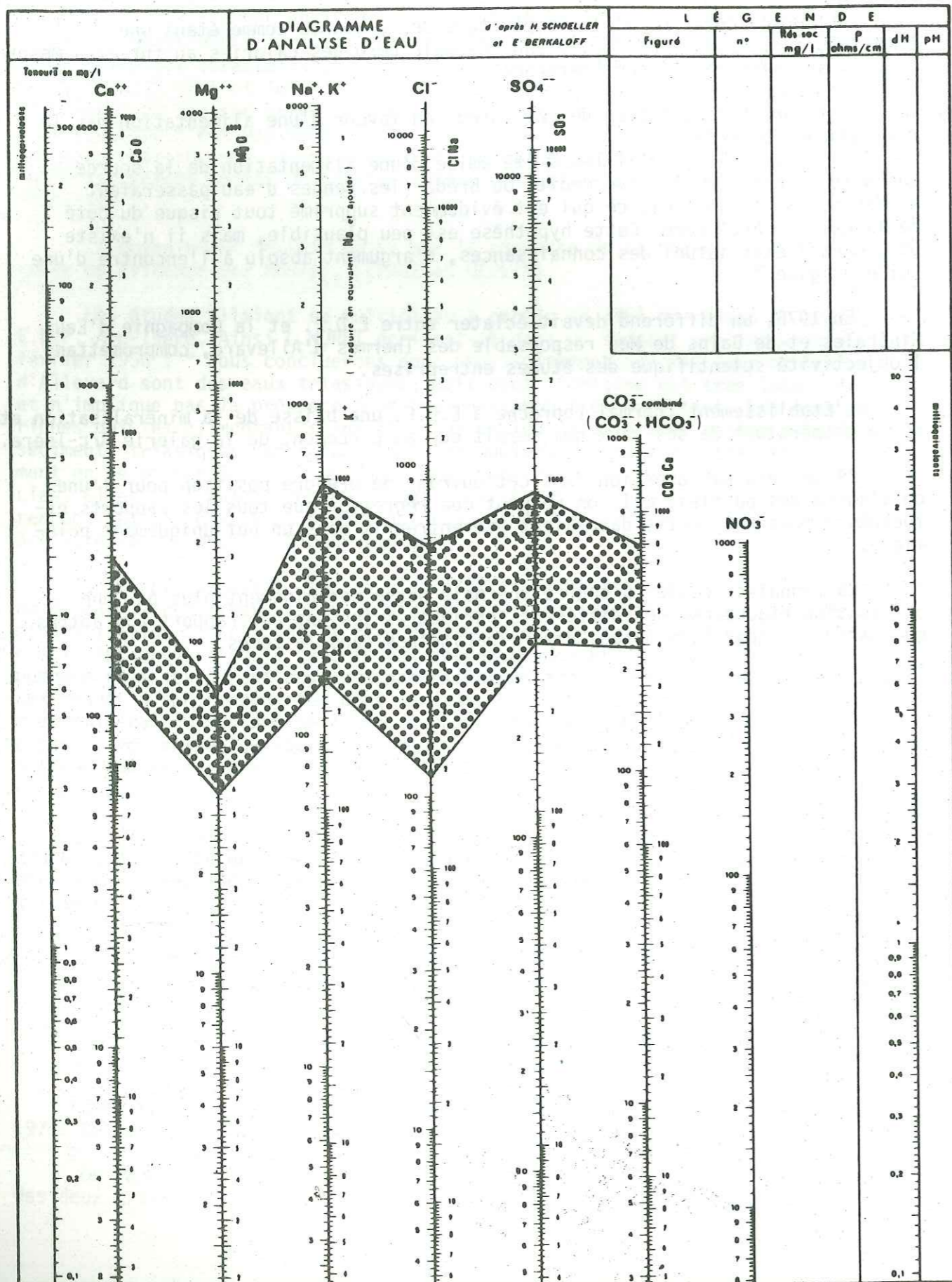
"L'hypothèse a d'ailleurs été émise d'une alimentation de la source thermale à partir de la rive droite du Bréda (les venues d'eau passeraient au-dessous de la vallée), ce qui eut évidemment supprimé tout risque du côté de la galerie Arc-Isère. Cette hypothèse est peu plausible, mais il n'existe pas, dans l'état actuel des connaissances, d'argument absolu à l'encontre d'une telle origine ".

En 1975, un différend devait éclater entre E.D.F. et la Compagnie d'Eaux Minérales et de Bains de Mer responsable des Thermes d'Allevard, compromettant l'objectivité scientifique des études entreprises.

L'Etablissement thermal reproche à E.D.F. une baisse de la minéralisation et de la température de ses eaux qui serait due au percement de la galerie Arc-Isère.

Il ne sera pas question dans cet ouvrage de prendre position pour l'une ou l'autre des parties, mais on ne peut que regretter que tous les rapports effectués à partir de cette date aient été entrepris dans un but uniquement polémique.

La connaissance de la source thermale passe certainement plus par une observation rigoureuse des différents paramètres les uns par rapport aux autres que par une comparaison de ces divers paramètres dans le temps.



CHAPITRE II

NOUVELLE INTERPRETATION DES DONNEES ANTERIEURES

I - COMPOSITION MINERALOGIQUE

I.1. LA SOURCE THERMALE

I.1.1. Origine des analyses

Lors de la campagne d'étude 1956-1958, 26 analyses chimiques de la source ont été réalisées par l'Institut de Recherches Hydrologiques de Nancy.

A partir de 1972, la nouvelle campagne d'étude a permis de réaliser 67 analyses effectuées par l'Institut Pasteur de Lyon.

Les résultats de ces 93 analyses nous ont été fournis par E.D.F.

Parallèlement à ces analyses effectuées dans le cadre de la surveillance de la source à l'occasion du percement de la galerie Arc-Isère, d'autres analyses sont réalisées périodiquement. En effet, la source d'Allevard ayant été déclarée d'intérêt public, elle est soumise à surveillance administrative. C'est ainsi que la législation prévoit deux analyses minéralogiques et bactériologiques par an. C'est l'Institut Pasteur de Lyon qui est chargé de ces contrôles. Il est regrettable que la Direction de l'Etablissement Thermal ait refusé de nous communiquer ces données qui existent depuis 1952.

I.1.2. Etude du domaine de variation

L'ensemble des 93 analyses que nous possédons a été reproduit en annexe 6. Une très grande variabilité des différents paramètres physico-chimiques est observable. Pour des raisons que nous expliquerons plus loin, nous nous sommes refusé à établir toute moyenne de la composition minéralogique de l'eau. Par contre, nous indiquons ci-dessous les valeurs extrêmes obtenues pour chaque paramètre ainsi que le pourcentage de variation maximal.

Ces valeurs extrêmes limitent le domaine de variation établi sur le diagramme SCHOELLER-BERKALOFF (planche 67).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

	Valeur minimale	Valeur maximale	% de variation
t° en °C	11	17,7	37,9
R en $\Omega \cdot \text{cm}$ (à 18°C)	309	759	59,2
pH	6,8	7,7	11,8
résidu sec en mg/l (à 110°C)	1031	2700	61,8
Ca ²⁺ mg/l	136	305	55,4
Mg ²⁺ "	36,1	71	49,2
Na ⁺ "	143	550	74
K ⁺ "	3	17,9	83,2
HCO ₃ ²⁻ "	245	476	48,6
SO ₄ ²⁻ "	390	1100	64,6
Cl ⁻ "	118	562,5	79
NO ₃ ²⁻ "	1	4,5	75
SiO ₂ "	9	15,5	41,9
H ₂ S :	12,6	46,5	72,9

Les plus grosses variations s'observent pour Na⁺, Cl⁻ et H₂S, alors que Ca²⁺, Mg²⁺ et HCO₃²⁻ varient le moins.

I.1.3. Géochimie statistique de la source d'Allevard

Nous avons entrepris une étude statistique de ces 93 analyses, étude qui a porté sur tous les paramètres précédemment cités sauf :

- la température : elle n'a pas fait l'objet d'une mesure systématique à chaque prélèvement;
- la teneur en NO₃²⁻ : la précision du dosage n'est pas toujours celle que l'on pourrait attendre.

I.1.3.a Etude de la matrice de corrélation

Cette étude statistique nous a permis d'établir la matrice de corrélation suivante :

R	*MIN	*PH	*CA	*MG	*NA	*K	*HCO3	*SO4	*CL	*SiO2	*H2S	*
+1.00	-0.93	+0.47	-0.73	-0.79	-0.89	-0.29	-0.79	-0.83	-0.80	-0.60	-0.67	R
	+1.00	-0.51	+0.80	+0.82	+0.96	+0.34	+0.84	+0.91	+0.82	+0.59	+0.71	MIN
		+1.00	-0.52	-0.34	-0.48	+0.01	-0.42	-0.54	-0.35	-0.47	-0.33	PH
			+1.00	+0.54	+0.72	+0.34	+0.61	+0.88	+0.67	+0.68	+0.59	Ca
				+1.00	+0.79	+0.29	+0.77	+0.71	+0.67	+0.44	+0.64	Mg
					+1.00	+0.36	+0.82	+0.89	+0.84	+0.51	+0.65	Na
						+1.00	+0.25	+0.41	+0.25	+0.16	+0.22	K
							+1.00	+0.70	+0.66	+0.46	+0.55	HCO ₃
								+1.00	+0.73	+0.63	+0.68	SO ₄
									+1.00	+0.43	+0.48	Cl ⁻
										+1.00	+0.42	SiO ₂
											+1.00	H ₂ S

Nous pouvons y observer :

- une très bonne relation entre résistivité et minéralisation totale (ou résidu sec), ce qui est évidemment fort logique,

- de très bonnes corrélations positives entre le résidu sec et les différents éléments sauf K⁺. Cela signifie que :

. l'augmentation de la minéralisation totale de l'eau est liée à l'augmentation de chacun de ses éléments;

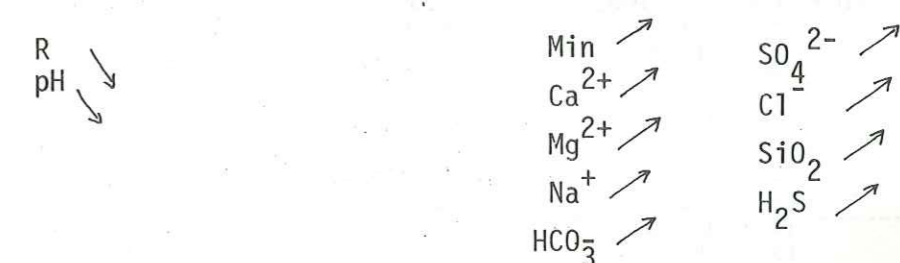
. la représentativité de la valeur de la teneur en K n'est pas très bonne lorsque cet ion est dosé en petite quantité, ce qui est le cas ici;

- les corrélations négatives entre les augmentations des teneurs des différents ions et le pH. Il semble que le pH soit d'autant plus faible que l'eau est fortement minéralisée;

- les corrélations entre les divers éléments constitutifs de la minéralisation permettent de déterminer les principales associations minérales suivantes : CaSO₄ - MgSO₄ - CaCO₃ - (Ca Mg) CO₃ - Na Cl

Les eaux se minéralisent donc dans un environnement calcaire, gypseux, dolomitique et salifère qui permet de penser que l'acquisition de cette minéralisation se fait au contact des terrains triasiques et liasiques.

En conclusion, les variations simultanées des paramètres sont les suivantes :



REPRESENTATION GRAPHIQUE
 AXE HORIZ= 1 VP= 7.864575709687 PART= 0.6553513091342
 AXE VERTI= 2 VP= 1.07698249727 PART= 0.077385414E-02
 PART DU PLAN= 7451298505725
 DIMENSION DU DESSIN= 12.2 ECARTS-TYPES(OU UNITES)
 ECART-TYPE(OU UNITE)*****
 1 ^ 2 ^ 3 ^ 4 ^ 5 ^ 6 ^ 7 ^ 8 ^ 9 ^ 10 ^ 11 ^ 12 ^ 13 ^ 14 ^ 15 ^ 16 ^ 17 ^ 18 ^ 19 ^ 20 ^ 21 ^

```

*** 1
*** 2
*** 3
*** 4
*** 5
*** 6
*** 7
*** 8
*** 9
***10
***11
***12
***13
***14
***15
***16
***17
***18
***19
***20
***21
***22
***23
***24
***25
***26
***27
***28
***29
***30
***31
***32
***33
***34
***35
***36
***37
***38
***39
***40
***41
***42
***43
***44
***45
***46
***47
***48
***49
***50
***51
***52
***53
***54
***55
***56
***57
***58
***59
***60
***61
***62
***63
    
```

VALEURS MULTIPLES ET EXTREMES

LIGNE	COL (=SCAR.)	NOMS
27	7	TH*77
27	8	TH*81
27	6	TH*88
29	9	TH*56
31	12	TH*48
31	13	TH*76
32	12	TH*29
33	9	TH*93
34	14	TH*17
34	14	TH*25
34	13	TH*61
		TH*74
		TH*27
		TH*69
		TH*28
		TH*8
		TH*53
		TH*14
		TH*93
		TH*10
		MULT
		TH*11

I.1.3.b. Analyse en composantes principales

Elle a pour but de rechercher quels sont les paramètres les plus représentatifs de l'ensemble des variations de tous les différents paramètres.

Ayant caractérisé, dans la matrice de corrélation, les eaux d'Allevard par 12 variables, nous avons défini douze facteurs discriminants.

Nous donnons ci-dessous les valeurs des coefficients pour chaque variable sur les facteurs les plus représentatifs, F1 et F2.

NQ= 1 VALEUR PROPRE= 7.864 PART EXPLIQUEE= 0.655 CUMUL=0.655
 *R *MIN *PH *CA *MG *NA *K *HCO3 *SO4 *CL *SIO2 *
 -0.336+0.349-0.202+0.302+0.296+0.337+0.132+0.299+0.334+0.294+0.262 AXE
 -0.944+0.980-0.568+0.846+0.830+0.946+0.371+0.839+0.937+0.824+0.662+0.736 COS(V,
 +0.891+0.962+0.323+0.717+0.689+0.896+0.138+0.704+0.879+0.680+0.439+0.542 COS 2

NQ= 2 VALEUR PROPRE= 1.076 PART EXPLIQUEE= 0.089 CUMUL=0.745
 *R *MIN *PH *CA *MG *NA *K *HCO3 *SO4 *CL *SIO2 *
 -0.023+0.036+0.593-0.128+0.165+0.099+0.672+0.052-0.005+0.085-0.358+0.047 AXE
 -0.024+0.038+0.615-0.133+0.171+0.103+0.697+0.054-0.006+0.088-0.372+0.049 COS(V,
 +0.000+0.001+0.378+0.017+0.029+0.010+0.486+0.002+0.000+0.007+0.138+0.002 COS 2

	F1 65 % des varia- tions y sont re- présentées	F2 8,9 % des varia- tions y sont re- présentées
R	- 0,036	SiO ₂ - 0,358
pH	- 0,202	Ca - 0,128
SiO ₂	+ 0,236	SO ₄ - 0,005
H ₂ S	+ 0,262	Min + 0,036
Cl	+ 0,294	H ₂ S + 0,047
Mg	+ 0,296	HCO ₃ + 0,052
HCO ₃	+ 0,299	Cl + 0,085
Ca	+ 0,302	Na + 0,099
SO ₄	+ 0,334	Mg + 0,165
Na	+ 0,337	pH + 0,593
Min	+ 0,349	K + 0,672

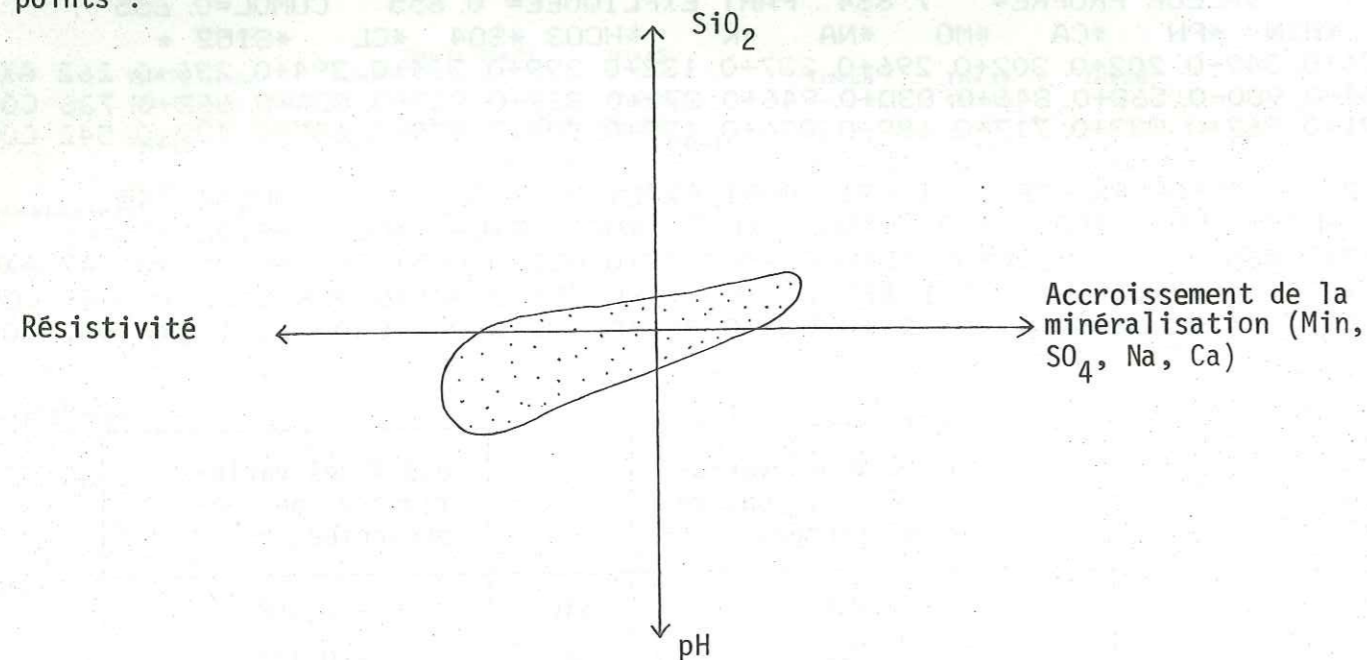
- Selon l'axe F1, la résistivité R est corrélée négativement avec la minéralisation.

- Selon l'axe F2, la teneur en silice est corrélée négativement avec la valeur du pH (car nous estimons que la teneur en K n'est pas représentative).

Nous avons représenté graphiquement les diverses analyses dans le plan défini par les axes F1 et F2 dans lequel 74,5 % des variations de la source sont visualisées.

On remarque (planche 68) que l'ensemble des mesures se disperse selon une direction oblique par rapport aux deux axes.

Nous pouvons ainsi schématiser la variance du nuage de points :



Il apparaît que les eaux les plus minéralisées ont une forte teneur en silice, un faible pH et une résistivité peu élevée alors que les échantillons moins minéralisés présentent les caractéristiques inverses.

Cela revient à dire que, dans l'étude de tout prélèvement de la source d'Allevard, les quatre paramètres à prendre en compte en premier lieu pour déterminer sa place dans le domaine de variation sont :

- . Résidu sec
- . Résistivité
- . pH
- . teneur en silice

Il ne faudrait pas cependant négliger la température, paramètre certainement très important, et non pris en compte pour les raisons que l'on sait. L'importance de la température sera mise en évidence lors de l'étude des essais de pompage.

I.2. LA SOURCE RIVE DROITE

I.2.1. Origine des analyses

De même que pour la source thermale, des analyses de la source rive droite ont été effectuées lors des deux campagnes d'étude liées au percement de la galerie Arc-Isère:

- . 5 en 1956-1958 par l'Institut de Recherches Hydrologiques de Nancy.
- . 12 en 1972-1977 par l'Institut Pasteur de Lyon

Ces 17 analyses nous ont été communiquées par E.D.F. Nous les présentons en annexe 7.

I.2.2. Etude du domaine de variation

Au vu des 17 analyses, on remarque une très grande variabilité des divers paramètres physico-chimiques.

Comme pour la source thermale, nous nous sommes refusé à donner une composition chimique moyenne, préférant établir le domaine de variation (planche 69) ainsi que le pourcentage de variation maximal :

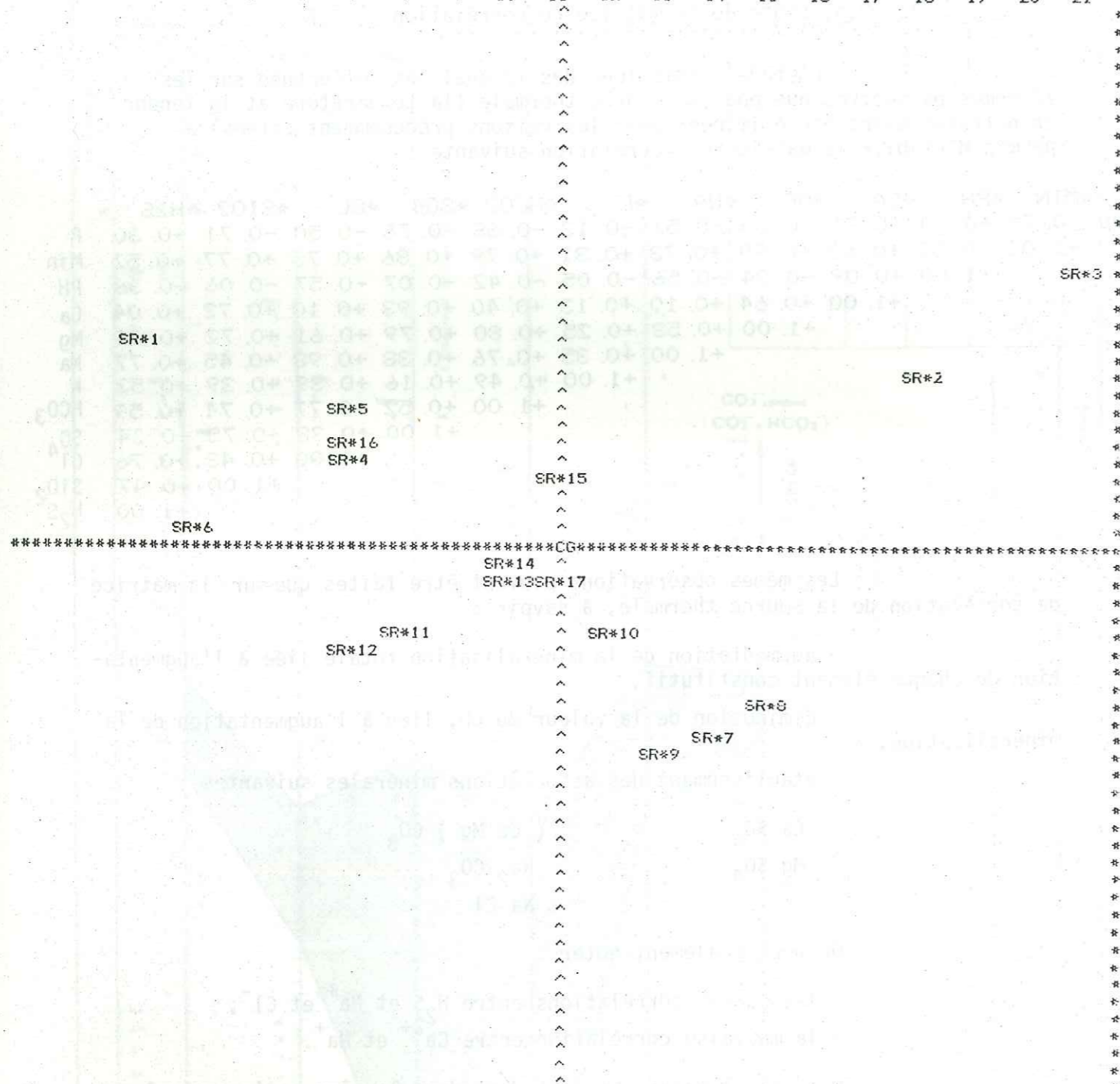
	Valeur minimale	Valeur maximale	% de variation
t° en °C	9	10,5	16,7
R en Ω .cm (à 18°C)	690	1985	65,2
pH	7,2	7,65	5,9
résidu sec en mg/l (à 110°C)	430	906	52,5
Ca ²⁺	84	156,4	46,3
Mg ²⁺	17,5	38	53,9
Na ⁺	3,9	99	96,1
K ⁺	1	3,2	68,6
HCO ₃ ⁻	152	238	36,1
SO ₄ ²⁻	147	380	61,3
Cl ⁻	4,6	107	95,7
NO ₃ ²⁻	1	3,2	65
SiO ₂	5	11	54,5
H ₂ S	0	3,5	100

On remarque, ici aussi, que les plus grosses variations intéressent les ions Na⁺ et Cl⁻, ainsi qu'H₂S, alors que les ions Ca²⁺, Mg²⁺, HCO₃⁻, SO₄²⁻ sont ceux qui varient le moins.

REPRESENTATION GRAPHIQUE

AXE HORIZ= 1 VP= 6.927030733576 PART= .5772525610746
 AXE VERTI= 2 VP= 2.324504047543 PART= .1937086706095

PART DU PLAN= .7709612316841
 DIMENSION DU DESSIN= 11.4 ECARTS-TYPES(OU UNITES)
 ECART-TYPE(OU UNITE)=*****
 1 ^ 2 ^ 3 ^ 4 ^ 5 ^ 6 ^ 7 ^ 8 ^ 9 ^ 10 ^ 11 ^ 12 ^ 13 ^ 14 ^ 15 ^ 16 ^ 17 ^ 18 ^ 19 ^ 20 ^ 21 ^



*** 1
 *** 2
 *** 3
 *** 4
 *** 5
 *** 6
 *** 7
 *** 8
 *** 9
 ***10
 ***11
 ***12
 ***13
 ***14
 ***15
 SR#3 ***16
 ***17
 ***18
 ***19
 ***20
 ***21
 ***22
 ***23
 ***24
 ***25
 ***26
 ***27
 ***28
 ***29
 ***30
 ***31
 ***32
 SR#14 ***33
 SR#13SR#17 ***34
 ***35
 ***36
 ***37
 ***38
 ***39
 ***40
 ***41
 ***42
 ***43
 ***44
 ***45
 ***46
 ***47
 ***48
 ***49
 ***50
 ***51
 ***52
 ***53
 ***54
 ***55
 ***56
 ***57
 ***58
 ***59
 ***60
 ***61
 ***62
 ***63

VALEURS MULTIPLES ET EXTREMES
 LIGNE COL(=SCAR.) NOMS

NO= 1 VALEUR PROPRE= 6.927 PART EXPLIQUEE= 0.577 CUMUL=0.577
 *R *MIN *PH *CA *MG *NA *K *HCO3 *SO4 *CL *SI02 *H2S
 -0.313+0.365-0.157+0.237+0.336+0.302+0.164+0.339+0.300+0.305+0.312+0.243 AXE
 -0.825+0.960-0.414+0.625+0.884+0.796+0.433+0.893+0.789+0.804+0.822+0.639 COS(V,
 +0.680+0.923+0.171+0.391+0.783+0.633+0.187+0.798+0.623+0.647+0.676+0.409 COS Z

NO= 2 VALEUR PROPRE= 2.324 PART EXPLIQUEE= 0.193 CUMUL=0.770
 *R *MIN *PH *CA *MG *NA *K *HCO3 *SO4 *CL *SI02 *H2S
 -0.205+0.079+0.354+0.483+0.129-0.344-0.179-0.111+0.349-0.347+0.203-0.357 AXE
 -0.313+0.121+0.540+0.737+0.197-0.525-0.274-0.169+0.532-0.530+0.310-0.544 COS(V,
 +0.098+0.014+0.291+0.543+0.038+0.275+0.075+0.028+0.283+0.281+0.096+0.296 COS Z

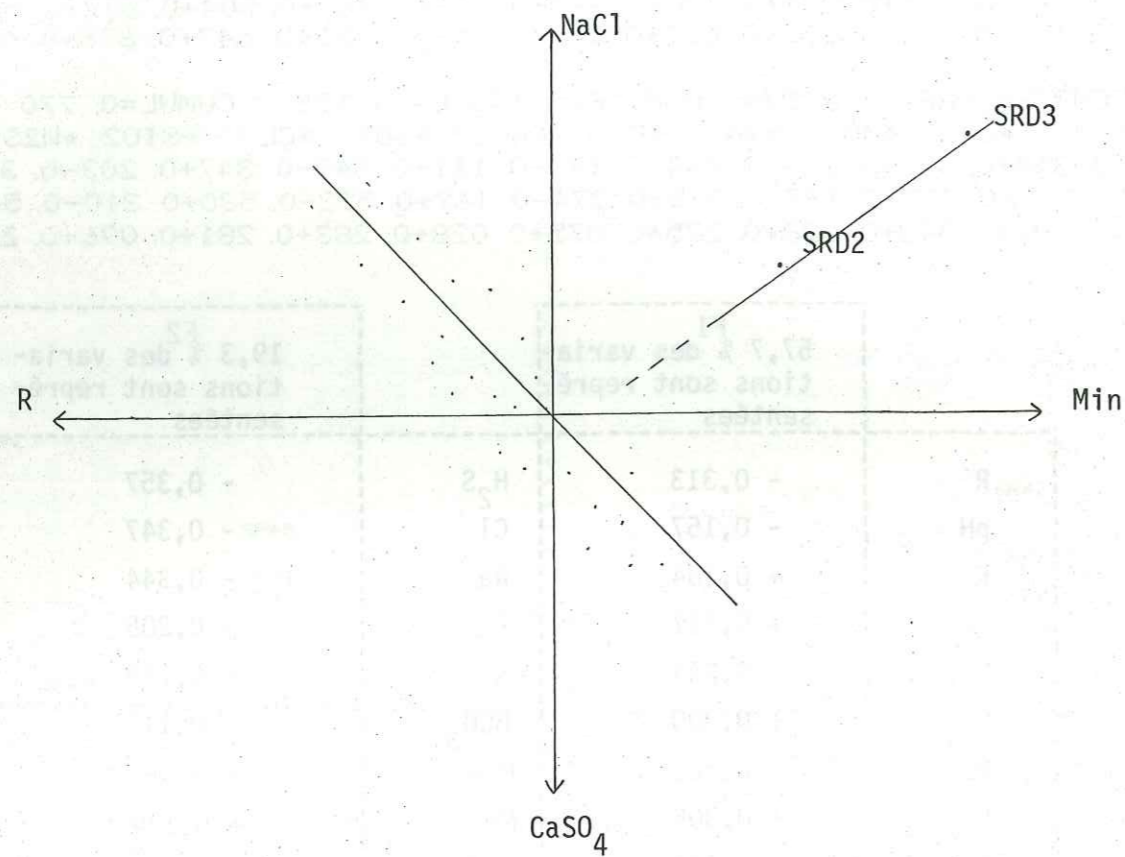
	F1 57,7 % des varia- tions sont repré- sentées	F2 19,3 % des varia- tions sont repré- sentées
R	- 0,313	H ₂ S - 0,357
pH	- 0,157	Cl - 0,347
K	+ 0,164	Na - 0,344
Ca	+ 0,237	R - 0,205
H ₂ S	+ 0,243	K - 0,179
SO ₄	+ 0,300	HCO ₃ - 0,111
Na	+ 0,302	Min + 0,079
Cl	+ 0,305	Mg + 0,129
SiO ₂	+ 0,312	SiO ₂ + 0,203
Mg	+ 0,336	SO ₄ + 0,349
HCO ₃	+ 0,339	pH + 0,354
Min	+ 0,365	Ca + 0,483

- Selon l'axe F1, la résistivité est évidemment corrélée négativement avec la minéralisation.
 - Selon l'axe F2, la teneur en Ca SO₄ est corrélée négativement avec la teneur en Na Cl.

Le plan défini par les axes F1 et F2 (planche 70), dans lequel 77 % des variations de la source sont représentées, laisse apparaître :

- un nuage de points évoluant des eaux résistantes peu minéralisées en sulfate de calcium vers des eaux plus conductrices et plus sulfatées calciques.
- deux points (SRD2et SRD3) permettent de tracer une droite d'évolution d'eaux minéralisées et chlorurées sodiques vers des eaux plus résistantes et moins salées.

PLANCHE 70 : ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES DE LA " SOURCE RIVE DROITE "



Il est à noter que les deux points SRD2 et SRD3 représentent deux prélèvements effectués en rive droite avant pompage dans le puits thermal de la rive gauche, alors que le nuage de points correspond aux prélèvements effectués après un certain temps de pompage dans le puits thermal.

Le type d'eau prélevée et le sens de variation des eaux de la source rive droite sont donc différents selon que l'on pompe ou non dans le puits de l'Etablissement thermal.

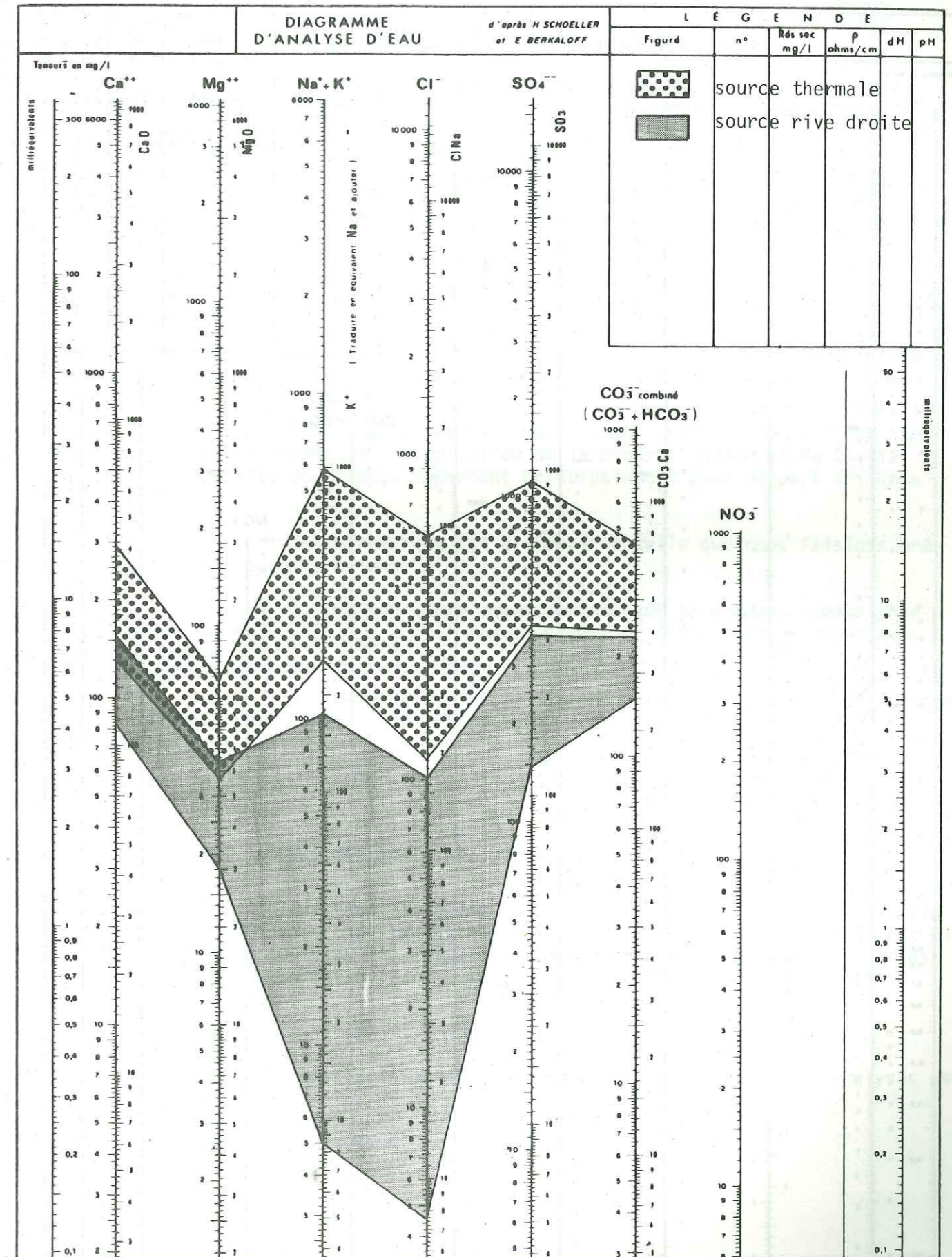
1.2.4. Relations entre la source thermique et la source rive droite

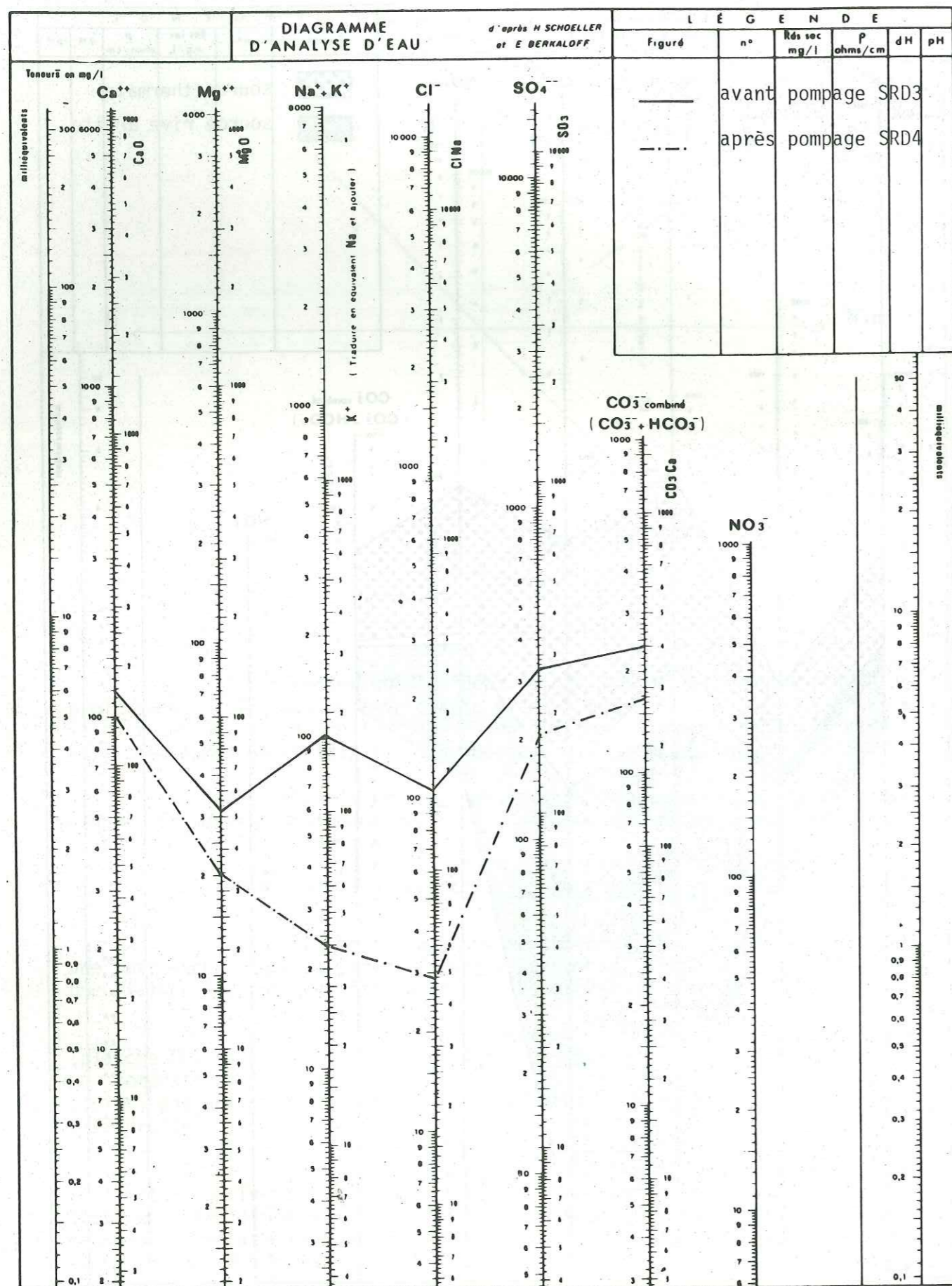
Les faits que nous venons d'exposer sous-entendent donc une influence du pompage thermal sur le régime de la source rive droite, donc une liaison hydraulique directe entre rive droite et rive gauche.

D'autre part, la comparaison des deux domaines de variation (planche 71) laisse apparaître que les deux sources, dont la composition chimique comporte principalement des bicarbonates, des sulfates et du chlorure de sodium, ont une minéralisation semblable, quoique plus diluée pour la source rive droite.

Le seul chevauchement entre les deux domaines de variation s'effectue au niveau du calcium, ce qui laisse supposer que l'origine de ces ions peut être différente. On ne manquera pas de juxtaposer ce résultat à la mauvaise corrélation entre Ca^{2+} et Na^+ dans la matrice de la source rive droite, et au facteur discriminant F2 de cette même source opposant $NaCl$ et $CaSO_4$.

PLANCHE 71 : COMPARAISON ENTRE LES DOMAINES DE VARIATION DE LA SOURCE D'ALLEVARD ET DE LA "SOURCE RIVE DROITE"





Nous sommes ainsi amené à penser que ces deux sources proviennent d'un même filon, et que la source rive droite correspond à une branche plus diluée de la source de l'Etablissement thermal.

La liaison entre les deux sources étant ainsi démontrée, il est possible de prouver l'influence directe du pompage en rive gauche sur la minéralisation de la source rive droite.

En effet, le 18.03.1957, deux analyses chimiques de cette source ont été effectuées, l'une avant pompage dans le puits thermal (SRD3), l'autre après pompage (SRD4). Les résultats obtenus sont visualisés sur diagramme SCHOELLER-BERKALOFF (planche 72).

Deux faits sont à remarquer :

- la chute de la température après pompage, ce qui conforte l'importance que nous accordons à ce paramètre dont nous n'avons hélas pas pu tenir compte lors de l'analyse statistique;

- la baisse très nette de la minéralisation est principalement accentuée pour les ions Na^+ et Cl^- . Cela revient à dire que le filon thermal participe entièrement à l'acquisition de la minéralisation en NaCl , la deuxième composante du mélange apportant principalement pour sa part des ions Ca^{2+} et SO_4^{2-} .

Cette remarque est à ajouter à celle que nous faisons précédemment sur l'apport en ions Ca^{2+} .

Il apparaît donc comme certain que le pompage ramène vers la rive gauche une partie de l'eau thermique qui, en temps normal, migre vers la rive droite.

La question de la liaison entre ces deux sources nous semble donc, malgré l'avis contraire d'autres auteurs précédents, définitivement et positivement réglée.

I.3. LE BREDA

I.3.1. Origine des analyses

Toujours dans le cadre de la surveillance de la source thermique à l'occasion du percement de la galerie Arc-Isère, 12 prélèvements du torrent Le Bréda réalisés au droit de l'Etablissement thermal, ont été analysés par l'Institut Pasteur de Lyon entre 1973 et 1977. Les résultats figurent en annexe 8.

I.3.2. Minéralisation moyenne

La minéralisation moyenne obtenue à partir de ces 12 analyses est la suivante :

	MOYENNE	ECART-TYPE
R	2149.45454	1068.0746
MIN	516.63636	238.4350
PH	7.85000	0.1024
CA	118.85454	58.9656
MG	14.15454	5.3854
NA	3.24545	1.3389
K	1.01818	0.5758
HCO ₃	78.14545	24.6913
SO ₄	281.18181	144.5315
CL	3.05454	1.4678
SiO ₂	5.90909	1.2903

Cette minéralisation est faible, et prépondérante pour les ions Ca²⁺, Mg²⁺, HCO₃²⁻, SO₄²⁻.

Remarquons que les variations les plus faibles de la source thermale et de la source rive droite intéressaient ces mêmes ions.

I.3.3. Géochimie statistique du Bréda

L'analyse statistique a permis d'établir la matrice de corrélation suivante :

R	*MIN	*PH	*CA	*MG	*NA	*K	*HCO ₃	*SO ₄	*CL	*SiO ₂	*
+1.00	-0.86	-0.63	-0.86	-0.88	-0.59	-0.10	-0.80	-0.85	-0.47	-0.73	R
	+1.00	+0.51	+0.99	+0.99	+0.74	-0.00	+0.90	+0.99	+0.33	+0.65	MIN
		+1.00	+0.49	+0.58	+0.55	+0.41	+0.53	+0.48	+0.29	+0.59	PH
			+1.00	+0.97	+0.74	+0.01	+0.93	+0.99	+0.29	+0.61	CA
				+1.00	+0.73	+0.02	+0.91	+0.97	+0.37	+0.71	Mg
					+1.00	-0.02	+0.56	+0.77	+0.04	+0.33	Na
						+1.00	+0.03	-0.01	+0.26	-0.14	K
							+1.00	+0.89	+0.25	+0.64	HCO ₃
								+1.00	+0.27	+0.59	SO ₄
									+1.00	+0.59	Cl ⁴
										+1.00	SiO ₂

Les trois bonnes corrélations de Ca et Mg avec HCO₃ et SO₄ confirment que la minéralisation est principalement formée par Ca SO₄

Mg SO₄
Ca CO₃
(Ca Mg) CO₃

Il est remarquable d'observer que la principale source de minéralisation est le Trias, alors que le Bréda ne traverse celui-ci que sur quelques dizaines de mètres.

Une nouvelle fois, les corrélations avec l'ion K⁺ sont mauvaises, ce qui confirme notre opinion en la matière, à savoir que les enseignements que l'on peut tirer de cet élément ne sont pas fiables.

II- RELATIONS AVEC LE BREDA

Les divers auteurs ayant traité de la source d'Allevard ont tous cherché à déterminer d'éventuelles relations entre le Bréda ou sa nappe alluviale et le puits thermominéral.

Pour notre part, nous avons utilisé les mesures réalisées en 1956-1958. Notre opinion est la suivante.

II.1. SENS DE LA CHARGE HYDROSTATIQUE

Les caractéristiques (perméabilité, profondeur, largeur moyenne ≈ 20m) de la nappe d'accompagnement du Bréda sont mal connues au droit de la source, bien que l'équilibre hydrostatique entre le torrent et la source soit certainement assuré par cette nappe.

En temps normal, c'est à dire en période d'hydraulicité moyenne ou faible, et quand il n'y a pas de pompage, le niveau du puits est plus élevé que celui de la rivière (donné par une échelle limnimétrique) de 1,5 m environ.

La plupart du temps, la nappe alluviale alimente donc la rivière. Les communications avec le puits, si elles existent, ne peuvent alors se faire que par quelques dizaines de mètres à l'amont.

En période de très hautes eaux, ou quand le pompage dans le puits thermal provoque un fort rabattement, on assiste à une inversion du gradient hydraulique. Le Bréda alimente alors ses alluvions et rien n'empêche les eaux de la nappe alluviale de s'infiltrer directement dans le puits thermal.

II.2. INFLUENCE DU NIVEAU DU BREDA SUR LE NIVEAU STATIQUE DU PUIS Thermal

Il était intéressant d'étudier les relations entre le niveau statique du puits en période hors pompage et le niveau du Bréda. Cela a été réalisé par E.D.F. qui a mesuré pendant toute l'année 1957 le niveau du puits, chaque matin avant le début du pompage, ainsi que le niveau du Bréda.

Une partie du graphique obtenu à partir des relevés quotidiens est donné planche 74 fig. a et montre que les variations des deux niveaux sont incontestablement similaires.

Ces variations peuvent être corrélées par une fonction linéaire : ainsi les variations du niveau statique du puits seraient de l'ordre de 65 % de celles du Bréda (planche 74 fig. b).

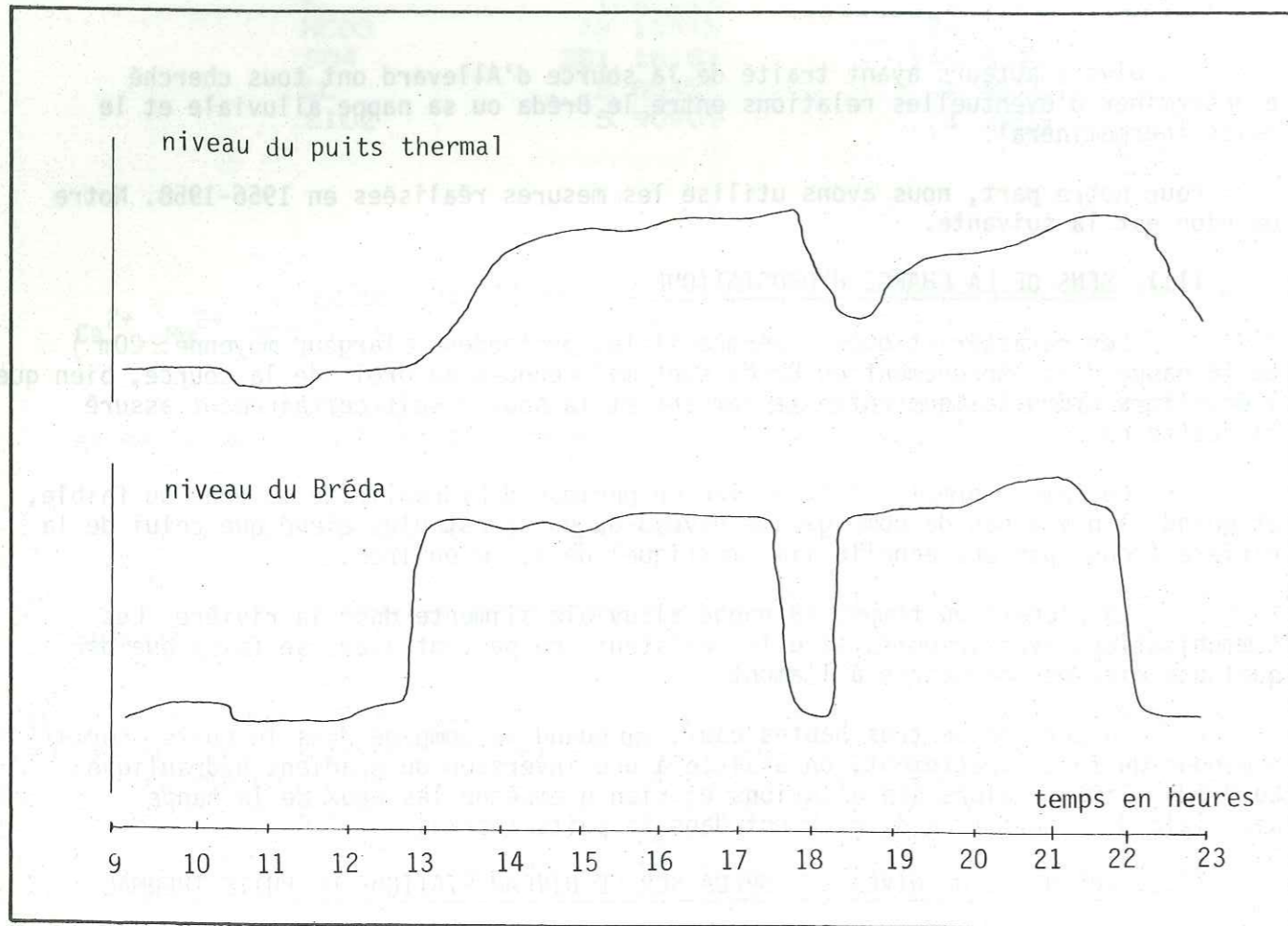
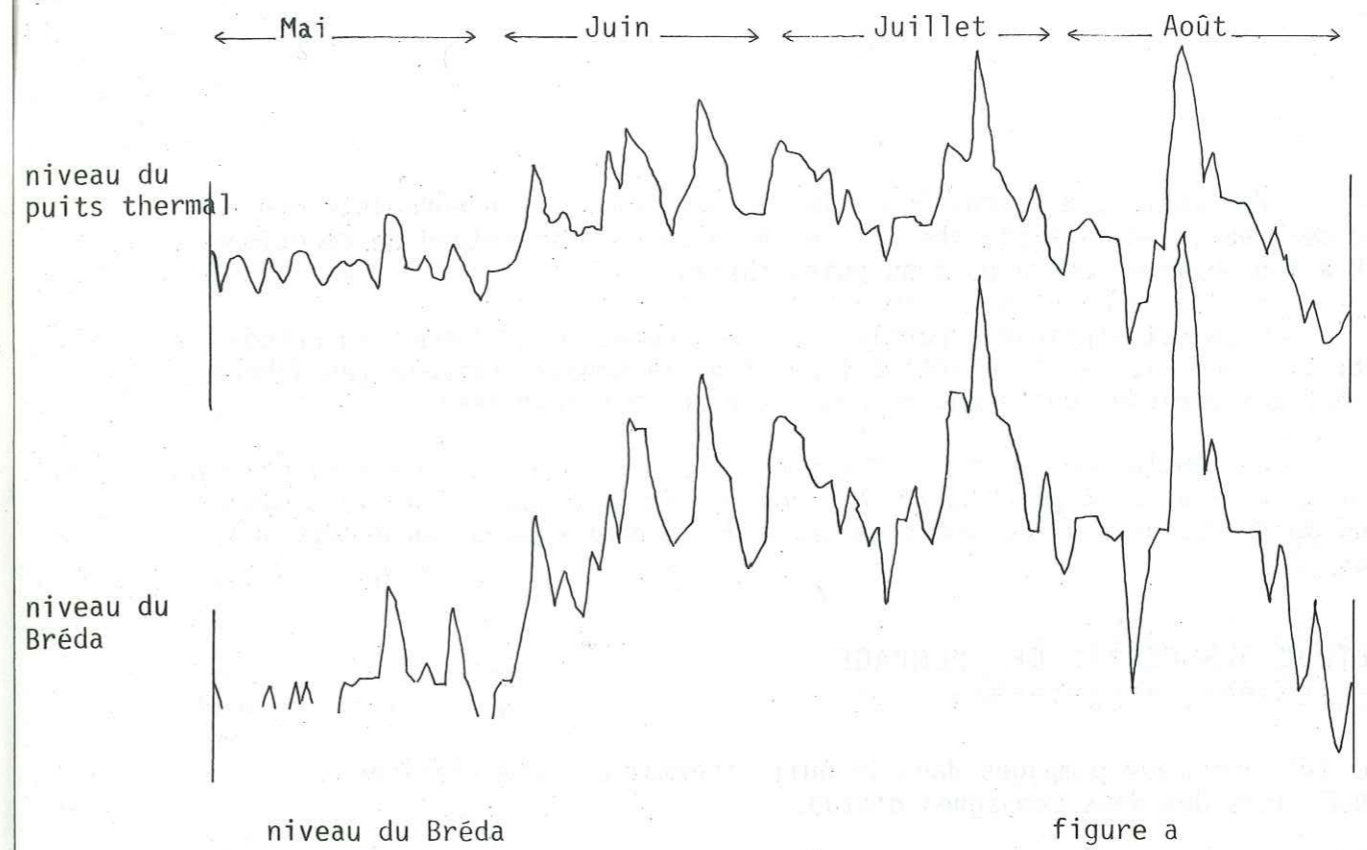


PLANCHE 73 : INFLUENCE DU BREDA SUR LE NIVEAU STATIQUE DU PUITTS THERMAL. (observations du 24/4/1956)



niveau du Bréda

figure a

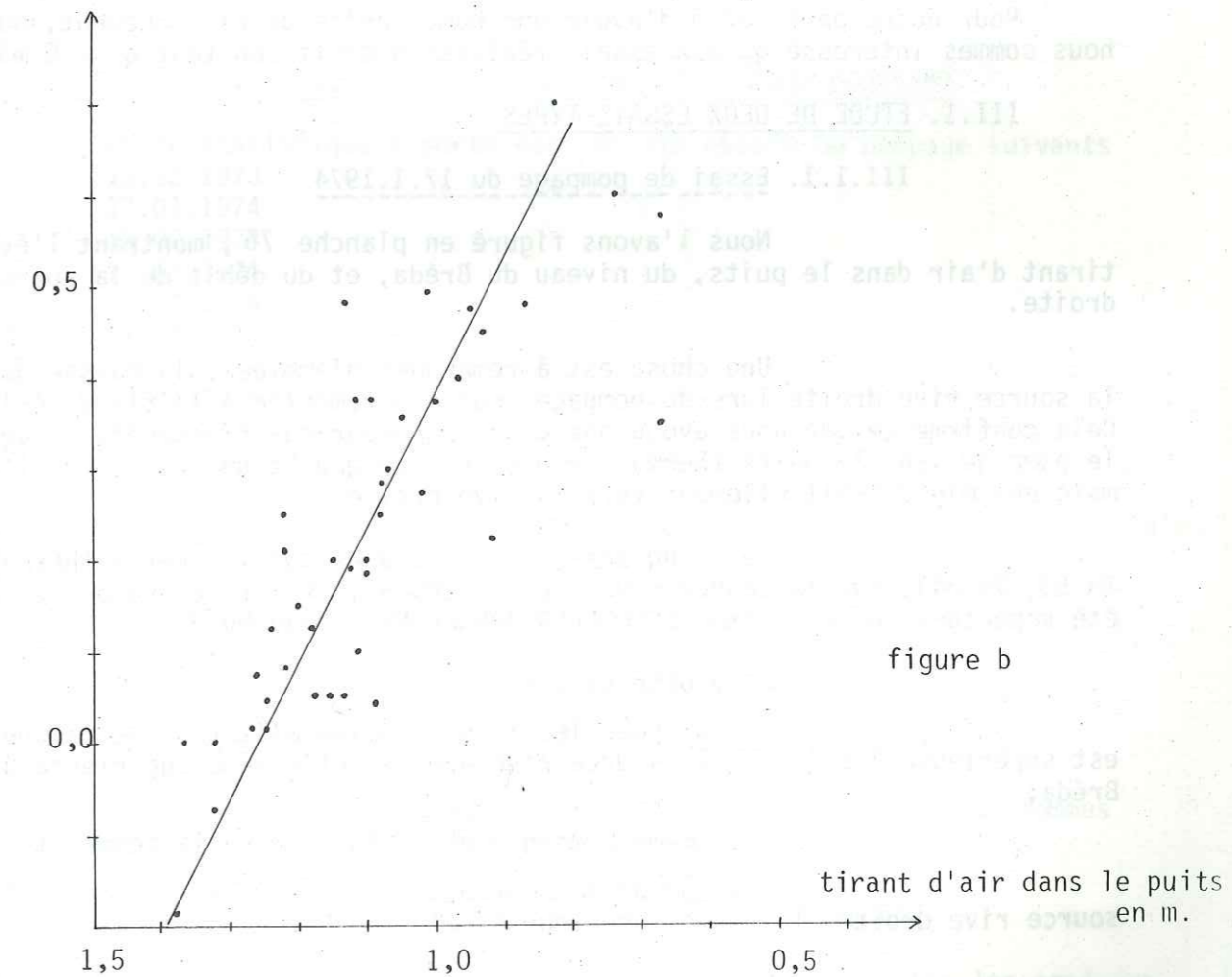


figure b

PLANCHE 74 : CORRELATION ETABLIE ENTRE LES NIVEAUX DU PUITTS THERMAL ET DU BREDA D'APRES DES RELEVES QUOTIDIENS EN 1957 (le matin, avant reprise du pompage)

Par contre, à l'échelle de la journée, et avec un enregistrement continu des deux niveaux (planche 73), on note un certain retard de réaction (1/2 h à 1 h environ) de la part du puits thermal.

Ceci est explicable par le fait que, comme nous l'avons vu précédemment, les communications se font à l'amont de la source thermique (en dehors évidemment des périodes où la charge hydrostatique est inversée).

En conclusion, on peut affirmer qu'il y a en permanence relation entre les deux aquifères, soit par l'amont lorsque le niveau du puits est au-dessus de celui du Bréda, soit directement au droit de la source dans les conditions inverses.

III - ETUDE DES ESSAIS DE POMPAGE

=====

De très nombreux pompages dans le puits thermal ont été réalisés par E.D.F. lors des deux campagnes d'étude.

Pour notre part, afin d'avoir une homogénéité de raisonnement, nous ne nous sommes intéressés qu'aux essais réalisés à débit constant $Q \approx 6 \text{ m}^3/\text{h}$

III.1. ETUDE DE DEUX ESSAIS-TYPES

III.1.1. Essai de pompage du 17.1.1974

Nous l'avons figuré en planche 75, montrant l'évolution du tirant d'air dans le puits, du niveau du Bréda, et du débit de la source rive droite.

Une chose est à remarquer d'emblée : la baisse du débit de la source rive droite lors du pompage, puis sa remontée à la fin de celui-ci. Cela confirme ce que nous évoquions dans un paragraphe précédent, à savoir que le pompage dans le puits thermal ramène en rive gauche une partie de l'eau thermique qui migre habituellement vers la rive droite.

Les cinq analyses effectuées sur la source thermique (TH 52, TH 53, TH 54), sur la source rive droite (SRD 9), et sur le Bréda (BR 4) ont été reportées sur diagramme SCHOELLER-BERKALOFF (planche 76).

On y observe que :

- pour tous les ions, la minéralisation de la source thermique est supérieure à celle de la source rive droite, elle-même supérieure à celle du Bréda;

- la même remarque est valable pour la température;

- le pH de la source thermique est inférieur à celui de la source rive droite, lui-même inférieur à celui du Bréda.

La source rive droite semble donc être un intermédiaire entre la source thermique et le Bréda.

Pour ce qui est des trois analyses de la source thermique, on doit remarquer la baisse de la minéralisation et l'augmentation du pH entre le deuxième prélèvement (TH 53) et le troisième (TH 54). On pourrait conclure à une baisse de la minéralisation et une augmentation du pH en fonction du rabattement, donc à un mélange avec une eau moins minéralisée à pH basique, si les valeurs du premier prélèvement (TH 52) ne venaient contredire ces conclusions.

III.1.2. Essai de pompage du 15.4.1975

Nous avons représenté la courbe obtenue planche 77, et les cinq analyses effectuées (TH 75, TH 76, TH 77, SRD 15, BR 10) sur diagramme SCHOELLER-BERKALOFF (planche 78).

Les mêmes observations que pour le précédent exemple sont valables, y compris pour la température, avec cependant une différence : la teneur plus grande en ions Ca^{2+} et SO_4^{2-} dans le Bréda que dans la source rive droite.

Pour expliquer cette "anomalie", nous devons certainement faire appel à une troisième composante.

III.2. ETUDE STATISTIQUE DES ESSAIS DE POMPAGE A DEBIT CONSTANT

L'étude statistique a porté sur les dix essais de pompage suivants réalisés les :

18.12.1973
17.01.1974
19.02.1974
19.03.1974
16.04.1974
25.11.1974
17.12.1974
15.04.1975
16.12.1975
3.11.1977

qui comportaient chacun au moins trois analyses de la source thermique.

Les 12 variables que nous avons introduites lors de l'étude statistique de la minéralisation de la source d'Allevard ont été conservées, et nous y avons ajouté deux autres paramètres :

- le tirant d'air dans le puits thermal (H);
- la température de l'eau (T).

Les autres variables ayant déjà été étudiées, nous ne nous sommes intéressés qu'aux corrélations relatives à ces deux paramètres.

III.2.1. Matrice de corrélation de toutes les mesures

Dans un premier temps, nous avons traité toutes les analyses ensemble, quel que soit le moment du pompage auquel a été effectué le prélèvement.

PLANCHE 75 : ESSAI DE POMPAGE DU 17/1/1974

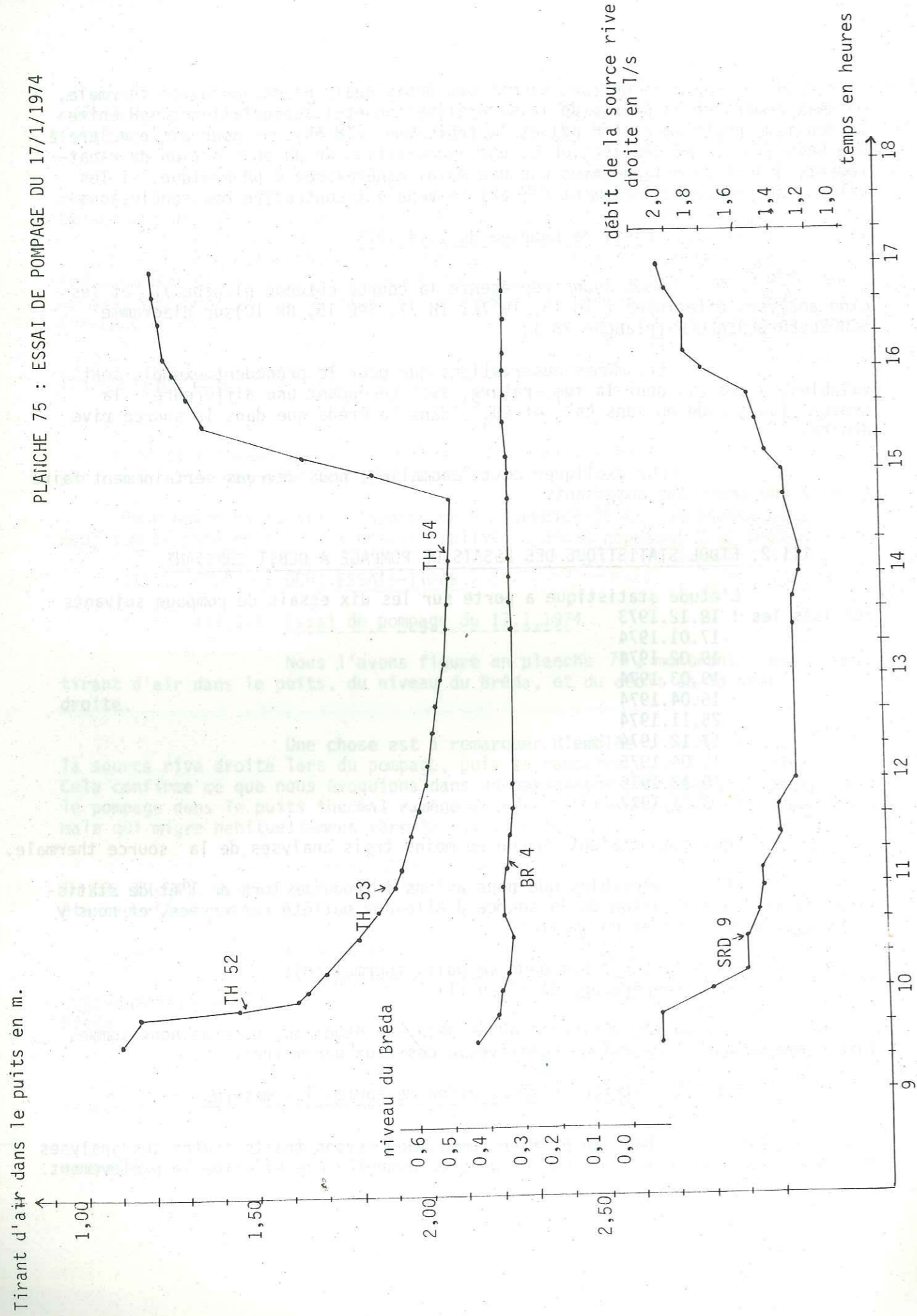
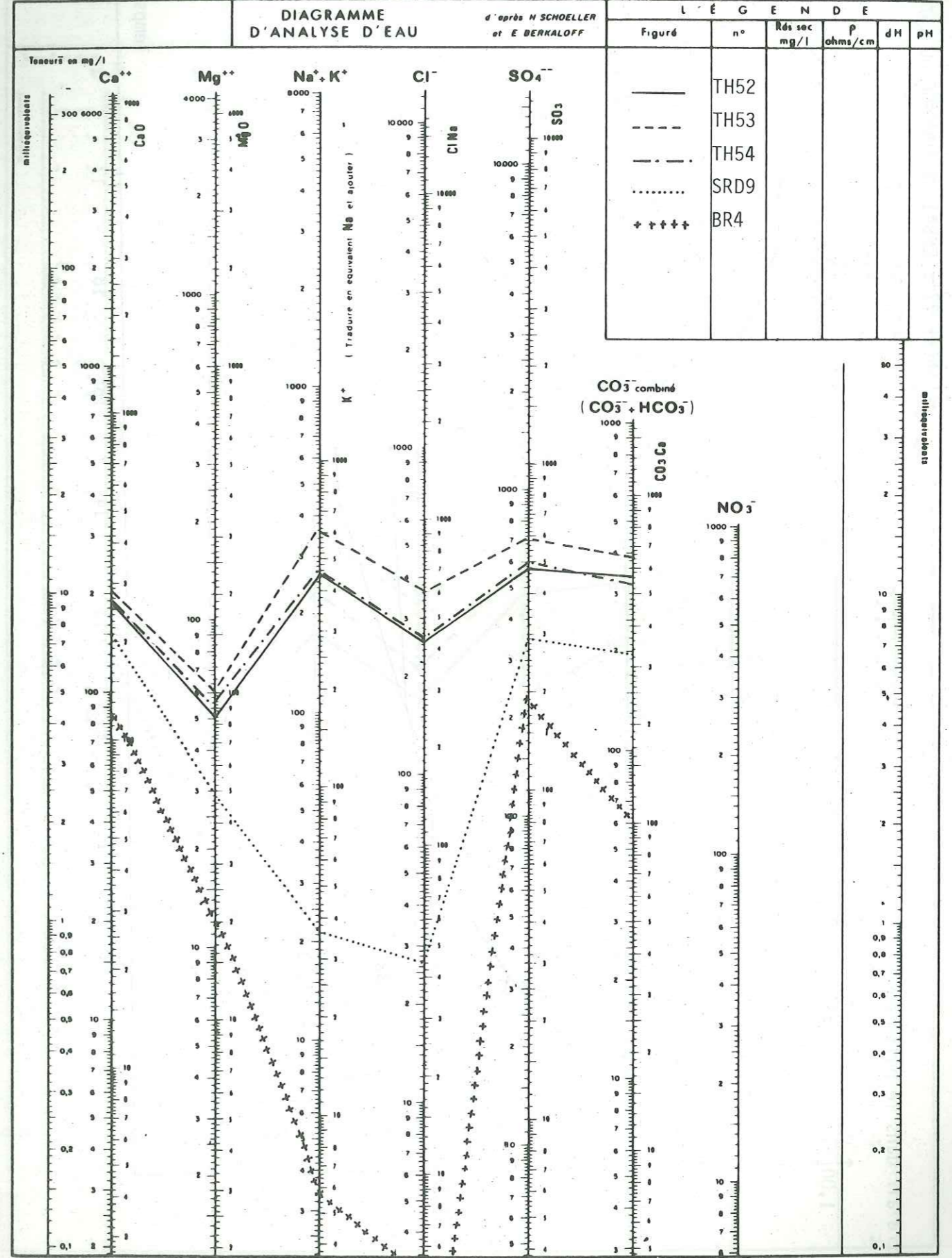
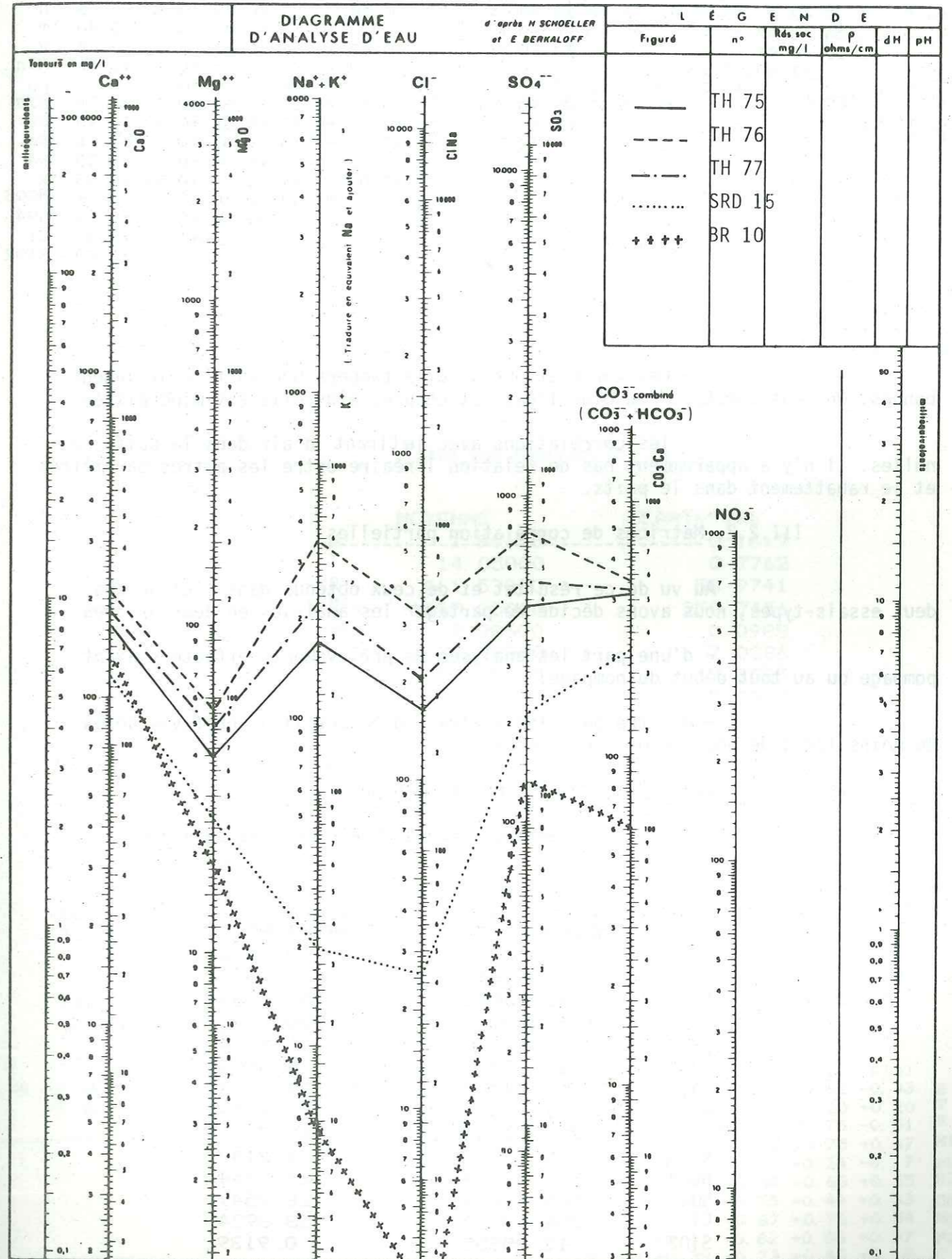
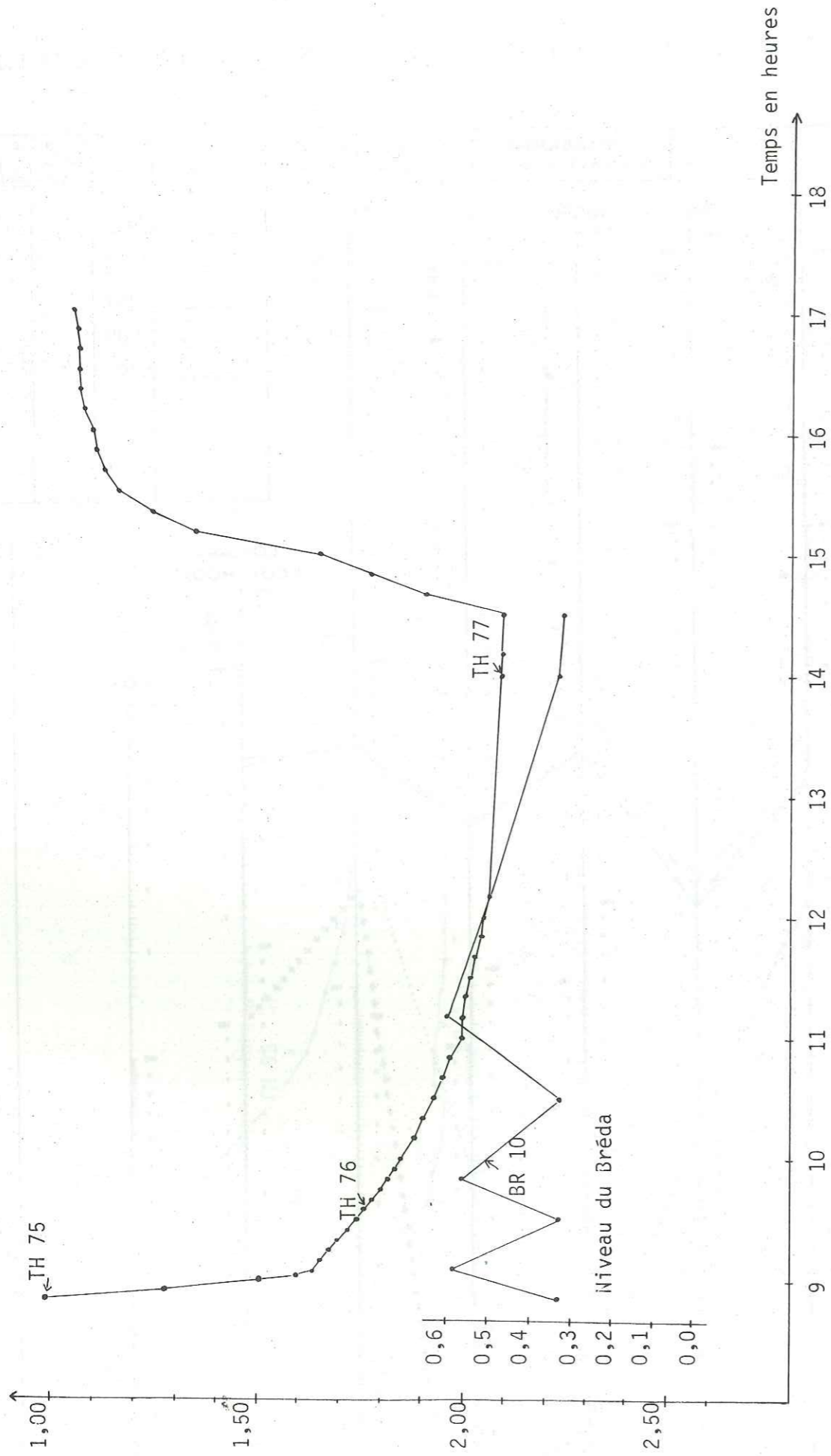
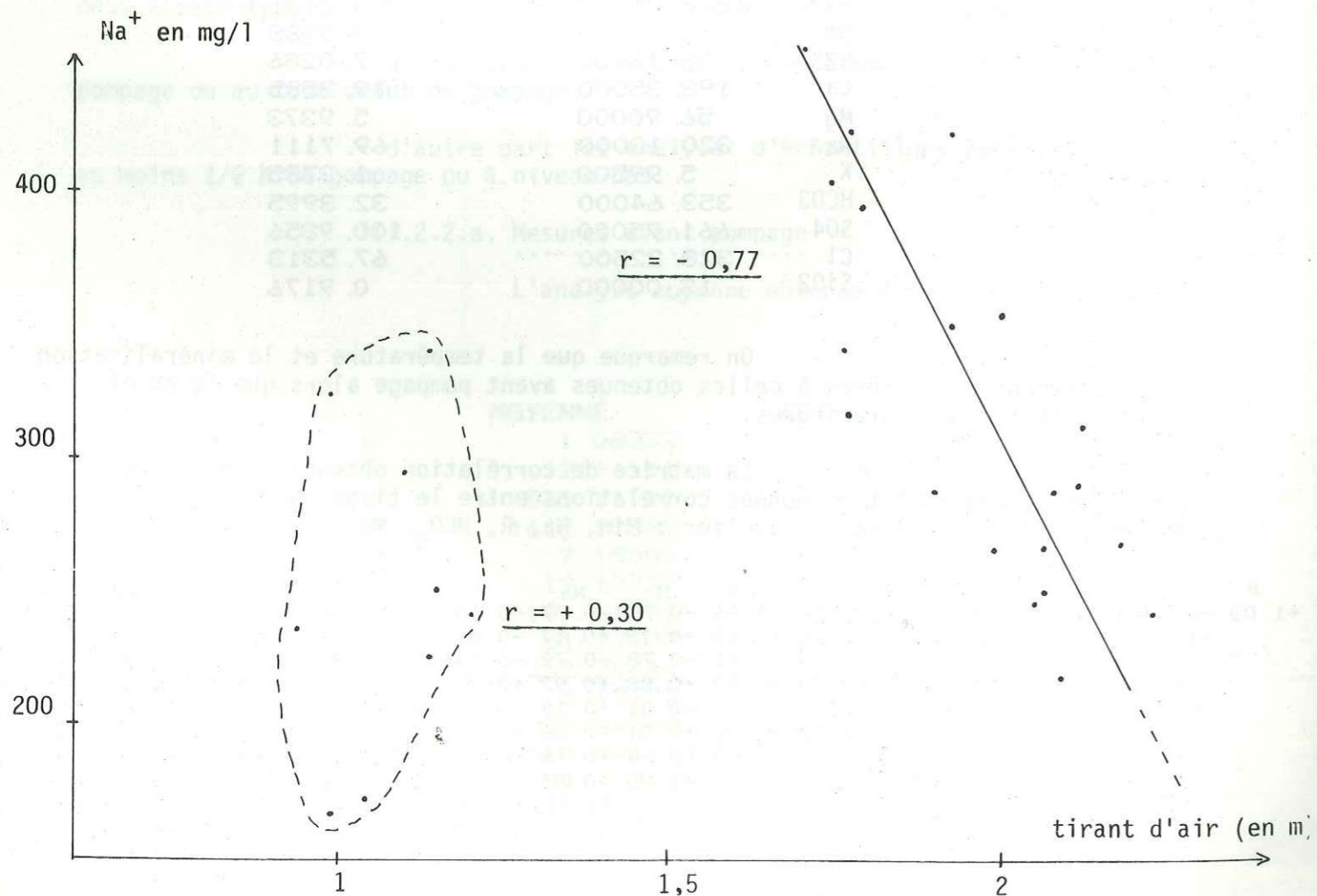
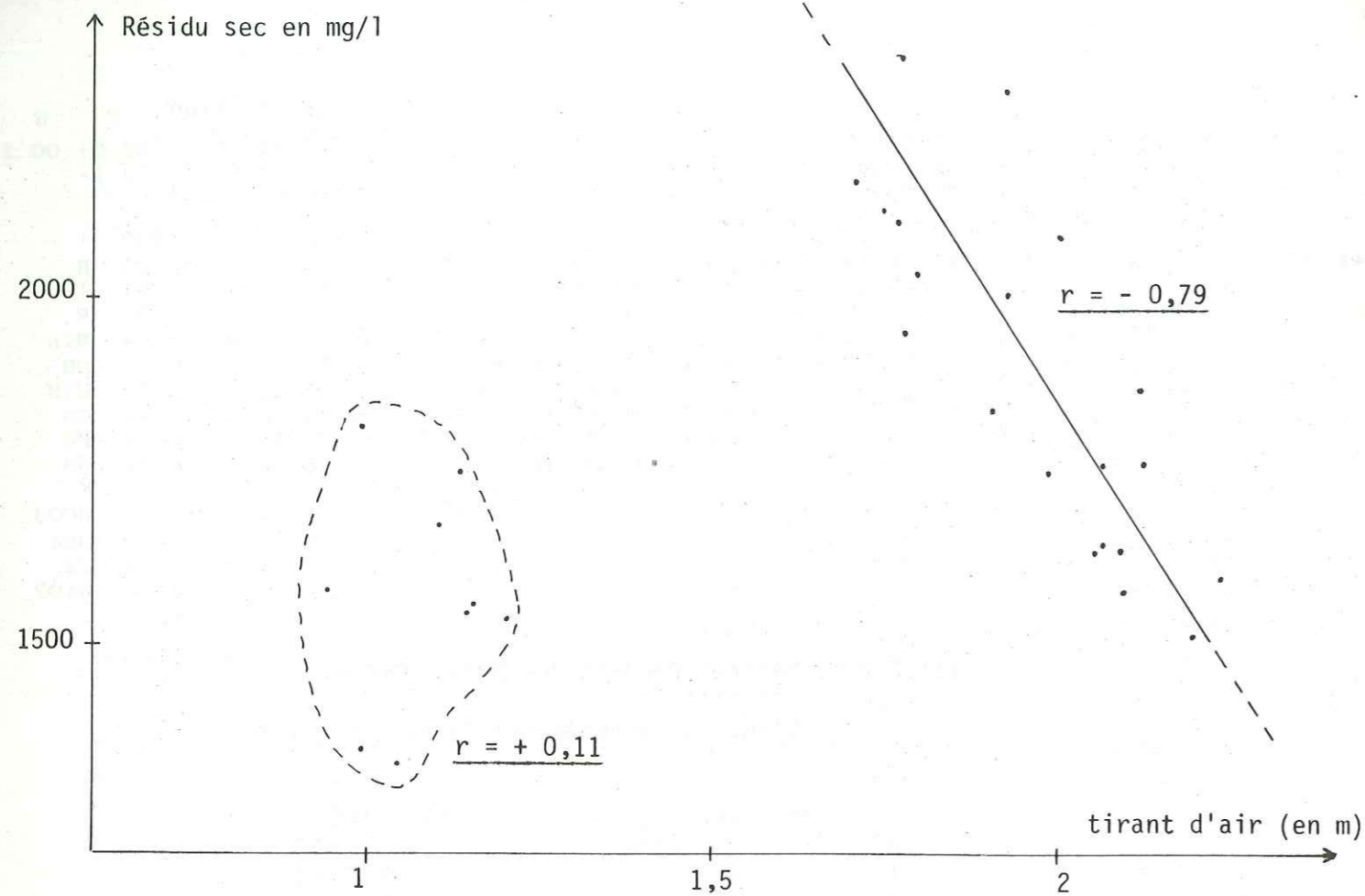


PLANCHE 76 : CHIMIE DES EAUX LORS DE L'ESSAI DE POMPAGE DU 17.1.1974



Tirant d'air dans le puits en m.



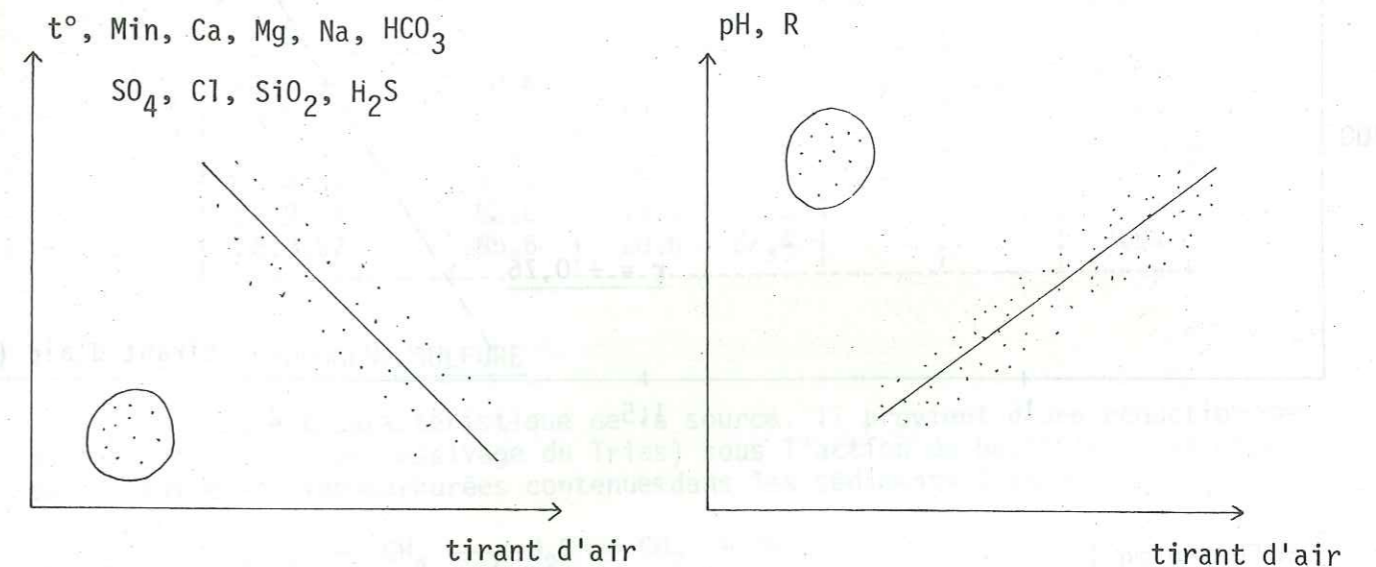


Ainsi, le pompage provoque-t-il une baisse de la température et de la minéralisation, de même qu'une augmentation de la résistivité du pH.

III.3. CONCLUSIONS A L'ETUDE DES ESSAIS DE POMPAGE

Nous avons visualisé les variations les plus remarquables des divers paramètres en fonction du tirant d'air dans le puits (planche 79 et planche 80).

En fait, toutes les variations de tous les paramètres peuvent être généralisées de la manière suivante :



Nous observons ainsi que :

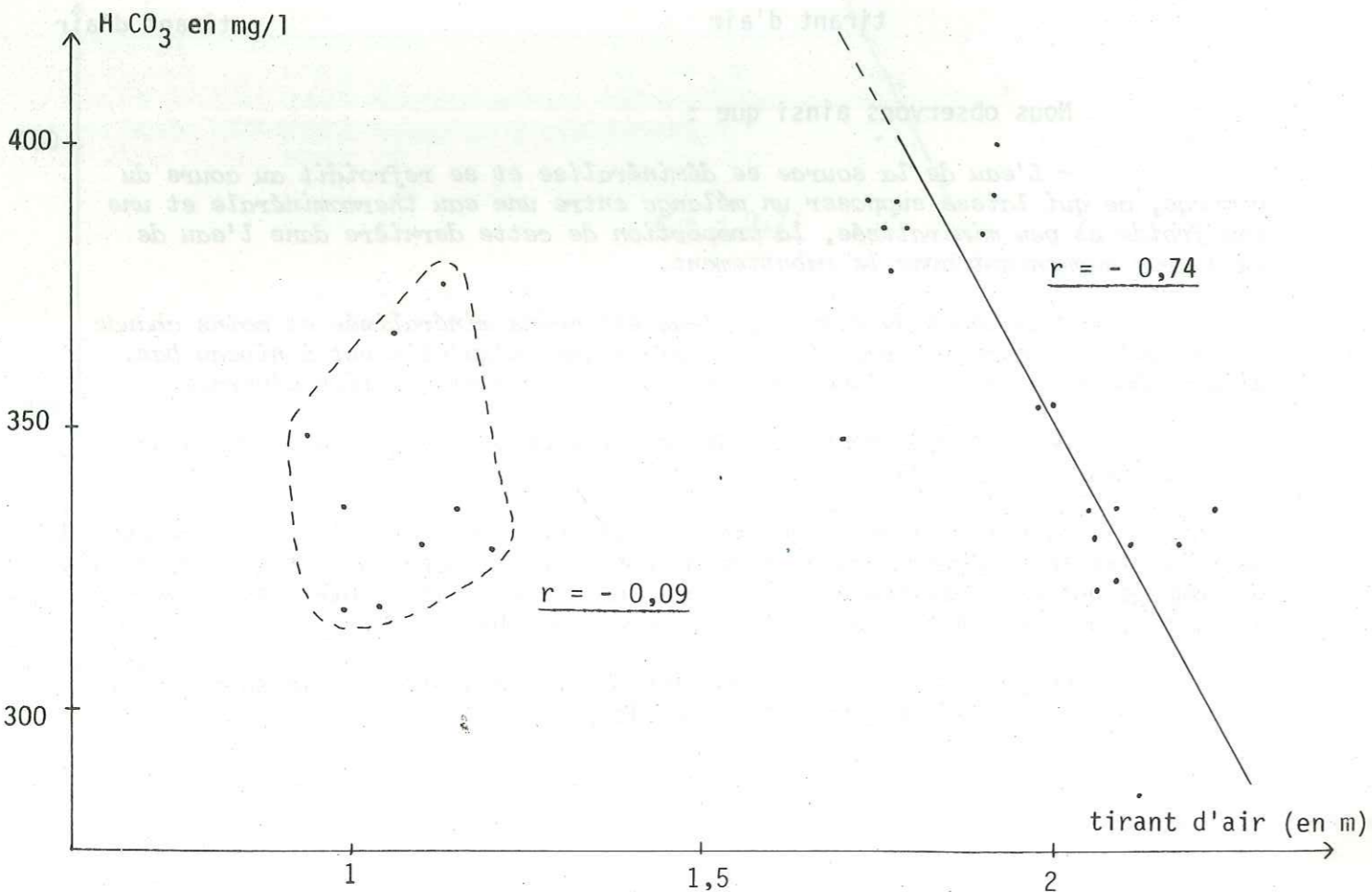
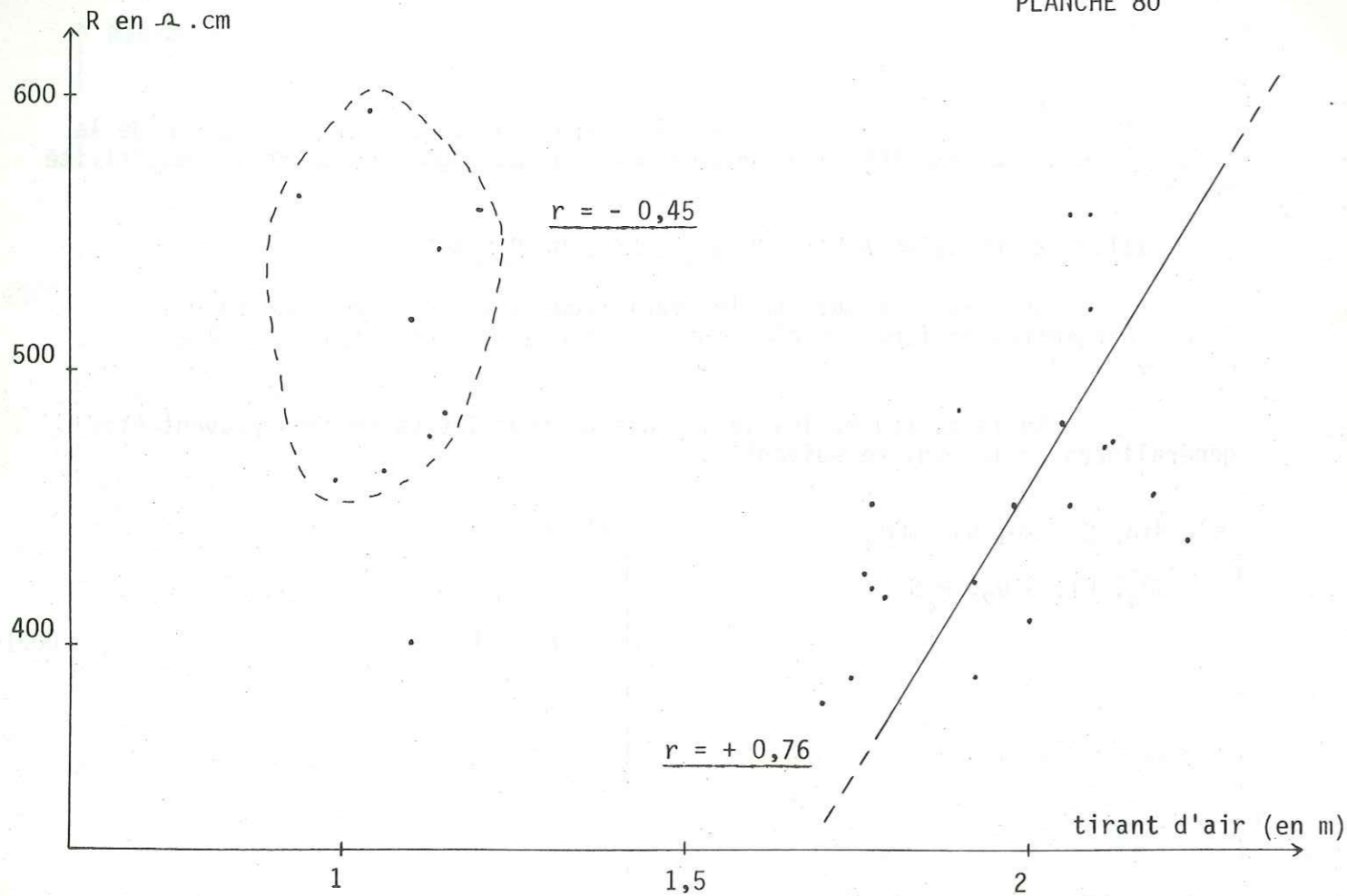
- L'eau de la source se déminéralise et se refroidit au cours du pompage, ce qui laisse supposer un mélange entre une eau thermominérale et une eau froide et peu minéralisée, la proportion de cette dernière dans l'eau de la source augmentant avec le rabattement.

- au début du pompage, l'eau est moins minéralisée et moins chaude que ce qu'elle devrait être, et même parfois que ce qu'elle est à niveau bas. Elle semble même évoluer d'une manière contraire à son évolution générale.

On peut donc supposer une certaine stratification des eaux dans le puits en période hors pompage.

Il est à signaler que les coefficients de corrélation obtenus avec H peuvent être tenus comme remarquablement bons, compte-tenu du fait que les essais de pompage ont été réalisés à des périodes de l'année différentes, avec toutes les variations inhérentes sur la température, le débit...

On peut donc affirmer que les divers paramètres de la source sont directement fonction du tirant d'air dans le puits.



IV - LES ANALYSES DE GAZ

Six ont été réalisées par le laboratoire du Professeur GUERIN à Nancy à partir de prélèvements faits en 1956 et 1957.

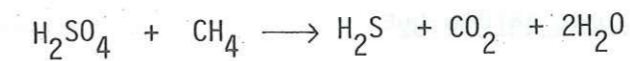
Les gaz émis sont constitués principalement de gaz carbonique (CO₂), d'hydrogène sulfuré (H₂S), d'azote (N) et de gaz rares (He, Ne, Ar, Xe, Kr).

Les volumes de gaz suivants sont exprimés en cm³ par litre d'eau, à la température de 0°C et à la pression de 760 mm de mercure :

	CO ₂	H ₂ S	N	Gaz rares		
				He Ne	Ar Ne Kt	Total
20.6.56	80,4	13	25,1	0,13	0,69	0,82
25.9.56	85,6	10,2	23,7	0,06	0,79	0,85
23.1.57	83,6	37,9	21,7			
16.4.57	91,0	25,9				
26.9.57	82,0	19,5	21,5			
26.9.57	85,6	20,6	22,4			0,84

IV.1. L'HYDROGENE SULFURE

Il est caractéristique de la source. Il provient d'une réduction des sulfates (obtenus par lessivage du Trias) sous l'action de bactéries anaérobies ou des matières hydrocarburées contenues dans les sédiments liasiques :



IV.2. LES GAZ RARES

Ce sont l'hélium, le néon, l'argon, le xénon et le krypton.

Ces travaux déjà anciens (MOUREU et al., 1930) ont montré que le rapport $\frac{\text{hélium}}{\text{argon}}$ de la source sur $\frac{\text{hélium}}{\text{argon}}$ de l'air pouvait caractériser les sources thermales.

En effet, ce rapport prend des valeurs différentes selon l'origine de la teneur en hélium.

Ainsi pour Allevard, ce rapport est égal à 2020, ce qui serait une preuve de la minéralisation par le Trias lagunaire.

IV.3. LE GAZ CARBONIQUE

C'est de loin le plus abondant à Allevard, la source "dégageant continuellement et à de courts intervalles de grosses bulles d'acide carbonique mêlées d'un peu d'azote" (CHASTAING 1837).

IV.3.1. Action sur le circuit thermal

Le gaz carbonique, peu soluble à température élevée, et ayant donc tendance à se dégager, joue un rôle de baromètre régional.

En effet, par mauvais temps, la pression étant faible, l'eau a tendance à se dégager en CO₂, celui entraînant H₂S dont l'odeur est alors très forte. A. BLENET et L. IMBERT (1959) ont d'ailleurs rapporté le phénomène : " Quelque chose étonne beaucoup les curistes. C'est qu'un jour l'établissement thermal est envahi par une odeur très forte et d'autres jours beaucoup moins. Et certains se demandent avec crainte si parfois les eaux ne perdent pas leur vertu. Cette appréhension se comprend, mais elle n'est pas fondée. Ces différences sont en rapport avec l'état atmosphérique de chaque jour. Suivant le temps, et surtout dans cette vallée entourée de hautes montagnes, la pression atmosphérique change facilement. La densité de l'air est elle même fonction de cette pression. Le dégagement gazeux provenant de l'eau est plus ou moins important en raison inverse de cette pression. Ainsi, si la pression atmosphérique est élevée, le dégagement est plus faible et l'odeur caractéristique de même. Les baigneurs ont bien observé que l'odeur dans l'Etablissement Thermal est forte quand il fait mauvais temps et que le baromètre est bas."

Outre ce fait anecdotique, le gaz carbonique influe de manière importante et diverse sur l'eau thermale :

- sa présence dans l'eau thermominérale provoque un allègement de cette dernière et une remontée plus rapide vers la surface.

- se détente adiabatique provoque un refroidissement de l'eau thermale lors de la remontée de celle-ci.

IV.3.2. Origine du gaz carbonique

L'origine du gaz carbonique, qui peut être multiple, ne peut être déterminée que par des analyses isotopiques : dosage du C 13.

Ne disposant pas de telles données, nous énumérerons les diverses origines possibles, jugeant les unes et les autres.

IV.3.2.a. Origine exogène

. Origine météorique : l'atmosphère contenant du CO₂, les eaux météoriques en renferment aussi, mais en quantité nettement inférieure à celle de la source d'Allevard.

. Dissociation des bicarbonates : la réaction :

$$\text{Ca} (\text{HCO}_3)_2 \rightarrow \text{Ca} \text{CO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$$
 ne semble pas permettre d'obtenir les quantités observées.

. Réduction des sulfates : cette réduction par les hydrocarbures, et plus particulièrement le méthane, produit du gaz carbonique selon la formule déjà énoncée :



Il est certain qu'une partie au moins du gaz carbonique

a une telle origine.

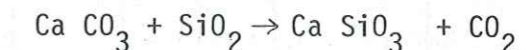
IV.3.2.b. Origine endogène

à Allevard.

. Origine volcanique : elle est évidemment impossible

. Origine magmatique : une grande fracture du socle pourrait permettre la remontée d'un CO₂ d'origine profonde. Cette origine très probable est en concordance avec l'origine que nous donnerons ultérieurement au filon thermal d'Allevard.

. Origine thermométamorphique : des pressions et des températures importantes sur des niveaux carbonatés provoquent la libération de CO₂ suivant le processus :



Dans les Alpes, le gaz carbonique de la source de Salins-les-Thermes aurait, selon J.J. RISLER et J. MAISONNEUVE (1979), une telle origine. Dans le cas d'Allevard, elle est, selon nous, improbable car, par rapport à Salins, les pressions et les températures importantes créées par les chevauchements n'existent pas.

V - COMPARAISON AVEC LES CIRCULATIONS TRIASIQUES

Nous avons montré (cf. Hydrogéologie du massif d'Allevard) qu'il pouvait exister quatre types d'eau ayant lessivé les terrains triasiques :

- type 1 : eaux très sulfatées calciques, accessoirement bicarbonatées calciques
- type 2 : mêmes eaux, mais qui contiennent aussi un peu de chlorure de sodium;
- type 3 : eaux dont les teneurs en bicarbonates et sulfates sont réellement égales;
- type 4 : eaux sulfatées calciques, très peu bicarbonatées, à forte teneur en chlorures de sodium et potassium, à pH très basique (≈ 12, alors que celui des autres circulations oscille entre 7 et 8).

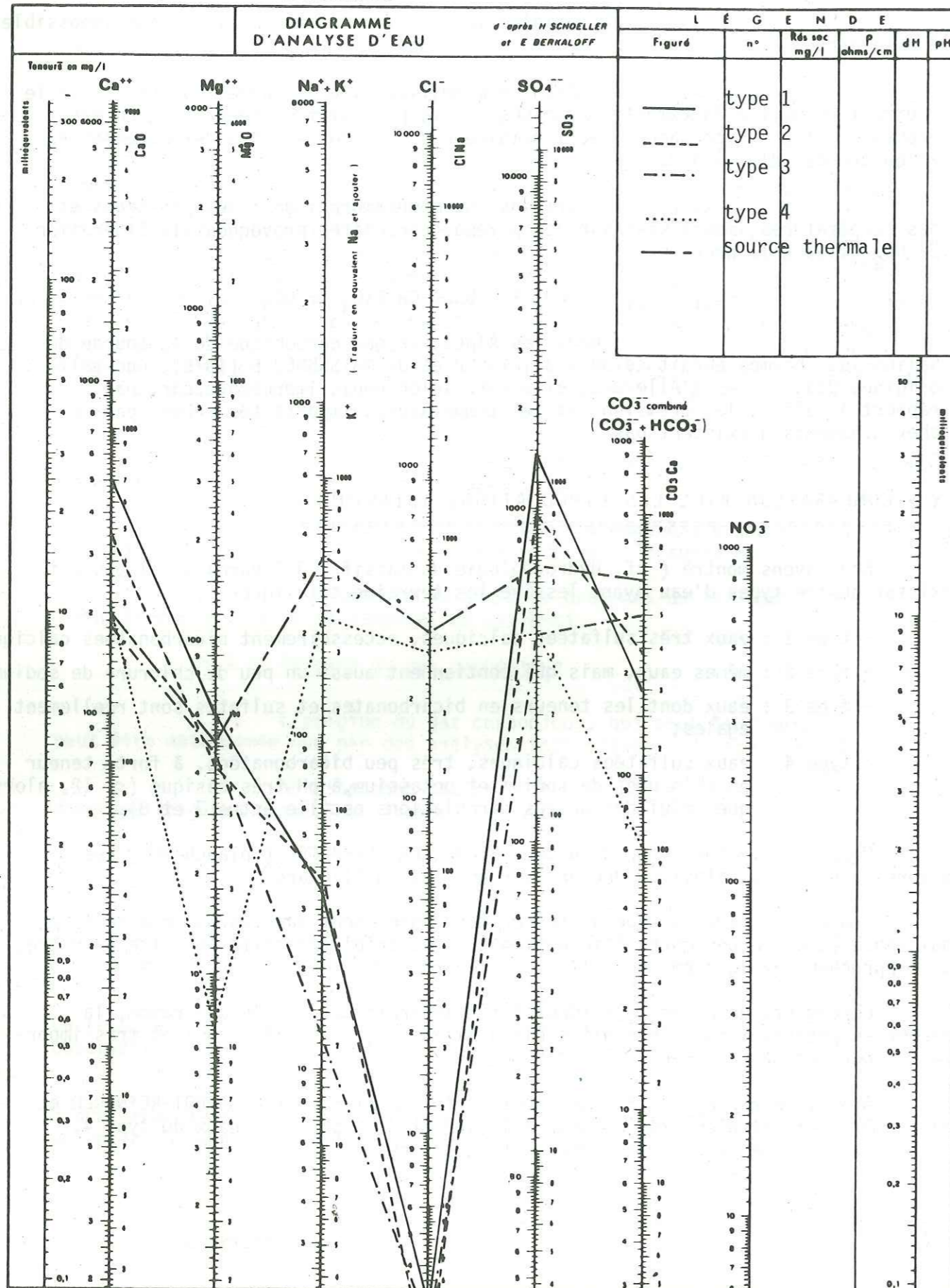
Nous avons reporté sur diagramme SCHOELLER-BERKALOFF (planche 81) ces divers types d'eau, ainsi qu'une analyse de l'eau d'Allevard.

Seules les eaux du type 4, rencontrées uniquement dans la galerie de reconnaissance et disparues après l'injection de l'écran d'étanchéité de cette dernière, se rapprochent quelque peu de celles d'Allevard.

Cependant, un point très important n'apparaît pas sur le diagramme, la teneur en potassium qui, de négligeable à Allevard (≈ 7 mg/l), devient très importante pour les eaux du type 4 (≈ 115 mg/l.).

Ainsi, le rapport Na/K, jugé comme très important par J.SARROT-REYNAULD et al. (1977), est-il d'environ 80 pour Allevard et de 2 pour les eaux du type 4, ce qui traduit une grosse différence entre ces deux eaux.

PLANCHE 81 : COMPARAISON ENTRE LES DIVERS PROFILS CHIMIQUES DES
EAUX TRIASIQUES ET CELUI DE LA SOURCE THERMOMINERALE
D'ALLEVARD



La minéralisation des eaux thermales d'Allevard, différente de celle des sources triasiques ordinaires, est donc spécifique et sans doute la conséquence d'un cheminement particulier dans les assises du Trias.

VI - CONCLUSIONS

L'eau thermale d'Allevard est une eau tiède de type sulfuré calcique accidentel, dont l'origine de la minéralisation est à rechercher essentiellement au sein des évaporites triasiques.

C'est la résultante d'un mélange entre une eau thermominérale et des eaux superficielles, certainement celles de la nappe d'accompagnement du Bréda. Les relations du puits avec celle-ci sont maintenant bien démontrées, de même que l'influence du rabattement sur la composition des eaux thermales.

Cette étude a certes été réalisée sur les essais à débit constant, mais nul doute que la valeur du débit pompé influe également et de la même manière sur les eaux thermales.

C'est pourquoi nous avons renoncé à calculer une composition physico-chimique moyenne de l'eau.

Nous avons pu également observer une évolution de la minéralisation au cours de l'année, la proportion de l'eau thermale dans le mélange étant la plus forte en Avril.

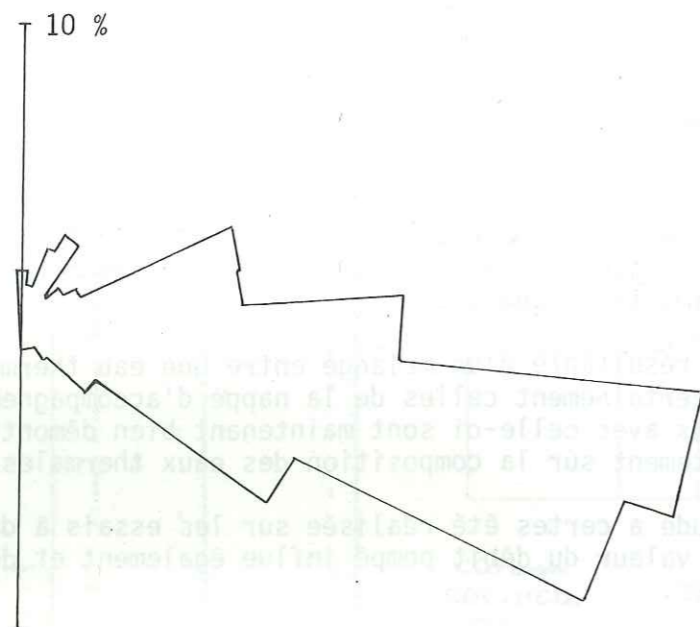
Le Griffon alimente également en partie la source rive droite dont le reste de la composition est dû à la nappe phréatique et peut-être aussi à une source normale. La liaison entre la source rive droite et le puits thermal a été prouvée.

L'étude des essais de pompage nous a aussi suggéré l'existence d'une stratification des eaux en période hors pompage : au début de celui-ci, la minéralisation augmente anormalement, puis s'abaisse sous l'effet d'un mélange de plus en plus important.

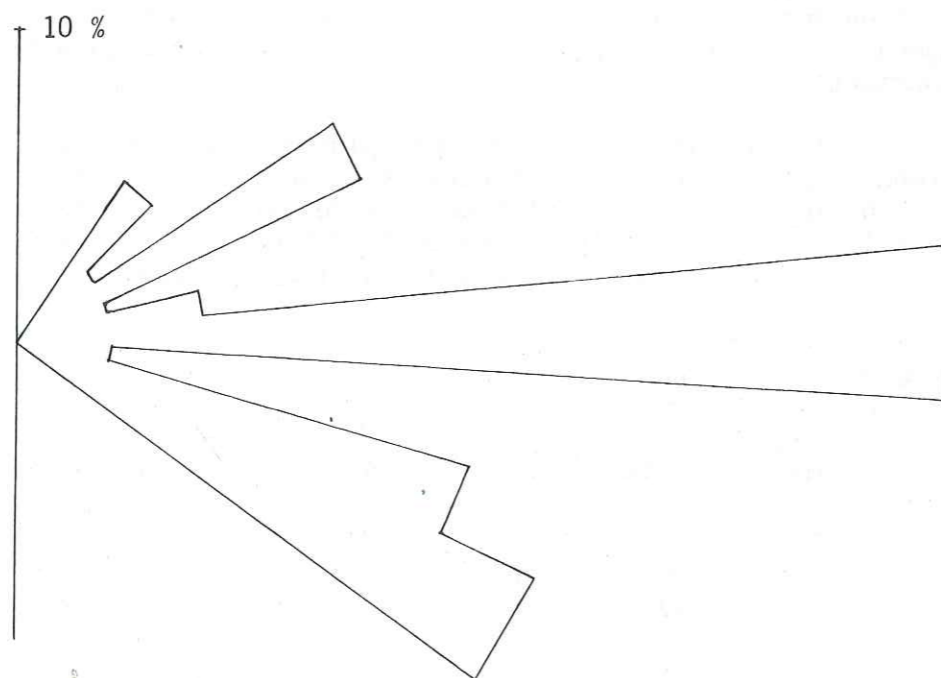
Il apparaît ainsi qu'une eau plus minéralisée stagne au fond du puits, surmontée par une eau moins minéralisée. Nous avons tout d'abord mis ce phénomène sur le compte de la différence de densité. Or il s'avère que l'eau la plus minéralisée est aussi la plus chaude, tandis que l'eau la plus résistante est la plus froide. Les deux phénomènes auraient ainsi tendance à se compenser.

Nous avons donc imaginé un schéma hydraulique dans lequel la source thermale émergerait au dessous du niveau de la nappe phréatique, sans mélange instantané dans deux aquifères.

Ainsi, au début du pompage, on retirerait un mélange formé de l'eau de la source et de l'eau de la nappe, celle-ci en plus grande proportion, puis l'importance de celle-ci irait en diminuant à mesure que le puits se viderait et que l'on atteindrait les couches aquifères plus profondes. Ensuite, le rabattement augmentant, la part de l'eau superficielle réaugmenterait progressivement, d'autant plus vite que le débit serait plus fort, le rabattement plus important et la durée de pompage plus longue.



Fracturation globale du Lias dans tout le massif d'Allevard



Fracturation globale du Lias derrière l'Etablissement Thermal

CHAPITRE III

ETUDES REALISEES

Les études effectuées jusqu'alors reposaient presque uniquement sur l'observation des paramètres physico-chimiques des eaux de la source thermale et des aquifères environnants.

L'interprétation de ces données aboutissant systématiquement à une impasse, nous avons cru devoir orienter nos travaux selon deux autres directions :

- une étude de la fracturation qui devrait permettre de déterminer des directions potentielles de cheminement de l'eau thermale.
- une étude chimique et isotopique des eaux afin de définir leur âge, leur bassin d'alimentation et d'éventuels coefficients de mélange.

I - ETUDE STRUCTURALE

L'étude géologique et hydrogéologique que nous avons présentée dans les précédentes parties a montré la prédominance des accidents transverses dans la fracturation du système local, et leur importance dans les circulations souterraines.

Ces résultats, ainsi qu'une vision de la tectonique dans un cadre plus régional, nous ont amené à envisager la source thermale d'Allevard comme étant placée sur un noeud de fractures sécantes orientées N 60 et N 140.

I.1. L'ACCIDENT N 60

C'est la faille d'Allevard que nous avons décrite précédemment (cf. Chapitre Structure géologique). Cet accident, qui passe juste derrière l'Etablissement thermal, est matérialisé par la plus grande fréquence en fissuration N 60 sur les stations L 4a, L 4b, L 6 (planche 35). Cette station L 6, située à côté de l'Etablissement thermal, présente (planche 82) une fréquence relative en fractures N 60 nettement plus élevée que celle obtenue sur l'ensemble des stations effectuées dans la série liasique.

I.2. L'ACCIDENT N 140

Cet accident, au contraire du précédent, n'apparaît pas au premier abord dans la structure, que ce soit en photographie aérienne ou à l'affleurement.

Cependant, un certain nombre d'indices nous permettent d'affirmer la réalité de son existence :

- la vallée du Bréda en amont d'Allevard constitue un tronçon de l'alignement de dépressions topographiques orientées NW-SE, très visibles sur la carte

satellite Alpes - Côte d'Azur à 1/500 000 (photomosaïque Landsat A 1) diffusée par le B.R.G.M. (1979). Cet alignement, qui apparaît depuis la flexure du Jura, un peu à l'Ouest du Grand Colombier, passe par la dépression du lac du Bourget, la cluse de Savoie entre les massifs subalpins des Bauges et de la Chartreuse, la vallée du Bréda, la vallée du Gleyzin, le col du Glandon, traverse la vallée de la Romanche vers La Grave, emprunte la vallée de la Gyronde, la vallée de la Durance entre l'Argentière et Guillestre (mais ne peut être confondu avec la faille de la Durance, qui lui sert peut être de relais) et se poursuit vers le Sud-Est.

Une autre branche de cet accident occupe la vallée de la Guisanne entre Briançon et le col du Lautaret et vient rejoindre la branche principale au niveau des Aiguilles d'Arves.

- Cet accident est souligné par la présence, tout au long de son tracé, de sources thermominérales aux caractéristiques diverses.

On note ainsi du Nord au Sud :

x sur la branche principale :

- . les sources d'Aix les Bains (Alun, Soufre),
- . les sources de Marlioz (Bonjean, Esculape),
- . la source de Challes-les-Eaux,
- . la source d'Allevard (Bout-du-Monde),
- . les sources de Réotier - Plan de Phazy, (Les Suisses, La Rotonde, La Salce).

x sur la branche annexe :

- . la source de La Liche des Chamois
- . les sources de Monétier-les-Bains (La Rotonde, Font Chaude).

- Cet accident est également marqué par une anomalie magnétique négative visible sur la carte aéromagnétique à 1/1000000 (J.B. DUCROS, 1974). Cependant, il se pourrait que cette anomalie magnétique ne soit qu'un effet d'échelle (communication orale de J.L. GARCIAZ).

- Le tracé de cette ligne NW-SE est d'autre part le siège de nombreux séismes.

Nous citerons pour mémoire l'écroulement du Granier de Novembre 1248 qui, bien que dû principalement à des causes climato-morphologiques, aurait été précipité dans son déclenchement par un séisme, comme l'affirme un historien de l'époque, M. PARIS, qui s'appuie sur l'existence d'un raz-de-marée qui aurait dévasté les côtes de l'Angleterre la même nuit (in F. MONTANDON, 1933).

Citons également le tremblement de terre de 1791, qui donna justement naissance à la source thermale d'Allevard, le séisme (d'une intensité de degré 8 sur l'échelle macrosismique internationale) du 15 février 1822 dont l'épicentre fut voisin de Chindrieux (en Chautagne, au bout du lac du Bourget), le séisme du 2 novembre 1841(d'une intensité de degré 7) avec également pour épicentre la Chautagne, les secousses qui ébranlèrent Guillestre et Réotier le 18 juillet 1938 (degré 7-8 sur l'échelle d'intensité) et les nombreux petits séismes actuels qui atteignent fréquemment les régions d'Aix-les-Bains (en 1956, un petit séisme interrompit quelques instants le débit des sources thermales) et de Guillestre.

Sur la branche annexe, on note également les séismes du 27 Novembre 1884 et du 12 Juillet 1904 de degré 7, dont les épicentres étaient situés vers Briançon.

- Enfin, au niveau de la fracturation elle-même, la présence de l'accident est démontrée par deux faits principaux :

. la plus grande fréquence relative en fissuration N 140 remarquée sur les stations de galerie PM 2650 et PM 2750 entourant la zone broyée correspondant au passage probable de la ligne de faiblesse (planche 33);

. la branche traversant le massif de Bramefarine où est visible, en photographie aérienne (planche 28) une fracturation très intense N 140, précisément sur le tracé exact de l'accident supposé.

I.3. CONCLUSIONS

Vraisemblablement, l'émergence des eaux thermales d'Allevard est due à l'intersection de deux réseaux de fissures permettant la remontée plus facile d'eaux profondes.

L'accident N 140, bien qu'invisible d'un point de vue strictement structural, semble correspondre à une déchirure relativement profonde du socle alpin. Il s'agit certainement d'un accident ancien, probablement armoricain, ayant joué ultérieurement et qui aurait influencé de manière très importante la tectonique alpine (par exemple, deux anticlinaux sont visibles sur la bordure méridionale du massif des Bauges du dessus de Chambéry, alors que l'on en retrouve trois sur le versant de la Chartreuse).

Toutefois, il semble exclu d'ensaisager l'existence d'un accident continu, alors qu'il pourrait s'agir d'un ensemble de fractures parallèles constituant une zone importante de faiblesse ou de discontinuité.

II - ETUDE CHIMICO-ISOTOPIQUE

=====

A mesure de l'avancement de nos recherches, et de l'élaboration progressive, suivant les résultats d'une hypothèse de travail, trois séries de mesures ont été effectuées sur la source thermale et à ses abords.

II.1. MESURES DE JUIN 1979

Nous avons effectué uniquement un prélèvement de l'eau thermale. L'analyse des constituants principaux est donnée en annexe (TH 94).

Suivant le raisonnement que nous avons élaboré lors de l'étude statistique, nous en déduisons que cette eau, relativement peu minéralisée, a été prélevée après un pompage prolongé.

Sur ce même prélèvement, les éléments traces ont été analysés au laboratoire d'Hydrologie de la Faculté de Pharmacie de Grenoble par J. ROCHAT, excepté le lithium et le rubidium dosés à l'Institut Dolomieu par B.USELLE.

Les résultats suivants ont été obtenus :

F ⁻	: 0,74 mg/l	Rb ⁺	: 0,03 mg/l
Br ⁻	: 6,2 mg/l	Sr ²⁺	: 4,2 mg/l
I ⁻	: 0,06 mg/l	B	: 0,4 mg/l
Li	: 0,51 mg/l		

La relative richesse en bore de l'eau thermale peut avoir trois causes :

- . lessivage de borate de sodium
- . lessivage de silicates de bore (tourmaline)
- . liée au CO₂

Dans les trois cas, cette minéralisation est à rechercher essentiellement dans le socle.

Des mesures de teneurs en tritium et en oxygène 18 ont aussi été réalisées par B. BLAVOUX au C.R.G. de Thonon.

Nous avons ainsi obtenu les valeurs suivantes (annexe 1) :

H ₃	: 94 ± 5 U.T.
O ¹⁸	: - 11,74

En adoptant l'hypothèse couramment admise selon laquelle une eau thermominérale, du fait de son long cheminement, est non tritiée, et en reprenant les conclusions du chapitre précédent, à savoir que l'eau d'Allevard résulterait d'un mélange entre une eau thermale et l'eau de la nappe du Bréda, il est possible de déterminer la quantité d'eau superficielle entrant dans le mélange.

Ainsi, dans le prélèvement TH 94, il y aurait

$$\frac{94}{119} = 0,79$$

soit 79 % d'eau superficielle, le chiffre 119 représentant le nombre d'U.T. mesurées dans les précipitations de juin 1979.

Nous verrons ultérieurement que ce pourcentage calculé est un minimum.

D'autre part, il est possible d'appliquer la formule définie par E. SIWERTZ (1973) pour les Alpes du Nord liant la teneur en O¹⁸ à l'altitude :

$$O^{18} = 0,0023 H - 8,1$$

Nous obtenons ainsi une altitude moyenne de 1580 m pour l'aire d'alimentation.

Remarquons deux points :

- la valeur ainsi obtenue ne peut pas tenir lieu de valeur ponctuelle pour le 25 juin 1979. En effet, la relation de SIWERTZ est établie pour des valeurs moyennes annuelles d'O¹⁸ compte tenu du fait que le gradient altimétrique de température varie mensuellement. L'altitude de 1580 m obtenue est donc à prendre simplement comme un ordre de grandeur.

- cette valeur confirme bien le mélange avec la nappe d'accompagnement du Bréda. En effet, la valeur 1580 est trop élevée pour les reliefs environnant directement la source thermale, et ne peut être expliquée que par un mélange avec les eaux de la nappe du Bréda, qui elles proviennent des sommets de l'aire d'alimentation de la haute vallée du Bréda. (par exemple le Puy Gris : 2908 m, le Rocher Blanc : 2928 m, ...).

II.2. MESURES D'OCTOBRE 1979

Nous avons prélevé à la fois la source thermale (TH 95) et la source rive droite (SRD 18). L'analyse chimique obtenue sur la source rive droite est caractéristique, selon l'analyse statistique, des prélèvements effectués après pompage dans le puits thermal.

Des analyses isotopiques ont également été effectuées et ont fourni les données suivantes (annexe 1) :

$$\begin{aligned} \text{Etablissement thermal} : H^3 &= 54 \pm 2 \text{ U.T.} \\ O^{18} &= - 11,3 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Source Rive Droite} : H^3 &= 62 \pm 2 \text{ U.T.} \\ O^{18} &= - 11,7 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Bréda à Allevard} : H^3 &= 71 \pm 2 \\ O^{18} &= - 12,4 \end{aligned}$$

Les mêmes calculs que pour les mesures de Juin 1979 donnent :

- pour la source thermale, un coefficient de mélange de 76 % et une altitude de l'aire d'alimentation de 1390 m.

- pour la source rive droite, 88 % d'eau superficielle dans le mélange, et une altitude de l'aire d'alimentation de 1570 m.

- pour le Bréda à Allevard, un bassin d'alimentation de 1870 m d'altitude.

Cela confirme bien l'hypothèse d'un mélange entre une venue thermale et la nappe phréatique, mélange plus important en rive droite que dans le puits thermal. Les valeurs données pour la proportion d'eau tritiée sont minimales, comme nous le démontrerons plus loin.

En supposant que, dans les deux cas, en rive droite comme en rive gauche, le mélange soit composé simplement d'une eau thermale et de l'eau de la nappe du Bréda, il devient possible de calculer la composition de l'eau thermale.

Ainsi, avec A minéralisation de l'eau thermale,
B " " " " de la nappe,
X " " du puits thermal
Y " " de la source rive droite,

on a :

$$\begin{cases} 0,76 B + 0,24 A = X \\ 0,88 B + 0,12 A = Y \end{cases}$$

A partir de ce système d'équation, il est aisé, compte tenu du fait que X et Y sont connus, de déterminer la valeur de A pour chacun des ions.

Malheureusement, pour la plupart des ions, la relation n'est pas utilisable, car l'on trouve des valeurs de B négatives.

Cela indique que l'une des deux sources contient dans son mélange un composant de plus que ceux énoncés en hypothèse. Il s'agit certainement de la source rive droite, ainsi que nous l'avions supposé lors de l'étude statistique des données chimiques. Cette source rive droite serait donc un mélange entre l'eau de la source thermique, l'eau de la nappe phréatique et l'eau d'une source thermique.

II.3. MESURES D'AVRIL 1980

Nous avons entrepris, le 29 Avril 1980, un essai de pompage dans le puits thermal afin de prélever des échantillons, à chaque étape du pompage, pour analyses physico-chimiques et isotopiques.

Cette expérience devait se dérouler en trois phases :

- prélèvement de la source de rive droite avant pompage dans le puits thermal;
- essai de pompage avec prélèvements de l'eau du puits thermal et contrôle continu de la température en fonction du rabattement;
- prélèvement de la source rive droite après l'essai de pompage.

Nous aurions pu ainsi mettre en évidence de façon nette :

- l'influence du pompage sur la migration d'une partie de la source thermique vers la source de rive droite. En effet la minéralisation devait être plus importante avant pompage qu'après, alors que la teneur en tritium devait augmenter avec le pompage;
- l'évolution de l'eau du puits thermal et la proportion tout d'abord croissante puis de plus en plus réduite de l'eau de la source thermique dans le mélange. La part de cette dernière dans le mélange devait être contrôlée par l'évolution des températures.

Malheureusement, la totalité de cette expérience ne put être effectuée en raison d'une panne de courant, d'autant plus malencontreuse que, dès le lendemain, la compagnie des Eaux Minérales et Bains de Mer, responsable des Thermes d'Allevard, nous interdisait l'accès au puits thermal pour des motifs non précisés.

Nous avons pu toutefois réaliser deux prélèvements, l'un en rive droite avant le début du pompage (SRD 19), l'un dans le puits thermal au tout début du pompage (TH 96), et effectuer un contrôle de la température en fonction du rabattement.

Nous avons ainsi :

Heure	Tirant d'air	Température	(TH 96)
9h20	0,90 m	13°1	
9h27	1,04 m	14°	
9h35	1,20 m	14°8	
9h40	1,26 m	15°3	
9h45	1,32 m	15°7	

Nous étions ainsi toujours dans la phase croissante en ce qui concerne la part de la source thermique dans le mélange du puits thermal, et nous nous apprêtions à effectuer un prélèvement que nous estimions devoir représenter la part maximale d'eau thermique quand survint la panne.

Nous avons tout de même pu tirer deux enseignements de cette expérimentation :

- la confirmation qu'il existe bien deux minéralisations caractéristiques d'avant pompage et d'après pompage pour la source de rive droite. En effet, la minéralisation de SRD 19 est très proche de SRD2 et SRD3 et démontre ainsi la validité de l'étude statistique.
- les fortes minéralisations remarquées aux mois d'Avril (ou aux autres mois du printemps) lors de l'étude des données antérieures, et qui avaient motivé notre choix quant à l'époque de l'essai de pompage, ont été confirmées ici. En effet, TH96, bien que prélevé avant pompage, présente une minéralisation moyenne.

Signalons par ailleurs que le lithium et le rubidium ont été dosés pour les deux prélèvements TH 96 et SRD 19 à l'Institut Dolomieu par B. USELLE. Les résultats sont les suivants :

	TH 96	SRD 19
Li	0,16 mg/l	0,016 mg/l
Rb ⁺	0,01 mg/l	pas de traces

II.4. CONCLUSIONS

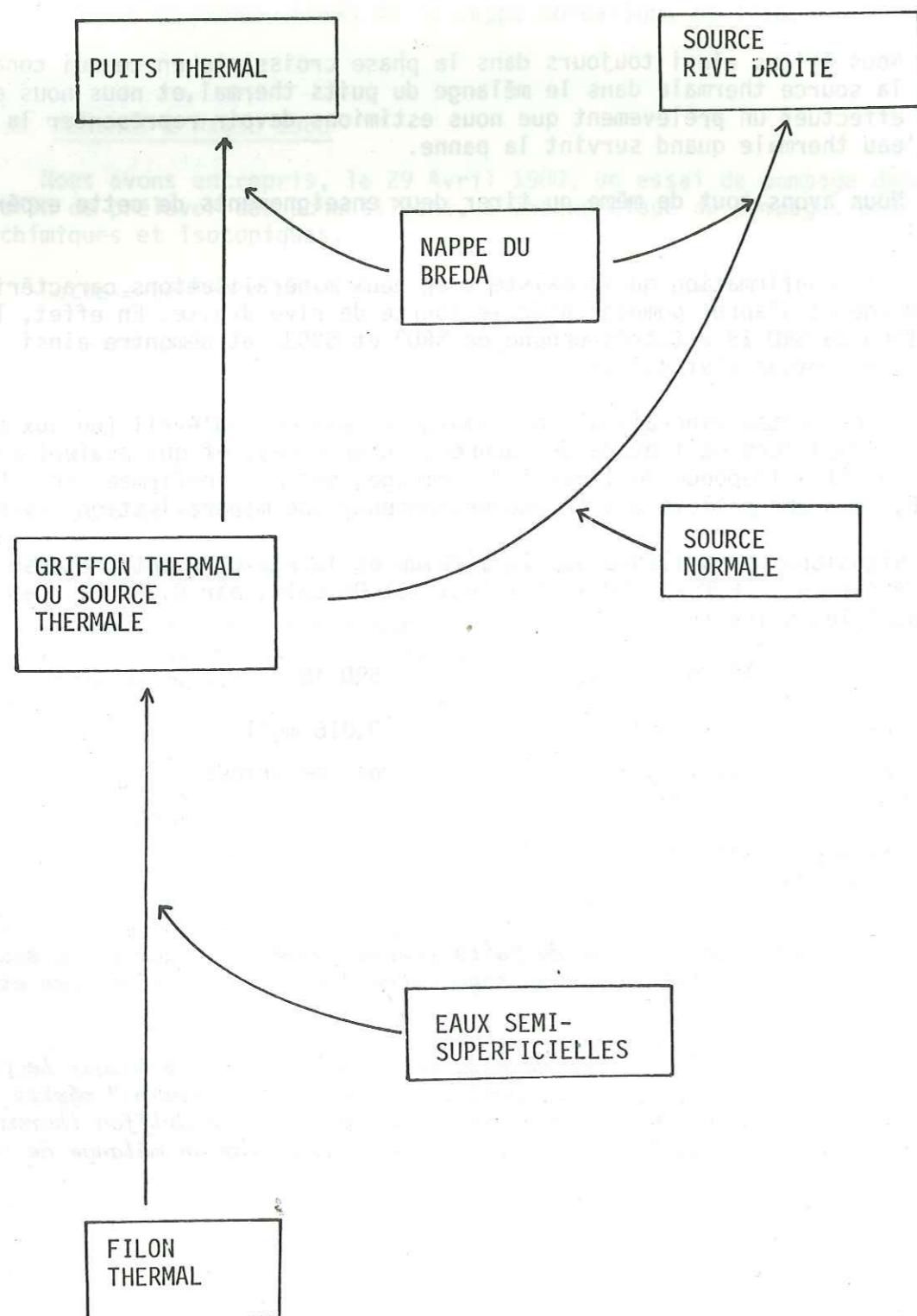
=====

Il apparaît que les eaux du puits thermal comme les eaux de la source de rive droite sont constituées d'un mélange entre des eaux superficielles et les eaux d'une source thermique.

La proportion d'eau superficielle est au minimum de 75 % pour le puits thermal et de 85 % pour la source de rive droite. Le terme " au minimum " mérite explication : nous démontrerons en effet ultérieurement que le Griffon thermal n'est pas constitué uniquement par un filon thermal, mais par un mélange de ce dernier avec des eaux semi-superficielles.

La présence de ces eaux semi-superficielles, dont la teneur en tritium est moindre que celle des eaux superficielles, influe de telle sorte sur le calcul que l'importance du filon thermal dans le mélange s'en trouve diminuée.

On arrive ainsi à la détermination suivante des composantes des deux mélanges :



CHAPITRE IV

ORIGINE DU FILON THERMAL

Le filon thermal est, nous venons de le montrer, à l'origine des caractéristiques de la source d'Alleverd. Ces caractéristiques sont précisément la température et la minéralisation.

I - TEMPERATURE DU FILON THERMAL

L'eau thermale, lors de sa remontée, perd des calories du fait de la détente adiabatique du gaz carbonique et en raison du rapprochement vers la surface. Aussi présente-t-elle à l'émergence (d'autant plus qu'il existe des mélanges) une température nettement inférieure à celles qui pourraient être enregistrées lors de son cheminement en profondeur.

Quant à la température initiale, dont l'existence peut avoir des causes diverses, elle peut être connue ou tout au moins approchée par l'utilisation des géothermomètres.

I.1. UTILISATION DES GEOTHERMOMETRES

I.1.1. Introduction

Les eaux chaudes, en traversant les roches, ont une action dissolvante particulièrement puissante, et elles peuvent acquérir des compositions chimiques différentes des sources froides. Aussi, à partir de la composition chimique de l'eau arrivant en surface, on peut essayer de déterminer la température de l'eau en profondeur. Plusieurs méthodes basées sur la solubilité de certains éléments ont été mises au point dans ce but.

Les géothermomètres sont utilisables car les rapports des teneurs entre certains ions, déterminés par les températures élevées de mise en solution, ne sont pas modifiés lors des mélanges ultérieurs. Seules les concentrations totales changent.

L'application de ces géothermomètres suppose donc l'existence de certains équilibres dans le réservoir profond entre l'eau et les minéraux, et l'absence d'évolution des éléments entre la profondeur et la surface, c'est-à-dire que les mélanges proches de la surface ne doivent altérer que légèrement les éléments entraînés, et garder ainsi les proportions ioniques relatives acquises.

Mais si les événements successifs modifiaient la composition chimique de la solution au cours du trajet ascendant ne sont pas mis en évidence, les résultats obtenus par les géothermomètres sont aberrants (M. JEANTIN, 1979). C'est pourquoi il est nécessaire de confronter entre eux les résultats obtenus par les diverses méthodes avant de pouvoir déterminer les proportions de mélanges entre les divers types d'eau et l'importance des températures atteintes

en profondeur. La plupart des études à partir desquelles ont été définis les divers géothermomètres chimiques ayant été réalisées sur des sources d'eaux thermales issues essentiellement de roches cristallophylliennes, il convient d'être prudent lorsqu'on est amené à utiliser des géothermomètres dans des régions où des échanges entre les eaux et des terrains sédimentaires, et en particulier des évaporites, peuvent se produire, car les solubilités des minéraux rencontrés dans ces formations ne sont pas identiques à celles des minéraux des roches d'origine magmatique (P.A. POULAIN, 1977).

Il pourrait donc apparaître difficile d'utiliser de tels indicateurs dans la région étudiée, mais on peut tout de même penser raisonnablement que les eaux d'infiltration pénètrent à des profondeurs suffisamment importantes du fait de la fracturation intense des diverses formations géologiques, et circulent pendant des temps assez long au contact et dans les formations cristallines du rameau externe de Belledonne, pour que la minéralisation acquise lors de la traversée de ces formations traduise, malgré ses modifications ultimes, les températures atteintes en profondeur.

I.1.2. Description des méthodes et résultats

La plupart des méthodes utilisées reposent sur le principe des géothermomètres chimiques qui permettent, à partir des teneurs des eaux en certains éléments caractéristiques, de déterminer les températures atteintes par les eaux aux diverses profondeurs.

Signalons que, sauf précision contraire, les valeurs utilisées pour les teneurs en différents éléments mesurées à la source d'Allevard, ont été choisies comme celles de la moyenne calculée à partir des différentes analyses des prélèvements pendant ou après pompage.

I.1.2.a. Géothermomètre tritium

C'est le seul géothermomètre qui ne s'appuie pas sur une base purement chimique, mais sur le fait que la température de l'eau thermale est la somme, suivant leurs parts respectives, de l'eau superficielle et de l'eau du filon thermal. Ce géothermomètre repose sur le principe d'un mélange purement binaire, et ne peut, dans le meilleur des cas, que donner la température de l'eau thermale avant le dernier mélange.

Nous avons ainsi le 24.10.1979 :

- température de la source = 13,2 °C,
- température du Bréda = 8,9 °C,
- pourcentage d'eau superficielle dans le mélange : 76 %.

$$13^{\circ}2 = 0,24 T_1 + 0,76 (8^{\circ}9)$$

$$T_1 = \frac{13^{\circ}2 - 0,76 (8^{\circ}9)}{0,24} = 27^{\circ}C$$

Cette température correspond à la température de l'eau du Griffon thermal, c'est à dire de l'eau qui émerge en surface et se mélange ensuite à l'eau de la nappe du Bréda.

I.1.2.b. Géothermomètre silice

Le géothermomètre silice, mis au point par R.O. FOURNIER et J.J. ROWE (1966) permet de calculer, à partir de la teneur observée à l'émergence, la température à laquelle le quartz, la calcédoine, la cristobalite, ou la silice résultant de l'hydrolyse des feldspaths des roches cristallines, ont été mis en solution, sous réserve de vérification que la silice observée ne provient pas de dissolution, au niveau et à la température de l'émergence, de grès, de quartzites ou même d'argiles.

En fait, dans le cas de mélange entre eaux chaudes profondes et eaux froides superficielles, la température calculée par ce géothermomètre correspond à la température minimale nécessaire à la mise en solution de la quantité de silice contenue par les eaux à l'émergence. Mais il se peut très bien qu'une partie de la silice contenue dans les eaux chaudes profondes ait précipité sur l'encaissant du filon hydrothermal, dans la zone de mélange, du fait de l'abaissement de la température des eaux. La température obtenue est alors une valeur minimale de la température atteinte en profondeur.

Deux formules peuvent être appliquées :

$$T_2 = 12 \sqrt{\text{SiO}_2} = 43^{\circ}C$$

$$T_3 = \frac{1522}{5,75 - \log \text{SiO}_2} - 273 = 55^{\circ}C$$

SiO₂ étant toujours exprimé en ppm.

I.1.2.c. Méthode des courbes de mélange

Mis au point par R.O. FOURNIER et A.H. TRUESDELL (1974), elle repose également sur la teneur en silice, et sur le fait qu'il y a mélange entre des eaux chaudes profondes et des eaux superficielles froides.

Connaissant la température et la teneur en silice moyennes des eaux normales de la région, il est possible de calculer la température acquise en profondeur et le pourcentage d'eau froide qui se mélange à l'eau chaude. En effet, la fraction d'eau froide dépend des températures et des teneurs en silice mesurées à la source thermale et sur les eaux superficielles normales de la région, mais aussi de la température et de la teneur en silice du filon thermal, données qui sont elles inconnues.

On a ainsi deux formules simples donnant la fraction d'eau froide :

$$x = \frac{H_f - T_s}{H_f - T_n}$$

$$x = \frac{\text{SiO}_{2f} - \text{SiO}_{2s}}{\text{SiO}_{2f} - \text{SiO}_{2n}}$$

$$\text{SiO}_{2f} - \text{SiO}_{2n}$$

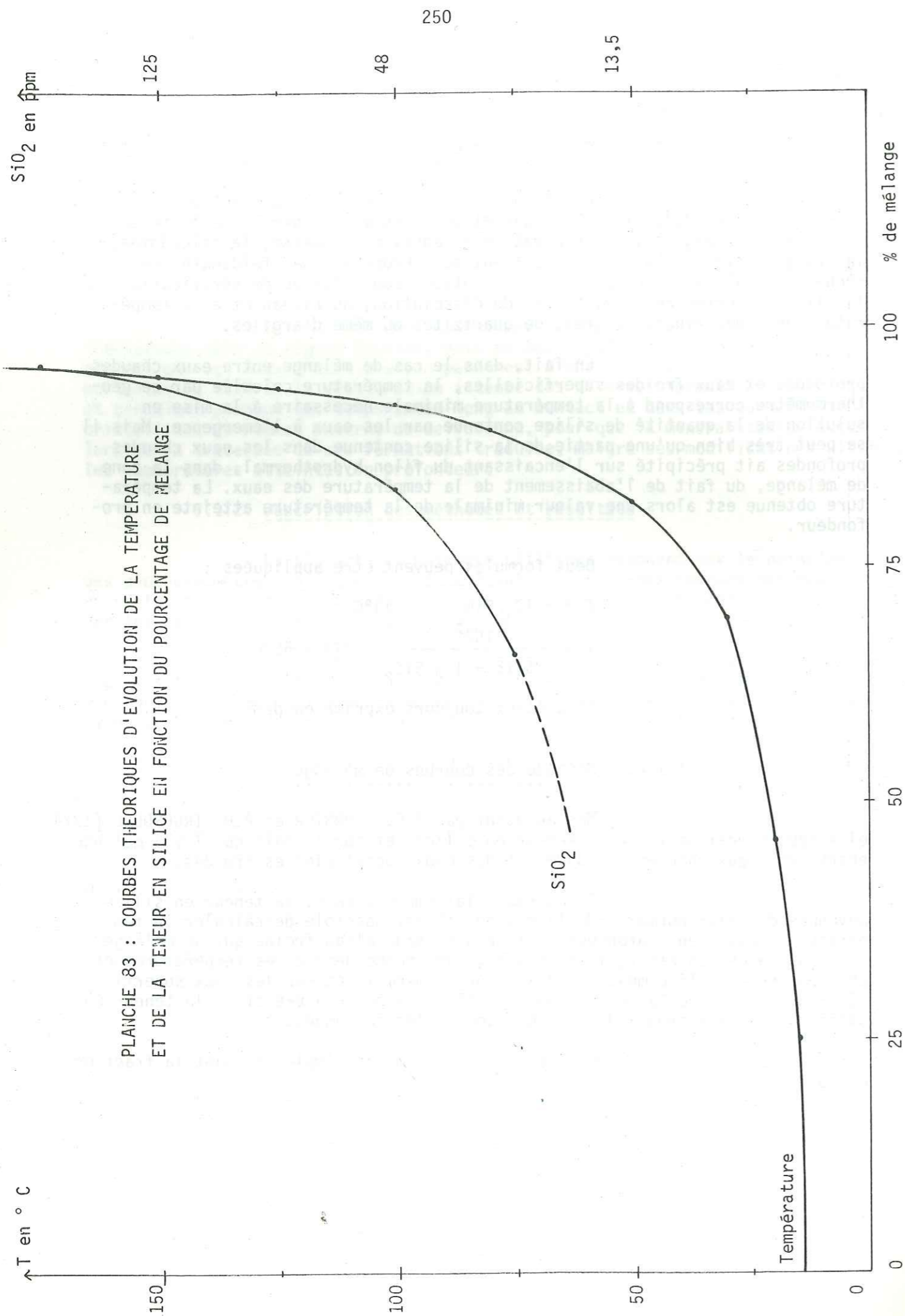


PLANCHE 83 : COURBES THEORIQUES D'EVOLUTION DE LA TEMPERATURE ET DE LA TENEUR EN SILICE EN FONCTION DU POURCENTAGE DE MELANGE

- avec H_f : enthalpie de l'eau du filon thermal,
- $H_s \neq T_s$: température de l'eau de la source thermale à l'émergence,
- $H_n \neq T_n$: température moyenne des eaux normales de la région,
- $SiO_2 f$: teneur en silice de l'eau du filon thermal,
- $SiO_2 s$: teneur en silice de l'eau de la source à l'émergence,
- $SiO_2 n$: teneur en silice des eaux normales de la région.

Dans le cas qui nous intéresse, les eaux normales de la région sont les eaux de la nappe phréatique, puisqu'il a été prouvé que le mélange se faisait avec ces dernières.

- On a donc : $T_s = 14^\circ C$,
- $T_n = 7^\circ C$,
- $SiO_2 s = 13 \text{ ppm}$,
- $SiO_2 n = 5,9 \text{ ppm}$.

On remplace, dans les équations énoncées, H_f et $SiO_2 f$ par les valeurs des enthalpies données par J.H. KEENAN et al. (1969) et par les valeurs de solubilité du quartz données par G.W. MOREY et al. (1962) :

Températures en °C	Enthalpies en cal/g	Silice en mg/l
50	50,0	13,5
75	75,0	26,6
100	100,1	48
125	125,4	80
150	151,0	125
175	177,0	185
200	203,6	265
225	230,9	365
250	259,2	486
275	289,0	614
300	321,0	652

On obtient ainsi deux courbes théoriques d'évolution des mélanges qui se recoupent en un point correspondant à la température maximale atteinte par l'eau en profondeur et au pourcentage d'eau froide intervenant dans le mélange (planche 83) Les résultats sont les suivants :

$T_4 = 175^\circ C$, et il y a 96 % d'eau froide dans le mélange.

I.1.2.d. Géothermomètre Na/K

Proposé par A.J. ELLIS (1970), il permet en théorie de calculer la température maximale atteinte par l'eau en profondeur.

En effet, les teneurs en sodium et potassium des eaux proviennent de la dissolution de ces éléments par les eaux chaudes en profondeur dans les roches cristallines (en particulier de leurs feldspaths). En principe, ces teneurs ne varient pas lors de la remontée des eaux chaudes vers la surface.

Cependant, les concentrations atteintes restent toujours très inférieures aux solubilités maximales de ces éléments, même à température faible, et en raison de la présence d'évaporites triasiques susceptibles de libérer du NaCl sur le chemin de la remontée, l'utilisation de ce géothermomètre paraît hasardeuse dans le cas d'Allevard.

$$T_5 = \frac{908}{\log \text{Na/K} + 0,7} - 273 = 67^\circ\text{C}$$

La température est ici calculée à partir de la composition molaire des eaux.

I.1.2.e. Géothermomètre Na/K/Ca

Préconisée par R.O. FOURNIER et A.H. TRUESDELL (1973), l'utilisation de ce géothermomètre fait intervenir l'ion Ca provenant des plagioclases et qui peut modifier les conditions de solubilité des autres éléments.

Basé sur le même principe que le précédent, il en comporte les mêmes inconvénients, à savoir principalement que les teneurs en sodium, potassium et calcium des eaux restent faibles vis-à-vis des valeurs de saturation et peuvent donc être modifiées par la présence de couches évaporitiques.

$$T_6 = \frac{1647}{\log \text{Na/K} + \log \sqrt{\text{Ca/Na}} + 2,24} - 2,24 = 120^\circ\text{C}$$

avec = 1/3 ou 4/3 choisi après un premier calcul.

I.1.2.f. Géothermomètre géologique

L'utilisation du géothermomètre géologique, mis au point par H. et M. SCHOELLER (1976), est basée sur la détermination de coefficients de mise en solution calculés à partir de la composition chimique des roches cristallines dans lesquelles peuvent circuler les eaux profondes. C'est en effet au contact de ces roches cristallines que l'eau acquiert sa teneur en silice, sodium et potassium lorsque, bien entendu, il n'existe pas de terrain salifère au voisinage de la source considérée.

Les coefficients n et m représentent les coefficients de réaction entre la roche initiale et le produit final de la décomposition des feldspaths (l'argile le plus souvent). Ils sont donnés par les formules :

$$n = \frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{SiO}_2 - \text{SiO}_2'} \quad m = \frac{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg}}{\text{SiO}_2 - \text{SiO}_2'}$$

Na, K, Ca, Mg sont exprimés en milliéquivalents,

SiO₂ est exprimé en milli moles,

SiO₂' correspond à la quantité de silice restée fixée sous forme d'argile lors de la décomposition du feldspath alcalin = 2 (Al₂O₃).

Nous avons utilisé pour les calculs l'analyse chimique donnée par A.C. TOBI (1958) sur un schiste chloriteux à muscovite et albite échantillonné à Allevard.

Les valeurs sont données en pourcentage d'oxydes :

SiO ₂	: 49,14
Al ₂ O ₃	: 19,82
Fe ₂ O ₃	: 7,79
FeO	: 7,41
MnO	: 0,26
MgO	: 2,92
CaO	: 0,54
Na ₂ O	: 2,06
K ₂ O	: 4,82
TiO ₂	: 0,48

Les valeurs traduites en milliéquivalents pour Mg, Ca, Na et K, et en millimoles pour SiO₂ et Al₂O₃ conduisent à :

$$n = 0,3931$$

$$m = 0,5842$$

A partir de ces coefficients, et en utilisant dans les formules suivantes les teneurs en ions de l'eau de la source thermique, nous pouvons calculer la teneur en silice maximale atteinte par les eaux en profondeur avant tout mélange avec des eaux froides :

$$H_4 \text{SiO}_4 = \frac{\text{Na} + \text{K} - \text{Cl}}{n}$$

$$H_4 \text{SiO}_4 = \frac{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg} - \text{Cl}}{m}$$

Na, Ca, K, Mg, Cl sont exprimés en milliéquivalents, H₄SiO₄ est obtenue en millimole.

Cela permet, par l'utilisation de la formule classique de R.O. FOURNIER et J.J. ROWE (1966) de calculer la température T 7 maximale atteinte en profondeur :

$$T 7 = \frac{1522}{5,75 - \log H_4SiO_4} - 273 = 87 \text{ } ^\circ\text{C}$$

I.1.2.g. Géothermomètre Na/Li

Récemment proposé par C. FOUILLAC et G. MICHARD (1979), il donne les températures atteintes par les eaux en profondeur par la relation :

$$T 8 = \frac{1000}{\log Na / Li + 0,38} - 273 = 116^\circ\text{C}$$

Les valeurs de Na et Li, exprimées en milliéquivalents, sont celles obtenues en juin 1979.

I.1.2.h. Géothermomètre CO_3/SO_4

P. OUSTRIERE et M. LELEU (1979) ont mis au point deux nouveaux géothermomètres faisant intervenir les concentrations en sulfates totaux et en carbonates totaux.

On a ainsi :

$$T9 = 74,91 \log \frac{\sum CO_3}{\sum SO_4} + 192 = 186 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$T10 = - 110,42 \log \sum SO_4 - 150 = 89^\circ\text{C}$$

avec CO_3 et SO_4 exprimés en milliéquivalents.

I.1.3. Interprétation

Les résultats que nous avons obtenus selon les diverses méthodes ont été regroupés dans le tableau page suivante.

L'ensemble des valeurs apparaît très épars, les températures obtenues oscillant entre 27 et 186°C.

Cependant, trois raisons peuvent expliquer certaines "valeurs aberrantes" :

- l'effet de plurimélange alors que certains géothermomètres sont prévus pour être utilisés dans le cas de mélanges strictement binaires. C'est le cas de T1 anormalement basse et de T4 anormalement haute;

- la présence d'évaporites alors que les formules ont été définies en milieu uniquement cristallin. C'est le cas de T5 et T9 ;

- les recristallisations de silice sur les épontes du filon thermal lors de la remontée des eaux font que la valeur de SiO_2 prise en considération

n'est pas la teneur réelle en profondeur mais celle mesurée à l'émergence. Les températures T2 et T3 patissent de cet état de fait, et la température T3 de 55° peut être considérée comme la valeur minimale de la température du filon thermal.

Restent les températures T6, T7, T8, T10, qui remarquons-le, apparaissent homogènes autour de 100°C, température qui peut être acceptée comme étant la température maximale atteinte par le filon thermal en profondeur.

	Méthode utilisée	Température obtenue en °C
T1	tritium	27
T2	silice 1	43
T3	silice 2	55
T4	courbes de mélange	175
T5	Na/K	67
T6	Na/K/Ca	120
T7	géothermomètre géologique	87
T8	Na/Li	116
T9	CO_3/SO_4	186
T10	SO_4	89

La proportion de 96 % d'eaux froides dans le mélange du puits thermal donnée par la méthode des courbes de mélange confirme ce que nous pensions, à savoir que le filon thermal se mélange avec des eaux semi-superficielles circulant dans les réseaux de fissures. Ces circulations semi-superficielles, du type de celles rencontrées dans la galerie de Bramefarine ou de celles qui devaient exister avant le percement de la galerie de Belledonne, sont très lentes bien que peu profondes. Ces eaux, plus faiblement tritiées que les eaux superficielles, contiennent, ainsi qu'on l'a démontré en d'autres lieux (S. et J. SARROT-REYNAULD, 1977) des quantités très variables mais faibles d'eaux de l'année.

I.2. ORIGINE DE LA TEMPERATURE

La température acquise en profondeur peut avoir pour origine plusieurs processus :

- le gradient géothermique : c'est le facteur principal d'acquisition de la thermalité; les eaux s'infiltrant à des profondeurs plus ou moins grandes et acquièrent des températures élevées,

- la radioactivité : la désintégration des minéraux radioactifs est exothermique,

- les processus chimiques : les réactions chimiques exothermiques résultant de l'oxydation des pyrites ou de l'hydratation de l'anhydrite peuvent provoquer localement une élévation non négligeable de la température,

- les frictions tectoniques : le déplacement relatif de masses importantes (charriages) entraîne des frictions à la base des nappes, accompagnées d'un léger métamorphisme local. Ce phénomène est évidemment impossible dans le cas qui nous intéresse.

Dans le cas d'Allevard, il paraît raisonnable d'expliquer l'existence en profondeur d'eaux à des températures voisines de 100°, en admettant que les eaux d'infiltration descendent à grande profondeur pour s'échauffer sous l'effet d'échanges géothermiques.

Cependant, il a été montré que le gradient géothermique est faible dans les zones externes des Alpes et il faudrait, pour expliquer des températures de cet ordre, accepter, même avec un gradient de 1° pour 50 m, un enfouissement des eaux de l'ordre de 4 500 m.

Cela paraît excessif, et nous devons envisager l'existence d'une anomalie géothermique locale qui pourrait avoir pour siège le grand accident N 140 évoqué plus haut.

En effet, la plupart des anomalies géothermiques reconnues par exemple dans les Alpes (vallée de la Tarentaise : J.SARROT-REYNAULD et Y. SIMEON-DUPENLOUP, 1979; Hautes-Alpes : J.SARROT-REYNAULD et al., 1977) ou en Iran (E.SALEHI et J. SARROT-REYNAULD, 1977), sont positionnées sur de grands accidents de socle et plus précisément à l'intersection de tels accidents. Ces zones de fractures, qui peuvent être le siège d'activités sismiques, sont des zones favorables à la dissipation du flux thermique terrestre.

L'existence d'une telle anomalie expliquerait, outre la thermalité des eaux d'Allevard, les températures relativement élevées enregistrées aux sources d'Aix-les-Bains, du Monétier-les-Bains et de Plan-de-Phazy.

II - MINERALISATION DU FILON THERMAL

=====

L'origine de la minéralisation de la source thermale d'Allevard, comme d'ailleurs de l'ensemble des sources thermominérales alpines et de nombreuses sources thermominérales dans le Monde, est un problème crucial pour la détermination de l'origine de ces eaux.

Deux types d'acquisition de la minéralisation peuvent être proposés :

II.1. DANS LE SOCLE

Il a été observé dans d'autres régions (Massif Central : P.JACOB, 1976; Iran : J.ROCHAT et al., 1979), des eaux chlorurées sodiques émergeant de formations volcaniques ou cristallines.

Or il a été montré (J.SARROT-REYNAULD et al., 1980) que les teneurs en chlorures des sources alpines ne dépassent guère celles du Massif Central (Saint-Nectaire, La Bourboule) où les chlorures ne proviennent pas d'évaporites mais d'apports fumeroliens, ou peut-être du lessivage du socle granitique et des laves tant par des eaux chaudes que par les eaux d'infiltration.

L'origine de la minéralisation serait ainsi à rechercher dans les eaux du filon thermal lui-même, eaux chaudes ayant lessivé le socle en profondeur.

Cependant, nous avons montré (Etude hydrogéologique du Massif d'Allevard) que les eaux ayant lessivé les micaschistes possédaient une minéralisation

de type bicarbonaté calcique ou sodique, suivant l'existence ou non d'échanges de base.

La présence de chlorure de sodium n'apparaît ainsi pas logique, à moins de supposer que les roches cristallines, sous l'effet d'une lixiviation à forte température, puissent "lacher" certains de ces éléments. Nous avons tenté de vérifier cette hypothèse par le biais d'une matrice de corrélation entre la teneur en Cl⁻ des venues d'eau de la galerie sous Belledonne et la hauteur de terrain sus-jacent. Les résultats ont été nuls, la corrélation s'avérant même négative. Cela ne constitue toutefois pas une contre-preuve absolue dans la mesure où ces observations ont été réalisées sous de faibles températures.

Cependant, et malgré les exemples troublants que nous avons cités, nous ne croyons pas à la possibilité de l'acquisition de chlorure de sodium dans le socle dans le cas d'Allevard.

II.2. DANS LES EVAPORITES

Les eaux du filon thermal pourraient acquérir leur teneur en NaCl au contact des évaporites de deux manières :

- soit en lessivant elles-mêmes les terrains triasiques,
- soit en interceptant les eaux semi-superficielles qui les auraient lessivés très longuement.

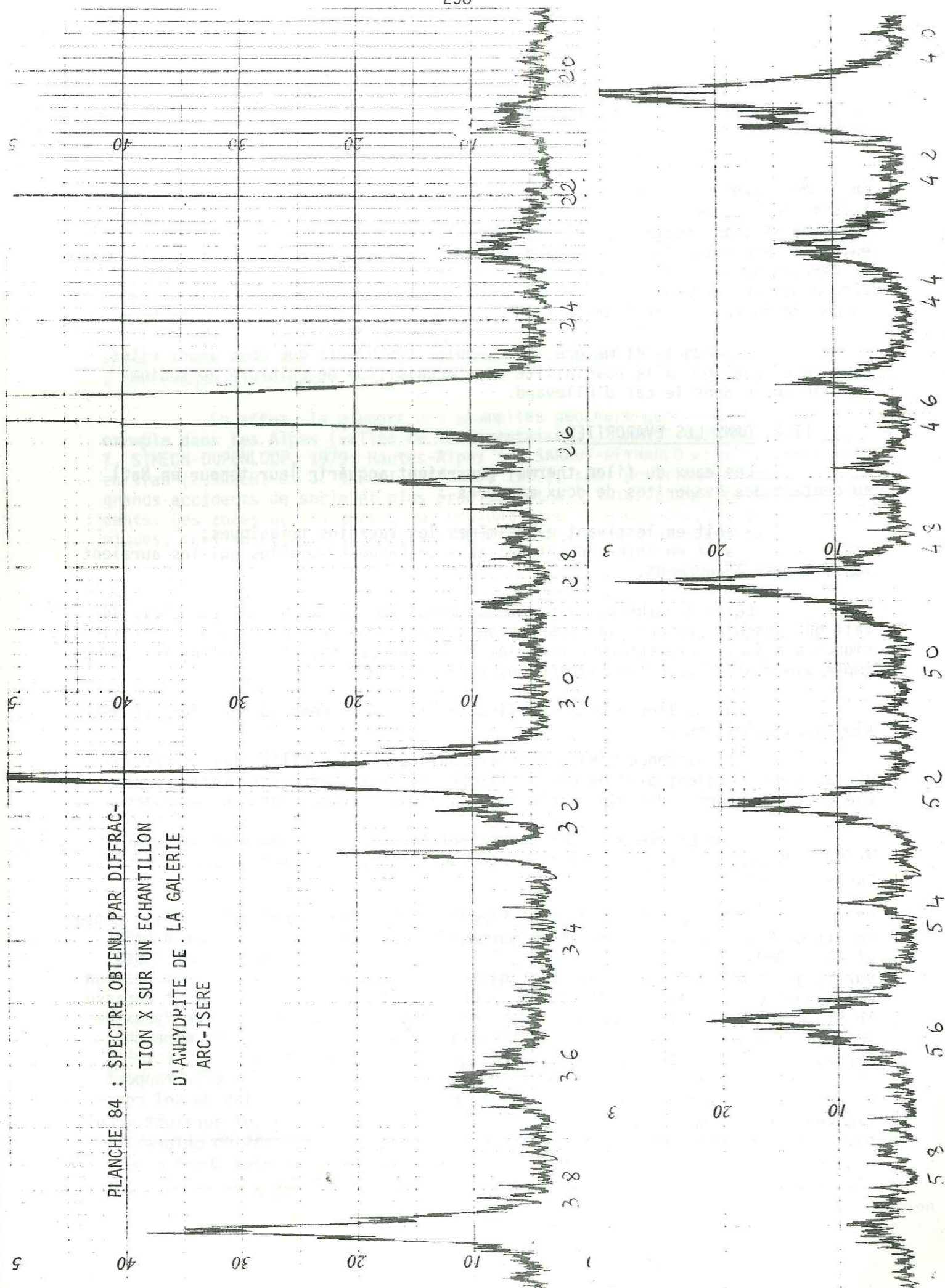
Cette hypothèse, la plus couramment admise, se heurte toutefois au fait que jusqu'à présent, la présence de sel gemme au sein des évaporites triasiques n'a jamais été observée dans les Alpes françaises, et ce malgré le nombre impressionnant de galeries creusées dans ces régions.

Pour pallier à cette difficulté, les différents auteurs proposaient plusieurs solutions :

- l'existence d'eaux connées qui auraient facilité les chevauchements et qui seraient plus ou moins chargées en NaCl. Cette solution, acceptable pour les sources des Alpes internes, ne l'est plus du tout pour Allevard;

- une partie des ions pourraient être d'origine magmatique comme le CO₂. On en revient alors à l'hypothèse de la minéralisation au contact du socle cristallin,

- la répartition du NaCl serait fonction de la paléogéographie. Cette solution paraît la plus acceptable, surtout sous l'aspect présenté par J.DAZY et al. (1980). Ces auteurs estiment, à la suite des travaux de R. KUHN (1968) sur la géochimie des dépôts évaporitiques et sur les conditions de sédimentation des formations salines des Alpes, qu'aucun des sédiments salins n'aurait dépassé le stade de l'anhydrite. Cependant des lentilles de sel gemme appelées "yeux de sel", présentant des concentrations importantes en bromures, peuvent être observées dans les dépôts salins des Alpes germaniques. Or J.DAZY et al. estiment, après observation de la minéralisation des eaux d'Uriage, que le rapport Cl / Br semble caractériser le milieu évaporitique. Les lentilles de sel constitueraient les témoins d'anciens horizons salifères remaniés qui auraient donné naissance à des saumures à fortes concentrations. La minéralisation chloro-bromurée de l'eau d'Uriage, et par là même de la plupart des eaux thermominérales alpines, pourrait être expliquée par la présence en profondeur, au sein des dépôts



évaporitiques triasiques, d'un horizon lenticulaire de halite de type " oeil de sel " enrichi en bromures et en éléments traces.

Cependant, malgré la séduction que peut opérer cette théorie, elle ne saurait faire oublier que ces lentilles de sel n'ont jamais été observées dans les Alpes françaises.

Nous estimons quant à nous, devant l'insatisfaction causée par l'ensemble de ces hypothèses, que du sel pourrait être intimement lié aux autres évaporites, à l'anhydrite en particulier, sans jamais former d'horizon salifère. Cette idée avait déjà été émise en 1979 par Y. SIMEON-DUPANLOUP qui avait soumis à des analyses par diffraction X des prélèvements de gypse effectués en Haute-Tarentaise. Devant la négativité de ses résultats, Y. SIMEON-DUPANLOUP avait conclu, trop vite à notre gré, à l'inexactitude de sa théorie.

En effet, ses échantillons ayant été prélevés en surface, ils subissaient ainsi les effets des précipitations depuis des temps très anciens. Le sel gemme étant le plus soluble des composés éventuels de la roche, il se serait ainsi déjà depuis longtemps dissous avant le prélèvement.

C'est pourquoi nous avons voulu refaire cette expérience, mais en la tentant sur un échantillon d'anhydrite prélevé dans la galerie Arc-Isère, c'est-à-dire à l'abri des altérations météoriques. L'anhydrite a été ainsi soumise à des analyses aux rayons X effectuées par J.C. DEMENJON au laboratoire de Pétrographie de l'Institut Dolomieu de l'Université de Grenoble.

Les caractéristiques de l'appareil sont les suivantes : diffractomètre Philips, amplificateur et compteur CGR (monochromateur L.F) avec anticathode de Cuivre (40 k.v., 20 mA).

Les spectre obtenu est reproduit en planche 84 .

Les pics qui ressortent le plus nettement correspondent aux raies de l'anhydrite (joint committee on powder diffraction standards, 1974). Mais apparaissent aussi de manière relativement nette les raies du quartz (sa présence est probablement due à des recristallisations d'origine tectonique) mais aussi les raies les plus fortes de la Halite et de la Sylvinite (les raies les plus faibles étant noyées dans le fond continu de l'échelle).

La présence de NaCl et de KCl au sein du Trias devient donc indiscutable, et lie de manière définitive l'emplacement des principales sources thermominérales près du Trias à la présence au sein de celui-ci des éléments nécessaires à la minéralisation de celles-là.

Signalons que la présence de Sylvinite explique en outre la rencontre dans la galerie de reconnaissance des eaux du type 4 (planche 81).

III - LE CIRCUIT THERMAL

L'eau extraite du puits thermal comporte donc, après analyse de toutes les données en notre possession des eaux de trois types différents de circulations aquifères :

- les eaux du filon thermal, eaux chaudes (100°C) ayant atteint le socle cristallin et s'y étant thermalisées. Ces eaux sont d'origine ancienne et ne circulent que très lentement;

- les eaux semi-superficielles, plus froides, circulant également très lentement, pouvant être alimentées partiellement par des eaux très jeunes, et qui sont peut-être responsables de la minéralisation ;

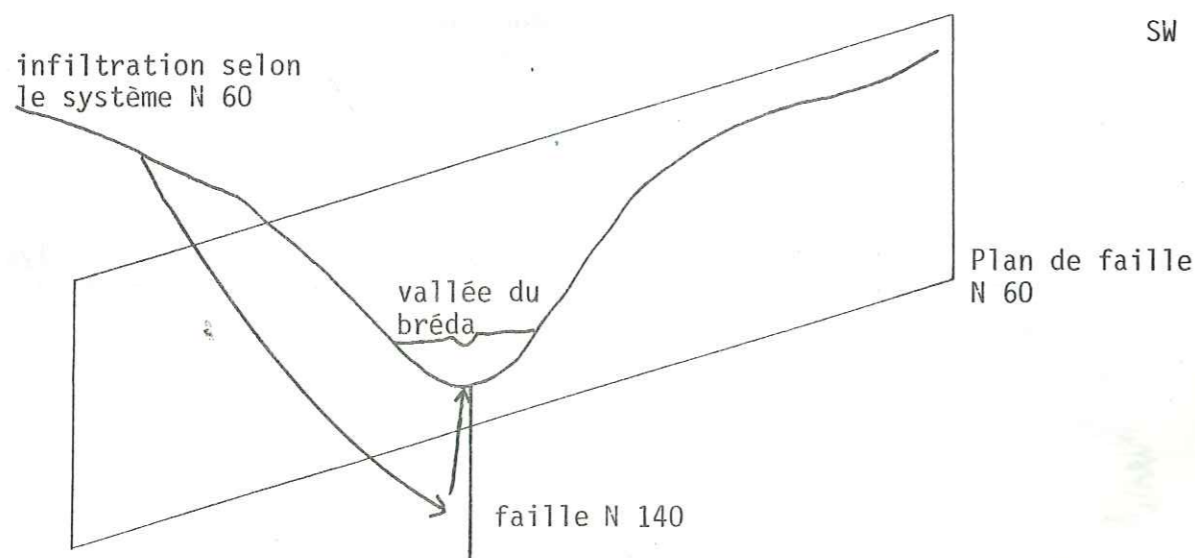
- les eaux superficielles froides et peu minéralisées, eaux de l'année appartenant à la nappe phréatique. Une partie infime de ces eaux superficielles peut aussi correspondre à des eaux circulant à très faible profondeur dans les marno-calcaires du Lias que la source thermale aurait rencontré dans les derniers mètres de son ascension.

Compte tenu du système de fracturation N 60 - N 140 prépondérant, et de l'existence d'un accident de chaque type au droit de la source d'Allevard, deux hypothèses peuvent être formulées quant au cheminement des eaux formant le filon thermal. Ces deux hypothèses, non foncièrement différentes, sont les suivantes :

- dans le premier cas, et cela rejoint l'opinion formulée par J.SARROT-RAYNAULD et Y. SIMEON-DUPANLOUP (1979) à propos des sources de Tarentaise (Savoie), les eaux s'infiltreraient dans les parties orientales de la chaîne et circuleraient à grande profondeur selon le grand accident N 140. Elles remonteraient ensuite localement le long de plans de chevauchements ou plus vraisemblablement le long d'accidents N 60 et, se mélangeant avec des eaux semi-superficielles de minéralisation caractéristique du lieu elles donneraient les différentes sources thermominérales placées le long de l'accident (Aix-les-Bains, Allevard,..) Cette hypothèse ne nous convient pas en raison des valeurs de $\delta O18$ mesurées lors des prélèvements. Nous avons en effet montré que plus la proportion d'eau thermale augmentait dans les mélanges (puits thermal et rive droite), plus le $\delta O18$ devenait faiblement négatif. Cela indique donc une origine première à moyenne altitude de l'eau du filon thermal, donc très localisée autour d'Allevard.

- cela induit tout naturellement le deuxième cas de figure : les eaux s'infiltreraient dans la région d'Allevard, soit par l'accident N 60 d'Allevard, soit par la multiplicité des petites fractures décrochantes mises en évidence dans la galerie d'Allevard.

Dans le premier cas elles remonteraient après avoir rencontré (et s'y être thermalisées) l'accident N 140 ; dans le deuxième cas, elles circuleraient quelque peu le long de cet accident et remonteraient à son intersection avec la faille d'Allevard. Dans l'un et l'autre cas, l'accident N 140 n'apparaît pas comme un cheminement privilégié en profondeur mais comme une sorte de drain facilitant la remontée en surface d'eaux profondes.



CHAPITRE V - SITUATION DE LA SOURCE D'ALLEVARD DANS LE CADRE D'UN SCHEMA GENERAL DES MANIFESTATIONS THERMOMINERALES DANS LES ALPES FRANCAISES

Le modèle proposé pour la source d'Allevard peut être généralisé à la plupart des sources thermominérales des Alpes du Nord.

En effet, si l'on regarde attentivement la carte des Alpes à 1/500 000, on s'aperçoit que l'accident N 140 décrit n'est pas le seul et que les massifs subalpins sont découpés selon de grandes lanières orientées NW-SE, et qui semblent se poursuivre plus avant à l'intérieur de la chaîne. Ces lanières, qui ont fait l'objet de discussions depuis les premiers temps de la géologie alpine, ne sont pas clairement expliquées. Ainsi, en 1964, C. KERCKHOVE et P. ANTOINE s'interrogent-ils sur la signification des trouées qui séparent les massifs subalpins. Aujourd'hui, si l'origine tectonique des cluses d'Annecy, Chambéry et Grenoble est couramment acceptée, aucun auteur ne se hasarde encore à prolonger ces discontinuités autant vers l'Ouest que vers l'Est.

En 1974 pourtant, J.B. DUCROS explique la présence de ces lanières comme étant des linéaments, c'est-à-dire des zones de faiblesse de la croûte terrestre.

Les linéaments, définis par W.H. HOBBS (1904) et encore récemment par L. DUPLAN (1973), correspondent à des traits topographiques observés à l'échelle régionale, rectilignes ou peu courbés et généralement interprétés comme le reflet de la structure crustale. Les linéaments sont concrétisés par l'orientation du réseau hydrographique, ses parties rectilignes et ses brusques changements de direction, par le tracé des rivages et des lacs et par des traits orographiques, tels que la configuration des reliefs, la disposition des cuestas et les alignements des volcans. Ils peuvent se manifester par un magmatisme ou une minéralisation.

Cette notion de linéament est cependant aujourd'hui quelque peu dépassée, et remplacée par celle d'accident rhygmatisque, proposée par R.A. SONDER (1938, 1947, 1956).

A. CAIRE (1974 a et b) a redéfini strictement le terme d'accident rhygmatisque, le basant sur les caractères suivants :

- forme : ces fractures, lorsqu'elles sont continues, présentent un tracé soit rectiligne, soit légèrement brisé, soit faiblement arqué ou onduleux. La ligne droite n'est le plus souvent qu'une direction moyenne, à petite échelle, et représente l'éventuelle cassure profonde dont les accidents de surface ne sont qu'un reflet déformé.

- nature : un des caractères majeurs des cassures rhygmatisques est de jouer horizontalement et de déterminer par conséquent des coulissements entre panneaux de l'écorce. Cependant elles peuvent évoluer provisoirement vers d'autres types et d'autres jeux.

- continuité spatiale : les accidents rhygmatisques doivent présenter les mêmes caractères de continuité, d'alignement ou d'échelonnement que les linéaments. Des fractures limitées en longueur et en rejet pourront être conçues comme manifestations

locales et partielles d'accidents profonds majeurs, et entrer dans la catégorie des lignes rhégmatiques.

- permanence dans le temps : certaines, parmi les plus grandes des ces fractures rhégmatiques, peuvent être susceptibles de jouer lors de chaque mise en tension de la portion de croûte qu'elles parcourent. La permanence n'est cependant pas un caractère absolu.

- autres caractéristiques : les cassures rhégmatiques peuvent, sur toute leur longueur ou en certaines parties de leur trajet, offrir un caractère distensif, et permettre l'ascension de magmas. Elles sont parfois empruntées par des minéralisations. Ces fractures peuvent passer à des flexures, déterminer des alignements géographiques ou des variations de faciès. Elles sont souvent coordonnées à des fractures de moindre importance et de moindre permanence. Elles s'associent communément en familles, autour d'une direction moyenne, ou en gerbes, ou en éventails. Deux familles se coordonnent en réseau. Lorsqu'elles naissent d'un même acte tectonique, elles sont conjuguées selon des dispositifs géométriques ordonnés.

Au vu de cette définition, l'application de cette notion aux accidents NW-SE qui nous intéressent est donc fondée sur plusieurs points :

- continuité spatiale;
- association en famille directionnelle;
- les jeux coulissants de ces accidents sont prouvés (décrochements sénestres);
- permanence dans le temps : ce sont d'anciennes directions (armoricaines?) qui ont rejoué lors de l'orogénèse alpine.

En 1970, D.ROBERT avait ébauché un modèle linéaire au niveau français, réalisé à partir de l'emplacement des sources thermales et des activités sismiques. Selon lui, le thermalisme revêt une signification métallogénique considérable : l'étude systématique des sources pourrait alors venir en aide aux prospecteurs de gisements, et être utilisée conjointement avec la géochimie.

Ainsi, l'accident N 140 joignant les sources thermales d'Aix-les-Bains à Plan-de-Phazy ne serait qu'une portion d'un alignement beaucoup plus important, le linéaire de l'île Rousse, classiquement déterminé à partir des richesses minérales (D.ROBERT, 1968).

Nous avons tenté de préciser cette ébauche et de réaliser un schéma de travail, tout au moins au niveau des Alpes du Nord, en basant l'existence des fractures rhégmatiques sur les indices suivants :

- la morphologie : directions des cours d'eau et leurs brusques changements d'orientation, alignements de cols, de lacs, de vallées,...
- la géologie : position des épicentres de séismes. Remarquons à ce propos que les zones d'anomalies géothermiques recensées dans le chapitre précédent se calquent absolument parfaitement sur les accidents rhégmatiques que nous allons énumérer ci-dessous. Le flux de chaleur pourrait donc être dû à un échauffement par friction de ces zones sismiques.
- le thermalisme : emplacement des sources thermominérales et des dégagements gazeux.

On obtient ainsi, du Nord au Sud, les grands alignements suivants, qui passent par d'Ouest en Est (planche 85) :

- le coude brutal de la vallée du Rhône entre le lac Léman et Martigny, la source de Lavey-les-Bains, la vallée d'Entremont.

- la vallée de l'Arve entre Cluses et Saint-Gervais, les sources de Saint-Gervais, la vallée du Bonnant, l'enserrement très net qui sépare le massif du Prarion (prolongement des Aiguilles Rouges) de la partie Nord de Belledonne, dont les derniers affleurements cristallins se voient dans la boutonnière de Mégève (cette ligne a été interprétée dès 1946 comme un accident de socle par L.MORET), la vallée des Chapieux où émerge la source de Bonneval, la vallée de l'Isère entre Bourg-Saint-Maurice et Val d'Isère.

On note sur cette ligne l'épicentre du séisme du 13 mars 1817 (d'une intensité de degré 7 sur l'échelle macrosismique internationale) qui endommagea l'église de Saint-Gervais

- la flexure du Jura à Bellegarde, l'axe de la montagne de Vuache (épicentre du séisme du 17 avril 1936 de degré 7), la source de Sillingy, la cluse du lac d'Annecy, les thermes de Menthon-Saint Bernard, l'épicentre du séisme de Décembre 1980 à Faverges, la vallée de l'Isère entre Albertville et Moutiers, les sources thermominérales de la Lechère-les-Bains, Salins-les Thermes et Brides-les-Bains (interprétées en 1980 par Y. SIMEON-DUPANLOUP comme étant liées à une fracture du socle).

- le val de Fier (depuis Seyssel), la source de Sales (près de Rumilly), la vallée du Chéran (malgré les critiques de M. LUGEON en 1900 au sujet de son interprétation comme fracture du socle), la source de la Compote-en-Bauges, le mouvement tectonique complexe de Roche-Torse, le coude de l'Arc d'Aiton à Aiguëbelle.

- Du Jura à Plan-de-Phazy, la ligne que nous avons décrite dans le chapitre précédent.

- la source du Bec de l'Echaillon, l'épicentre du séisme (degré 7) du 12 Janvier 1754 situé à Voreppe, la cluse de l'Isère séparant le massif de la Chartreuse du massif du Vercors (cartographiée comme un décrochement sénestre par M. GIDON sur la dernière édition de la carte géologique Grenoble à 1/50000), la source d'Uriage-les-Bains (dans la vallée du Sonnant).

- le séisme du 25 Avril 1962 à Corrençon-en-Vercors (de degré 8), les dégagements gazeux de Prêlenfrey et de la Mure, la vallée du Drac passant par les sources de La Motte-les-Bains (aujourd'hui disparue) et de Saint-Bonnet, la source de Font-Saïes (noyée maintenant sous le barrage de Serre-Ponçon), la basse vallée de l'Ubaye.

Le schéma que nous proposons, qui consiste à lier ainsi les différentes sources thermominérales alpines aux directions armoricaines n'est évidemment qu'hypothétique, et devra faire l'objet de vérifications par les diverses méthodes au service de l'hydrogéologie profonde et thermale.

C'est ce que nous avons fait nous-même, en recherchant l'existence de corrélations entre les minéralisations des diverses sources thermales. Nous avons ainsi calculé une matrice de corrélation pour les éléments majeurs de toutes les sources précitées, et effectué une analyse en composantes principales normées de ces données.

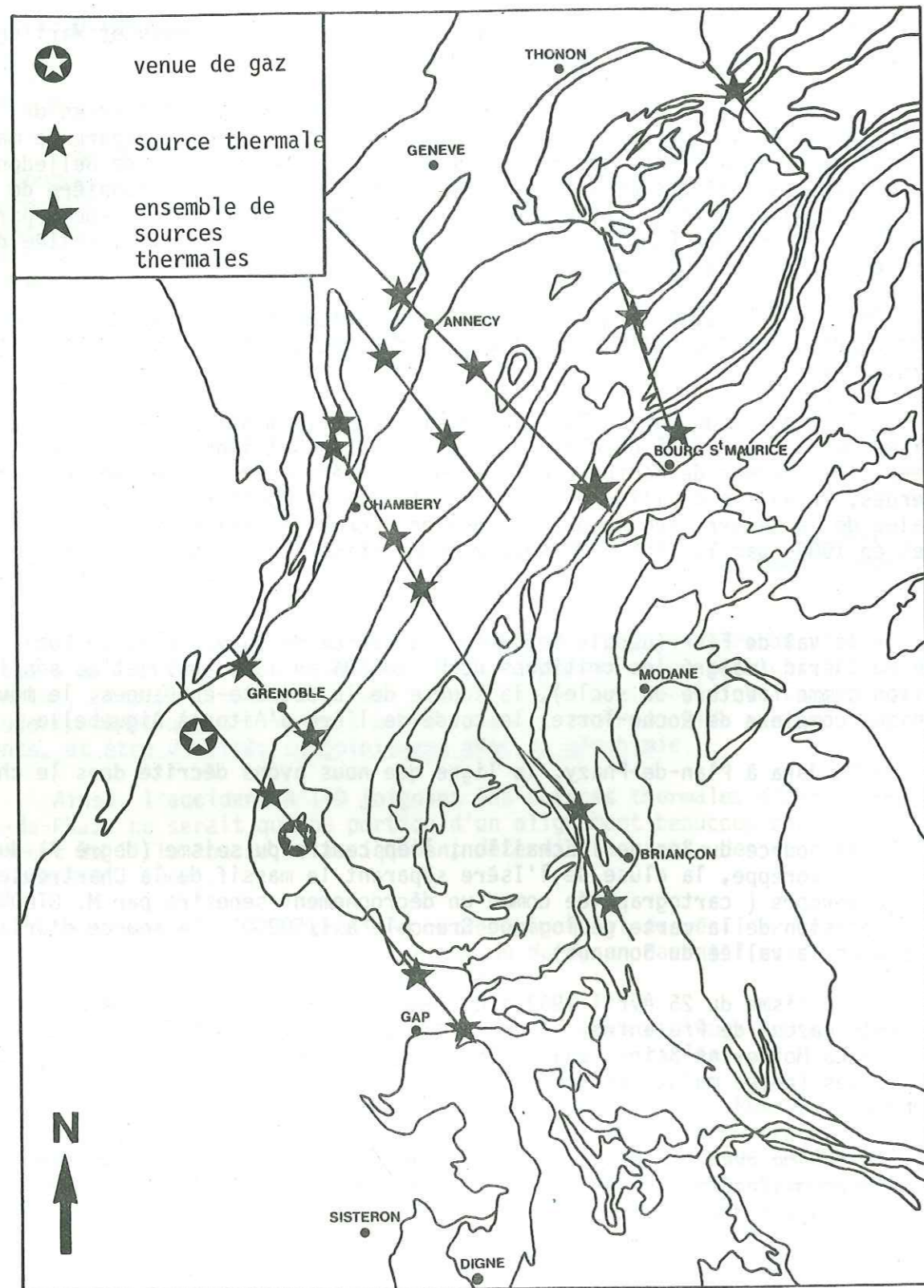


PLANCHE 85 : POSITION DES SOURCES THERMOMINÉRALES DES ALPES DU NORD SUR LES ACCIDENTS RHEGMATIQUES N 140.

Cette analyse n'a donné aucun résultat, confirmant ainsi la relative indépendance des divers circuits thermaux et le rôle unique de drain joué par les accidents N 140.

La minéralisation caractéristique de chaque source est donc à rechercher au sein des terrains directement environnants, lessivés la plupart du temps selon des directions globalement N 60. En effet, tous les auteurs ont signalé l'existence de failles thermales N 60 aux abords des stations, et s'accordent à faire circuler les eaux thermales le long d'accidents dextres ainsi orientés.

Nous citerons en exemple L. MORET (1946) pour les sources de Saint-Gervais, J. LETOURNEUR et R. MICHEL (1971) pour Uriage, P.A. POULAIN (1977) pour les venues de la Liche-des-Chamois, du Môtetier-les-Bains et de Plan-de-Phazy J.DAZY et J.C. GRILLOT (communication orale) pour les eaux d'Aix-les-Bains, et nous-même pour celles d'Allevard.

L'importance des noeuds de fractures N 60-N 140 est ainsi montrée, confirmant les données de terrain d'une part, les théories de R.A. SONDER (1938) sur l'existence d'un "réseau fondamental" (NW-SE) (SW-NE) d'autre part. Par ailleurs, la reconnaissance, par J. GUILLEMOT et al. (1973), de deux autres directions d'alignement, cadre bien avec le dispositif linéaire mondial, où il est classiquement admis (P. HUPE, 1958) un réseau complet à quatre directions.

Enfin, l'évolution rhégnatique étant une succession d'épisodes de cisaillement qui se traduisent par la formation de dislocations majeures divisant en blocs la croûte continentale (M.J. GRAINDOR, 1972), et les épisodes les plus marquants étant dans notre cas les épisodes armoricain et varisque, l'accent devrait être mis, à notre avis, pour une meilleure approche de la connaissance des manifestations thermominérales alpines, sur les relations existant entre les directions armoricaines et les directions cévenoles et, par l'intermédiaire de celles-ci, sur l'élaboration d'un schéma encore plus vaste en liaison avec la bordure orientale du Massif Central.

CONCLUSIONS GENERALES

Au terme de cet ouvrage, les conclusions que nous pouvons formuler sont de deux ordres :

- d'ordre scientifique,
- d'ordre méthodologique.

I - RESULTATS OBTENUS

=====

Les différentes parties de notre étude ont toutes fait l'objet de conclusions partielles, aussi résumerons-nous brièvement les résultats obtenus :

- étude géologique : dans un premier temps, la série litho-stratigraphique a été précisée. L'étude des discontinuités qui a suivi a permis, entre autres points, la mise en évidence d'un effet d'échelle, certaines directions apparaissant ou disparaissant selon le mode d'analyse et l'échelle choisis. Les directions les plus importantes régionalement sont cependant d'anciennes directions hercyniennes (N60, N 140) qui ont rejoué lors de l'orogénèse alpine. Nous n'utiliserons pas à ce propos le terme de préfracturation, qui sous-entend une influence synsédimentaire, mais plutôt de diffusion de la fracturation de bas en haut dans la série. La détermination de deux tenseurs de contraintes a ensuite permis l'interprétation globale de la fracturation.

- études hydrogéologique et hydrologique : l'équation du bilan a permis de déterminer un déficit d'écoulement et une alimentation des nappes alluviales environnantes par les massifs étudiés. Les fonctionnements des divers aquifères ont été expliqués ; on a ainsi mis en évidence l'existence de trois niveaux de circulations : dans la couverture quaternaire, dans la partie décomprimée du substratum et dans la zone profonde. Nous avons montré que, dans ce dernier domaine le concept de nappe de fissures est inapplicable. Quelques paramètres hydrodynamiques ont été quantifiés (perméabilités de l'ordre de 10^{-5} m/s dans les assises jurassiques, de l'ordre de 10^{-7} m/s dans les micaschistes de la Série Satinée; vitesse d'écoulement de l'ordre de 10^{-4} m/s dans les zones fissurées des micaschistes; volume des réserves dans le massif de Bramefarine d'environ 150.10^6 m³); ces chiffres sont cependant à interpréter avec précaution, leur calcul reposant sur des bases physiques peu rigoureuses. Enfin, le comportement hydrogéologique des différents terrains a été défini, et les circulations qui les parcourent ont fait l'objet d'analyses physiques, chimiques et isotopiques permettant la compréhension de leurs modes d'écoulement.

- étude de la source d'Allevard : il a été prouvé l'existence de mélanges très importants (au moins ternaires), les eaux du puits thermal n'étant constituées que d'une part infime d'eaux du filon thermal. La liaison minérale avec les terrains triasiques a été définitivement montrée par la découverte, dans un échantillon prélevé en galerie, de sel gemme intimement mêlé à l'anhydrite.

Un schéma thermominéral a ensuite été proposé pour la source d'Allevard, basé sur un réseau de fractures N 60 et N 140. Ce schéma a été élargi à l'ensemble des Alpes du Nord, pour lesquelles l'existence d'accidents rhéomatiques N 140 a été pressentie.

II - CRITIQUE DES METHODES

=====

Les enseignements que nous avons pu tirer de l'utilisation et de la comparaison de diverses méthodes sont nombreux et variés :

- il a été montré tout d'abord que l'étude de la structure intime des "milieux fissurés feuilletés" se heurte au problème de l'échelle de cette étude. Les mesures de fissurations obtenues sur le terrain, si elles sont indispensables pour renseigner sur la nature des discontinuités, ne sont pas aussi valables que dans d'autres milieux du fait de la présence de la schistosité et de la foliation. L'analyse photogéologique est donc très importante et doit être liée systématiquement à une étude sur le terrain.

Dans notre cas, les structures perméables n'étant visibles qu'en photographies aériennes, ce moyen d'étude en a été d'autant plus important. Nous ne commettrons cependant pas l'erreur de généraliser cette méthodologie de détermination des directions de directions aquifères à partir de ce seul exemple.

- nous avons également montré que si la vision que l'on peut avoir en surface des systèmes de fissuration est extrapolable à la profondeur au niveau du paramètre direction, il n'en est pas de même au niveau des paramètres fréquence et ouverture. La distinction entre zone décomprimée et zone profonde n'a ainsi pu être faite qu'après une étude comparative surface-profondeur. Aussi nous ne saurions que trop conseiller l'exploitation systématique des données fournies par le percement des ouvrages souterrains.

- dans un autre domaine, les observations que nous avons réalisées en galerie nous ont amené à nier toute représentativité, dans ces milieux seulement bien entendu, aux méthodes actuelles de calcul de la perméabilité à partir des observations de surface. Il importe donc d'approfondir et de mettre au point des formules applicables strictement à ces milieux.

- enfin et surtout, nous avons montré la complémentarité des analyses fissurales du terrain et des analyses physico-chimiques et isotopiques des eaux. Nous avons vu à ce sujet qu'il était préférable d'effectuer les prélèvements en galerie dès le percement de celles-ci, et de suivre l'évolution dans le temps des divers paramètres.

L'hydrogéologie moderne étant devenue, il faut l'admettre, une science à vocation pluridisciplinaire, la seule étude du magasin ou du fluide ne saurait donc suffire pour comprendre les phénomènes hydrogéologiques.

Nous avons en effet montré à la fois :

. l'importance de la connaissance des structures (quelle que soit leur échelle), le problème dans la recherche de l'eau étant le repérage des zones intensément fracturées selon des directions permettant les circulations.

. la nécessité des analyses physico-chimiques et isotopiques qui apportent non seulement des renseignements sur l'origine et le trajet de l'eau, mais aussi sur le magasin lui-même et sur les différents modes d'écoulement qui peuvent y exister.

Lier les différentes méthodes d'approche des phénomènes hydrogéologiques (études du contenant et du contenu) pour en tirer les meilleurs résultats et prouver l'absolue nécessité de cette démarche constituait un de nos objectifs. Nous espérons l'avoir atteint.

ANNEXES

ANNEXE 1 : Analyses isotopiques

Venue d'eau	Date	T ₃	O ₁₈
PM 260	Nov. 79	69 ± 2	- 10,6
PM 550	Nov. 79	68 ± 2	- 10,9
PM 670	Mai 79	87 ± 5	- 10,96
	Nov. 79	59 ± 2	- 10,6
PM 1645	Nov. 79	49 ± 2	- 11,7
PM 2055	Nov. 79	56 ± 2	- 11,4
PM 2150	Mai 79	95 ± 5	- 11,04
PM 2215	Mai 79	118 ± 7	- 10,93
	Nov. 79	72 ± 2	- 10,9
PM 2230	Mai 79	75 ± 5	- 11,23
	Nov. 79	60 ± 2	- 10,9
PM 2765	Mai 79	49 ± 3	- 11,43
PM 2870	Mai 79	69 ± 4	- 11,36
PM 2900	Mai 79	49 ± 3	- 11,31
Thermes Allevard	Mai 79	94 ± 5	- 11,74
	Oct. 79	54 ± 2	- 11,3
R.D. Allev.	Oct. 79	62 ± 2	- 12,4
Bréda All.	Oct. 79	71 ± 2	- 12,4
Bréda Pinsot	Oct. 79	69 ± 2	- 12,8

ANNEXE 2 : ANALYSES PHYSICO-CIMIQUES DES SOURCES DU MASSIF D'ALLEVARD

272

Source	Date	Débit l/mn	t° C°	R -Ω.cm	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl	NO ₃ ⁻
A1	16.10.79		7,5	2481	80,2	2,4	3,9	1,0	256	0	0,5	2
	19.05.80	120	6,5	2751	64,5	4,6	5,0	0,8	212,3	0	5,3	
A2	16.10.79		8,9	2522	74,1	5,6	3,9	3,3	252,5	0	0,8	1,5
	19.05.80	60	7,0	2618	59,1	3,4	5,0	2,8	197,7	0	2,4	1,5
A3	16.10.79	66	7,8	2660	55,7	20,4	3,6	1,8	251,3	0	0,6	2,9
	19.05.80	150	7,5	2847	48,9	16,0	4,3	1,8	218,4	2	3,1	
A5	16.10.79	1,8	10,1	10913	18	3,9	2,4	1,5	74,4	0	0	2
	19.05.80	1,5	6,6	12949	4,8	13,4	1,1	0,8	41,5	4	3,4	
A7	16.10.79	6	6,5	8586	12	11,4	1,4	1,5	83	10	0,7	4,6
	19.05.80		6,0	7566	10,4	18,7	1,3	0,8	92,7	10	3,5	1,8
A9	16.10.79	180	10,6	492	517	74,1	24,2	8,8	167,1	1400	1,5	2,6
	29.04.80		10,5	603	485,8	52,5	25,0	8,8	194	1200	4,3	
A10	16.10.79	600	10,3	474	513,4	92,6	19,3	3,1	115,9	1400	1,3	2,4
	29.04.80	900	11,5	570	487,4	101,2	25,3	6,3	159,8	1440	5,0	
A15	16.10.79	2,4	10,5	1956	57,3	31,8	4,3	1,5	250,1	40	1,5	2,2
	22.06.80	60	11,9	2166	56,1	20,4	4,8	0,8	225,7	31	4,2	
A16	15.09.79	1,2	10,8	1947	96,2	21,6	4,7	1,5	330,6	37	1,1	1,3
	19.05.80	6,6	7,6	2173	57,7	20,2	5,2	1,3	220,8	34	4	
A17	16.10.79		10,1	631	417,6	39,9	17,8	3,8	207,4	850	2,1	2,6
	19.05.80	13,2	10	752	350,7	41,6	13,8	1,3	167,2	850	3,7	
A18	15.09.79			2301	86,6	17,8	5,2	1,0	298,9	7	1,9	1,1

ANNEXE 2 : (Suite)

273

Source	Date	Débit l/mn	t° C°	R -Ω.cm	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl	NO ₃ ⁻
A19	15.09.79	4,8	14,1	1915	102,2	20,7	7,9	5,8	329,4	12	7,0	12,8
	16.10.79	9,0	11,9	2001	61,3	28,2	8,0	5,8	268,4	10	6,6	12,3
	19.05.80	12,0	9,7	2168	59,7	12,2	9,1	6,3	224,5	13	5,8	
A22	16.10.79		8,1	2231	60,1	35,7	4,7	1,5	224,5	103	1,3	4,8
	19.05.80	90,0	8,8	2173	81,8	19,9	4,7	1,3	223,3	96	3,3	
A23	22.06.80	Bon déb.	10,6	1792	79,7	28,4	6,3	2,0	253,8	94	4,0	1,1
A24	29.04.80		7,5	1954	94,6	22,4	5,5	1,8	195,2	110	3,7	1,8
A25	29.04.80		6,8	11334	15,2	7,3	1,6	0,5	64,7	7,0	3,3	0,9

PM	Date	Débit l/mn	t° C°	R -cm	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻
130	Juil. 79	6	13	1180	156,7	19,7	10,3	1,8	0	292,8	225	2,3	0,9
	Nov. 79	2	12,5	1112	155,1	43,3	10,3	1,8	0	273,3	275	1,9	1,8
260	03.08.77			1119	145	39	11,3	1,2	0	268	350	3	
	11.08.77			1527	112	32	8,5	0,8	0	317	162	3,5	1,4
	Juil. 79	60	14,3	1207	145,5	47,9	14,7	1,8	0	316	319	2,9	1,4
	Nov. 79	60	14,3	1215	102,2	41,8	14,7	1,5	0	180,6	298	2	1,4
420	Nov. 79	0,33	13	906	206,4	53,4	12,2	2,7	0	286,7	430	1,9	1,6
470	Juil. 79	0,33	14,4	993	212,4	49	10,1	2,7	0	347,7	440	3,2	1,9
500	Juil. 79	0,5	15,7	1070	182	47,6	10,3	2,8	0	292,8	414	3,8	0,7
550	Nov. 78		13,7		252	51,2	3,4	1,4	0	293	580	2,4	1,2
	Juil. 79	1	15,6	1081	204,8	37,4	11	2,6	0	359,9	378	3,1	1,1
	Nov. 79	0,66	14,9	777	256,5	55,9	14,2	2,5	0	281,8	575	1,9	1,8
670	Juin 74			525	529	37,8	34	1,8	0	169,2	1350	0,8	0,6
	Déc. 74			747	360,7	34	30,6	1,9	0	268,2	852,4	0,6	0,5
	Juin 77			722	356,7	38,9	22,5	2,2	0	286,7	839	1,1	1,7
	Août 77			680	325	43	22,6	1,6	0	256	850	3	1
	Nov. 78	300	17,1	652	359	45,5	20	1,2	0	276	900	4,4	1
	Mai 79		17,4	689	358,3	66,4	36,3	6,5	0	298,9	962	2,5	1,2
	Nov. 79		17,8	681	265,7	46,4	47,3	6,2	0	96,4	825	2	1,8
1430	Mai 79	0,75	15,9	2996	31,3	14,3	43,7	7	0	245,2	15	1,8	3,5
1640	Nov. 79	1	16,9	2660	21,2	12,6	55,2	6,5	0	253,8	11	1,7	2,2
1645	Nov. 79	1,5	16,9	2654	23,2	11,4	65,5	6	0	252,5	13	1,7	1,8
2055	Nov. 78	1	15	2141	3,6	2,7	144,9	8	0	285,5	23	5,5	1,8
	Nov. 79			2042	5,2	1,9	155,2	11	16,8	266	30	5,5	3,1

PM	DATE	DEBIT l/mn	t° C°	R -cm	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻
2150	mai 79	2	15,1	2266	8,4	0,5	155,2	12	0	306,2	14	4,9	3
2190	nov. 78	2	14,2	2593	8,8	6,6	106,9	10	0	245,2	19	5,6	2,4
	mai 79	3	14,3	2503	18,8	5,6	120,7	10,5	0	261,1	10	5,7	2,2
	nov. 79			2431	14	7	97,7	7,5	0	256,2	22	4,3	2
2215	nov. 78		13,7	3246	12,8	7,5	57,5	8	0	201,3	18	3,4	2,6
	mai 79	90	14,1	3235	20	7	77,7	7,5	0	220,8	17	2,4	1,7
	nov. 79			3136	16,8	10,5	65,5	7	0	209,8	14	1,2	2,4
2230	nov. 78	1,5	14,1	3309	8,8	7,5	72,4	7,5	0	196,4	19	2,2	2,8
	mai 79	4,5	15	2563	14,8	4,1	100,7	9	0	246,4	12	3,9	2,6
	nov. 79			2546	12	8,3	95,4	8	0	246,4	20	1,9	2,4
2235	nov. 78	2	15,2	2274	6,8	5,1	138	11	0	269,6	13	5,1	1,5
	mai 79	1,33	15,3	2375	11,6	1,9	140,3	11	0	311,1	19	5,7	2,6
2370	nov. 78	0,5	15,7	2294	15,6	13,1	97,7	10,5	0	264,8	20	10,8	1,1
2420	mai 79	0,33	15,8	1681	12,4	5,3	154,1	18	0	351,4	24	18,4	2,1
2480	nov. 78	1	15,9	1553	7,6	3,4	163,3	20	0	400,2	21	16,6	2,1
2670	déc. 74			1268	12	0	221	16,8	0	536,4	60	15,9	2,4
	nov. 78	0,22	17,3	1013	6,4	1,5	264,5	20	0	599	45	34,5	2,4
2740	nov. 78	0,33	15,6	1650	25,3	18	138	24	0	419,7	20	5,5	2,9
	mai 79	0,50	16,1	1740	31,7	17,5	143,7	18	0	450,2	23	5,7	4
2765	nov. 78	3	19,4	1587	31,6	20,2	131,1	15	0	430,7	27	4,2	3
	mai 79	2	18,9	1791	40,1	19,4	115	18	0	459,9	21	4,5	3
2870	mai 79	1,66	17,4	1518	47,7	34,3	89,2	9	0	452,9	20	2,5	2,1
2900	nov. 78	0,5	17	1501	19,6	17,3	201,2	16	0	439,2	24	7,7	3,3
	mai 79	1,75	17,6	1575	44,5	36	89,1	17,5	0	453,8	15	2,3	3,3
3040	nov. 78	0,5	18	1261	4,4	3,2	276	20	0	522,2	35	23,9	3,5
	mai 79	0,25	17,5	1259	9,6	1,7	218,5	7,5	0	544,1	55	31,1	1,5
3310	nov. 78	2	20	1158	5,6	0,2	250,7	9,5	0	534,4	19	8,7	1,4
3620	nov. 78	1	19	1788	1,6	2,2	162,8	7,5	0	373,3	21	1,1	1,3
3800	nov. 78	1	19,8	2039	2,4	1,5	140,3	9,5	42	246,4	21	1,1	1,3
3860	nov. 78	1	19	2986	5,2	4,4	92	4	0	242,8	15	1,8	1,4
3940	nov. 78	3,5	20	1925	3,6	1,5	138	6	0	334,3	22	12	1,8
3950	nov. 78	2	20	2546	4,8	1,9	134,5	12	0	279,4	18	5,2	1,5

ANNEXE 4 : Analyses physico-chimiques des venues d'eau dans la galerie de reconnaissance.

276

PM	Date	Débit l/mn	t°	R -cm	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	OH ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻
115	11.12.56	30	10°5	1024	120,2	36,5	présence	présence	0	295	221,2	néant	traces
250	11.12.56	50	11°5	1024	120,2	38,2	présence	présence	0	316	202,9	néant	traces
303	18.12.56	540	13°5	1024	140,3	36,5	présence	présence	0	305	256,5	néant	néant
376	12.01.57	31	15°	1250	116,4	46,2	présence	présence	0	189	312,3	34,8	
385	13.01.57	58	15°	1495	112,2	48,6	présence	présence	0	274	223,5	12,2	
391	14.01.57	80	15°	1495	112,2	48,6	présence	présence	0	247	219,4	9	
417	19.01.57	236	15°	1760	104,2	34	présence	présence	0	308	131,8	5,1	
430	24.01.57	204	15°5	1559	110	28,5	10	7,5	0	302	168	8	
460	04.57	48	15°5	1651	128,6	43,8			0	323	212,2		
467	04.57	65		1395	140	33	4	1	0	330	197	2	
518	22.05.57			1255	156	40	6	1	0	314	292	6	
522	27.05.57			732	230	traces	35	60	45	42	407	163	
529	16.05.57	20		560	213	5	141	115	25	33	436	370	
533	11.06.57		17°	672	208	7	132	95	31,5	61	414	275	
560	19.06.57	378	16°8	1030	191	44	17	7,5	0	284	400	28	
599	27.06.57		17°	798	143	37	14,5	5	0	256	298	16	
657	06.07.57	51		915	225	38,5	28	3	0	268	538	14	1,5
659	06.07.57	195	17°5	787	276	44	32	4	0	256	682	13	1,5
681	27.12.57	258	18°	506	530	61	58	16	0	192	1380	74	
710	16.07.57			530	490	54	32	3	0	238	1233	11	1
825	05.03.58	0,8	16°5	370	521	214					2343	71	
947	03.04.58	0,8	17°5	510	1563	40,3					1254	28,4	
1100	21.05.58	0,1		868	10	6					472		

ANNEXE 5 : ANALYSES PHYSICO-CHIMIQUES DES SOURCES DU MASSIF DE BRAMEFARINE

277

Source	Date	Débit l/mn	t° °C	R -cm	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ²⁻
B3	23.07.79	23	12,1	1740	119,4	13,6	8,0	8,5	347,7	25,0	10,5	12,1
	06.09.79	12	12,9	1750	120,2	7,8	8,7	9,2	355,1	24,0	10,4	7,9
	15.06.80	36	10,4	1650			11,0	9,3				
B4	23.07.79	8	10	1590	137,5	16,3	5,0	0,5	423,4	17,0	2,6	1,1
	06.09.79	4,5	11,2	1590	144,7	7,3	3,6	1,2	456,3		2,4	
	15.06.80	6	9,8	1660			7,4	0,8				
B5	05.06.80			3100			3,8	0,5				
	23.07.79	200	11	1860	103,4	18,0	7,4	2,9	312,4	29,0	7,3	15,6
B9	06.09.79	240	11,1	1870	109,0	14,6	7,1	2,8	317,3	28,0	7,1	12,3
	05.06.80	90	10,3	1850	67,3	14,6	7,5	2,7				
	23.07.79	90	11	2020	88,6	21,6	5,5	2,5	305,0	20,0	3,7	6,4
B10	06.09.79	72	11,6	2030	100,2	15,6	6,0	2,6	318,5	21,0	4,2	5,8
	15.06.80	60	10,5	2000			7,4	2,9				
	23.07.79	30	10,5	2230	47,7	42,8	4,0	1,2	275,8	25,0	2,5	3,1
B11	06.09.79	10	10,2	2040	104,6	8,5	4,5	1,4	319,7	23,0	2,9	2,8
	05.06.80	30	9,4	2150			3,8	1,5				
	23.07.79	48	12,5	1910	104,6	14,8	6,9	2,3	307,5	27,0	6,7	10,3
B13	06.09.79	41	12,3	1930	116,2	5,6	5,5	2,5	325,8	27,0	6,6	7,9
	05.06.80	60	10,5	2250			4,1	1,9				
	23.07.79	40	10,4	1960	99,8	15,6	6,0	1,5	300,2	21,0	3,9	9,9
B16	06.09.79	90	10,9	1900	118,6	5,8	5,0	1,5	325,8	20,0	4,0	6,4
	05.06.80	48	9,7	2040			5,6	1,3				
	23.07.79	5	11,1	1460	134,3	11,7	12,1	4,1	380,7	29,0	15,2	16,5
B18	06.09.79	4	11,3	1450	83,3	43,1	12,7	4,5	397,8		16,1	
	05.06.80	7,5	10,5	1510			18,9	4,5				
	23.07.79	10	14,9	1860	114,6	13,6	4,6	1,9	368,5	16,0	2,9	4,8
B21	06.09.79	15	14,3	1810	117,0	11,4	5,0	1,9	375,8		2,9	
	05.06.80	15	10,2	1860			3,3	1,6				

Source	Date	Débit l/mn	t° °C	R μ . cm	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ²⁻
B22	23.07.79	120	10,4	1900	108,6	11,7	5,4	4,2	311,1	19,0	4,0	9,0
	06.09.79	70	11	1920	107,4	13,1	6,0	4,4	342,9		3,5	
	05.06.80	60	9,9	1910	49,3	25,8	4,2	4,1				
B23	23.07.79	18	12,9	1820	122,6	10,2	3,9	0,3	362,4	19,0	1,7	1,1
B25	05.06.80	5	9,4	2090	48,9	19,5	4,5	0,2				
B26	23.07.79	15	12,6	1980	107,4	7,3	4,6	3,5	317,3	16,0	2,5	3,1
	06.09.79	5	14,1	1945	113,8	7,3	4,6	4,1	351,4		2,1	
B27	05.06.80	15	10,4	1940			5,0	3,2				
	06.09.79	18	11,6	1550	131,9	8,3	15,5	6,8	407,5		11,4	
B29	05.06.80	30	9	1770			7,9	4,8				
	26.07.79	5	14	2110	89,4	18,0	4,0	1,6	264,7	63	2,1	0,8
	15.09.79	5	14	2000	91,8	21,6	4,0	1,5	261,1		1,2	
B30	09.06.80	12	9,9	2210	59,7	19,2	5,3	1,7				
	15.09.79	7,5	15,7	2040	84,2	26,7	2,4	0,5	263,6		1,1	
B31	09.06.80	12	12,5	2250	61,7	19,0	4,9	0,8				
	26.07.79	18	14,6	2460	81,9	9,5	2,5	0,8	253,8	26	2,1	1,8
B36	06.09.79	18	14,1	2260	85,8	13,9	3,7	0,8	259,9		1,1	
	09.06.80	10	12,5	2240			4,9	0,8				
B37	15.06.80	20	10	1830			6,3	0,8				
B38	15.06.80	12	9,3	1590			6,3	1,5				
B47	15.06.80	36	9,8	2580	36		7,4	0,8				
	20.07.79	7	13,2	1720	107,8	23,1	6,4	1,2	386,7	40,0	1,9	1,0
	06.09.79	15	13,1	1700	104,2	22,9	7,1	0,8	374,6		1,5	
B47	09.06.80	45	12,1	1740	59,3	25,3	6,1	1,3				

Source	Date	Débit l/mn	t° °C	R μ . cm	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ²⁻
B49	26.07.79	4	12	2830	70,5	11,7	2,3	1,2	234,2	17,0	1,7	0,7
	06.09.79	11	9,3	2680	60,9	22,6	2,0	1,2	233,1	17,0	0,7	1,5
	09.06.80	15	8,3	2670	58,1	7,3	4,1	0,6				
B50	26.07.79	5	11,9	2410	90,1	1,5	2,3	0,6	278,2	21,0	1,6	0,6
	06.09.79	7	11,5	2450	64,5	27,5	3,8	0,6	273,3	23,0	0,75	1,7
B52	09.06.80	20	9,2	2420	60,1	11,7	4,9	0,8				
	26.07.79	6	9,4	1720	123,4	14,6	3,9	2,6	374,5	54,0	2,0	1,3
B54	06.09.79	7	9,7	1630	115,0	19,7	3,9	3,1	357,5	51,0	3,5	2,4
	09.06.80	10	8,7	1780	74,5	19,5	4,5	3,5				
B66	26.07.79	20	9,3	1660	121,0	19,0	3,9	1,8	378,2	60,0	2,6	1,6
	06.09.79	60	9,3	1690	113,9	21,9	4,5	1,6	359,9		1,7	
B72	26.07.79	30	9,7	1960	51,3	45,9	4,1	1,3	317,2	48,9	2,6	1,1
	15.09.79		9,7	1810	81,8	36,9	3,2	0,8	306,3		1,5	
B99	09.06.80	25	11,8	1760			6,1	1,3				
	26.07.79	48	11,2	1560	89,4	43,0	9,5	1,3	396,5	82,0	4,1	0,6
B101	09.06.80	45	10,8	1490			9,2	1,4				
	26.07.79	4,5	16	2070	72,1	27,2	5,5	0,8	287,9	34,0	13,8	3,7
B109	15.09.79	1,5	15,9	1790	103,4	19,9	4,8	0,6	297,7	44,0	10,2	1,3
	09.06.80	25	11,8	1760			8,9	0,6				
B111	26.07.79	2,5	11,6	1970	101,8	14,1	7,1	1,4	345,26	26,0	3,3	0,7
	06.09.79	4	12	2210	62,9	33,6	8,1	1,6	307,5	26,0	4,3	1,3
B112	09.06.80	0,8	10,3	1980	73,7	12,9	6,1	1,6				
	05.06.80			3170	60,9	6,8	2,2	0,5				
B113	05.06.80			3130	55,3	12,6	3,2	0,8				
	05.06.80			3070			2,9	1,2				

ANNEXE 6 : Analyses physico-chimiques de la source thermominérale d'Allevard

N°	Date	t°	R Rés.sec		pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ²⁻	SiO ₂	H ₂ S
			18°	110°											
TH 1	12.04.56		361	2397	6,9	219	69,5	475	9	476	793	480	1	14	46,5
TH 2	12.04.56		462	1817	7	198	48,5	350	7	403	627	330	1	11,5	33
TH 3	04.05.56		408	2058	6,9	193	68	405		427	687	380			24
TH 4	04.05.56		440	1884	6,95	171	69	353		403	613	338			19
TH 5	24.06.56		492	1770	6,95	187	24,5	327		388	603	310	0,5	9,5	27
TH 6	26.08.56		559	1510	7,15	168	48,5	245		341	505	265			
TH 7	26.08.56		442	1880	7,1	188	58,5	322		402	630	350			
TH 8	25.09.56		436	1992	7	194	58,5	345	6	408	648	363	4	11	28
TH 9	25.08.56		386	2230	6,9	213	63	422	7	439	732	450	4,5	11,5	38
TH10	19.11.56		396	2180	7,05	207	68	405	7	451	708	405		11,5	28
TH11	19.11.56		406	2075	7,1	207	62	385	7	442	724	400		11,5	25,5
TH12	23.01.57		389	2328	7	210	71	450	5	472	768	440	1	14	27
TH13	23.01.57		453	1998	7	191	63	362	3	341	668	365	1	13	23
TH14	11.02.57		418	2030	7	194	62	370	6	421	663	369	1,5	11	23,5
TH15	18.03.57	16°4	432	1940	7,1	188	60	335	6	415	636	360		15	24,5
TH16	16.04.57	17°3	354	2425	7	220	71	463	7	470	774	495		13	28
TH17	16.04.57	16°5	387	2200	7,1	207	66	403	7	439	722	440		13	24
TH18	09.05.57	17°7	382	2330	7,05	217	67	450	7	451	777	480		13	29,5
TH19	21.07.57	15°4	582	1500	7,2	154	44	255	5	323	466	270		9	24
TH20	21.07.57		619	1402	7,5	147	48	225	4,5	305	420	245		9,5	22,5
TH21	26.09.57	16°1	403	2252	7,2	211	64	415	7	403	754	425		10,5	28
TH22	26.09.57	16°1	397	2290	7,2	214	63	420	7	396	754	425		12,5	28,5
TH23	26.09.57	16°1	387	2380	7,05	224	62	442	7,5	421	780	470		10,5	31
TH24	20.11.57	16°1	429	2084	7,2	196	64	420	7	409	679	400		13	26
TH25	07.01.58	14°6	416	2156	7,05	230	63	395	7	415	751	410		10,5	27
TH26	23.04.58	15°7	442	2185	7	211	61	403	6	384	731	440		22,5	
TH27	27.08.58		546	1614	7,15	164	51	270	5	308	555	260		15	21,5
TH28	05.07.59	16°	476	1860	7,15	210	36,5	317	6	366	590	332		12,5	24,5
TH29	05.07.59	16°5	393	2173	7,15	239	41,5	385	7	403	700	395		12,5	27
TH30	21.08.72		638	1412	7,2	157,2	38,1	240	6,2	278	480	216	1,5	12,5	
TH31	18.09.72		594	1464	7,15	172,4	41	220	4,4	310	520	211,2	0,01	10	
TH32	14.11.72		350	2480	6,9	239	59	460	9	396,5	800	430	0,20	14,4	22
TH33	12.12.72		502	1748	7,2	210,4	47,6	280	12	338,7	630	280	0,1	12,1	19
TH34	16.01.73		492	1960	7,1	189,6	55,1	320	14	372	645	300	0,1	13,3	25
TH35	20.02.73		335	2528	7	179,8	60	530	9,5	403	850	500	1	14,5	28

N°	Date	t°	R Rés.sec		pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ²⁻	SiO ₂	H ₂ S
			18°	110°											
TH36	28.03.73		309	2651	7	292	65,6	550	11	415	1100	500	1	15,5	27,1
TH37	28.03.73		314	2700	6,8	305	64	550	14	421	1050	562,5	1	15	27,1
TH38	28.03.73		416	2408	6,8	300	61	450	8	396,5	950	470	1	15	34,8
TH39	28.03.73		382	2143	6,8	274,4	57,4	410	8	366	875	440	1	14,5	33
TH40	28.03.73		382	2223	6,8	283,4	52,7	410	10	366	875	425	1	14,5	32
TH41	17.04.73		356	2433	7	289,6	61	430	9	427	1000	362	1	15,5	35,8
TH42	15.05.73		408	2062	7,25	217	58	360	14	329	750	372	0	20	26
TH43	19.06.73		701	1435	7,2	155,6	42,3	280	4,6	299	500	297,7	0,1	10,7	30
TH44	17.07.73		680	1400	7,15	172,6	36,1	236	3,9	281	561	199	0,1	11	23
TH45	21.08.73		628	1430	7,2	164	38,9	222	4,8	271,5	549	205	0,15	10,7	11,5
TH46	18.09.73		408	2060	7	287,8	49	310	8	366	720	372	0	20	13,4
TH47	20.11.73		366	2226	7	235	59	414	7,4	402	825	395	1	14,2	31,6
TH48	20.11.73		434	1868	7,1	214,4	52	333	6,2	341,7	750	309	1	12,5	43,2
TH49	18.12.73	12°	544	1551	7,05	178	51	224	5	277,5	500	270	0,1	11,2	12,8
TH50	18.12.73	12°	408	2095	7,05	216,8	64	356	7	354	775	370	0,1	13,6	36
TH51	18.12.73	14°	471	1871	7,05	199	59	289	5,9	329,5	690	290	0,1	13,5	32
TH52	17.01.74	15°	481	1563	7,45	188,4	52	250,7	4,7	335,6	580	270	0	13,6	23,2
TH53	17.01.74	15°	382	2008	7,15	205,6	61	351,9	6,3	390,5	710	362,5	0	14,6	36
TH54	17.01.74	15°	450	1649	7,25	189,2	54	253	5	329,5	600	275	0	13,6	27,6
TH55	19.02.74	12°	591	1337	7,3	171,4	49	172,5	4,3	317	420	235	2	11,2	12,8
TH56	19.02.74	14°5	450	1751	7,15	200,4	52	264,5	5	354	530	340	2	13,2	22,8
TH57	19.02.74	14°5	481	1644	7,2	195,8	50	248,5	4,7	335,6	520	325	2	12	21,7
TH58	19.03.74	14°	563	1587	7,05	189,8	49	236,9	4,3	348	600	210	2	12,5	20
TH59	19.03.74	15°	450	1952	7	200,2	57	315,1	5,1	378,3	670	290	2	13	26,7
TH60	19.03.74	14°5	486	1839	7,05	186,2	57	287,5	4,7	384,4	650	250	2	12,6	24
TH61	16.04.74	13°	467	2183	7,2	256,6	63	347	8	366	850	255	2	13,2	37,6
TH62	16.04.74	14°	423	2345	7,2	254	67	423	7,2	390,5	890	417	2	13,2	44,7
TH63	16.04.74	14,5	558	1764	7,25	223,8	56	267	6	317	650	330	2	12,5	32,8
TH64	14.05.74		408	2113	6,85	202,4	66	322	6,7	311	730	325	2	14	44
TH65	18.06.74	14°	628	1452	7	147,4	50	226,4	5,5	293	500	230	2	11	20
TH66	16.07.74		601	1325	7	143	42	226,4	4,7	305	600	118	2	11	18
TH67	27.08.74		586	1407	7	178,8	42	226,4	4,3	274,6	570	210	1	11,6	14,4
TH68	17.09.74		612	1459	7,05	171,2	43	216,2	4	305	520	210	1	9,6	16,8
TH69	25.11.74	13°	560	1542	7,1	180,2	51	239,2	4,4	329	550	225	3,2	12,4	11,2
TH70	25.11.74	14°	387	2128	7	201,2	65	402,5	6,7	400	390	400	3,2	14	28,8
TH71	25.11.74	14°	538	1599	7,05	190,6	52	241,5	4,4	335	590	240	3,2	13,4	16,6
TH72	17.12.74	14°	476	1749	7,05	186,2	57	338	6	375	640	338	0,2	12,8	20,2
TH73	17.12.74		423,6	2301	6,95	200,6	58	423,2	6,8	400	780	376	0,2	14	28,2
TH74	17.12.74	13°	554	1515	7	173	48	269,1	5,6	329,5	590	244	0,2	12,2	17,9
TH75	15.04.75	11°5	643	1353	7,1	168,6	41	167,9	4,3	314	450	166	1	11,3	14,6
TH76	15.04.75	14°	424	2113	6,9	214,2	57	340,4	9,8	384	750	310	1	13	35,4

N°	Date	t°	18°	110°	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ²⁻	SiO ₂	H ₂ S
TH77	15.04.75	13°	556	1584	7	179	48	219,5	6	323	560	205	1	12,1	22,4
TH78	20.05.75		554	1705	7	193,8	49	287,5	4,8	329	710	235	1	13,2	19,8
TH79	16.12.75	11°	518	1878	7,05	169	53	294	5,1	329	490	320	1	13	20,2
TH80	16.12.75	14°	418	2039	7,05	190	64	396	6	384	680	400	1	14	29
TH81	16.12.75		523	1643	7,1	168	51	287	4	335	530	300	1	12,5	21
TH82	04.04.77	12°3	758	1031	7,2	136	40	143	10,5	268	390	130	1	9,6	12,6
TH83	04.04.77	12°6	722	1090	7,35	145	43	159	10,9	281	420	142	1	9,8	12,9
TH84	04.04.77	12°8	659	1193	7,45	140	46	181	11,7	293	440	165	1	10	14,3
TH85	05.04.77	13°	397	2082	7,3	185	67	393,3	17,9	384	730	370	1	12,4	27,9
TH86	05.04.77	14°	586	1375	7,45	154	50	222	12,9	299	520	205	1	10,6	17
TH87	04.07.77		518	1579	7,1	165	46,3	271	5,1	311	580	270	1	11,2	23,7
TH88	12.07.77		523	1497	7	156	42,5	262	4,7	305	530	250	1	11,2	22,4
TH89	27.07.77		591	1404	7,70	138	43	237	5,1	293	490	230	1	10	21
TH90	03.08.77		575	1373	7,3	140	37,7	230	4,7	245	470	225	1	10	22
TH91	03.11.77		460	1819	7,15	190	54	324	7	336	680	310	1	11	18
TH92	03.11.77	14°5	377	2167	7,15	200	65	455	8,2	348	750	460	1	12,4	34
TH93	03.11.77	14°	471	1760	7,15	180	53	313	5,5	281	570	380	1	10,6	26
TH94	25.06.79	13°9	581			167,2	51,7	260	4,4	277	580	243	1	12,4	
TH95	24.10.79	13°2	585			148,3	52,3	207	8	285,5	430	116,2	1,3	11	
TH96	29.04.80	13°1	488			161,9	44,7	295	5,6	309,9	590	289,6	1,7	12,9	

ANNEXE 7 : Analyses physico-chimiques de la source dite " Source Rive Droite "

N°	Date	t°	18°	110°	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ²⁻	SiO ₂	H ₂ S
SRD 1	24.06.56		1985	430	7,2	84	17,5	16		152	147	18	1	5	0
SRD 2	11.02.57		951	906	7,2	126	33	98	2	230	318	103	1,5	8,5	0,7
SRD 3	18.03.57	10°2	968	890	7,25	125	31	99	2	238	312	107		11	3,5
SRD 4	18.03.57	9°7	1621	550	7,3	100	21	23	1	177	200	29		7	0
SRD 5	26.09.57	10°5	1606	565	7,4	100	19	36,5	2	165	223	50		5,5	0
SRD 6	21.08.73	9°5	1883	475	7,65	98,8	17,8	8,2	2	161,7	190	7	1,3	7	0
SRD 7	20.11.73		782	748	7,35	156,4	26	29,9	1,6	183	360	29	1	10,5	0
SRD 8	18.12.73		1098	852	7,35	148	38	37,3	1,6	201,4	380	43,6	1,3	9,2	0
SRD 9	17.01.74	8°	1067	721	7,5	153,2	29,6	20,2	1,6	195,3	340	27	1,5	9,6	0
SRD10	19.02.74		1172	729	7,4	137,8	28,1	25,3	1,6	207,5	285	38,5	2,5	8,8	0
SRD11	16.04.74		1475	675	7,6	122,2	23	18,1	1,6	171	250	25	2	8,2	0
SRD12	27.08.74		1647	546	7,5	139,2	17,5	3,9	2	158,6	280	4,6	1	6,8	0
SRD13	25.11.74		1360	642	7,4	127,2	22,9	32,2	1,2	195	270	30	3,2	8,6	0
SRD14	17.12.74		1402	615	7,45	124,2	25,1	29,9	2	204	260	31	2,1	8,6	0
SRB15	15.04.75		1559	605	7,3	118,8	26	15,9	3,2	207	220	26	2,2	8,7	0
SRD16	16.12.75		1653	492	7,45	98,5	20,4	33,3	1,6	188	180	32,5	2	8	0
SRD17	03.11.77		690	631	7,4	122	26,5	29,7	1,6	201	240	32	1	7,6	0
SRD18	24.10.79	9°8	1523			112	24,8	15,9	2,2	157,4	185	13,8	1,1	8	
SRD19	29.04.80	10°3	805			114,2	51,8	125,4	6	235,5	250	115,5	1,8	11,5	

ANNEXE 8 : Analyses physico-chimiques du Bréda à Allevard

N°	Date	t°	R		Ca	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ²⁻	SiO ₂	H ₂ S
			18°	110°c										
BR1	21.08.73	10°	2354	327	81,6	9,7	3,4	1,6	58	195	1,5	1,1	4,8	0
BR2	20.11.73		1020	949	224,8	23,4	6,9	0,8	109,8	560	2	1	6	0
BR3	18.12.73		1579	627	134	16,5	2,8	0,8	76	340	2,8	1,3	7	0
BR4	17.01.74	5°	2092	366	85,2	11,4	2,3	0,8	61	212,5	2,5	1,5		0
BR5	19.02.74		1621	533	120	15	2,8	0,8	73	285	4	2	5,8	0
BR6	16.04.74		2594	339	74	9,5	3,2	1,2	48,8	175	5	2	5,5	0
BR7	25.08.74		1402	690	179,6	17,2	2,8	1,2	116	400	2,8	1,2	5,9	0
BR8	25.11.74		1224	782	181,2	20,2	3,9	0,4	104	430	5	3,2	8,4	0
BR9	17.12.74		3033	282	62,6	8,6	2,1	0,4	61	140	2	1,8	4,8	0
BR10	15.04.75		1673	610	136,4	17,2	3	2,4	91	315	5	1,6	6,2	0
BR11	16.12.75		2385	366	80,2	12,5	3	0,8	79	170	2,5	2	7	0
BR12	03.11.77		4759	178	33	5,9	1,8	0,8	43	83	1	1	3,6	0

BIBLIOGRAPHIE

- ARCHAMBAULT J. (1974) - Rapport d'expertise concernant les répercussions éventuelles du projet d'aménagement Arc-Isère sur la source d'Allevard (Isère). *Rapport inédit* 22 p.
- ARMAND C.,-DELAQUAIZE B. (1977) - Analyse physico-chimique des eaux. *Mémento pratique. Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Institut Dolomieu, Grenoble, 21 p.*
- ARTHAUD F. (1969) - Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bulletin Société Géologique de France, tome XI, p. 729-737.*
- AVIAS J. (1967) - Observations sur une nappe de fissures sur les gneiss cévenols à l'occasion des études de reconnaissance du site du barrage de Saint-Jean-du-Gard (France). *La Houille Blanche n°1, p. 47-60.*
- BARFETY J.C. (1963) - Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. *Mémoires du B.R.G.M. n° 15.*
- BARFETY J.C., GIDON M. (1969) - Carte géologique Montmélian 1/50 000. B.R.G.M.
- BARFETY J.C., DEBELMAS J., MOUTERDE R. (1972) - Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures W et S.E. du massif de Belledonne (Isère). *Géologie alpine, tome 48, p. 61-86.*
- BENEVENT E. (1926) - Le climat des Alpes françaises. *Office National de la Météorologie. Paris.*
- BILLET J. (1975) - Le Grésivaudan : cent ans après la découverte de la Houille Blanche. *Connaissance du Dauphiné : tome 2. Le Grésivaudan p. 133-186, Centre Régional de Recherche et Documentation Pédagogique de Grenoble.*
- BLANCHARD R. (1934) - Le prétendu niveau d'érosion du Haut-Grésivaudan. *Revue de Géographie alpine, tome 22, p. 637-647.*
- BLAVOUX B. (1978) - Etude du cycle de l'eau au moyen de l'Oxygène 18 et du Tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en Hydrogéologie de la zone tempérée. *Thèse Doctorat Etat, Paris, 333 p.*
- BLENET A. , IMBERT L. (1959) - Pourquoi le Soufre, pourquoi Allevard. *Guide thermal du Curiste . Imprimeries Réunies - Chambéry.*
- BOGOMOLOV G. (1962) - Hydrogéologie et notions de géologie d'ingénieur. *Editions de la Paix. Moscou - Traduction 1965, 278 p.*
- BORDET C. (1957) - Recherche géologique sur la partie septentrionale de Belledonne. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique de France. *Thèse Docteur ingénieur - Paris, 385 p.*

- BORDET C. (1959) - Les modes de circulation de l'eau dans les terrains cristallins (d'après des observations en galerie). *Congrès et Colloques de l'Université de Liège. Volume 14, p. 61-94.*
- BORDET C. (1971) - L'eau dans les massifs rocheux fissurés. Observations dans les travaux souterrains. *Université de Liège. Mémoires du CERES n° 36 (Centre d'études, de recherches et d'essais scientifiques du Génie Civil) 35 p.*
- BORDET C., COMES G. (1975) - Etude prévisionnelle de la forabilité des roches au tunnelier. Exemple de la galerie principale de l'aménagement Arc Isère. *Revue Tunnels n° 7, p. 11-16.*
- BORDET P., BORDET C. (1952) - Sur la géologie des massifs des Grandes Rousses et de Belledonne. *Compte Rendu Académie des Sciences, tome 234, p. 1187.*
- BORDET P., BORDET C. (1953) Sur la structure des massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Compte Rendu Académie des Sciences, tome 236, p. 305-307.*
- BORDET P. (1963) - Déformations anciennes, récentes et actuelles des massifs cristallins externes. *Travaux Laboratoire Géologie Grenoble, tome 39, p. 173.*
- BOSCH B., DAZY J., LEPILLER M., OLIVE P., POULAIN P.A., SARROT-REYNAULD J. (1976) - Données nouvelles sur quelques sources thermominérales des Alpes Françaises. *International Congress on thermal Water I.A.H.S. - Athènes.*
- BOUCHE P., POULET M. (1971) - Méthode et exemple d'étude sur photographies aériennes de la fracturation naturelle des carbonates. *Revue Institut Français du Pétrole, volume XXVI, n° 1, p. 3-21.*
- BOURDIER F. (1961) - Le bassin du Rhône au Quaternaire. *Editions du C.N.R.S. Paris, 2 volumes.*
- BOUVARD M., DE SOUSA PINTO N. (1971) - Les ouvrages en charge de l'aménagement Capivari-Cachoeira. Conclusions sur quelques aspects généraux des souterrains à forte pression. *La Houille blanche n° 4, p. 289-306.*
- BOZONAT J.P. (1980) - Infiltration et circulation des eaux dans les calcaires fissurés. Hydrogéologie et bilan hydrique du secteur septentrional du massif de la Chartreuse. *Thèse Doctorat 3ème cycle, Grenoble, 353 p.*
- BRAVARD C., GIDON M. (1979) - La structure du revers oriental du Massif du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. *Travaux du laboratoire de géologie de Grenoble, n° 55.*
- BRIERE G., RAZACK M. (1980) - Programmes de traitement informatique de champs de fractures relevées sur clichés aériens. *Rapport interne laboratoire d'Hydrogéologie, U.S.T.L., Montpellier, 21 p.*

- BUFFET G. (1973) - Analyse statistique multivariable. *Série Documentation D. n° 24, Institut Dolomieu.*
- CAIRE A. (1974a) - La rhegmagenèse et les systèmes rhegmatisques. *2ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre. Pont à Mousson.*
- CAIRE A. (1974b) - Rhegmagenèse et rhegmatisme. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon. Géologie 3ème Série, fasc. 22, p. 77-85.*
- CARME F. (1970) - Age brioverien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien sans doute cadomien dans la Chaîne de Belledonne. *Compte Rendu Académie des Sciences, tome 271, série D, n° 8, p. 696-699.*
- CARME F. (1973) - Précisions nouvelles sur l'ampleur et le style de la tectonique hercynienne dans la chaîne de Belledonne. *Compte Rendu, Académie des Sciences, tome 277, série D, n° 21, p. 2309-2312.*
- CASTANY G. (1976) - *Traité pratique des eaux souterraines. Dunod, Paris, 657 p.*
- CHATAING D.M. (1837) - La vallée d'Allevard. *Extrait de "Album du Dauphiné", p. 187-203.*
- CODER M., CORDEL R., COMES G., DUFFAUT P., PERAMI R., VALANTIN A. (1974) - La géotechnique et le creusement mécanisé des tunnels. Expérience d'Echailion. *Annales de l'Institut Technique du bâtiment et des travaux publics n° 322. Série Travaux Publics n° 167, p. 74-138.*
- COMBES A. (1976) - Essai de méthodologie en pays karstique. Etude de problèmes hydrogéologiques et géotechniques dans le massif des Morières (Nord-Toulon, Var). *Thèse Doctorat 3è Cycle, Grenoble, 181 p.*
- COMMISSION METEOROLOGIQUE DE L'ISERE - Observations météorologiques dans le département de l'Isère pour les années 1960-1979. *Suppléments annuels à la Revue de Géographie Alpine, Grenoble.*
- CORDEL R. (1976) - Passage d'un accident géologique dans une galerie exécutée au tunnelier. *Revue Tunnels n° 13.*
- CORDEL R. (1977) - La galerie E.D.F. de Belledonne ou 18 200 m sans fenêtre: creusement par la méthode traditionnelle et creusement par tunnelier. *Journées Techniques de la Section Mine Société de l'Industrie Minérale. Biarritz.*
- COUTAGNE A. (1954) - Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. *La Houille Blanche, p. 360.*
- CRAIG.H. (1961) - Isotopic variations in meteoric waters. *Science, n° 133, p. 1702-1703.*
- DANSGAARD W. (1964) - Stable isotopes in precipitation. *Tellus, XVI, p. 435-468.*

- DAZY J., OLIVE Ph., ROCHAT (1980) - Nouvelles données géochimiques et isotopiques sur les eaux thermales d'Uriège-les-Bains (Isère). *105è Congrès National des Sociétés Savantes - Caen.*
- DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France, 2 volumes, 544 p. Editions Doin, Paris.
- DELAQUAIZE B., FOURNEAUX J.C., LEGUY C., SARROT-REYNAULD J. (1979) - Nature et mode de circulation des eaux rencontrées dans les roches fissurées par des galeries récentes dans les Alpes françaises. *104è Congrès National des Sociétés Savantes . Bordeaux , p. 99-109.*
- DONDEY D. (1960) - Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale (Alpes françaises). *Travaux Laboratoire Géologie Grenoble, tome 36, p.285-368.*
- DROGUE C., MAS G., GRILLOT J.C., LLORIA C., GUERIN R. (1975) - Utilisation du filtrage optique pour l'étude de la fracturation des roches carbonatées en Hydrogéologie. *Revue de Géographie physique et géologie dynamique, vol XVIII, fasc.1, p. 39-44, Paris.*
- DROGUE C., GRILLOT J.C. (1976) - Structure géologique et premières observations piézométriques à la limite du sous-système karstique de Terrieu (périmètre expérimental). *2è Colloque d'Hydrogéologie en pays calcaire. Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, fascicule 25, 3ème série, p. 195-210.*
- DUCROS J.B. (1974) - Etude géologique et géologique du massif d'Allevard. Chaîne de Belledonne (Savoie). *Thèse Doctorat 3è Cycle, Grenoble, 177 p.*
- DUPLAN L. (1973) - Les grands linéaments de la France. *Compte-rendu Académie des Sciences, tome 276, série D, p. 2947-2949.*
- ELECTRICITE DE FRANCE (1964) - Etudes spéciales et travaux de reconnaissance. Avant-projet détaillé de la chute Arc-Isère. *Rapport inédit Région Equipement Alpes Lyon, 25 p.*
- ELECTRICITE DE FRANCE (1973) - Note géologique et hydrogéologique concernant les problèmes posés par la source thermale d'Allevard. *Rapport inédit Région Equipement Alpes Lyon. Services de Chambéry, 8 p.*
- ELECTRICITE DE FRANCE (1973) - Note générale sur les problèmes posés par la source thermale d'Allevard-les-Bains. *Région équipement Alpes Lyon. Services de Chambéry. Rapport inédit 8 p.*

- ELECTRICITE DE FRANCE (1974) - L'aménagement Arc-Isère. *Dépliant de la Région d'Equipement Alpes Lyon. Services de Chambéry 26 p.*
- ELECTRICITE DE FRANCE (1976) - L'aménagement hydro-électrique de la chute Arc-Isère. *Revue des chantiers de France n° 94.*
- ELECTRICITE DE FRANCE (1977) - Les ouvrages amont de l'aménagement hydro-électrique de la chute Arc-Isère. *Revue des Chantiers de France n° 104.*
- ELECTRICITE DE FRANCE - Divers documents sur l'aménagement Arc-Isère. Cartes et coupes géologiques, analyses chimiques des eaux, et divers rapports. *Région Equipement Alpes Lyon. Services de Chambéry.*
- EHRSTROM C. (1967) - Sur l'existence d'un accident important à la bordure occidentale du granite des Sept-Laux (Massif de Belledonne). *Travaux Laboratoire de Géologie de Grenoble, tome 43, p. 71-78.*
- ELLIS A.J. (1970) - Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems. *United Nations Symposium on the Development and utilization of geothermal Resources. Pise. Geothermics, p. 516-528.*
- ETCHECOPAR A., VASSEUR G., DAIGNIERES M. (1980) - Méthode informatique de séparation de phases en microtectonique cassante. *8ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Marseille p. 141.*
- ETCHECOPAR A., VASSEUR G., DAIGNIERES M. (à paraître) - Séparation et déterminations d'états de contraintes superposés à partir d'un même ensemble de failles.
- FABRE D., ROBERT J.P. (1976) - Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications. *Annales Société Géologique du Nord, tome XCV, 3, p. 175-182.*
- FONTES J.C. (1976) - Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles. *La Houille Blanche n° 3/4 p. 205-221.*
- FONTES J.C. (1976) - Isotopes du milieu et âge des eaux naturelles : quelques aspects. *Thèse Doctorat Etat, Paris, 218 p.*
- FOUILLAC C., MICHARD G. (1979) - Un géothermomètre empirique : le rapport Na/Li des eaux. *Compte Rendu Académie des Sciences.*

- FOURNEAUX J.C. (1968) - Hydrogéologie du Grésivaudan. *Thèse Doctorat Troisième Cycle, Grenoble, 98 p.*
- FOURNEAUX J.C. (1975) - Etude des échanges nappe-rivière. La nappe de la plaine de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. *Thèse Doctorat Etat, Grenoble, 325 p.*
- FOURNEAUX J.C., GIDON M. (1975) - Le Grésivaudan, aperçu géologique. *Connaissance du Dauphiné, tome 2 : Le Grésivaudan p. 1-21. Centre Régional de Recherche et de Documentation Pédagogique de Grenoble.*
- FOURNEAUX J.C. (1976) - Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. *Travaux Laboratoire Géologie Grenoble, tome 52, p. 31-72.*
- FOURNEAUX J.C., SARROT-REYNAULD J. (1977) - Déficit d'écoulement et évapotranspiration dans les Alpes du Nord. *102^e Congrès National des Sociétés Savantes, Limoges p. 215-226.*
- FOURNEAUX J.C., MASSONNAT G. (1979) - Etude géothermique de la montagne de Bramfarine. *Compte Rendu de contrat de Recherche, Ville de Pontcharra, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, Rapport inédit.*
- FOURNIER R.O., ROWE J.J. (1966) - Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *American Journal of Sciences, vol 264, p. 685-697.*
- FOURNIER R.O., TRUESDELL A.H. (1973) - An empirical Na.K.Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica and Cosmochimica Acta, vol 37, p. 1255-1276.*
- FOURNIER R.O., WHITE D.E., TRUESDELL A.H. (1974) - Geochemical indicators of subsurface temperature : part one : Basic assumptions. *Journal Research U.S. Geological Survey, vol.2, n° 3, p. 259-262.*
- FOURNIER R.O., TRUESDELL A.H. (1974) - Geochemical indicators of subsurface temperature : part two : Estimation of temperature and fraction hot water mixed with coldwater. *Journal Research U.S. Geological Survey, vol.2, n°3, p. 263-270.*
- FRANCISS F.O. (1970) - Contribution à l'étude du mouvement de l'eau à travers les milieux fissurés. *Thèse Doctorat Ingénieur Grenoble, 268 p.*

- FRANCOIS J.M. (1980) - Contribution à l'étude des aquifères en milieu fissuré par la recherche des liens entre fracturation de surface et fracturation en profondeur (carrières et travaux souterrains). *Thèse Doctorat Troisième Cycle - Montpellier.*
- FRANCOIS J.M., MASSONNAT G. (1980) - Contribution à l'étude des relations entre relevés de fracturation en surface et en profondeur et circulations aquifères. Exemple du massif d'Allevard et de la galerie Arc-Isère (France). *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique. Paris.*
- FRANCOIS J.M., GOUISSET Y. (à paraître) - Essai de quantification des variations d'intensité de fracturation des roches calcaires en fonction de la profondeur. Mise au point d'une analyse optique.
- GASQUET D. (1979) - Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Chatelard traversés par les galeries EDF Arc-Isère. Alpes françaises. *Thèse Doctorat 3^e Cycle, Grenoble, 229 p.*
- GASQUET D., GIRAUD P., PLOQUIN A., VIVIER G. (1979) - Une coupe continue à travers le massif de Belledonne : la galerie Arc-Isère. *7^{ème} Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Lyon, p. 206.*
- GIDON P. (1950) - L'âge des grès d'Allevard. *Compte rendu Académie des Sciences, tome 281.*
- GIDON M. (1964) - Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Grande Chartreuse et ses relations avec les régions avoisinantes. *Travaux Laboratoire Géologie, Grenoble, tome 40, p. 187-205.*
- GIGNOUX C. (1960) - Perforation d'une galerie au voisinage d'une source minérale. *Question V, Rapport n° 4, 6 p. Société Hydrotechnique de France. VI^{ème} Journées de l'Hydraulique. L'Hydraulique souterraine. Nancy.*
- GLANGEAUD L., BLAVOUX B., FONTES J.C. (1967) - Utilisation des méthodes isotopiques dans l'étude des eaux minéralisées. *Presse thermique et climatique. Vol. 104, p. 66-69.*
- GOGUEL J. (1948) - Le rôle des failles de décrochement dans le massif de la Grande Chartreuse. *Bulletin de la Société Géologique de France, tome 18, p. 227-235.*
- GRAINDOR M.J. (1972) - Le rhexmatisme. *Travaux laboratoire Collège de France.*
- GRATIER J.P., LEJEUNE B., VERGNE J.L. (1973) - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon). *Thèse Doctorat 3^e cycle, Grenoble. 2 vol., 289 p.*
- GRILLOT J.C. (1979) - Structure des systèmes aquifères en milieu fissuré. Contribution méthodologique à cette connaissance. *Thèse Doctorat Etat. Montpellier, 212 p.*

- GUDEFIN H. (1967) - Observations sur les venues d'eau au cours du percement du tunnel sous le Mont Blanc. *Bulletin du BRGM n° 4*, p. 95-107.
- GUEYMARD E. (1844) - Statistique de l'Isère, tome 1, Grenoble.
- GUIGON F. (1976) - Géologie et travaux souterrains. Etude d'avant projet du tunnel du Bourget. Bilan des observations sur cinquante tunnels ferroviaires dans la région Rhône-Alpes. *Thèse Doctorat 3è Cycle, Grenoble*, 149 p.
- GUILLEMOT J., GUY M., LOBJOIT M. (1973) - Un système cohérent d'alignements structuraux commun aux Alpes et aux Pyrénées mis en évidence par le satellite E.R.T.S. 1. *Compte Rendu Académie des Sciences, tome 277, série D*, p. 481-484.
- HAUDOUR J., SARROT-REYNAULD J. (1965) - Comportement des assises du Trias gypseux sur la bordure Ouest de la chaîne de Belledonne et dans le dôme de La Mure (Isère, France). *Colloque international sur les travaux publiés en terrain gypseux. Communication 6-4, tome V*, 23 p.
- HILLS E.S. (1966) - Element of structural geology Science paperbacks. *Methuen and Co. Ltd, London*, 483 p.
- HOBBS W.H. (1904) - Lineaments of the Atlantic border region. *Bull. Geol. Soc. America*, 15, p. 483-506.
- HUPE P. (1958) - Aperçus sur le réseau rhéomatique de la croûte terrestre. *Bulletin trimestriel Service Informatique géologique du BRGM, n° 40*, p. 1-5.
- JACOB P. (1975) - Contribution à l'étude géochimique des eaux froides et thermominérales du massif du Mont-Dore. *Thèse Doctorat Troisième Cycle, Paris VI*.
- JAMIER D. (1975) - Etude de la fissuration, de l'hydrogéologie et de la géochimie des eaux profondes dans les massifs du Mont Blanc et de l'Arpille. *Thèse Doctorat Sciences. Neuchâtel*, 153 p.
- JAMIER D., HAUBERT M., OLIVE Ph. (1972) - Origine météorique des eaux circulant dans le massif granitique du Mont Blanc. *Compte Rendu Académie des Sciences, tome 275, série D*, p. 1593-1596.
- JAMIER D., OLIVE Ph., SIWERTZ E., VIAL R. (1973) - Des accidents profonds N 50° conditionnent-ils la structure de l'ensemble Jura-Plateau molasique - Préalpes ? *Société Physique Histoire Naturelle de Genève, vol. 8, fasc. 1-3*, p. 45-52.
- JEANTIN M. (1979) - Les sources minérales carbogazeuses de la haute Ardèche. *Etude Doctorat 3ème cycle, Grenoble*, 220 p.
- JOINT COMMITTEE ON POWDER DIFFRACTION STANDARDS (1974) - Selected powder diffraction data for minerals, data book. *Swarthmore, Pennsylvania, USA*.

- KEENAN J.H., KEYES F.G., MOORE J.G. (1969) - Steam tables. Thermodynamic properties of water, including vapour, liquid, and solid phases. *New York, John Wiley*, 162 p.
- KERCKHOVE C., ANTOINE P. (1964) - Sur l'existence de failles de décrochement dans le massif des Bauges (zone subalpine, Savoie). *Travaux Laboratoire Géologie, Grenoble, tome 40*, p. 81-89.
- KIRALY L. (1969) - Statistical analysis of fractures (orientation and density). *Géol. Rundschau, vol. 59, tome 1*, p. 125-151.
- KIRALY L. (1973) - Notice explicative de la carte hydrogéologique du canton de Neuchâtel. *Bulletin Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles, tome 96*.
- KLOVAN et al. (1976) - Methods in geomathematics
- KUHN R. (1968) - Geochemistry in the german potash deposits. *International Conference Saline Deposits, Houston, Texas. Spec. pap. Geol. Soc. Amer. n° 88*, p. 427-504.
- LAL D., PETERS B. (1962) - Cosmic ray produced isotopes and their application to problems in geophysics. Progress in elementary particle and cosmic ray physics. *North Holland p. 4-74*.
- LE FORT P., BARBIERI A., GILOT C., LACOMBE J.C., PECHER A., VIALON P. (1969) - Existence d'un socle précambrien dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). *Compte Rendu Académie des Sciences. Tome 268*, p. 2392-2395.
- LEGUY C. (1979) Application des mesures isotopiques des teneurs en Tritium à l'étude des circulations et mélanges d'eaux souterraines dans différents milieux poreux. *Thèse Doctorat 3ème cycle. Grenoble 151 p.*
- LETOURNEUR J., MICHEL R. (1971) - Géologie du Génie Civil. *Librairie Armand Colin, Paris*, 728 p.
- LORY C. (1860) - Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme, Hautes-Alpes). *Bulletin Société Statistiques de l'Isère, tomes V, VI, VII*.
- LORY C. (1867) - Sur la structure des Alpes Occidentales, observations sur diverses notes de M. EBRAY. *Bulletin Société Géologique de France, tome 25*, p. 215-222.
- LORY P. (1892) - Etudes géologiques dans la chaîne de Belledonne. *Travaux Laboratoire Géologie Grenoble, tome 2*, p. 1-42.
- LORY P. (1895) - Etudes géologiques dans la chaîne de Belledonne. 2ème note sur la bordure occidentale d'Alleverd. *Annales de l'Université de Grenoble, tome 3*, p. 71-85.
- LOUIS C. (1967) - Strömungsvorlage in klüftigen Medien und ihre Wirkung auf die Standsicherheit von Bauwerken und Boschungen im Fels. *Dissertation Universität, Veröffentlichungen des Institutes für Bodenmechanik und Felsmechanik, Universität (TH) Karlsruhe, Heft 30*, 121 S.

- LOUIS C. (1968) - Ecoulements dans les fissures. *Bulletin de la direction des Etudes et Recherches (E.D.F.) série A, 3, p. 31-69.*
- LOUIS C. (1968) - Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux. *Bulletin de la direction des Etudes et Recherches (EDF) série A, p. 3-132.*
- LUGEON M. (1900) - Les dislocations des Bauges (Savoie). *Bulletin du Service de la carte géologique de France. n° 77, tome XI.*
- MAISONNEUVE J., RISLER J.J. (1979) - La ceinture péri-alpine "carbogazeuse" de l'Europe Occidentale. *Bulletin du BRGM, 2ème série, Section III, Hydro n° 2, p. 109-121.*
- MATHEY B., SIMEONI G.P. (1971) - Estimation de la perméabilité en terrains calcaires par essais d'injection d'eau. *Actes du colloque d'Hydrogéologie en pays calcaire, Besançon, p. 165-175.*
- MATTAUER M. (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. *Hermann. Paris, 493 p.*
- METEOROLOGIE NATIONALE - Données climatiques dans les départements de l'Isère et de la Savoie.
- MEUNIER J.P. (1978) - Aménagement Arc-Isère. *Rapport inédit. Division Géologie, Géotechnique E.D.F., n° 78-13.*
- MEZGER C. (1914) - *Veber Grundwasser und Quelltemperaturen (Gesundheits-Ingenieur) Munich.*
- MICHEL M. (1971) - Hydrogéologie du bassin versant de Theys (Isère). *Thèse Doctorat 3è cycle, Grenoble, 123 p.*
- MICHEL R. (1960) - Contribution à l'étude de la température des sources dans le département de l'Isère. *Travaux Laboratoire Géologie Grenoble, tome 36, p. 115-131.*
- MICHEL R. (1967) - Aménagement du massif des Sept Laux. *Rapport inédit.*
- MONJUVENT G. (1969) - Nouvelles datations absolues dans les formations quaternaires du sillon alpin. *Revue Géographie Alpine, tome 57, fasc.3.*
- MONJUVENT G., SARROT-REYNAULD J. (1972) - Existence probable d'un important décrochement structural du socle à la limite du Massif Central et du Bassin de Paris. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, n° 15, p. 297-303.*
- MONTANDON F. (1933) - Chronologie des éboulements alpins. *Société de Géographie de Genève., n° 4.*
- MORET L. (1946) - Les sources thermominérales. Hydrogéologie, Géochimie, Biologie. *Masson, Paris, 146 p.*

- MORET L. (1956) - Note préliminaire sur l'incidence que pourrait avoir l'aménagement hydroélectrique Arc-Goncelin (Isère) sur le régime des eaux minérales d'Allevard. *Rapport inédit 2p.*
- MORET L. (1956) - Note géologique concernant la source minérale d'Allevard. *Rapport inédit, 1p.*
- MORET L. (1958) - Aménagement Arc-Isère. La galerie de reconnaissance d'Allevard. Conclusions géologiques. *Rapport inédit 7p.*
- MORET L., MICHEL R. (1958) - Observations sur un spilite triasique du massif d'Allevard (Isère). *Compte rendu Société Géologique de France, p. 335-337.*
- MOREY G.W., FOURNIER R.O., ROWE J.J. (1962) - The solubility of quartz in water in the temperature interval from 29° to 300° *Geochimica and Cosmochimica Acta, vol. 26, p. 1029-1043.*
- MÜLLER L. (1963) - *Der Felsbau. En ke - Verlag - Stuttgart, 624p.*
- OLIVE P. (1970) - Contribution à l'étude géodynamique du cycle de l'eau dans l'hémisphère Nord par la méthode du Tritium. *Thèse Doctorat Etat, Paris, 138 p.*
- OUSTRIERE P., LELEU M. (1979) - Utilisation possible de la teneur en sulfates et carbonates totaux des eaux chaudes en géothermométrie. *Compte Rendu Académie des Sciences, tome 289, série D, p. 805.*
- PAPPINI G. (1976) - Hydrogéologie du bassin versant du Haut-Gelon (Savoie) *Thèse Doctorat 3è Cycle, Grenoble, 175 p.*
- PAYNE B.R. (1972) - Isotope hydrology. *Advance in Hydrosceince n°8, p. 95-137*
- PEIVE A.V. (1959) - Fractures and their rôle in the structure and development of the earth's crust. *Congrès Géologique International, 21ème session, Copenhague 1960, part 18, p. 280-286.*
- PILLET L. (1883) - Etude sur les terrains quaternaires de l'arrondissement de Chambéry. *Mémoires Académie de Savoie, tome IV, Chambéry.*
- POULAIN P.A. (1977) - Les eaux minérales et thermominérales dans le département des Hautes Alpes. *Thèse Doctorat d'Université, Grenoble, 187 p.*
- RAT M. (1968) - Etude théorique du drainage et du rabattement. *Bulletin de liaison des laboratoires routiers Hydraulique des sols, p.113-131.*
- RAZACK M. (1978) - Contribution à l'étude de la structure des aquifères en roches fissurées. Numérisation et analyse quantitative de la fracturation relevée sur clichés aériens. *Thèse Docteur Ingénieur. Montpellier, 124 p.*
- RAZACK M. (1979) - Approche numérique et quantitative de l'étude sur clichés aériens de la fracturation des réservoirs en roches fissurées. *Revue de l'Institut Français du Pétrole, vol. 34, n° 4, p.547-574.*

- RIEDEL W. (1929) - Zur mechanik geologischer Brucher Scheinungen ; Zentralbl.F. Min., Géol., U Faläout, p. 354-368.
- ROBERT D. (1968) - Géologie linéamentaire et richesses minérales. *Revue Industrie Minérale*, vol. 50, n° 10.
- ROBERT D. (1969) - A propos de géologie linéamentaire. *Revue Industrie Minérale*, vol. 51, n° 12.
- ROBERT D. (1970) - Le thermalisme, une clef vers la géologie du socle. *Revue Industrie Minérale*, vol. 52, n° 4, p. 265-279.
- ROBERT J.P. (1976) - Les décrochements, fracturations et mouvements des blocs associés. Exemples des massifs subalpins dauphinois. *Thèse Doctorat 3è Cycle, Grenoble*, 154 p.
- ROBERT J.P., VIALON P. (1976) - Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieurs. *Réunion de la Société Géologique de France. Toulouse*.
- ROCHAT J., SALEHI E., SARROT-REYNAULD J. (1979) - Géochimie des eaux thermominérales. Répartition et origine des halogénures et des éléments traces dans les eaux thermales d'Azerbaïdjan oriental (Iran). *104ème Congrès National des Sociétés Savantes, Bordeaux* p. 123-134.
- SALEHI E., SARROT-REYNAULD J. (1977) - Détermination des taux de mélange des eaux thermominérales et superficielles par utilisation des géothermomètres chimiques en Azerbaïdjan oriental (Iran). *102è Congrès National des Sociétés Savantes*, p. 191-202, Limoges.
- SANTOUIL G. (1980) - Tectonique et Microtectonique comparées de la distension permienne et de l'évolution post-triasique dans les bassins de Lodève, Ste Afrique et Rodez. *Thèse Doctorat 3ème Cycle, Montpellier*, 62 p.
- SARROT-REYNAULD J. (1961) - Le Lias dauphinois et le Lias du dôme de La Mure. *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 4, p. 819-828.
- SARROT-REYNAULD J. (1963) - Trias des zones externes des Alpes Françaises. *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 15.
- SARROT-REYNAULD J. (1964) - Accidents transverses et structures de la chaîne de Belledonne au sud d'Allevard. *Compte Rendu Académie des Sciences* tome 259, p. 191.
- SARROT-REYNAULD J. (1965) - Géologie de la région du Collet d'Allevard. *Compte Rendu Association des professeurs de biologie et de géologie de l'Enseignement Public. Académie de Grenoble*, 9 p.
- SARROT-REYNAULD J. (1965) - Style tectonique et morphologique de la bordure occidentale de la chaîne de Belledonne au Sud d'Allevard. *Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble*, tome 41, p. 7-31.

- SARROT-REYNAULD J., POULAIN P.A., MARCE A. (1977) - Tectonique et anomalies géothermiques. Les sources thermominérales des bordures orientales et méridionales du massif du Pelvoux. *Géologie Alpine*, tome 53, p. 75-82.
- SARROT-REYNAULD J., SALEHI E., BLAVOUX B. (1978) - Caractéristiques isotopiques et origine des eaux thermominérales d'Azerbaïdjan oriental (Iran). *103è Congrès National des Sociétés Savantes, Nancy*, p. 141-152.
- 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). *102 è Congrès National des Sociétés Savantes*, p. 203-214. *Limoges*.
- SARROT-REYNAULD J., SIMEON-DUPANLOUP Y. (1979) - Tectonique et anomalies géothermiques. Données nouvelles sur les sources thermominérales de Tarentaise : Brides, Salins et La Lechère (Savoie). *104è Congrès National des Sociétés Savantes, Bordeaux*, p. 111-122.
- SARROT-REYNAULD J., ROCHAT J., DAZY J. (1980) - Répartition des éléments traces dans les eaux thermominérales. *26 è Congrès Géologique International Section 15. Symposium Géochimie des eaux souterraines, Paris*.
- SCHOELLER H. (1934) - Les échanges de bases dans les eaux souterraines ; trois exemples en Tunisie. *Bulletin Société Géologique de France* (5), tome 4, p. 389-420.
- SCHOELLER H. (1935) - Utilité de la notion des échanges de bases pour la comparaison des eaux souterraines. *Bulletin de la Société Géologique de France* (5), tome 5, p. 651.
- SCHOELLER H. (1949) - La température des eaux souterraines. *Travaux Laboratoire Géologie de Bordeaux*, tome 1, n° 1, 181 p.
- SCHOELLER H. (1962) - Les eaux souterraines. *Masson, Paris*, 642 p.
- SCHOELLER H., SCHOELLER M. (1976) - Calcul de la température des sources thermominérales à leur origine profonde. *Compte Rendu Académie des Sciences*, tome 283, p. 753.
- SIMEON Y. (1979) - Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes Françaises). *Thèse Doctorat 3è Cycle, Grenoble*, 223 p.
- SIMEON-DUPANLOUP Y. (1980) - Etude hydrogéologique des sources thermominérales de Tarentaise (Savoie) Brides-les-Bains, Salins-les-Bains, La Lechère. *Thèse Doctorat 3è Cycle, Grenoble*, 219 p.
- SIWERTZ E. (1973) - Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène 18 de l'infiltration sur les lysimètres et le bassin versant de Thonon. *Thèse Doctorat 3è Cycle, Paris*, 2 tomes, 291 p.
- SNOW D.T. (1968) - Rock fracture spacing, opening and porosities. *Journal of the soil mechanics and foundations division. Am. Soc. Civ. Eng.* 194, tome SM1, p. 73-91.

- SONDER R.A. (1938) - Die Lineamenttektonik und ihre Probleme. *Eclogae Geologicae Helveticae*, t. 31, p. 199-238.
- SONDER R.A. (1947) - Discussion of shear patterns of the earth's crust, by F.A. Vening Meinerz. *American Geophysical Union*, 28, p. 939-946.
- SONDER R.A. (1956) - *Mechanik der Erde*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- SOPENA J.P., SOULAS J.P. (1973) - Etudes microtectoniques dans le Jura. Déformations des calcaires sous contrainte tectonique, essais d'interprétation et de corrélation des résultats pour l'ensemble de la chaîne. *Thèse Doctorat 3è Cycle, Besançon, 2 volumes, 154 p.*
- TCHALENKO J.S., AMBRASEYS N.N. (1970) - Structural analysis of the Dasht Bayas (Iran) Earth quake fractures. *Geol. Soc. America Bull.*, vol 81, n° 1, p. 41-59.
- THATCHER L.L., PAYNE B.R. (1965) - The distribution of tritium in precipitation over continents and its significance to ground-water dating. *Proceed. 6 th. International Conference Radiocarbon and tritium dating, Washington* p. 604-629.
- TOBI A.C. (1958) - Volcanisme occulte dans les grès d'Allevard (Permien) et dans le Houiller du massif de Belledonne. *Compte Rendu Académie des Sciences*, tome 246, n° 26, p. 3654.
- TOBI A.C. (1958) - Petrographical and geological investigation in the Merdaret. Lac Crop region. *These Leiden*.
- TRUESDELL A.H., SINGERS W. (1974) - The calculation of aquifer chemistry in hot water geothermal systems. *Journal Research U.S. Geological Survey* vol.2, n° 3, p. 271-278.
- TURC L. (1951) - Bilan d'eau des sols. Relation, précipitation, température, écoulement. *Compte Rendu Académie des Sciences*, tome 233, n° 11.
- URBAIN P., MOUREU Ch., LEPAPE A. (1930) - Analyse des eaux minérales de quelques stations des Alpes. *Annales Institut d'Hydrogéologie et de climatologie, Paris, VII, fasc.1, n° 23, 66 p.*
- VACHER J.P. (1971) - Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin de l'Isère. *Thèse Doctorat 3è Cycle, Bordeaux, 2 tomes*.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1976) *Elements de tectonique analytique*. Masson, Paris, 118 p.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES PLANCHES

Planche 1	: Cadre géologique et géographique régionaux	4
Planche 2	: Géographie du secteur d'étude	6
Planche 3	: L'aménagement Arc-Isère	8&9
Planche 4	: Plan d'ensemble des ouvrages aval de l'aménagement Arc-Isère.....	12
Planche 5	: Le bassin du Flumet	14
Planche 6	: Répartition altimétrique des surfaces et courbes hypsométriques....	16
Planche 7	: Carte des stations météorologiques utilisées et nature des mesures effectuées.....	24
Planche 8	: Pluviométrie de l'année moyenne 1960-1979.....	26
Planche 9	: Les précipitations au Cheylas	28
Planche 10	: Les précipitations à Allevard.....	29
Planche 11	: Pluviométrie du cycle hydrologique Juillet 1978-Juin 1979.....	30
Planche 12	: Pluviométrie du cycle hydrologique Juillet 1979-Juin 1980.....	31
Planche 13	: Relations linéaires pluviométrie-altitude	36
Planche 14	: Les températures à Allevard	40
Planche 15	: Températures de l'année moyenne 1960-1979 et des cycles hydro- logiques juillet 1978-juin 1979 et juillet 1979-juin 1980.....	41
Planche 16	: Carte des bassins versants du Grésivaudan	48
Planche 17	: Coupe géologique régionale	54
Planche 18	: Coupe géologique de la galerie EDF sous Belledonne.....	60&61
Planche 19	: Coupes lithologiques du Permo-Trias	62
Planche 20	: Carte et coupe géologiques du secteur d'étude	68
Planche 21	: Passage de l'accident géologique du PM 2700 de la galerie de Belledonne	74
Planche 22	: fig.a - Coupe transversale de la vallée de l'Isère au niveau de Pontcharra	77
	fig.b - Les sillons en rive gauche du Grésivaudan, à Goncelin.....	77
Planche 23	: Schéma du réseau hydrographique actuel et "ancien" de la région d'Allevard	80
Planche 24	: Interprétation photogéologique de la fracturation dans les micas- chistes du massif d'Allevard	92
Planche 25	: Double ventilation des fractures dans les micaschistes suivant l'orientation et la longueur : - en nombre de fractures - en longueurs cumulées de fractures	93
Planche 26	: Interprétation photogéologique de la fracturation dans la cou- verture sédimentaire (Permien, Trias, Lias) du massif d'Allevard..	94
Planche 27	: Double ventilation des fractures dans la couverture sédimentaire suivant l'orientation et la longueur : - en nombre de fractures - en longueurs cumulées de fractures	95
Planche 28	: Interprétation photogéologique de la fracturation dans le Bajocien du massif de Bramefarine	96
Planche 29	: Double ventilation des fractures dans le Bajocien suivant l'orien- tation et la longueur : - en nombre de fractures - en longueurs cumulées de fractures	97
Planche 30	: Synthèse des résultats obtenus par l'analyse photogéologique de la fracturation à 1/30 000.....	98

Planche 31 : Synthèse des résultats obtenus par l'analyse photogéologique de la fracturation à 1/15 000.....	99
Planche 32 : Stations de mesures de la fissuration en surface	101&102
Planche 33 : Stations de mesures de la fissuration en galerie	103
Planche 34 : Analyse de la fissuration dans les micaschistes du massif d'Allevard	104
Planche 35 : Analyse de la fissuration dans le Lias du massif d'Allevard	105
Planche 36 : Analyse de la fissuration dans le Bajocien du massif de Bramefarine	106
Planche 37 : Projections sur diagrammes de Schmitt des passages sur ordinateur de plusieurs familles de fractures selon le programme Etchecopar.....	114
Planche 38 : Différents tenseurs de contraintes obtenus selon le programme Etchecopar, à partir de mesures de fractures dans les micaschistes de la galerie	115
Planche 39 : Fractures liées à une zone de décrochement	118
Planche 40 : Modèle de fracturation de l'ensemble de la série	120
Planche 41 : Relation linéaire température des eaux de source-altitude d'émergence	126
Planche 42 : Les sources du massif d'Allevard	140
Planche 43 : Chimie des sources du massif d'Allevard.....	142
Planche 44 : Position relative du niveau piézométrique des venues d'eau de la galerie de reconnaissance	144
Planche 45 : Analyse en composantes principales des venues d'eau de la galerie de Belledonne	146
Planche 46 : Paramètres physico-chimiques moyens des venues d'eau dans le Lias de la galerie de Belledonne	148
Planche 47 : Analyse en composantes principales des venues d'eau dans le Lias de la galerie de Belledonne	149
Planche 48 : Chimie des venues d'eau dans le Lias de la galerie de Belledonne	150
Planche 49 : Température et résistivité des venues d'eau dans la galerie de Belledonne	152
Planche 50 : Paramètres physico-chimiques moyens des venues d'eau dans les micaschistes de la galerie de Belledonne	154
Planche 51 : Chimie des venues d'eau dans les micaschistes de la galerie de Belledonne	155
Planche 52 : Analyse en composantes principales des venues d'eau dans les micaschistes de la galerie de Belledonne.....	157
Planche 53 : Courbe de résistivité-hauteur de terrain susjacent obtenue à partir des venues d'eau MD.....	158
Planche 54 : Position des sources du massif de Bramefarine	162
Planche 55 : Numérotation et nom des sources du massif de Bramefarine	163
Planche 56 : Chimie des sources du massif de Bramefarine.....	166
Planche 57 : Caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des venues d'eau de la galerie de Bramefarine	168
Planche 58 : Evolution de divers paramètres physico-chimiques dans la galerie de Bramefarine	170
Planche 59 : Chimie des venues d'eau dans la galerie de Bramefarine	171
Planche 60 : Liens structuraux entre les venues d'eau de la galerie de Bramefarine et les sources tariées	173

Planche 61 : Chimie des eaux issues des micaschistes	178
Planche 62 : Chimie des eaux issues du Trias	180
Planche 63 : Chimie des eaux issues du Lias	181
Planche 64 : Chimie des eaux issues du Bajocien	182
Planche 65 : Courbe de tarissement du massif de Bramefarine obtenue à partir du débit d'exhaure de la galerie	190
Planche 66 : Plan de situation de la source thermale d'Allevard et coupe schématique suivant l'axe AB.....	198
Planche 67 : Domaine de variation de la chimie de la source thermominérale d'Allevard	202
Planche 68 : Analyse en composantes principales de la source thermominérale d'Allevard	206
Planche 69 : Domaine de variation de la chimie de la "Source Rive-Droite".	210
Planche 70 : Analyse en composantes principales de la "Source Rive-Droite"	212
Planche 71 : Comparaison entre les domaines de variations de la source d'Allevard et de la "Source Rive Droite".....	215
Planche 72 : Evolution chimique de la "Source Rive Droite" le 18.3.1957...	216
Planche 73 : Influence du Bréda sur le niveau statique du puits. Observation du 24.04.1956.....	220
Planche 74 : Corrélacion établie entre niveaux du puits thermal et du Bréda d'après des relevés quotidiens en 1957 (le matin, avant reprise du pompage).....	221
Planche 75 : Essai de pompage du 17.1.1974	224
Planche 76 : Chimie des eaux lors de l'essai de pompage du 17.1.1974	225
Planche 77 : Essai de pompage du 15.4.1975	226
Planche 78 : Chimie des eaux lors de l'essai de pompage du 15.4.1975.....	227
Planche 79 : Variations de la minéralisation totale et de la teneur en sodium en fonction du tirant d'air dans le puits thermal d'Allevard	230
Planche 80 : Variations de la résistivité et de la teneur en bicarbonates en fonction du tirant d'air dans le puits thermal d'Allevard	232
Planche 81 : Comparaison entre les divers profils chimiques des eaux triasiques et celui de la source thermominérale d'Allevard.....	236
Planche 82 : Histogrammes de fissuration obtenus dans l'ensemble du Lias et sur l'affleurement derrière l'établissement thermal.....	238
Planche 83 : Courbes théoriques d'évolution de la température et de la teneur en silice en fonction du pourcentage de mélange.....	250
Planche 84 : Spectre obtenu par diffraction X sur un échantillon d'anhydrite de la galerie Arc-Isère	258
Planche 85 : Position des sources thermominérales des Alpes du Nord sur les accidents rhégnatiques N 140.....	263Bis

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1	: Analyses isotopiques
Annexe 2	: Analyses physico-chimiques des sources du massif d'Allevard.
Annexe 3	: Analyses physico-chimiques des venues d'eau dans la galerie de Belledonne.
Annexe 4	: Analyses physico-chimiques des venues d'eau dans la galerie de reconnaissance.
Annexe 5	: Analyses physico-chimiques des sources du massif de Bramefarine.
Annexe 6	: Analyses physico-chimiques de la source thermominérale d'Allevard.
Annexe 7	: Analyses physico-chimiques de la source dite "Source Rive Droite".
Annexe 8	: Analyses physico-chimiques du Bréda à Allevard.

SOMMAIRE

INTRODUCTION

BUT DE L'ETUDE	3
CHAPITRE I - CADRE GÉOGRAPHIQUE	5
CHAPITRE II - AMÉNAGEMENT ARC-ISÈRE	7
I - CARACTERISTIQUES DE L'AMENAGEMENT ARC-ISERE	7
II - DESCRIPTION SOMMAIRE DES PRINCIPAUX OUVRAGES	7
II.1. Le bassin de compensation de Longefan	7
II.2. La conduite enterrée de Longefan	7
II.3. La galerie du Grand Chatelard	7
II.4. La conduite enterrée du Glandon	10
II.5. La prise d'eau du Glandon	10
II.6. La galerie de Belledonne	10
II.7. Le bassin d'Eclusée du Flumet	10
II.8. La galerie de Bramefarine	10
II.9. La cheminée d'équilibre de Bramefarine	11
II.10. La conduite forcée de Bramefarine	11
II.11. L'usine du Cheylas	11
II.12. Le canal de fuite du Cheylas	11
II.13. Le bassin de compensation et de stockage du Cheylas	11
II.14. Le canal de restitution à l'Isère	11
III - HYDROGEOLOGIE DES GALERIES	11
IV - L'AMENAGEMENT ARC-ISERE SUR NOTRE TERRAIN D'ETUDE	13
IV.1. La partie aval de la galerie de Belledonne	13
IV.2. Le bassin du Flumet	15
IV.3. La galerie de Bramefarine	15
CHAPITRE III - MORPHOLOGIE DU TERRAIN D'ÉTUDE	17
I - LE MASSIF D'ALLEVARD	17
II - LE MASSIF DE BRAMEFARINE	18
III - L'ENSEMBLE DU SECTEUR D'ETUDE	18

PREMIÈRE PARTIE : ETUDE HYDROLOGIQUE

CHAPITRE I - APERÇU CLIMATIQUE DU GRÉSIVAUDAN	23
CHAPITRE II - LES PRÉCIPITATIONS	27
I - REPARTITION MENSUELLE ET SAISONNIERE DES PRECIPITATIONS	27
I.1. L'année moyenne (1960-1979)	27
I.2. Le cycle annuel hydrologique juillet 1978-Juin 1979)	32
I.3. Le cycle annuel hydrologique juillet 1979-Juin 1980	32
II - FREQUENCE ET INTENSITE DES PRECIPITATIONS	32
II.1. L'année moyenne 1960-1979	33
II.2. Le cycle hydrologique annuel Juillet 1978-Juin 1979	34

II.3. Le cycle hydrologique annuel Juillet 1979-Juin 1980.....	34
III - ETABLISSEMENT DE GRADIENTS PLUVIOMETRIQUES	35
IV - CALCUL DE LA LAME D'EAU PRECIPITEE.....	37
V - CONCLUSIONS	37
CHAPITRE III - LES TEMPÉRATURES	39
I - VARIATIONS MENSUELLES DE LA TEMPERATURE	39
II - ETABLISSEMENT DE GRADIENTS ALTIMETRIQUES DES TEMPERATURES	42
III - CALCUL DES TEMPERATURES MOYENNES	42
IV - CONCLUSIONS	42
CHAPITRE IV - CALCUL DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION	44
CHAPITRE V - TENTATIVE DE BILAN SUR LE MASSIF DE BRAMEFARINE	47
DEUXIÈME PARTIE - ETUDE GEOLOGIQUE	
CHAPITRE I - GÉNÉRALITÉS	53
I - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL	53
II - APERÇU GEOLOGIQUE DU SECTEUR D'ETUDE	53
CHAPITRE II - ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE	56
I - LE SOCLE	56
I.1. - La Série Satinée	56
I.1.1. Pétrographie de la Série Satinée	56
I.1.2. Origine de la Série Satinée et âge des déformations	57
I.2. Les filons de siderose	57
II - LA SERIE SEDIMENTAIRE	59
II.1. Le paléozoïque	59
II.1.1. Le Houiller	59
II.1.2. Les " grès d'Allevard "	63
II.2. Le mésozoïque	63
II.2.1. Le Trias	63
II.2.1.a. Les formations sédimentaires	63
II.1.2.b. Les épanchements spilitiques	64
II.2.2. Le Lias	64
II.2.2.a. Le lias calcaire	65
II.2.2.b. Le lias marno-calcaire.....	65
II.2.2.c. Le lias schisteux	65
II.2.3. Le Dogger	66
III - LA COUVERTURE QUATERNAIRE	66
III.1. Les dépôts glaciaires	66
III.2. Les produits d'altération	66
III.4. Les cônes de déjection	67
III.5. Les alluvions fluviales	67

CHAPITRE III - STRUCTURE GÉOLOGIQUE	69
I - GEOLOGIE ANTE-QUATERNAIRE	69
I.1. Tectonique souple	69
I.1.1. Le massif de Bramefarine	69
I.1.2. La dépression d'Allevard	71
I.1.3. La couverture sédimentaire du massif d'Allevard ...	71
I.1.4. Le socle cristallin du massif d'Allevard	72
I.2. Tectonique cassante	72
I.2.1. Rapports entre le socle et la série sédimentaire	72
I.2.2. Les grands accidents	72
I.2.2.a. Les accidents ENE-WSW.....	73
I.2.2.b. Les accidents WNW-ESE	75
I.2.2.c. Conclusions	75
II - GEOLOGIE DU QUATERNAIRE	75
II.1. La géomorphologie glaciaire	76
II.1.1. L'érosion glaciaire	76
II.1.2. Paléogéographie quaternaire	79
II.2. La "fissuration ajoutée"	79
II.2.1. Fissuration ajoutée par décompression superficielle	79
II.2.2. "Fissuration ajoutée " par action de la pesanteur	81
sur les versants	81
II.2.2.a. Les phénomènes de poussée au vide.....	81
II.2.2.b. Les phénomènes de balancement des versants	81
CHAPITRE IV - ÉTUDE DE LA FISSURATION	83
I - INTRODUCTION	83
II - PRELEVEMENT ET TRAITEMENT DES DONNÉES	85
II.1. Le choix des méthodes	85
II.2. Description des méthodes	86
II.2.1. L'étude phototectonique	86
II.2.1.a. Obtention des relevés de fracturation..	86
II.2.1.b. Le filtrage optique	86
II.2.1.c. La méthode de numérisation de la frac-	87
turation et algorithme de traitement...	87
II.2.2. Les levés de terrain	88
II.2.2.a. Obtention des mesures	88
II.2.2.b. Correction des mesures	89
II.2.2.c. Utilisation des données	90
III - RESULTATS ET INTERPRETATION	90
III.1. Détermination des grandes directions de fissuration.....	90
III.1.1. A partir des photographies aériennes.....	90
III.1.1.a. Les micaschistes du socle cristallin.....	91
III.1.1.b. La couverture sédimentaire.....	91
III.1.1.c. Le Bajocien	91
III.1.1.d. Conclusions	91
III.1.2. A partir des relevés de terrain	100
III.1.2.a. Les micaschistes du socle cristallin.....	100
III.1.2.b. Le Lias	107
III.1.2.c. Le Bajocien	107
III.A.2.d. Conclusions	107
III.1.3. Conclusions à l'étude des grandes directions de	107
fissuration	107
III.1.3.a. La formation choisie	107
III.1.3.b. L'échelle de l'étude	107
III.1.3.c. Le niveau d'étude choisi.....	108

III.2. Quantification de l'intensité de fissuration.....	109
III.3. Détermination des tenseurs de contraintes	109
III.3.1. Principe de la méthode	111
III.3.2. Traitement de nos mesures	112
III.3.2.a. Mesures de galerie	113
III.3.2.b. Mesures de surface	116
III.4. GENESE ET EVOLUTION DES FRACTURES	117
III.4.1. Interprétation génétique des systèmes de fractures	117
III.4.2. Modèle de fracturation	119
III.5. Histoire tectonique	119
IV - CONCLUSIONS	121

TROISIÈME PARTIE : ETUDE HYDROGEOLOGIQUE

CHAPITRE I - PRINCIPES ET METHODES D'ÉTUDE	125
I - PRINCIPE	125
II - OBTENTION ET TRAITEMENT DES DONNEES	125
II.1. Données structurales	125
II.2. Paramètres physiques	125
II.2.1. Le débit	126
II.2.2. La température	127
II.2.3. La résistivité	128
II.3. Paramètres chimiques	128
II.3.1. Méthodes de dosage	129
II.3.1.a. Dosages titrimétriques ou volumétriques	129
II.3.1.b. Dosages colorimétriques	129
II.3.1.c. Dosages par spectrophotométrie de flamme	129
II.3.2. Présentation des résultats.....	129
II.3.3. Interprétation des résultats	130
II.3.3.a. Comparaison des analyses entre elles... ..	130
II.3.3.b. Analyse en composantes principales normées	131
II.4. Dosages isotopiques	134
II.4.1. Principes du traçage isotopique des eaux naturelles	134
II.4.2. Traçages par le tritium	135
II.4.3. Traçages par l'oxygène 18	136
III - PLAN DE L'ÉTUDE	137
CHAPITRE II - HYDROGÉOLOGIE DU MASSIF D'ALLEVARD.....	139
I - ÉTUDE DE SURFACE	139
I.1. Les circulations dans le rocher	139
I.1.1. Les sources liées aux micaschistes	139
I.1.2. Les sources liées au grès d'Allevard	139
I.1.3. Les sources liées au Trias	139
I.1.4. Les sources liées au Lias	141
I.1.4.a. La source Tartas(A2).....	141
I.1.4.b. La source Chaberland 2 (A22)	141
I.2. Les circulations dans la couverture quaternaire	141
II - ÉTUDE EN PROFONDEUR	143
II.1. La galerie de reconnaissance	143
II.2. La galerie définitive	143
II.2.1. Répartition des venues d'eau	143
II.2.1.a. Dans les micaschistes	143
II.2.1.b. Dans les grès d'Allevard	145
II.2.1.c. Dans l'anhydrite et la dolomie triasique	145
II.2.1.d. Dans les schistes et marno-calcaires liasiques	145

II.2.2. Température des eaux et gradient géothermique.....	145
II.2.3. Etude physico-chimique et isotopique des venues d'eau	147
II.2.3.a. Etude de l'ensemble des venues d'eau....	147
II.2.3.b. Etude des venues d'eau du Lias	147
II.2.3.c. Etude des venues d'eau dans les micaschistes	153
III - COMPARAISON SURFACE-PROFONDEUR	159
CHAPITRE III - HYDROGÉOLOGIE DU MASSIF DE BRAMEFARINE.....	161
I - ÉTUDE DE SURFACE	161
I.1. Positionnement des sources et conditions d'émergence	161
I.2. Sources liées au Bajocien	164
I.2.1. La source de Villard Noir (B 9).....	164
I.2.2. La source du bassin Lachenal (B 18).....	164
I.3. Sources liées au Quaternaire	165
I.3.1. La source de Glapigneux (B 31).....	165
I.3.2. La source de Bourne E.(B 47).....	167
II - ÉTUDE EN PROFONDEUR	167
II.1. Répartition et débits des venues d'eau	167
II.2. Température des eaux et gradient géothermique	169
II.3. Etude physico-chimique et isotopique des venues d'eau	169
III - ÉTUDE COMPARATIVE SURFACE - PROFONDEUR	175
CHAPITRE IV - MODES ET NATURES DES ECOULEMENTS ÉTUDIÉS.....	175
I - STRUCTURE DES MILIEUX ÉTUDIÉS.....	175
I.1. Importance de la nature des fractures dans l'organisation des circulations profondes	175
I.2. Distinction entre zone profonde et zone superficielle	175
I.2.1. La zone décomprimée	176
I.2.2. La zone profonde	177
II - COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE ET MINÉRALISATION CARACTÉRISTIQUE DES DIFFÉRENTS TERRAINS	177
II.1. Les micaschistes de la Série Satinée.....	177
II.2. Les grès d'Allevard	179
II.3. Les évaporites triasiques	179
II.4. Les schistes et marno-calcaires liasiques	183
II.5. Les marno-calcaires Bajociens.....	183
II.6. Conclusions	183
CHAPITRE V - CARACTÉRISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DES AQUIFÈRES.....	185
I - PERMEABILITÉ DES MASSIFS	185
I.1. Notion de perméabilité en milieu fissuré	185
I.2. Calculs de perméabilités	187
I.2.1. La méthode de L.KIRALY(1969).....	187
I.2.2. La méthode de F.O. FRANCISS(1970).....	187
I.2.3. La méthode de D. JAMIER (1975).....	188
I.2.4. Conclusions	189
II - ESTIMATION DU VOLUME DES RÉSERVES DRAINÉES PAR LA GALERIE DE BRAMEFARINE	189
CHAPITRE VI - CONCLUSIONS	192

QUATRIÈME PARTIE : ETUDE DE LA SOURCE THERMOMINERALE D'ALLEVARD

CHAPITRE I - PRÉSENTATION DU PROBLÈME	197
I - HISTORIQUE	197
II - SITUATION DU GRIFFON	197
III - ETUDES ANTERIEURES	199
CHAPITRE II - NOUVELLE INTERPRÉTATION DES DONNÉES ANTÉRIEURES	
I - COMPOSITION MINÉRALOGIQUE	203
I.1. La source thermale	203
I.1.1. Origine des analyses	203
I.1.2. Etude du domaine de variation	203
I.1.3. Géochimie statistique de la source d'Allevard.....	204
I.1.3.a. Etude de la matrice de corrélation.....	204
I.1.3.b. Analyse en composantes principales	207
I.2. La source rive droite	209
I.2.1. Origine des analyses	209
I.2.2. Etude du domaine de variation	209
I.2.3. Géochimie statistique de la source rive droite.....	211
I.2.3.a. Etude de la matrice de corrélation.....	211
I.2.3.b. Analyse en composantes principales	211
I.2.4. Relations entre la source thermale et la source rive droite.....	214
I.3. Le Bréda	217
I.3.1. Origine des analyses.....	217
I.3.2. Minéralisation moyenne	217
I.3.3. Géochimie statistique du Bréda.....	218
II - RELATIONS AVEC LE BREDA	219
II.1. Sens de la charge hydrostatique	219
II.2. Influence du niveau du Bréda sur le niveau statique du puits thermal	219
III - ETUDE DES ESSAIS DE POMPAGE	222
III.1. Etude de deux essais-types	222
III.1.1. Essai de pompage du 17.1.1974.....	223
III.1.2. Essai de pompage du 15.4.1975	223
III.2. Etude statistique des essais de pompage à débit constant	223
III.2.1. Matrice de corrélation de toutes les mesures...	223
III.2.2. Matrices de corrélation partielles.....	228
III.2.2.a. Mesures avant pompage.....	228
III.2.2.b. Mesures pendant ou après pompage....	229
III.3. Conclusions à l'étude des essais de pompage.....	231
IV - LES ANALYSES DE GAZ.....	233
IV.1. L'hydrogène sulfure	233
IV.2. Les gaz rares.....	233
IV.3. Le gaz carbonique	233
IV.3.1. Action sur le circuit thermal	234
IV.3.2. Origine du gaz carbonique	234
IV.3.2.a. Origine exogène	234
IV.3.2.b. Origine endogène	235
V - COMPARAISON AVEC LES CIRCULATIONS TRIASIQUES.....	235
VI - CONCLUSIONS	237

CHAPITRE III - ETUDES RÉALISÉES.....	239
I - ETUDE STRUCTURALE	239
I.1. L'accident N 60	239
I.2. L'accident N 140	241
I.3. Conclusions	241
II - ETUDE CHIMICO-ISOTOPIQUE	241
II.1. Mesures de Juin 1979	243
II.2. Mesures d'octobre 1979	244
II.3. Mesures d'avril 1980	245
II.4. Conclusions	247
CHAPITRE IV - ORIGINE DU FILON THERMAL	247
I - TEMPERATURE DU FILON THERMAL	247
I.1. Utilisation des géothermomètres.....	247
I.1.1. Introduction	248
I.1.2. Description des méthodes et résultats.....	248
I.1.2.a. Géothermomètre tritium	249
I.1.2.b. Géothermomètre silice	249
I.1.2.c. Méthode des courbes de mélange	252
I.1.2.d. Géothermomètre Na/K	252
I.1.2.e. Géothermomètre Na/K/Ca	252
I.1.2.f. Géothermomètre géologique	252
I.1.2.g. Géothermomètre Na/Li	254
I.1.2.h. Géothermomètre CO ₃ /SO ₄	254
I.1.3. Interprétation	255
I.2. Origine de la température	256
II - MINÉRALISATION DU FILON THERMAL.....	256
II.1. Dans le socle	257
II.2. Dans les évaporites	259
III - LE CIRCUIT THERMAL	259
CHAPITRE V - SITUATION DE LA SOURCE D'ALLEVARD DANS LE CADRE D'UN SCHEMA GÉNÉRAL DES MANIFESTATIONS THERMO- MINÉRALES DANS LES ALPES FRANÇAISES.....	261
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	
I - RESULTATS OBTENUS	267
II - CRITIQUE DES METHODES	268
ANNEXES.....	270
BIBLIOGRAPHIE	286
TABLE DES MATIERES	
LISTE DES PLANCHES	303
LISTE DES ANNEXES	306
SOMMAIRE	307

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 2 avril 1981

Le Président de la thèse

Michel
R. MICHEL

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 3.4.81

Le Président de l'Université Scientifique et Médicale

