



**HAL**  
open science

# Etude des échanges nappe-rivière : la nappe de la plaine de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble

Jean Claude Fourneaux

► **To cite this version:**

Jean Claude Fourneaux. Etude des échanges nappe-rivière : la nappe de la plaine de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. Géomorphologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1975. Français. NNT: . tel-00691055

**HAL Id: tel-00691055**

**<https://theses.hal.science/tel-00691055>**

Submitted on 25 Apr 2012

**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.



## AVANT-PROPOS

Parvenu au terme de cette étude, je suis particulièrement redevable envers Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAULD pour m'avoir permis de la réaliser, en m'acceptant comme Assistant d'Hydrogéologie d'abord, en me poussant à poursuivre les recherches sur la nappe de l'Isère après ma thèse de 3ème cycle, en m'aidant et m'encourageant enfin, tout au long de ces six années.

Je remercie Monsieur le Professeur R. MICHEL qui a toujours suivi mes recherches avec beaucoup d'intérêt, ainsi que Monsieur le Professeur R. BARBIER pour avoir accepté la présidence de ce Jury.

Ma gratitude va aussi à Monsieur le Professeur G. CASTANY d'avoir bien voulu donner son avis sur ce travail et participer au Jury de cette thèse.

Mes remerciements s'adressent aussi à Monsieur H. ANDRE pour sa présence à ce Jury ainsi qu'à l'Electricite de France à qui cette étude doit beaucoup. J'associe à ces remerciements Messieurs AMAZ, FOUERAL et SIGFRIED de la Région d'Equipement Hydraulique Alpes-Nord de Chambéry qui ont suivi avec attention une partie de ce travail.

Je remercie aussi Monsieur MOREL de la Direction Départementale de l'Agriculture de Savoie pour son aide et sa collaboration.

La Direction Départementale de l'Agriculture de l'Isère m'a, elle aussi, apporté un concours souvent précieux ; qu'elle en soit ici remerciée et particulièrement Monsieur M. MICHEL, même s'il a fait réaliser des trous dans le Grésivaudan pour vérifier mes dires.

Je veux aussi assurer de ma gratitude tous mes collègues qui m'ont aidé de leurs conseils, particulièrement Messieurs M. GIDON et J. APRAHAMIAN.

Monsieur P. GIDON a bien voulu me faire bénéficier de sa grande connaissance de la Géologie de la Savoie.

L'amitié, l'aide et les encouragements de Monsieur Ph. OLIVE m'ont beaucoup apportés pour la mise au point de ce mémoire.

Je veux enfin remercier tous ceux qui m'ont prêté leur concours pour la réalisation de ce mémoire, pour le dessin des figures, pour la frappe et pour le tirage.

## SOMMAIRE

Etude des échanges nappe-rivière

La nappe de la plaine de l'Isère, dans l'ombilic de Grenoble

- 1 - Introduction.
  - 1.1. - But de l'étude.
  - 1.2. - Méthodes d'études.
  - 1.3. - Cadre de l'étude.
- 2 - Géologie du quaternaire.
  - 2.1. - Généralités.
  - 2.2. - Analyse des différentes formations.
    - 2.2.1. - Le remplissage alluvial.
    - 2.2.2. - Les formations latérales.
    - 2.2.3. - Les argiles d'Eybens.
    - 2.2.4. - Conclusions.
  - 2.3. - Le surcreusement glaciaire.
    - 2.3.1. - Description.
    - 2.3.2. - Origine.
  - 2.4. - Erosion glaciaire.
  - 2.5. - Morphologie glaciaire.
    - 2.5.1. - Description.
    - 2.5.2. - Origine.
    - 2.5.3. - Conclusions.
  - 2.6. - Essai de synthèse stratigraphique.
    - 2.6.1. - Les éléments anciens et l'Eémien.
    - 2.6.2. - Le Würm I.
    - 2.6.3. - L'interstade Würm I/II.
    - 2.6.4. - Le Würm II.
    - 2.6.5. - L'interstade Würm II.III.
    - 2.6.6. - Le Würm III.
    - 2.6.7. - Le post Würm.
    - 2.6.8. - Conclusions.

- 2.7. - Conclusions sur la géologie du Quaternaire.
  - 2.7.1. - Les formations quaternaires.
  - 2.7.2. - L'érosion glaciaire.
  - 2.7.3. - Le surcreusement.
  - 2.7.4. - Les argiles d'Eybens.
  - 2.7.5. - Les glaciations.
- 3 - Hydrogéologie analytique.
  - 3.1. - Historique.
  - 3.2. - Les facteurs hydrologiques.
    - 3.2.1. - Introduction.
    - 3.2.2. - La pluviométrie.
    - 3.2.3. - L'évapotranspiration.
    - 3.2.4. - Le déficit d'écoulement.
    - 3.2.5. - L'infiltration.
    - 3.2.6. - Le ruissellement.
    - 3.2.7. - Conclusions.
  - 3.3. - Alimentation de la nappe.
    - 3.3.1. - Les différents types d'alimentation.
    - 3.3.2. - Alimentation par la pluie tombée sur la plaine.
    - 3.3.3. - Alimentation potentielle par les versants.
    - 3.3.4. - Alimentation de la nappe par les cours d'eau de la plaine.
    - 3.3.5. - Aperçu sur les caractéristiques physico-chimiques des différentes alimentations.
    - 3.3.6. - Conclusions sur l'alimentation de la nappe.
  - 3.4. - Circulation des eaux souterraines, écoulement de la nappe.
    - 3.4.1. - Les différents modes de circulation.
    - 3.4.2. - Les circulations latérales.
    - 3.4.3. - Les circulations axiales.
    - 3.4.4. - Les cas particuliers.
    - 3.4.5. - Aspect physico-chimique des circulations axiales.
  - 3.5. - Conclusions.
- 4 - Les variations de la nappe.
  - 4.1. - Les variations saisonnières.
    - 4.1.1. - La mesure des variations saisonnières.
    - 4.1.2. - Principe des variations saisonnières.
    - 4.1.3. - Liaison entre le niveau piézométrique et la pluviométrie.
    - 4.1.4. - Liaison entre le niveau piézométrique et le niveau de l'Isère : Le coefficient d'influence.

- 4.2. - Les variations à long terme.
    - 4.2.1. - Les travaux d'aménagement du 1 t de l'Isère, dans le Grésivaudan.
    - 4.2.2. - Les résultats des études récentes.
    - 4.2.3. - Les causes de l'évolution de la nappe.
  - 4.3. - Les variations de la nappe en liaison avec la mise en eau de l'aménagement Arc-Isère.
    - 4.3.1. - La zone Pont d'Aiton-Le Cheylas.
    - 4.3.2. - Zone aval du Cheylas.
- 5 - Conclusions.

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

	Pages
1 - Coupe schématique de la nappe de la plaine de l'Isère.....	4
2 - Plan de situation.....	7
3 - Coupes géologiques schématiques.....	16
4 - Coupes de 4 sondages profonds, réalisés dans la vallée de l'Isère.....	23
5 - Schéma montrant le processus de formation d'une boucle.....	27
6 - Coupes du remplissage alluvial.....	32
7 - Coupes du remplissage alluvial.....	33
8 - Coupes du remplissage alluvial.....	34
9 - Schéma de l'écroulement du Granier.....	37
10 - Coupe de la banquette de Francin.....	41
11 - Coupes de la banquette de Barraux.....	43
12 - Profil en long de différents torrents du Grésivaudan.....	51
13 - Les formations quaternaires de la base du plateau de Champagnier.....	53
14 - Coupes de Saint-Jaques de Moirans et de Voglans.....	54
15 - Coupe schématique des formations quaternaires des banquettes de Barraux et Planaise.....	55
16 - Schéma du réseau hydrographique de la région d'Allevard.....	57
17 - Le surcreusement dans la vallée de l'Isère.....	62
18 - Le sillon de Thodure.....	65
19 - Courbe espace/temps pour un point de la plaine de Grenoble....	67
20 - Sillon dans les sables de la banquette de Planaise.....	72
21 - Deux coupes transversales de la vallée de l'Isère.....	73
22 - Les sillons, à Goncelin, en rive gauche du Grésivaudan.....	75
23 - Les sillons sur le plateau des Petites Roches.....	76
24 - Les sillons au pied de la corniche tithonique, en aval du Touvet.....	76
25 - Les gradins du Grésivaudan.....	77
26 - Les sillons en rive gauche du Grésivaudan.....	78
27 - Passage des argiles d'Eybens aux sables fins, dans la banquette de Planaise.....	83
28 - Les dépôts lacustres liés aux stades de retrait du glacier de l'Isère, dans la vallée du Furon.....	86

	Pages
29 - Les sables lacustres autour de la plaine de Montmélian.....	87
30 - Schéma des moraines de l'Arc de Moirans.....	93
31 - Corrélation entre l'évapotranspiration et l'altitude.....	122
32 - Relation entre la lame d'eau précipitée et la lame d'eau écoulée.....	123
33 - La nappe en rive gauche du Coisin.....	126
34 - Les différents modes d'alimentation de la nappe.....	135
35 - Le cône de déjection du Bréda, à Pontcharra.....	140
36 - Influence des apports de l'Arly, dans la nappe de l'Isère, à l'aval d'Albertville.....	143
37 - Infiltration dans un cône de déjection : schéma théorique.....	145
38 - Infiltration du torrent de Crolles dans son cône.....	147
39 - Infiltration du torrent de Montfort dans son cône.....	148
40 - La vidange de la nappe du Cernon dans la nappe de l'Isère.....	151
41 - Circulation d'eau faiblement minéralisée, dans des chenaux à forte perméabilité.....	152
42 - La plaine de Montmélian : carte isopièze et d'équi-résistivité..	153
43 - Comparaison des limnigrammes enregistrés sur le canal de Saint Jean de la Porte.....	154
44 - Décrue de la nappe à Saint Jean de la Porte.....	156
45 - La nappe en charge dans le sillon de Montmélian.....	162
46 - Les cuves de Sassenage.....	164
47 - Les différentes structures capables d'apporter de l'eau à la nappe dans la cluse de l'Isère.....	165
48 - Schéma de l'alimentation de la nappe par une crue de l'Isère....	170
49 - Comparaison des limnigrammes de la rivière avec ceux de la nappe	173
50 - Volume d'eau apporté à la nappe pendant une crue.....	173
51 - Cartes isopièze de hautes eaux du bassin de la Bialle.....	175
52 - Cartes isopièze de basses eaux du bassin de la Bialle.....	176
53 - Courbe de tarissement de la Bialle.....	180
54 - Débits de la Bialle en fonction du temps lors des périodes de sécheresse.....	182
55 - La nappe dans une boucle de l'Isère.....	183
56 - Alimentation de la nappe par un canal de drainage.....	184
57 - Les apports de la Bialle à la nappe.....	186
58 - Evolution du gradient de la nappe en fonction du temps.....	188
59 - Les puits des Papèteries de France à Lancey.....	190

	Pages
60 - Représentation schématique de la circulation des eaux souterraines.	192
61 - Evolution du rapport $SO_4^{2-}/CO_3^{2-}$ avec la distance.....	194
62 - Degré hydrotimétrique des eaux de l'Isère en fonction du débit.....	198
63 - Comparaison de la résistivité dans l'Isère et dans la nappe.....	199
64 - Carte d'équi-résistivité à Saint Martin d'Hères.....	200
65 - Les débits de la nappe.....	202
66 - Relation entre la nappe et un canal de drainage.....	206
67 - Limite entre la zone axiale et les zones latérales.....	207
68 - Variation de la position de la limite entre les deux zones : 1er cas	208
69 - Variation de la position de la limite entre les deux zones : 2e cas	209
70 - Comparaison entre la limite dynamique et la limite "chimique.....	210
71 - Le puits de la commune de Villard Bonnot.....	211
72 - Schéma des circulations dans la zone axiale.....	213
73 - La plaine de Grenoble : carte isopièze.....	217
74 - Le triangle d'Aiton : schéma des circulations.....	218
75 - Carte isopièze et d'égal degré hydrotimétrique dans la partie Sud de la plaine de Grenoble.....	219
76 - Comparaison d'un enregistrement limnographique avec des mesures mensuelles.....	232
77 - Décroissance logarithmique de la nappe, dans les zones alimentées par les précipitations.....	238
78 - Remontée de la nappe en fonction de l'importance de l'averse.....	240
79 - Définition des paramètres pour le calcul de T/S.....	242
80 - Les variations de la nappe dans le cas d'un écoulement à direction constante.....	246
81 - Amplitude des variations du niveau piézométrique, en pied de versant.....	248
82 - Courbes des débits classés de l'Isère à Pont Royal.....	252
83 - Courbes des débits classés de l'Isère à Grenoble.....	253
84 - Courbe des hauteurs classées, pour trois piézomètres de la vallée de l'Isère.....	259
85 - Erosion au pont de la Bathie en fonction du temps.....	262
86 - Importance de l'érosion régressive, en fonction de la distance.....	263
87 - Ecoulement dans la zone axiale, après la coupure de Bois-Français..	264
88 - Cartes isopièzes comparées : hautes eaux.....	265
89 - Cartes isopièzes comparées : basses eaux.....	266
90 - Coupe de la nappe dans la situation actuelle.....	268



	Pages
91 - Coupe de la nappe avant la coupure de la boucle de Bois-Français..	269
92 - Evolution des niveaux piézométriques dans la plaine de Montmélian.	272
93 - Courbes des débits classés de l'Isère, à Pont Royal, avant et après la mise en eau de l'aménagement Arc-Isère.....	275
94 - Cas d'une restitution unique.....	278
95 - Influence d'une restitution unique sur la nappe.....	279
96 - Propagation de l'onde de crue en fonction de la distance.....	280
97 - Enveloppes des battements de la nappe, dans le cas d'une resti- tution sinusoïdale.....	285
98 - Amplitude des battements de la nappe en fonction de T/S.....	286
99 - Exemple de l'influence des lachures de Randens sur la nappe de triangle d'Aiton.....	289

ETUDE DES ECHANGES NAPPE-RIVIERE

LA NAPPE DE LA PLAINE DE L'ISERE  
DANS L'OMBILIC DE GRENOBLE

1 - INTRODUCTION

### 1.1. - BUT DE L'ETUDE

Les premières études hydrogéologiques entreprises sur la nappe de la plaine de l'Isère, dans le Grésivaudan, ont montré l'existence de liens étroits entre la nappe et la rivière (J.C. FOURNEAUX, 1968 a). Cette liaison se traduit par des échanges permanents entre les eaux souterraines et les eaux superficielles. Une telle situation doit se retrouver partout où existent des conditions géologiques et hydrogéologiques identiques.

Cette étude se propose d'analyser le mécanisme de ces échanges entre la nappe et la rivière, non plus seulement dans le Grésivaudan, mais dans toute la plaine de l'Isère, entre Albertville et Rovon, où les conditions semblent analogues sinon identiques.

Il n'est pas question de faire, ici, une analyse détaillée de l'hydrogéologie de toute cette zone, mais, à partir d'exemples, de déterminer les facteurs qui jouent un rôle dans les variations de la nappe. Celles-ci sont, en effet, le moteur des échanges, car s'il y avait équilibre parfait et permanent entre la nappe et la rivière, il n'y aurait, bien évidemment, aucun échange. Ceux-ci tendent à compenser une rupture d'équilibre due à l'action d'un ou plusieurs facteurs.

Le but recherché est d'établir les règles qui régissent les variations de la nappe. Ces relations font intervenir trois séries de facteurs :

- les facteurs de la nappe,
- les facteurs de la rivière,
- les facteurs hydrologiques.

Cette connaissance est indispensable, non seulement dans l'optique d'une exploitation rationnelle des ressources en eaux souterraines de cette région, mais aussi dans le cadre des travaux d'aménagement, de plus en plus nombreux à l'heure actuelle. Il est nécessaire, en effet, de connaître, à l'avance, quelles seront les réactions de la nappe à la modification d'un paramètre quelconque, imposé par la réalisation d'un projet d'aménagement, d'où la nécessité de savoir, avec précision, quels sont ces paramètres dont dépendent les variations de la nappe.

### 1.2. - METHODES D'ETUDE

Une coupe de la nappe, établie de manière schématique à partir des connaissances déjà acquises dans le Grésivaudan (J.C. FOURNEAUX, 1968 a)

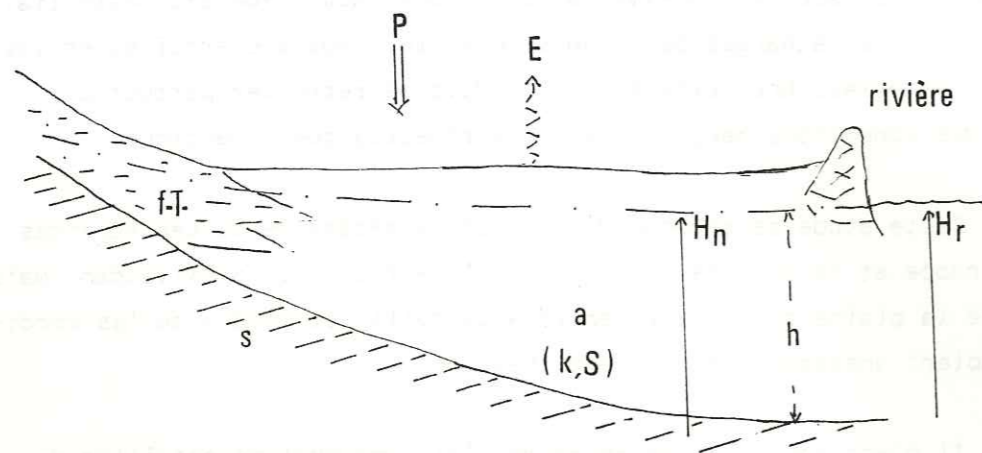


Figure 1 - Coupe schématique de la nappe.

fait apparaître :

des éléments géologiques :

- le substratum (s)
- les formations latérales (f.l.)
- l'aquifère (a)

des paramètres relatifs à l'aquifère :

- son épaisseur (h)
- sa perméabilité (k)
- sa porosité utile (S)
- la cote de la nappe (Hn)

un paramètre relatif à la rivière :

- la cote de la ligne d'eau (Hr)

des éléments hydrologiques :

- la lame d'eau précipitée (P)
- la lame d'eau évapotranspirée (E)

des éléments hydrogéologiques :

- les débits apportés par les versants (Ql)
- les débits des échanges nappe-rivière (Qe)

Cette coupe schématique détermine les méthodes d'études à mettre en oeuvre.

- Ce travail s'appuie, d'abord, sur un rappel des connaissances géologiques concernant la lithologie et de la structure des versants de la plaine et des bassins qui lui apportent de l'eau.

- Une étude de la géologie du Quaternaire permet une approche qualitative des caractéristiques de l'aquifère et la détermination de ses limites. Elle permet, en outre, d'appréhender les rapports existant entre les versants et la nappe, dans lesquels, les formations quaternaires interviennent toujours d'une manière ou d'une autre.

- Le contexte géologique étant connu, il a fallu esquisser, ensuite, le contexte hydrologique, à partir d'une analyse des données concernant la pluviométrie, l'évapotranspiration, les débits des cours d'eau et leur régime.

- A partir de là, l'analyse des conditions d'alimentation de la nappe et la détermination du mode de circulation et d'écoulement des eaux souterraines permet de dresser le schéma complet de l'hydrogéologie de la vallée de l'Isère, qui précise les rapports entre la nappe et la rivière et le mécanisme des échanges qui existent entre les deux. Il s'agit d'un schéma, dans la mesure où les résultats présentés ici, ne sont destinés qu'à illustrer les mécanismes de cette hydrogéologie. Un panorama des différentes situations existantes remplace une description systématique de chacune de ces situations.

- On en arrive alors à l'étude des variations de la nappe, par l'analyse des facteurs qui interviennent dedans et la détermination du rôle de chacun de ces facteurs.

Cette étude va donc comporter trois parties distinctes :

- la géologie du Quaternaire,
- l'hydrogéologie analytique,
- les variations de la nappe.

### 1.3. - CADRE DE L'ETUDE

#### 1.3.1. - CADRE GEOGRAPHIQUE.

Depuis Cevins, à l'amont d'Albertville, en Tarentaise, jusqu'à Rovon, au pied du Vercors, à l'aval de Tullins, l'Isère coule sur un tapis ininterrompu d'alluvions, formant une plaine où le lit mineur de la rivière serpentait au gré des crues jusqu'à ce qu'il soit enserré entre deux digues.

Cette vallée à fond plat, véritable plaine bordée de hautes montagnes, constitue un véritable "ombilic" de plus de 180 km de long, qui semble, à première vue, indépendant des unités géologiques qu'il longe ou qu'il recoupe.

"L'ombilic" se décompose en plusieurs tronçons, souvent très différents les uns des autres.

- Entre Cevins et Albertville, dans la partie aval de la Tarentaise, la vallée entaille l'extrémité Nord du massif de Belledonne. Les pentes boisées et parsemées de nombreux hameaux et chalets, découpées par de nombreux torrents, s'opposent au fond plat de la vallée, de près d'un kilomètre de large, où les cônes de déjection, plus nombreux en rive droite, rejettent la rivière vers l'Ouest et le Sud.

- A Albertville, l'Isère entre dans la Combe de Savoie et elle va, sur près de 100 km, emprunter le Sillon Alpin. Jusqu'à Grenoble, une différence très nette se manifeste entre les deux versants. En rive droite, les falaises calcaires des massifs subalpins dominant, parfois de plus de 1 500 m, le fond de la vallée.

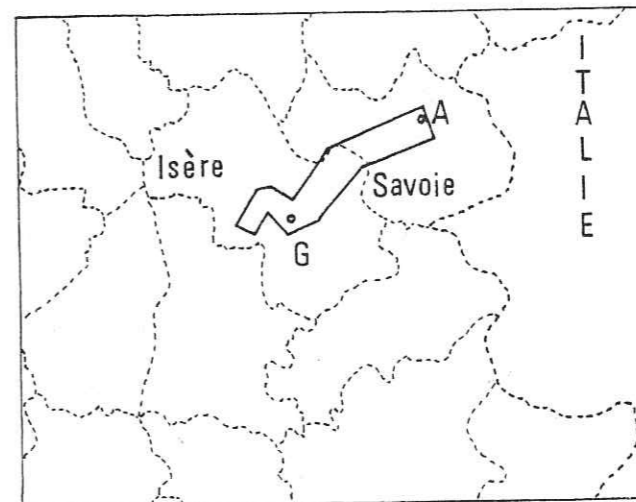
En rive gauche, les pics du massif de Belledonne sont séparés de la vallée par des pentes boisées formant des collines arrondies, entaillées de nombreux torrents, qui se terminent par des cônes de déjection où l'on trouve des villages.

Mais tout au long de ce parcours, la vallée, véritable plaine qui peut atteindre plus de 5 km de large, est, en fait, une suite de tronçons plus ou moins indépendants.

Figure 2 : Plan de situation



Situation de la région étudiée



- D'Albertville au Pont Royal, où l'Isère reçoit l'Arc, la vallée est large et bien individualisée. Au-delà du confluent de l'Arc et jusqu'à Montmélian, il ne s'agit plus que d'un couloir réduit parfois à moins de 500 m de large entre le verrou de Montmélian et les formations quaternaires de la banquette de Planaise.

- A l'aval de Montmélian, l'Isère traverse une plaine d'où part, vers le Nord-Ouest, la cluse de Chambéry. Cette vaste étendue presque circulaire vient se terminer à Pontcharra, où le cône de déjection du Bréda rejette la rivière vers le verrou de La Gache, dominé par le Fort Barraux ; la largeur de la plaine alluviale est, alors, réduite à moins de 300 m.

- L'Isère entre, là, dans le Grésivaudan. La vallée s'élargit à nouveau, entre les falaises calcaires de la Chartreuse et les collines des premiers contreforts de Belledonne.

- A Grenoble, l'Isère reçoit le Drac qui vient du Sud, et qui, plus impétueux, la repousse au pied de la Chartreuse, qu'elle contourne pour remonter vers le Nord Ouest. La vallée découpe là une profonde entaille entre la Chartreuse et le Vercors. C'est la cluse de l'Isère avec la coupe des plis des deux massifs.

- Après Voreppe, l'Isère fait un nouveau coude et repart vers le Sud-Ouest en longeant le rebord occidental du massif du Vercors. La plaine s'élargit au niveau de Moirans. A Tullins, elle va se retrécir à nouveau pour venir se terminer au niveau du seuil de Rovon, où l'on voit à nouveau la rivière couler sur le substratum.

Les alluvions qui constituent le remplissage de ce vaste ombilic sont beaucoup plus perméables que les roches du substratum. On va donc y trouver une nappe. S'agit-il d'une seule et même nappe ou bien va-t-on retrouver les divisions naturelles évoquées plus haut ? On peut poser la question d'une autre manière. Quels sont les rapports, les similitudes et les différences existant entre les différents tronçons, du point de vue hydrogéologique ?

Pour répondre à cela, une analyse des conditions d'alimentation et de circulation de la nappe en chaque point, est nécessaire, ainsi qu'une étude des qualités physico-chimiques des eaux.

Une étude détaillée du contexte lithologique et structural, et particulièrement des formations quaternaires, apporte les premiers éléments de réponse. La connaissance des facteurs hydrologiques complètera cette approche. Il sera alors possible de répondre à la question posée.

Enfin, la vallée de l'Isère est le siège de nombreux travaux d'urbanisme et d'industrialisation. Les voies de communications se multiplient. Tous ces travaux interviennent directement sur la nappe. A partir de la connaissance des facteurs agissant sur la nappe, il sera possible de prévoir ses réactions au cours et après réalisation de ces travaux.

En particulier, la mise en route de l'aménagement Arc-Isère par E.D.F. va modifier les conditions d'alimentation de la nappe dans une grande partie de la vallée. La présente étude apportera peut-être une idée plus précise sur les réactions de la nappe à ces changements.

### 1.3.2. - CADRE GEOLOGIQUE.

De sa source jusqu'à son confluent avec le Rhône, l'Isère recoupe presque toutes les unités structurales des Alpes. Pour sa part, l'ombilic de Grenoble, commence au coeur du massif cristallin externe de Belledonne, au niveau du synclinal médian, pour venir se terminer aux abords immédiats de la dépression molassique du Bas Dauphiné après avoir recoupé les massifs subalpins.

Les principaux affluents de la rive gauche, l'Arc et le Drac, drainent eux aussi, des zones très variées, puisque, comme la Haute Isère, ils coulent perpendiculairement à la direction des structures alpines.

Si le bassin versant de l'ombilic de Grenoble présente une lithologie relativement homogène, il n'en est pas de même des alluvions apportées par l'Isère et ses affluents.

Avant d'aborder l'étude détaillée des formations quaternaires, un regard rapide sur la lithologie familiarisera avec le bassin versant. Il ne s'agit pas de refaire ici une étude stratigraphique et pétrographique, mais, simplement, de décrire sommairement la lithologie pour analyser par la suite ses rapports avec l'hydrogéologie. La plupart des données sont tirées des travaux récents qui ont accompagné les levés des cartes géologiques au 1/50.000 Domène, Montmélian, Voiron et Grenoble, ainsi que la carte Albertville au 1/80.000e.

### 1.3.3. - ANALYSE LITHOLOGIQUE.

#### *Les formations sédimentaires.*

##### *Le Tertiaire.*

Les dépôts tertiaires n'ont pas une grande extension dans le bassin versant de l'ombilic de Grenoble. Il s'agit surtout de la "Molasse" de la Chartreuse et du Vercors. Elle se présente, le plus souvent, sous l'aspect de conglomérats à galets impressionnés avec des passées gréseuses à ciment calcaire.

Cette molasse, datée du Vindobonien et du Burdigalien, forme le seuil de Saint-Gervais, sur lequel coule l'Isère ainsi que le substratum de la plaine de Moirans jusqu'à l'entrée de la cluse de l'Isère. Elle peut être considérée comme imperméable.

Sous cette formation, on ne trouve que très rarement de l'Oligocène. Il ne joue aucun rôle dans l'hydrogéologie. Le Numulitique est absent du bassin versant, mais il existe un Eocène continental. Il se présente sous l'aspect d'argiles rouges que l'on retrouve dans les karsts du Vercors et de la Chartreuse.

##### *Le Secondaire.*

##### *Le Crétacé.*

Le Sénonien est formé d'une épaisse série de calcaires à silex reposant sur des "Lauzes". Bien développé dans le Vercors, cet étage forme la retombée orientale du pli de Sassenage et du plateau de Saint-Nizier. Il vient s'envoyer sous les alluvions entre Sassenage et Fontaine. On y observe de nombreux phénomènes de karstification.

L'Albien et l'Aptien sont représentés par des sables verts et par le "béton phosphaté". Ils ne jouent qu'un rôle très effacé ici, mais peuvent servir de séparation entre les karsts sénoniens et urgoniens dans certaines parties du Vercors.

L'Urgonien se rencontre aussi bien dans le Vercors, dans la Chartreuse que dans les Bauges. Il a toujours une épaisseur importante de l'ordre de 300 m. C'est un calcaire blanc, récifal, avec au moins un niveau de marnes à Orbitolines. Il est partout affecté de nombreux karsts.

Entre Albertville et Grenoble, les conditions structurales font que cette karstification n'intervient pratiquement pas dans l'hydrogéologie de la vallée de l'Isère. Mais dans la cluse de Grenoble, il n'en va pas de même. Cet Urgonien, vient s'envoyer sous les alluvions de la plaine et des résurgences sous-alluviales ont été mises en évidence, dans la région de Sassenage, en particulier, comme nous le verrons par la suite.

L'Hauterivien est représenté par des calcaires à miches alternant avec des marnes grises. Cette série de plus de 200 m d'épaisseur forme un mur parfaitement imperméable sous la masse des calcaires urgoniens. Dans le Grésivaudan comme dans la Combe de Savoie, il est le plus souvent masqué sous les éboulis.

Le Valanginien comporte à son sommet, particulièrement dans le Nord-Ouest du Vercors et dans la Chartreuse, une barre de calcaires spathi-ques de 30 m d'épaisseur souvent bleus en profondeur. Ce sont les calcaires du Fontanil qui présentent des phénomènes de karstification en particulier dans la Cluse de l'Isère. On trouve en dessous de 100 à 300 m des marnes grises qui deviennent jaunâtres lorsqu'elles sont altérées.

Le Berriasien montre des bancs réguliers de 20 à 40 cm d'épaisseur de marnes calcaires passant vers le bas à des calcaires marneux. Cette formation est exploitée pour la fabrication du ciment dans la Cluse de l'Isère.

### *Le Jurassique.*

A l'aval de Voreppe, le Purbeckien a été mis en évidence à la Buisse. La présence de cet étage annonce le changement de faciès du Jurassique supérieur existant entre les séries à faciès dauphinois que l'on trouve dans la Cluse de l'Isère et le long du sillon alpin, et les séries à faciès jurassien qui apparaissent à l'Ouest de Voreppe et se développent vers le Nord.

Le Tithonique, constitué de calcaires à pâte fine, donne le plus souvent une falaise qui forme le "rebord subalpin" que l'on suit dans le Grésivaudan et dans la partie méridionale des Bauges. Ce type de calcaire se prête mal à la karstification et l'on ne connaît que peu de sources liées à cette formation.

Au débouché de la Cluse de l'Isère, le faciès Tithonique disparaît pour laisser la place au Portlandien à faciès récifal, dit "marbre batard", au sein duquel les phénomènes de karstification sont beaucoup plus développés ; mais les affleurements peu étendus ne permettent pas à cette assise de jouer un rôle important dans l'hydrogéologie.

Sous cette falaise, on trouve la puissante série des Terres Noires du Callovo-oxfordien et probablement du Bathonien supérieur. Ces marnes noires, détritiques et souvent feuilletées, sont parfaitement imperméables.

Avec le Bajocien, on retrouve des marnes calcaires grises affectées, en rive gauche de l'Isère, d'une forte schistosité. Cette série constitue tous les reliefs de collines entre le confluent de l'Arc et la plaine de Grenoble, c'est-à-dire des collines bordières connues anciennement sous le nom de "Collines Liasiques". L'extension et la structure de cette formation lui confèrent un rôle très important dans l'hydrogéologie de la vallée. Ce même Bajocien affleure d'ailleurs en de nombreux points de la rive droite. Il forme donc, dans tout le Grésivaudan et dans la partie aval de la Combe de Savoie, le substratum des formations quaternaires.

Le Lias intervient beaucoup moins. On peut le diviser en un ensemble marneux, au sommet, représentant l'Aalénien, le Toarcien et probablement une partie du Domérien, et un ensemble calcaire daté du Carixien. On ne connaît pas les termes du Lias inférieur.

### *Le Trias.*

Le Trias est très souvent incomplet. La partie supérieure est formée de marnes versicolores, de cargneules et de gypses, correspondant au Keuper. On peut rencontrer aussi de l'anhydrite (en profondeur), des dolomies et des niveaux de calcaires noirs.

Le Trias inférieur est constitué de grès et de quartzites ; il repose en discordance sur les formations inférieures, Houiller ou cristallin.

Si le Trias, et en particulier le Keuper ne joue qu'un rôle réduit dans le bassin versant de l'ombilic de Grenoble, il n'en est pas de même dans les bassins de la Haute Isère et de l'Arc où l'on rencontre des masses très importantes de gypse sur lequel ces deux rivières coulent pendant plusieurs kilomètres.

### *Le Permien.*

Le Permien est représenté par des dépôts continentaux, anciens sables plus ou moins fins (pélites, grès et conglomérats) dont la teinte fréquemment violacée, traduit vraisemblablement le résultat des altérations climatiques de type prédésertique régnant à cette époque. Cette formation est surtout développée entre Theys et Allevard. Elle peut être considérée comme imperméable, la fracturation et la fissuration y sont très réduites comme le montrent les travaux du tunnel aval de l'aménagement Arc-Isère.

### *Le Houiller.*

Le Houiller existe au Nord, en Tarentaise, et au Sud de Theys, dans Belledonne. Il semble avoir été érodé entre ces deux régions après les derniers mouvements hercyniens et le dépôt des assises permianes.

Il s'agit de couches formées dans un vaste bassin lacustre qui se raccordait probablement au bassin de la Mure. L'antracite a été exploitée aussi bien à Cévins en Tarentaise que dans le Grésivaudan, à La Boutière et Saint-Mury où la couche d'antracite atteignait 50 mètres de puissance.



Du point de vue lithologique, l'anhracite est compris dans les formations schisto-gréseuses qui passent vers le bas à un conglomérat à galets de quartz prédominants : "la gratte" des mineurs. Le Houiller se comporte comme une assise imperméable.

*Les formations cristallines du Massif de Belledonne.*

Les sommets de la chaîne de Belledonne depuis la vallée de la Romanche au Sud jusqu'à l'entaille de la Tarentaise au Nord, sont constitués de roches siliceuses et cristallines, d'âge encore mal connu. Elles sont antérieures au Wespalien D, âge des premiers dépôts houillers discordants sur elles. Trois ensembles peuvent être distingués dans cette série cristalline :

- Les granites affleurent au Sud de Cévins, dans la vallée de l'Isère. On les retrouve dans la vallée de l'Arc et dans la Haute vallée du Bréda. Ces granites sont, tous, fortement tectonisés.

- La série métamorphique "satinée" est représentée par des roches claires et peu massives que l'on peut définir plus précisément comme des chlorito-schistes arkosiques. Cette variété de micaschiste où prédomine la chlorite, traduit un métamorphisme modéré ayant agit sur des roches plus ou moins gréseuses, assez riches en débris de feldspaths, c'est-à-dire une roche voisine d'un flysch, liée à l'orogénie hercynienne. Cette série bien développée Au Nord de l'Arc, où elle forme le massif du Grand Arc, tend à disparaître au Sud de Theys sous la couverture sédimentaire.

- La "série verte" forme l'essentiel du Massif de Belledonne au Sud du col de Merdaret. Il s'agit d'un ensemble assez varié de roches nettement basiques. On y trouve des gneiss à amphiboles, des amphibolites, des diorites et même des gabbros et des serpentines. Ces dernières roches représentent certainement les produits d'un ancien volcanisme, et l'on pense que les autres types qui leur sont associés constitueraient un "complexe volcano-détritique". Cet ensemble de laves et de projections volcaniques a subi le métamorphisme de l'orogénèse hercynienne mais peut éventuellement remonter à une époque plus ancienne.

Dans les séries cristallines, l'hydrogéologie est en relation étroite avec la fracturation et la fissuration. Dans le massif de Belledonne ces phénomènes sont très développés et permettent à ces formations de jouer un rôle de réservoir très important.

Conclusions sur la lithologie.

L'analyse de la lithologie du bassin versant montre deux ensembles bien distincts. D'un côté toutes les roches sédimentaires où l'on trouve du carbonate de calcium et parfois de magnésium, et de l'autre une série siliceuse. Cette distinction se retrouve dans la qualité des eaux, alors que les caractères de perméabilité ou d'imperméabilité sont le plus souvent entièrement masqués par la couverture de formations quaternaires.

On peut faire une place à part aux roches sulfatées liées au Trias, qui ont elles aussi une action très marquée sur la qualité des eaux. On ne trouve du Trias que sur les versants de la rive gauche entre Albertville et Grenoble. Des mesures simples faites sur le terrain ont permis, dans les zones où la couverture quaternaire masque les contacts géologiques, de retrouver ces contacts grâce à la qualité des eaux (M. MICHEL, 1972).

1.3.4. - STRUCTURE.

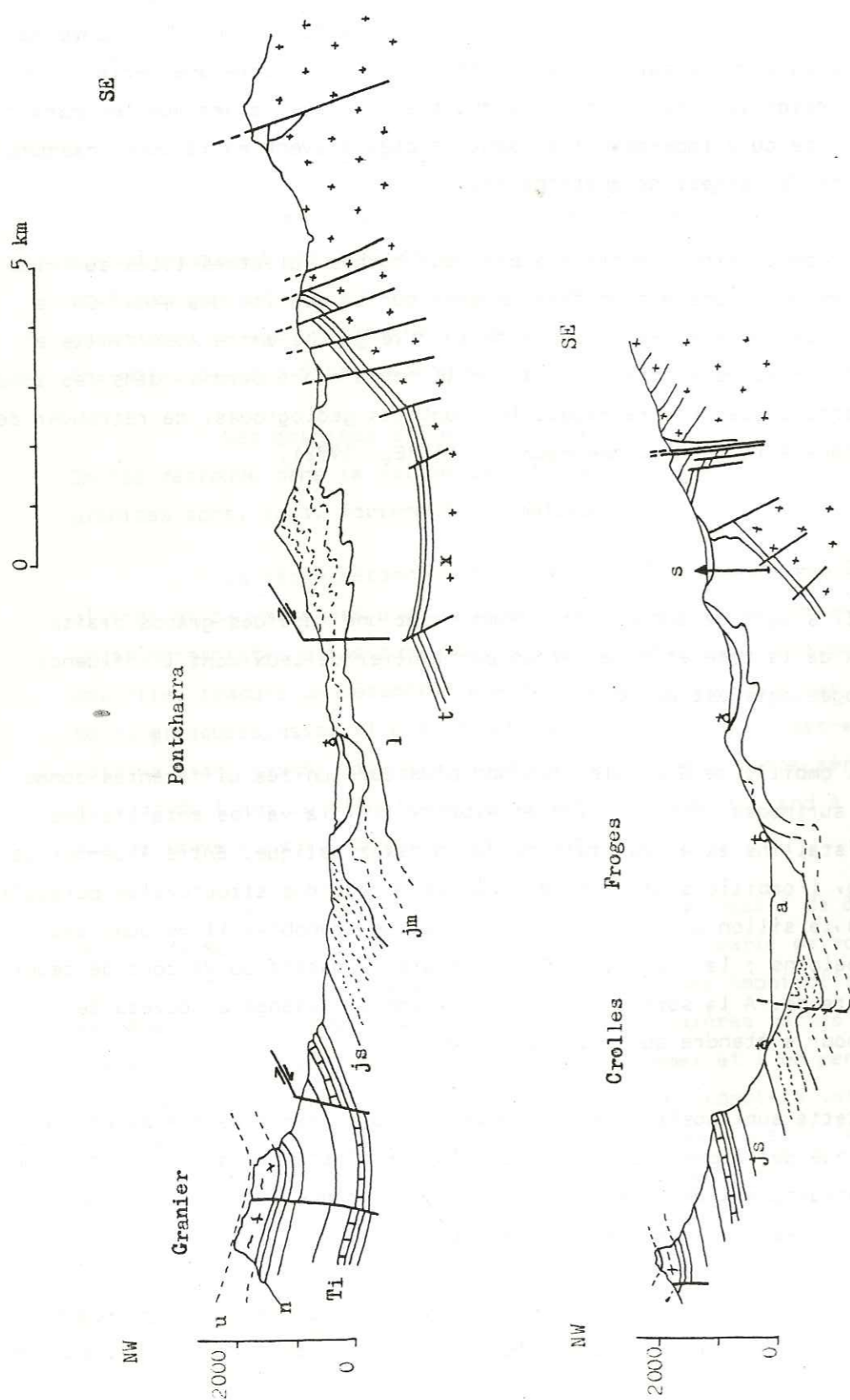
Il s'agit de donner, ici, simplement une idée des grands traits structuraux de la zone étudiée, et en particulier de ceux dont l'influence sur l'hydrogéologie est notable.

L'ombilic de Grenoble recoupe plusieurs unités différentes comme s'il était surimposé. Entre Cévins et Albertville, la vallée entaille les massifs cristallins externes, mais de façon assez oblique. Entre Albertville et Grenoble, l'ombilic s'allonge le long des directions structurales puisqu'il emprunte, là, le sillon alpin. Ensuite à l'aval de Grenoble, il recoupe les massifs subalpins ; la Cluse de l'Isère sépare le massif du Vercors de celui de la Chartreuse. A la sortie de la Cluse, l'ombilic change à nouveau de direction pour s'étendre aux pieds du Vercors.

Cette surimposition se retrouve pour une grande partie du réseau hydrographique des Alpes occidentales. Celui-ci s'est mis en place sur de grands accidents structuraux dont la netteté apparaît lorsque l'on regarde une photographie des Alpes prise depuis un satellite.

La structure intervient de façon différente sur l'hydrogéologie selon que l'on considère le sillon alpin, la Cluse de l'Isère, ou l'extrémité aval de la plaine.

Figure 3 : Coupes géologiques schématiques  
La série lithologique du Grésivaudan



Légende : a : alluvions ; u : Urgonien ; n : Néocomien ; Ti : Tithonique ; js : Jurassique Supérieur ; jm : Jurassique moyen ; l : Lias ; t : Trias ; x : roches métamorphiques - s : sondage E.D.F. du Col des Mouilles.

Entre Albertville et Montmélian, la vallée a une direction Nord 50°, alors que les plis du massif des Bauges ont des directions Nord 10°. Ces plis sont tous recoupés par l'entaille de la Combe de Savoie. Mais ils représentent tout un prolongement axial vers le Nord. Cela explique la faible extension des bassins versants des affluents de la rive droite de l'Isère, et limite les venues d'eau d'origine karstique de l'intérieur du massif vers la vallée de l'Isère. Nous verrons toutefois qu'elles existent tout de même à la faveur de failles.

Dans le Grésivaudan, la discordance est moins grande entre la direction axiale des plis de la Chartreuse et celle de la vallée. Mais, le synclinal de la Dent de Crolles présente, lui aussi, un plongement axial vers le Nord et le résultat est le même. Seule, la plus septentrionale des grandes failles de décrochement qui affectent le massif apporte un volume d'eau important vers le Grésivaudan. Les autres ne donnent que de petites sources sur le plateau des Petites Roches alors que les résurgences importantes sont situées dans l'intérieur du massif. Des failles identiques jouent un grand rôle dans l'hydrogéologie du massif de Belledonne, mais elles ne transfèrent pas de volumes d'eau considérables d'un bassin versant vers un autre.

Dans la cluse de l'Isère, la plupart des plis ont un plongement axial vers la vallée. Les plis de la Chartreuse plongent vers le Sud. Ceux du Vercors plongent vers le Nord. D'une manière générale, les différentes couches viennent s'enfoncer sous les alluvions de la Cluse. Cette structure favorise les apports d'eau depuis les deux massifs vers la plaine. Des résurgences sont connues aux pieds des versants, mais d'autres existent sous les alluvions dont la présence a pu être mise en évidence.

Les grandes fractures affectant les formations géologiques des versants de la vallée jouent souvent un rôle hydrogéologique majeur dont le synclinal Dent de Crolles-Granier donne un très bon exemple, dans la bordure orientale de la Chartreuse (J.C.FOURNEAUX, 1973). Ces grandes fractures n'affectent pas de la même façon les différentes formations. Ces grands accidents décrochants de la Chartreuse sont très bien marqués au niveau de l'Urgonien. On peut les retrouver dans le Tithonique mais ils semblent disparaître dans les niveaux inférieurs qui forment les collines bordières. On retrouve à nouveau de grandes cassures lorsque l'on atteint des séries du massif de Belledonne. Là aussi, ces grands accidents vont jouer un rôle prépondérant dans la circulation des eaux souterraines. Les sources les plus importantes sont toutes situées sur de tels accidents (R. MICHEL, 1967).

A côté de ces failles dont la trace se voit aussi bien dans la morphologie qu'en photographie aérienne, il existe de nombreuses fissures, cassures ou petites fractures, dont le rôle est aussi important sinon plus. Il y a déjà longtemps que les auteurs ont montré l'action de cette micro-fracturation dans la rétention des eaux dans les formations calcaires ou dans les roches cristallines.

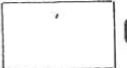










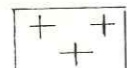


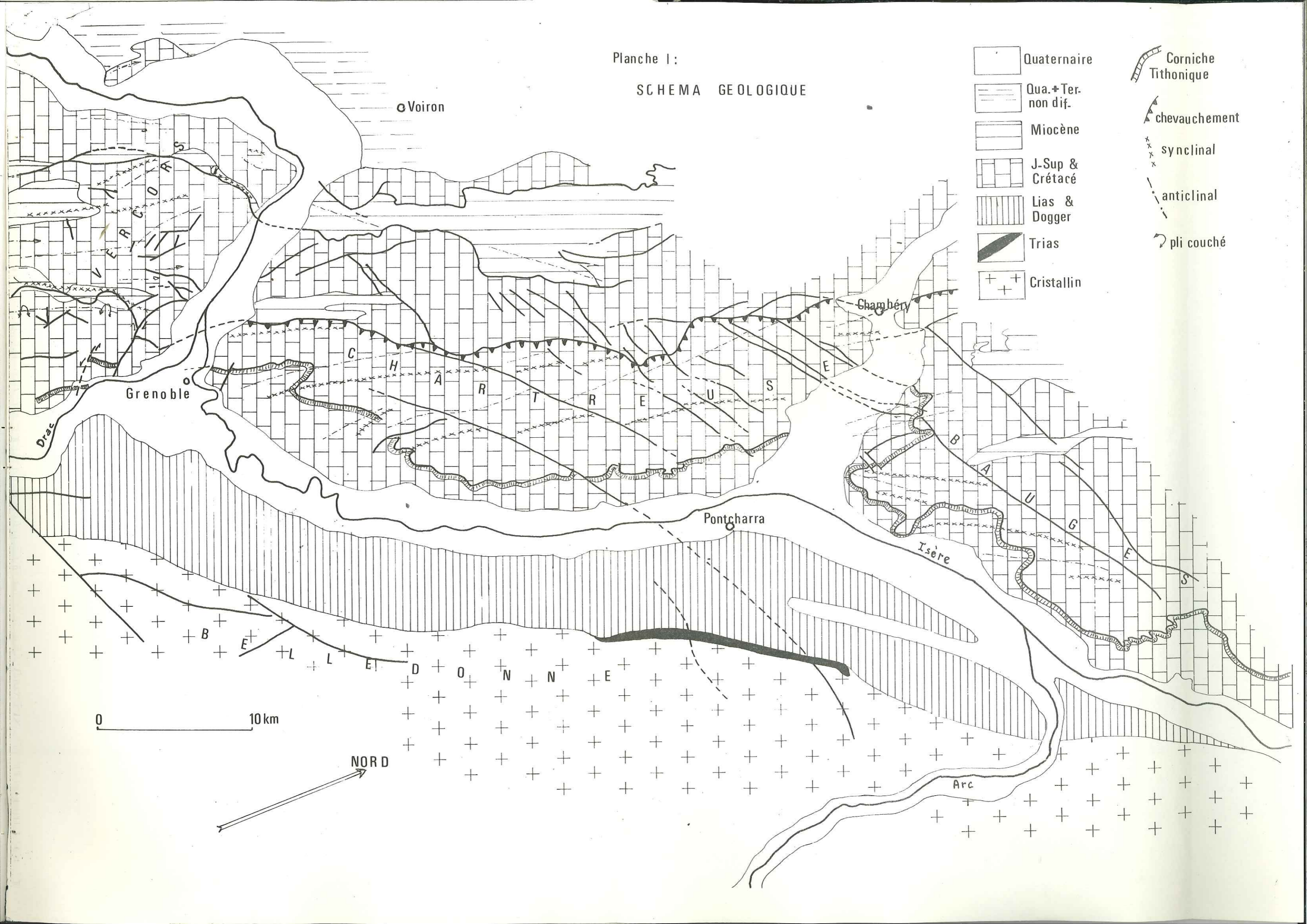
UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE  
et MÉDICALE de GRENOBLE  
INSTITUT DOLOMIEU  
Rue Maurice-Gignoux  
38 - GRENOBLE

31 JAN. 1954

Planche I:

SCHEMA GEOLOGIQUE

- |   |                    |   |                     |
|---|--------------------|---|---------------------|
|  | Quaternaire        |  | Corniche Tithonique |
|  | Qua.+Ter. non dif. |  | chevauchement       |
|  | Miocène            |  | synclinal           |
|  | J-Sup & Crétacé    |  | anticlinal          |
|  | Lias & Dogger      |  | pli couché          |
|  | Trias              |   |                     |
|  | Cristallin         |   |                     |



0 10 km

NORD

GEOLOGIE DU QUATERNAIRE

## 2.1. - GENERALITES

Il n'est pas inutile de souligner l'importance du rôle joué par les formations quaternaires dans l'hydrogéologie d'une vallée comme celle de l'Isère. La plaine est constituée de dépôts d'origine diverse, mais tous quaternaires. Sur les versants, la superficie couverte par les formations récentes représente toujours plus de 50 % de la surface totale des bassins versants élémentaires.

Une telle situation se retrouve dans la plupart des grandes vallées des Alpes, mais dans la vallée de l'Isère, probablement la mieux connue, l'épaisseur considérable du remplissage alluvial apporte un surcroît d'intérêt aussi bien du point de vue de l'hydrogéologue que de celui du géologue "historien" qui veut se pencher sur le passé récent de cette région.

Les formations quaternaires des versants ont, elles aussi, une action notable sur la circulation des eaux souterraines. Mais leur étude et, en particulier, celle des nombreux témoins du quaternaire ancien que l'on retrouve de place en place, de chaque côté de la vallée depuis le confluent de l'Arc jusqu'à Rovon, apporte de nombreux éléments à la reconstitution de l'histoire de cette vallée pendant la fin du Quaternaire. (Il semble, en effet, de plus en plus probable, que l'on ne puisse trouver, dans cette partie de la vallée de l'Isère, des témoins des époques antérieures au Riss).

Après une analyse des différentes formations et une étude de la morphologie, tant actuelle, que des traces des morphologies anciennes héritées directement de l'érosion des différents glaciers, un essai de synthèse fera le point des connaissances que l'on possède actuellement sur le Quaternaire de cette région.

2.2. - ANALYSE DES DIFFERENTES FORMATIONS

2.2.1. - LE REMPLISSAGE ALLUVIAL.

2.2.1.1. - Généralités.

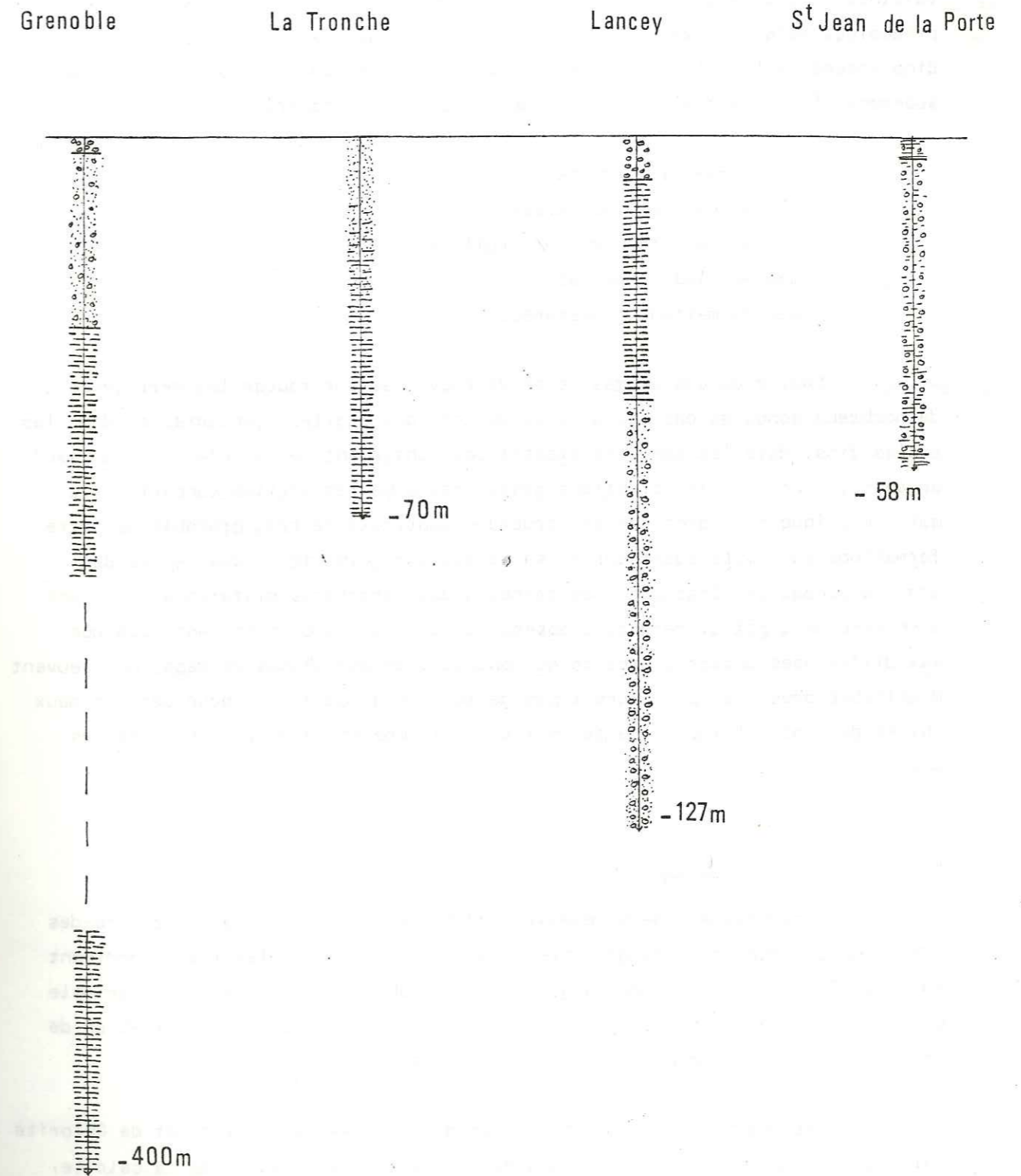
Depuis longtemps le phénomène de surcreusement de la vallée de l'Isère a été pressenti, puis a été mis en évidence. En 1870, un sondage réalisé à la Tronche, au Nord-Est de Grenoble, a traversé 70 m de sables fins et d'argiles sans atteindre le substratum. Ce sondage implanté à une altitude voisine de 225 m descendait plus bas que le seuil de Rovon dont la cote est de 175 m. Mais l'importance exacte de ce surcreusement ne sera appréciée vraiment que beaucoup plus tard. En 1920, un sondage réalisé à Lancey, en rive gauche de l'Isère et à moins de 150 m du bord de la vallée, a traversé 127 m d'alluvions d'argiles compactes et de formations grossières, sans atteindre, là non plus le substratum (V. PIRAUD, 1924). En 1940, le sondage de Beauvert (quartier au Sud de Grenoble), traversera, lui, 400 m de quaternaire, sans atteindre le substratum (M. GIGNOUX, 1942).

Depuis cette date aucun sondage profond n'a été réalisé dans la vallée de l'Isère. Mais la Géophysique a pris le relais. Des sondages sismiques réalisés par le C.E.A. (Commissariat à l'Energie Atomique) dans la boucle de Bois-Français en 1967 ont mis en évidence un écho représentant très probablement le substratum vers 310 m de profondeur (R. PUNTOUS, 1967). De même à Voreppe, une prospection sismique le situe vers - 400 m (in H. MARGALHAN-FERRAT, 1975).

Si les sondages profonds sont (hélas) peu nombreux, le nombre des points où la tranche superficielle du remplissage a été traversée, est très important. La structure et la nature de cette tranche superficielle sont maintenant bien connues. Les prospections géophysiques, par sondages électriques essentiellement, ont permis de faire des corrélations entre les points où l'on avait des coupes grâce aux sondages mécaniques.

Des résultats de tous ces travaux, il est possible de dégager les principaux facteurs ayant conduit à ce remplissage alluvial.

Figure 4 : Coupes de 4 sondages profonds réalisés dans la vallée de l'Isère



2.2.1.2. - *La nature du remplissage alluvial.*

Malgré les coupes, souvent très différentes, observées sur deux sondages voisins, malgré la structure, où, nous le verrons plus loin, le litage entrecroisé prédomine, malgré la variété des techniques employées, il est possible de définir cinq ensembles lithologiques que l'on retrouve pratiquement partout avec la même superposition. C'est ainsi que de haut en bas on rencontre :

- des limons superficiels,
- des alluvions grossières,
- des sables fins souvent argileux,
- des argiles compactes,
- des formations grossières.

Chacun de ces termes ne se retrouve pas sur toutes les verticales et de nombreux sondages ont été arrêtés au toit des argiles compactes ou dans les sables fins. Mais les sondages électriques confirment cette superposition, sauf en ce qui concerne les formations grossières sous les argiles compactes, ce qui s'explique très bien par la structure lenticulaire très probable de cette formation, sa faible épaisseur et sa résistivité plus forte que celles des argiles compactes. Chacun de ces termes a des caractères différents résultant d'un mode de dépôt différent. L'absence de l'un d'eux peut souvent être due aux différentes phases d'érosion qui ont succédé aux phases de dépôt qui peuvent d'ailleurs présenter plusieurs types de sédimentation ; mais pour définir deux phases de dépôt, il faut bien faire intervenir une phase d'érosion entre les deux.

2.2.1.3. - *Les limons superficiels.*

Dans beaucoup de sondages, sous la terre végétale, on rencontre des limons de couleur brune ou gris-bleu. Cette formation, où les limons dominent mais où l'on trouve aussi des argiles et des sables, a une épaisseur variable qui peut atteindre 5 mètres ; elle favorise, par sa présence, la formation de la terre végétale et concourt à la fertilité de la plaine.

Les analyses aux rayons X montrent la présence d'Illite et de Chlorite qui peuvent représenter jusqu'à 90 % de la fraction argileuse, de la calcite, du quartz et un peu de feldspath. Cette composition est analogue à celle des sédiments transportés par l'Isère mais diffère beaucoup de celle des argiles

plus anciennes, comme nous avons pu le montrer récemment (J. APRAHAMIAN et al, 1972).

Ces limons superficiels représentent les dépôts les plus récents de la plaine de l'Isère. Ils se sont déposés à la suite de crues ayant entraîné des débordements hors du lit mineur tant de l'Isère que de l'Arc et du Drac. Pour une grande partie, ils datent de la période historique et sont liés à l'érosion anthropique, dans l'ensemble du bassin de l'Isère.

L'homme, en élevant des digues, en traçant des chemins toujours surélevés par rapport au niveau de la plaine pour être à l'abri des crues, a favorisé le dépôt de ces limons. Par la culture et la protection des zones fertiles, il a contribué à leur maintien.

Mais toutes les formations argileuses rencontrées en surface ne sont pas des limons superficiels ou tous du moins n'ont pas la même origine. Il peut s'agir de formations latérales venues au niveau de la plaine par suite de glissements de terrain ou de coulées boueuses. Ces "sédiments" ont été ensuite arasés au niveau de la plaine. Il peut aussi s'agir de formations plus anciennes dégagées par les divagations du lit mineur de la rivière. Par endroits, la plaine est une surface d'érosion. Dans la plaine de Moirans, et plus précisément autour de Moirans, on rencontre des argiles gris-jaune sur 3 à 5 m d'épaisseur. Ces argiles, bien que reposant sur différents termes lithologiques, ne sont pas des limons superficiels. Il s'agit en fait d'argiles déposées dans un lac. Elles ont été exploitées pour la fabrication des tuiles et des briques ; à l'heure actuelle, il n'en reste presque plus et un seul gisement est encore actif.

De tels dépôts lacustres, ou plutôt d'étangs, se retrouvent en de nombreux points de la vallée. Ils se distinguent des limons superficiels non seulement par un litage horizontal souvent marqué, mais aussi par une plus grande homogénéité.

2.2.1.4. - *Les alluvions grossières.*

On regroupe, ici, sous le terme d'alluvions grossières, les dépôts présentant une hétérogénéité granulométrique importante, avec un litage entrecroisé. On y trouve des galets pouvant atteindre des dimensions de l'ordre du décimètre aussi bien que des lentilles d'argiles. Mais la fraction grossière



représente en général de 75 à 85 % de l'ensemble. Les sables, limons et argiles ne s'y rencontrent qu'en lentilles intercalées au sein d'éléments plus grossiers.

Dans le détail, ces alluvions présentent beaucoup de différences d'un point à l'autre de la plaine, tant du point de vue pétrographique que du point de vue granulométrique. Les apports des affluents à pente plus forte que celle de l'Isère se manifestent par une augmentation de la proportion de galets. Ceci se voit aussi bien dans le triangle d'Aiton, au confluent Arc-Isère que dans la plaine de Grenoble, où l'opposition entre les alluvions du Drac et celles de l'Isère a été soulignée depuis longtemps, par V. PIRAUD (1938) entre autres.

Si aucune étude sédimentologique de détail n'a pu être faite sur cette formation, l'observation de coupes nombreuses dans les gravières ouvertes dans ces alluvions donne une bonne image de la structure et du mode de dépôt.

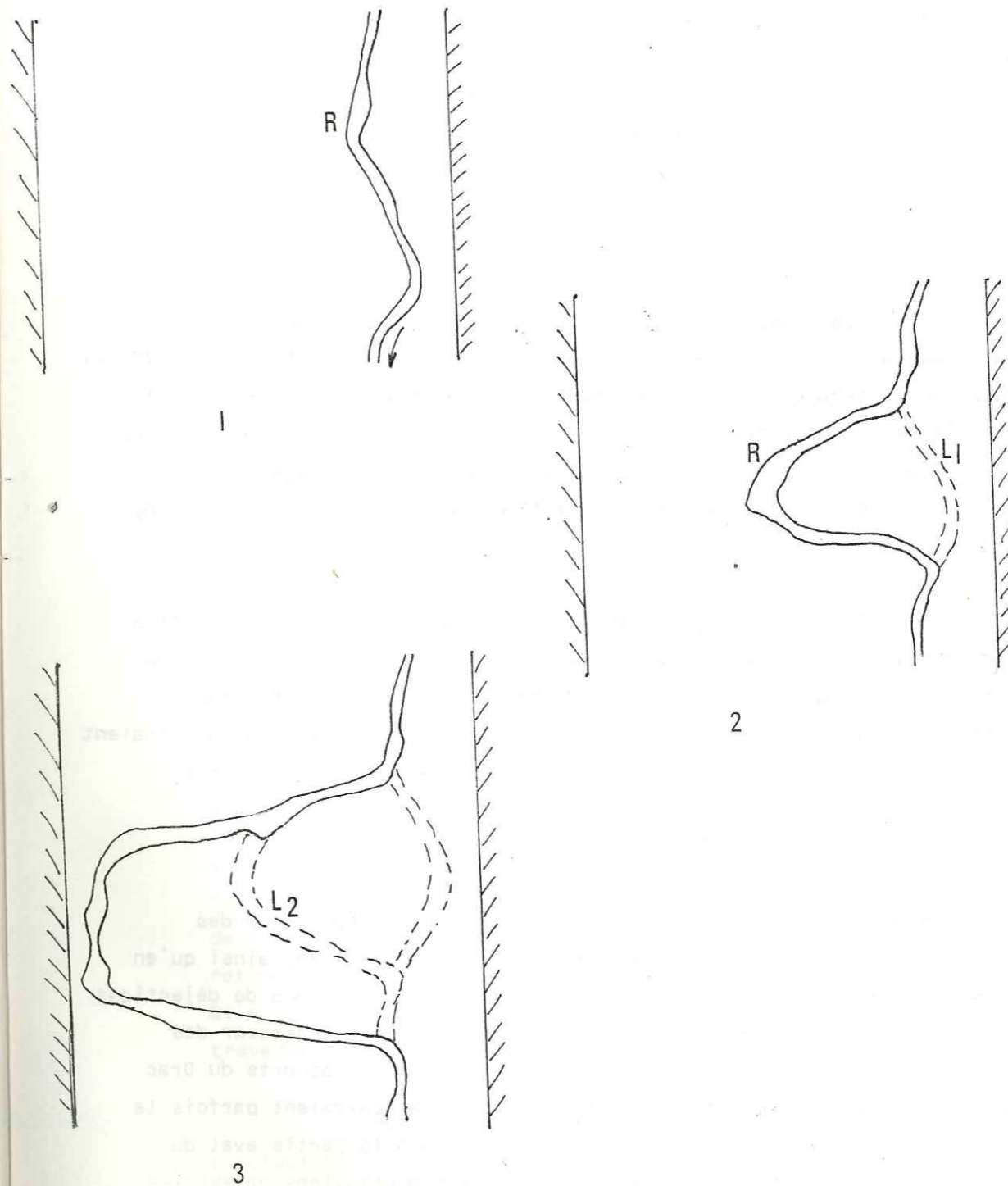
L'étude de la nature pétrographique des galets a montré la présence en proportions à peu près égales d'éléments d'origine sédimentaire et d'éléments d'origine cristalline ou métamorphique, aussi bien dans le Grésivaudan (J.C. FOURNEAUX, 1968 a), que dans la plaine de Grenoble (B. LACROIX, 1971) ou même dans la cluse de l'Isère.

D'une manière générale, les alluvions se trouvent en lentilles très allongées. L'axe d'allongement de la lentille peut faire un angle très fort avec l'axe de la vallée. Nous avons même vu des "contre pente" (J. DUBUS et J.C. FOURNEAUX, 1967), témoins d'anciennes boucles analogues à celles qui existent en amont de Grenoble ; la boucle de la Taillat, en particulier, voit en deux endroits l'Isère couler selon une direction qui fait un angle de plus de 90° par rapport à l'axe de la vallée. Ces boucles apparaissent et disparaissent au gré des crues et on peut retrouver, en observant les photographies aériennes, le tracé des anciens lits mineurs de l'Isère. Ils sont particulièrement nombreux dans la plaine de Moirans.

Le terme de "boucle" est utilisé, ici, à dessein, pour marquer la différence entre les divagations actuelles ou anciennes du lit mineur de l'Isère et les vrais méandres. Ceux-ci se forment, certes, par accentuation d'une courbe mais leur formation implique aussi une tendance de la rivière à s'enfoncer, ce qui n'est pas le cas de l'Isère au cours des dix derniers millénaires.

Figure 5 : Schéma de formation d'une "boucle"

R : point où la digue va se rompre; L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub> : anciens lits



Les déplacements du lit mineur de l'Isère sont dus à des événements brutaux. La rivière a tendance à exhausser son lit ; alors, lorsqu'elle ouvre une brèche dans une berge, pendant une crue, la rivière change obligatoirement de lit. Mais si le nouveau lit a une direction perpendiculaire à l'axe de la vallée, il lui faudra bien "faire une boucle" pour reprendre une direction voisine de celle de la vallée. La boucle va évoluer par à-coups, c'est-à-dire qu'à chaque rupture de la berge, elle va adopter un nouveau tracé sans qu'il y ait transition. De même qu'elles peuvent se former rapidement, les boucles disparaissent très vite, ce qui explique le grand nombre d'anciennes boucles dont il est possible de trouver des traces dans la tranche superficielle des alluvions, dans l'ensemble de l'ombilic de Grenoble et plus spécialement dans sa partie aval.

Il n'est pas possible de fixer une épaisseur aux alluvions grossières. Elle peut dépasser 50 m, comme à Saint Jean de la Porte (J.C. FOURNEAUX, 1973 a), ou, au contraire, tendre vers 0, comme dans la partie Nord de la boucle de la Taillat. Elle reste, en général, comprise entre 10 et 20 m dans la plus grande partie de la vallée. L'étude des profils obtenus par prospection électrique donne une image assez précise de cette formation dont l'importance est grande en hydrogéologie.

Dans la Combe de Savoie, l'observation des coupes de sondage montre une diminution sensible de l'épaisseur des alluvions grossières, en amont du confluent de l'Arc, ainsi qu'une diminution de la granulométrie. De temps à autres, les crues de l'affluent de l'Isère apportaient des sédiments qui venaient barrer la vallée ; il se créait un lac où se déposaient des éléments fins charriés par l'Isère. Ce lac aurait encore existé une fois au Moyen Age (communication orale de P. GIDON).

Le même phénomène, c'est-à-dire une diminution d'épaisseur des formations grossières s'observe en amont du verrou de Montmélian, ainsi qu'en amont du verrou de la Gâche avec, là aussi, un barrage lié au cône de déjections du Bréda. On retrouve une nouvelle diminution considérable d'épaisseur des alluvions grossières en amont de Grenoble ; ici, ce sont les apports du Drac qui venaient rejeter l'Isère au pied de la Chartreuse et barraient parfois la vallée ce qui entraînait le dépôt de sédiments fins dans la partie aval du Grésivaudan où l'on voit très nettement les lentilles d'alluvions grossières venir se terminer au sein de limons et sables fins (figure n° ). Le Drac venait barrer la vallée de l'Isère et un lac se créait en amont du barrage, dans lequel se déposaient des sédiments fins. Le dernier de ces épisodes

lacustres est en relation avec la rupture du barrage du lac Saint Laurent qui occupait la plaine de Bourg d'Oisans. En 1219 lorsque les eaux de ce lac se précipitèrent dans la vallée de la Romanche et vinrent ravager Grenoble et barrer l'Isère, elles créèrent un lac de plusieurs kilomètres de long si l'on en croit Jean de Sassenage, alors Evêque de Grenoble qui écrivait : "qui fluvius, stagno facto, fere per duas leucas retrogressus universam terre superficiem occupavit" (in F. MONTANDON, 1933).

Dans la cluse de l'Isère, à l'aval de Grenoble, l'épaisseur moyenne des alluvions grossières atteint 20 m avec, même, de vastes zones où cette épaisseur dépasse 30 m (J. DUBUS et R. MICHEL, 1969).

Dans la plaine de Moirans, à nouveau l'épaisseur des alluvions grossières diminue rapidement. Cela tient à l'existence d'apports beaucoup plus fins qui viennent des bassins de la Morge et de la Fure et à la plus faible pente de la rivière dans cette zone.

Dans cette partie de l'ombilic de Grenoble, les traces d'anciennes boucles sont très nombreuses, car c'est là que l'Isère avait le plus tendance à relever son lit, en raison de la proximité du seuil de Rovon.

Dans le Grésivaudan, à certains niveaux, de nombreux troncs d'arbres sont mêlés aux alluvions grossières traduisant une crue catastrophique ou une débâcle liée à la rupture d'un barrage (naturel) (J.C. FOURNEAUX, 1968 a).

#### 2.2.1.5. - Les sablons.

Dans la plupart des sondages, on passe, sous les alluvions grossières, à des sables fins, plus ou moins argileux, connus dans le Grésivaudan sous le nom de "sablons". Cette formation est, effectivement, très développée en amont de Grenoble, en rive droite de l'Isère où elle affleure à la Tronche. On la retrouve sous les alluvions grossières en rive gauche, à Saint Martin d'Hères. Elle peut atteindre des épaisseurs considérables. A Meylan un sondage a traversé 45 m de ces sablons.

On retrouve des sables analogues dans la plaine de Grenoble et dans la cluse de l'Isère où ils ont, toutefois, une épaisseur moindre.

Les analyses minéralogiques montrent un sédiment composé de 20 à 40 % de carbonate de calcium, de quartz et de feldspath. La fraction argileuse comprend essentiellement de l'Illite et de la Chlorite (J.C. FOURNEAUX, 1968 a).

Une courbe granulométrique établie pour un échantillon, prélevé dans de bonnes conditions à Saint Martin d'Hères (Domaine Universitaire), donne une médiane voisine de 220  $\mu$ , pour une hétérométrie de 0,20 et un Qd  $\Phi$  de 0,25. Des résultats analogues ont été trouvés sur plusieurs sondages du Grésivaudan (J.C. FOURNEAUX, 1968 a).

Il s'agit d'un sédiment lacustre, dont l'âge ne peut être précisé uniquement avec les données fournies par le remplissage alluvial. L'étude des formations latérales dans lesquelles on retrouve des sédiments analogues permettra de préciser ce point. Il ne faut pas exclure l'existence de plusieurs "générations" de sables lacustres au sein du remplissage alluvial.

#### 2.2.1.6. - Les argiles compactes.

Beaucoup de sondages ont atteint des argiles compactes, de couleur gris-bleu, finement litées ; cela se voit chaque fois que l'on peut observer un volume suffisamment important (forage à la Benauto). Ces argiles présentent toujours les mêmes caractères aussi bien dans la Combe de Savoie, dans le Grésivaudan qu'à l'aval de Grenoble ; elles sont identiques à celles que l'on peut voir à l'affleurement à Eybens.

Les caractéristiques minéralogiques et sédimentologiques de cette formation seront étudiées avec les formations latérales ; il sera alors possible d'en préciser la position stratigraphique ainsi que les conditions de dépôts.

Ces argiles, pratiquement imperméables, que l'on trouve toujours sous les alluvions grossières ou sous les sablons, jouent un grand rôle dans l'hydrogéologie ; elles servent de mur à la nappe.

#### 2.2.1.7. - Les formations grossières de fond.

Deux sondages seulement ont traversé les argiles compactes. L'un à Eybens, où sous 90 m d'argiles, on a rencontré les éboulis et l'autre à Lancey où ce sont des formations grossières qui ont été rencontrées sous les argiles. On ne possède pratiquement aucun renseignement sur ces formations. Elles avaient été interprétées comme une moraine de fond par V. PIRAUD (1924), mais la position du sondage laisse penser qu'il s'agit peut être d'une imbrication dans les argiles, du cône de déjection du torrent de Lancey.

#### 2.2.1.8. - Structure du remplissage alluvial.

L'observation des coupes transversales réalisées à partir des données des sondages et celles des prospections géophysiques montre une imbrication de formations présentant une granulométrie différente, avec le plus souvent :

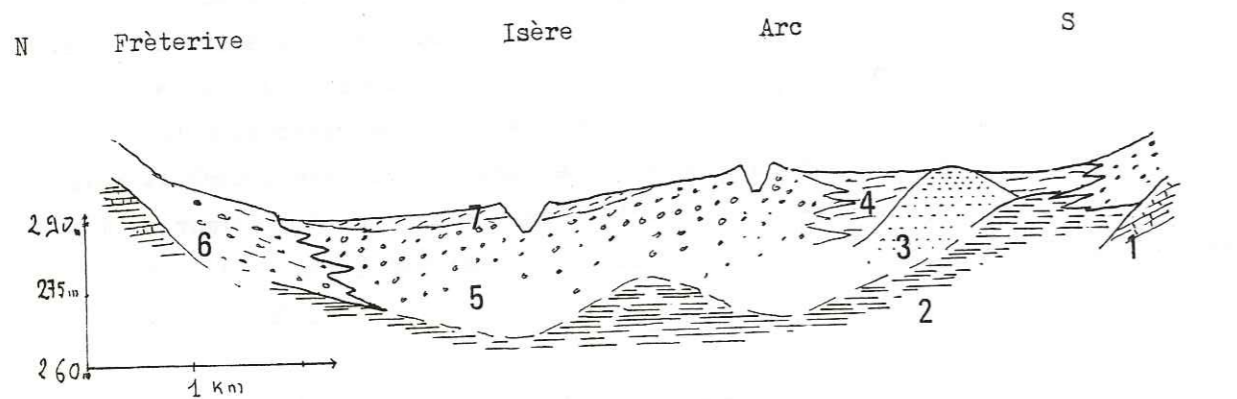
- une couverture de limons superficiels,
- un cordon, plus ou moins épais, d'alluvions grossières,
- un tapis discontinu de sablons,
- une enveloppe d'argiles compactes (figures 6, 7 et 8).

En coupe longitudinale, les alluvions grossières apparaissent comme un empilement de lentilles très allongées, dont l'axe d'allongement peut avoir une orientation quelconque par rapport à l'axe de la vallée. Ces lentilles, qui correspondent à d'anciens lits mineurs de l'Isère (ou de ses affluents) peuvent recouper, ou être recoupées, par des formations latérales imbriquées dans le remplissage alluvial, principalement des cônes de déjection. Elles se recoupent aussi, entre elles, en raison de l'évolution de la position du lit mineur de la rivière évoquée plus haut.

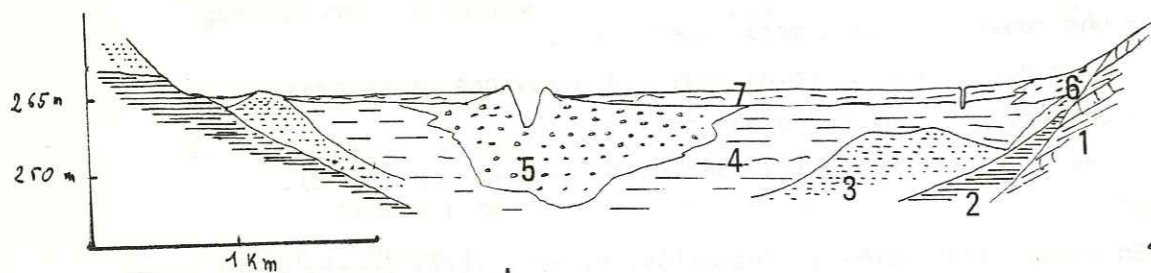
#### 2.2.1.9. - Conclusions.

L'étude du remplissage alluvial de l'ombilic de Grenoble apporte des éléments sur l'histoire quaternaire de la vallée de l'Isère. Les effets de l'érosion par les glaciers sont inscrits dans les sédiments qui constituent ce remplissage. Les phases de creusement qui ont laissé, comme nous le verrons, des traces dans les formations latérales, ont aussi marqué le remplissage alluvial.

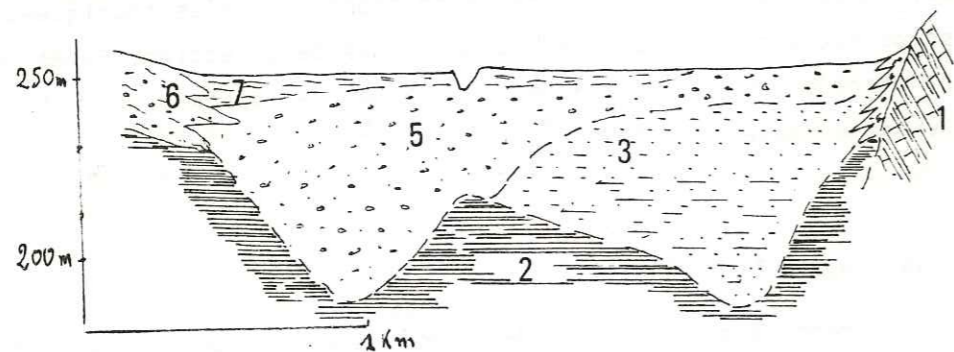
Figure 6 : Coupes du remplissage alluvial



NW Les Marches Isère Coisin Les Molettes SE

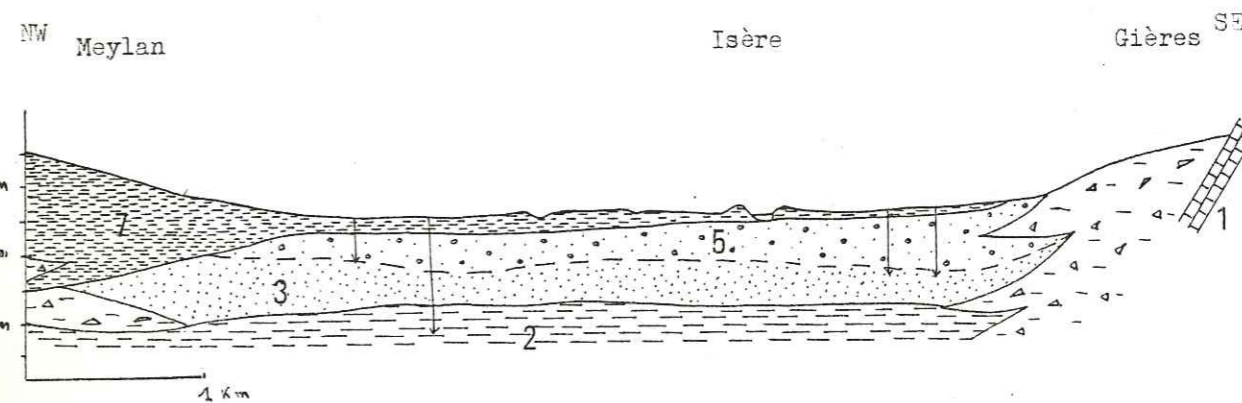


NW La Buisnière Isère Le Cheylas SE

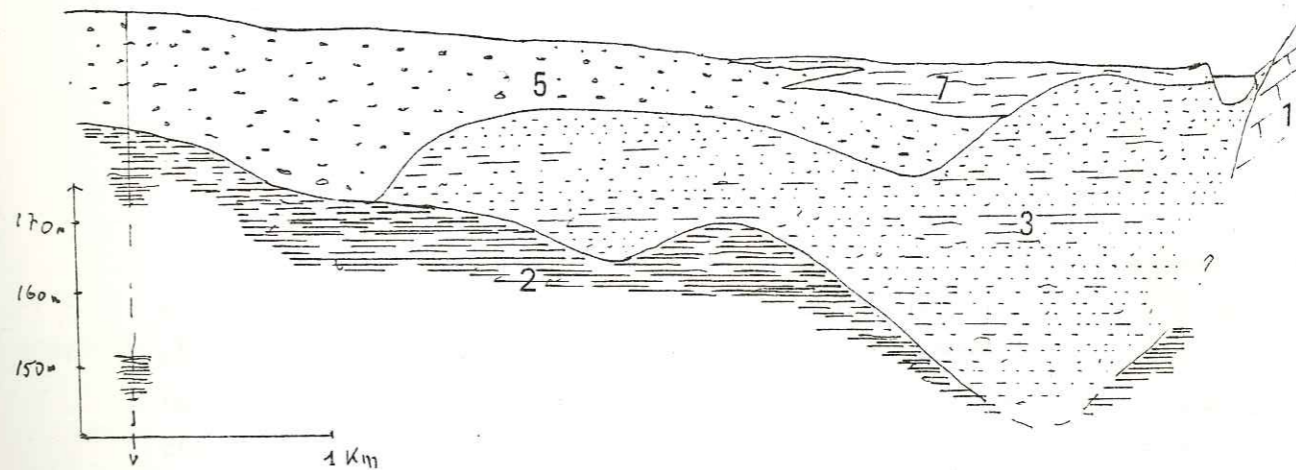


Légende : 1 : substratum; 2 : argiles lacustres; 3 : sables et sablons;  
 4 : alluvions fines; 5 : alluvions grossières; 6 : cône de déjection,éboulis;  
 7 : limons superficiels.

Figure 7 : Coupes du remplissage alluvial  
 ( même légende que la figure 6)



Sud Beauvert Grenoble Nord La Bastille



( coupe du remplissage alluvial de la plaine de Grenoble, d'après B.LACROIX -modifiée)

NE St Jean (Noyarey) Isère St Egrève SW

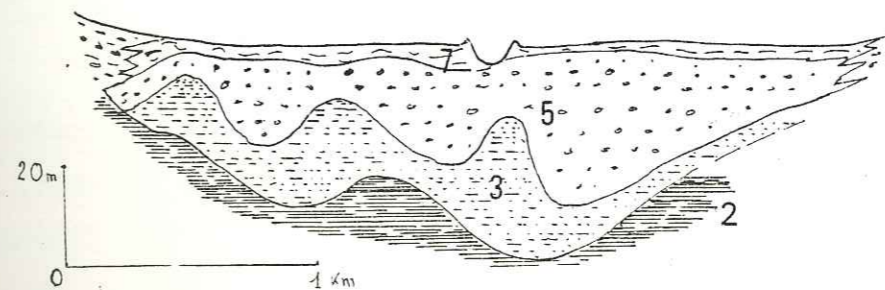
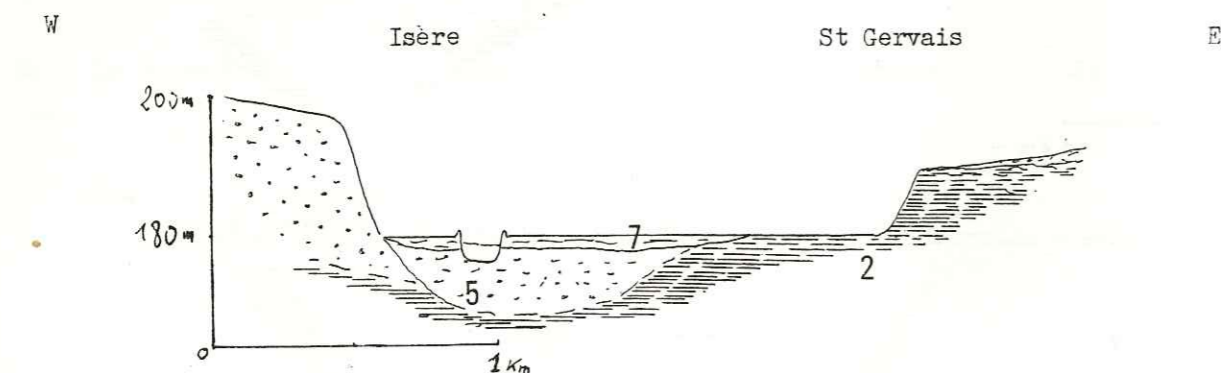
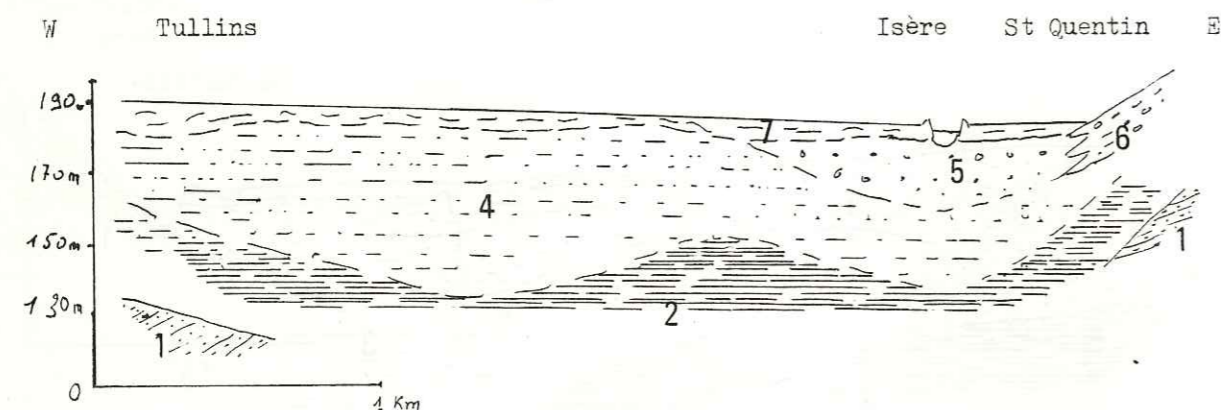
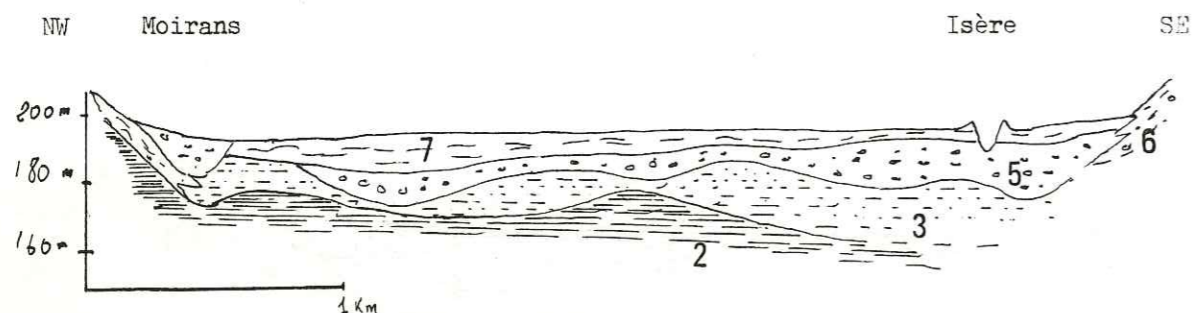


Figure 8 : Coupes du remplissage alluvial  
(même légende que la figure 6)



Les alluvions grossières déposées par l'Isère et ses principaux affluents vont constituer l'aquifère utile. La structure lenticulaire de cette formation, liée au mode de dépôt, va jouer un très grand rôle dans l'hydrogéologie. Au sein de deux lentilles voisines, les caractéristiques vont être différentes. Une granulométrie différente entraîne une perméabilité différente.

L'épaisseur de cette couche d'alluvions grossières varie beaucoup depuis Albertville jusqu'à Rovon. D'une manière générale, elle diminue en amont des seuils, qu'ils soient naturels comme à Montmélian ou créés par des "cônes" de déjection comme à Aiton (Arc), à Pontcharra (Bréda), ou à Grenoble (Drac).

En aval de Grenoble, l'impétuosité du Drac a permis le dépôt d'alluvions grossières sur une forte épaisseur. Au contraire, au-delà de Voreppe, les apports beaucoup plus fins de la Morge et de la Fure, ainsi que la pente plus faible de la vallée, sont responsables de la diminution de l'épaisseur de ces mêmes alluvions grossières.

L'existence, entre les alluvions grossières et le substratum de formations imperméables, surtout constituées par les argiles compactes dont nous allons voir plus loin l'importance exacte, va intervenir de façon notable dans l'hydrogéologie. Il s'agit d'une gaine imperméable très épaisse qui ne permettra que très difficilement et très rarement, les échanges avec les formations du substratum, ceux-ci ne pouvant se faire que par l'intermédiaire des éboulis ou des cônes de déjection qui peuvent, par endroits, s'imbriquer dans les sédiments du remplissage alluvial.

Le remplissage alluvial comprend toujours quatre termes différents que l'on retrouve dans la plupart des sondages, pourvu qu'ils soient assez profonds.

- les limons de surface ont une épaisseur qui varie de 0 à 5 mètres ;
- les alluvions grossières, où l'on rencontre des lentilles de galets, de graviers, de sables et même d'argiles ; ils ont une épaisseur comprise entre 5 et 50 mètres ;
- les sablons ont, eux, une épaisseur qui varie beaucoup plus ; très développés en amont de Grenoble, ils peuvent être réduits à moins de 10 mètres dans la cluse de l'Isère ;

- Les argiles compactes représentent le terme le plus constant de cette série. Elles ont toujours les mêmes caractères aussi bien à l'amont qu'à l'aval de Grenoble ; leur épaisseur est inconnue mais toujours très grande ;
- les formations grossières trouvées sous les argiles à Lancey ou à Eybens ne peuvent permettre d'affirmer qu'il s'agit là d'une constante du remplissage alluvial et que de telles formations seront toujours trouvées entre les argiles et le substratum.

Nous allons voir maintenant que ces différents termes ont leurs équivalents dans les formations latérales et en particulier les argiles compactes et les sablons. Il sera alors possible de tirer des conclusions stratigraphiques sur le Quaternaire de la vallée de l'Isère.

2.2.2. - LES FORMATIONS LATÉRALES.

2.2.2.1. - Généralités.

Depuis Albertville jusqu'à Rovon, il n'y a que dans la cluse de l'Isère où le substratum vient au contact des alluvions de la plaine. Partout ailleurs, des dépôts quaternaires divers assurent une transition. Ils peuvent être soit récents, c'est-à-dire contemporains de la dernière phase de comblement de la plaine, ou même actuels, soit anciens et ils portent alors les traces d'érosion qui ont suivi leur mise en place.

Les dépôts récents ont une morphologie caractéristique. Ce sont des cônes de déjection qui ont, pour la plupart, une histoire complexe, les éboulis, les formes d'altération superficielle, les coulées, les blocs glissés ou écroulés et les glissements de terrains.

Les formations anciennes sont représentées par des moraines et des alluvions diverses. La morphologie initiale y a souvent disparue et les phases d'érosion y ont laissé leur empreinte.

2.2.2.2. - Les formations latérales récentes.

- Eboulis, écroulements, coulées.

Des amas, plus ou moins importants, tapissent le pied des falaises et des pentes raides. Ces formations montrent souvent des traces de remaniements. Les éboulis vifs alimentés par l'érosion actuelle sont relativement rares et toujours peu étendus dans l'ensemble de la vallée.

L'écroulement du Granier en 1248 est certainement l'exemple le plus spectaculaire de ces mouvements complexes où l'on retrouve à la fois des glissements, des coulées et des écroulements. Il s'agit d'un phénomène assez analogue au glissement du Vayont, responsable de la catastrophe du Longarone, en Italie (J. GOGUEL et A. PACHOUD, 1972).

On y observe, en effet, un glissement affectant les marnes valanginiennes et des panneaux entiers de calcaires marneux de l'Hauterivien, un écroulement qui affecte surtout les calcaires massifs de l'Urgonien et des coulées qui ont entraîné les dépôts quaternaires. Le mécanisme de ce phénomène est analogue à celui du Vayont dans la mesure, où, il a débuté par des glissements et coulées affectant les formations quaternaires, qu'il s'est poursuivi par un glissement en masse des marnes et calcaires marneux et que les calcaires massifs entraînés par ce glissement puisqu'ils reposaient sur les calcaires marneux, ont été brisés, ont éclaté et se sont répandus sur une vaste surface. Ceci est attesté par la présence de pans entiers de marnes et calcaires marneux reposant sur des formations quaternaires manifestement glissées.

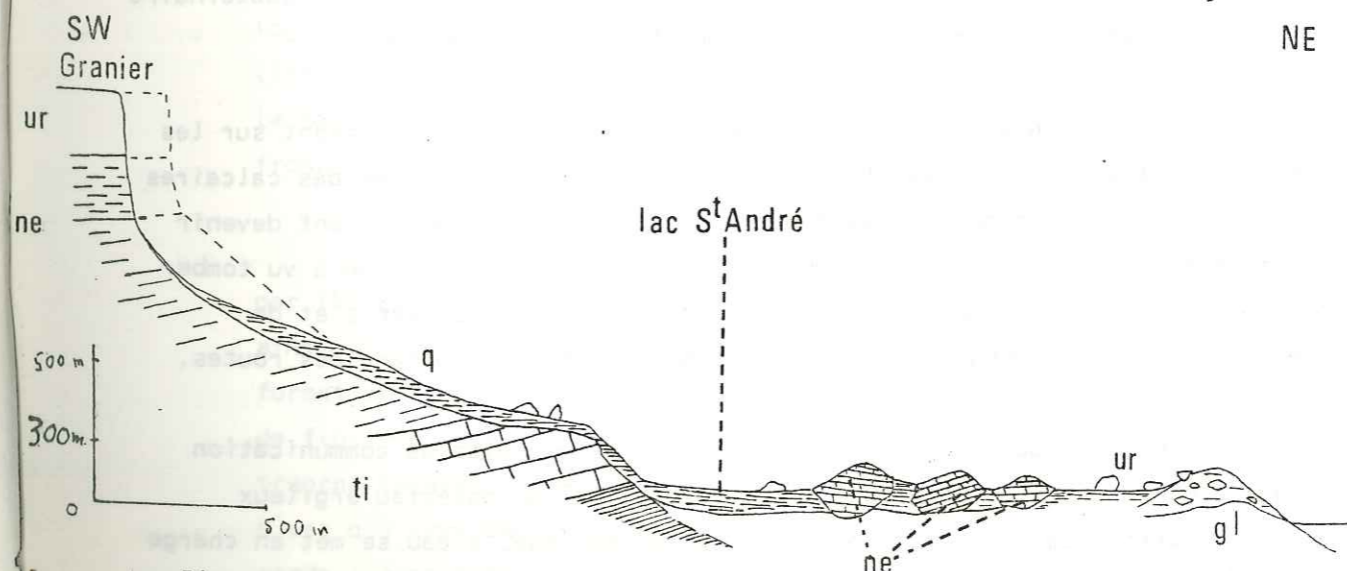


Figure 9 : Coupe schématique de l'écroulement du Granier.

gl : glaciaire ; Ur : Urgonien ; Ne : Néocomien ; Ti : Tithonique ;  
Q : Quaternaire (éboulis, moraines remaniées, etc...)

Les marnes et calcaires marneux se sont disloqués lorsque le glissement a pris de la vitesse et surtout lorsqu'une partie a sauté la barre des calcaires tithoniques. Les bancs de calcaires urgoniens se sont brisés et ont "éclaté" et, de ce fait, sont allés beaucoup plus loin, ce qui explique la prédominance des éléments urgoniens dans la partie la plus externe de la zone de dépôts et la prédominance des éléments néocomiens dans la partie la plus proche de l'origine.

Enfin, si l'eau infiltrée dans les fissures préexistantes, ouvertes dans les calcaires de l'Urgonien, puis dans les fissures beaucoup plus étroites de l'Hauterivien et du Valanginien, est indiscutablement la cause première de cette catastrophe, il n'est pas impossible qu'un séisme en ait précipité le déclenchement, comme le prétend un historien de l'époque, Matieu PARIS, qui s'appuie pour cela, sur l'existence d'un raz de marée qui aurait dévasté les côtes de l'Angleterre la même nuit (in F. MONTANDON, 1933)

Beaucoup de formations peuvent donner lieu à des glissements de terrains, surtout lorsqu'il s'agit d'assises poreuses et peu perméables. Les moraines répondent souvent à ces critères.

- A Saint Pierre d'Albigny, les glissements affectent les pentes de la vaste dépression au-dessus de la ville, où l'on rencontre des formations quaternaires reposant sur des marnes. Les formations quaternaires sont constituées par des moraines à matériau très argileux, par des marnes altérées et par des éboulis. L'eau pénètre dans ces formations, car elles sont très poreuses, s'y met en charge, car elles sont très peu perméables et la pellicule quaternaire glisse en entraînant parfois la tranche superficielle des marnes.

- Dans le Grésivaudan, de nombreux glissements se produisent sur les pentes des collines bordières. Les moraines et la tranche altérée des calcaires marneux glissent par plaques. Ces mouvements, lents en général, peuvent devenir catastrophiques lorsqu'il pleut beaucoup comme à Noël 1968, où l'on a vu tomber environ 300 mm d'eau en quatre jours et où de nombreux glissements et de nombreuses coulées boueuses se sont produits barrant et emportant des routes.

- Ce type de glissement affecte souvent les voies de communication lorsqu'elles recoupent d'anciens talwegs comblés par un matériau argileux provenant surtout de l'altération des calcaires marneux. L'eau se met en charge dans ces formations dont la perméabilité est encore réduite par le tassement imposé par la route. Un accident de ce type a interrompu la circulation aux portes même de Brignoud il y a peu de temps.

- Dans la cluse de l'Isère, un glissement important a affecté les formations quaternaires reposant sur la molasse au-dessus de Noyarey. Le glissement s'est produit à la suite du violent orage de juillet 1970 qui a déversé probablement près de 300 mm d'eau sur cette région.

D'une manière générale, les dépôts meubles sur les versants ont tendance à évoluer par gravité, même si la perméabilité est suffisante pour qu'il y ait entraînement des particules fines.

#### - Les cônes de déjection.

De nombreux cônes de déjection jalonnent le pied des versants mais il n'en existe plus aucun d'actif, ils sont même, souvent réentaillés par l'érosion.

#### 2.2.2.3. - *Les formations latérales anciennes.*

##### - Les moraines.

Elles se présentent, soit sous l'aspect d'argiles à blocs, soit sous la forme de matériaux plus lités mais à granulométrie toujours hétérogène. Il existe une relation entre la lithologie et la granulométrie d'une moraine d'une part et sa position géographique d'autre part, tout du moins en ce qui concerne la vallée de l'Isère. On peut y distinguer quatre types de moraines.

- Dans la zone de Rives-Moirans, les moraines présentent une morphologie typique, mais elles sont essentiellement constituées d'éléments roulés et lités. La moraine "sensu stricto" ne forme qu'une mince pellicule, posée sur la masse des matériaux remaniés, roulés et lités. Il s'agit là de moraines frontales.

Les matériaux déposés au front du glacier sont fortement remaniés par les eaux de fonte qui s'écoulent à l'avant du glacier ; ils acquièrent ainsi un litage bien marqué et les éléments en sont si bien roulés que ces formations ont reçu le nom des moraines à faciès fluviatile (F. BOURDIER) ou de fluvio-glaciaire, ou encore d'alluvions de progression glaciaire. Seule la tranche superficielle, déposée en dernier, alors que le glacier cesse d'avancer, n'est que très peu remaniée par les eaux de fonte qui s'écoulent plus bas, et garde l'aspect de moraine : gros blocs et galets emballés (à l'origine) dans l'argile. Les eaux de pluies entraînent les particules fines et il ne reste, le plus souvent, qu'un amas de gros blocs, de galets et de graviers.

- Dans le reste de la zone étudiée, on ne retrouve que très rarement une morphologie aussi nette. Les dépôts glaciaires couvrent de grandes surfaces mais les remaniements ne sont plus, là, le fait des eaux de fonte mais de glissements. Il s'agit de moraines latérales déposées sur les versants par les différents glaciers qui sont passés par là. La granulométrie de ces dépôts évolue avec une tendance à la disparition des éléments fins vers le haut... Lorsque ces moraines sont encore en place, on parle alors de cordons morainiques. On en connaît de nombreux sur les reliefs molassiques des abords de la Bièvre dans les environs de Voiron (M. GIDON, 1970). Ils sont moins représentés dans la cluse de l'Isère, où, les pentes plus raides n'ont pas favorisé leur conservation.

On en retrouve de très beaux sur le plateau de Saint-Nizier, déposés à l'époque du maximum du Würm, sur lesquels des restes d'activités humaines datés du Moustérien ont été décrits (M. MALLENFANT, 1972).

Sur les pentes des collines bordières et de Belledonne, les cordons morainiques viennent marquer les limites atteintes par le glacier de l'Isère. Plus haut, on rencontre des moraines frontales déposées par les glaciers locaux. La lithologie est différente dans ce cas là.

- Il existe une troisième catégorie de moraines que l'on rencontre dans la vallée de l'Isère : les moraines de fond. Elles se présentent sous l'aspect d'argiles à blocs, avec toujours une épaisseur faible. Elles peuvent présenter une grande dureté due à la compaction créée par le passage de masses énormes de glace. Dans les fondations du pont qui franchit la nationale n° 6, à l'Ouest de Montmélian, ces moraines de fond ont dû être entaillées au marteau piqueur.

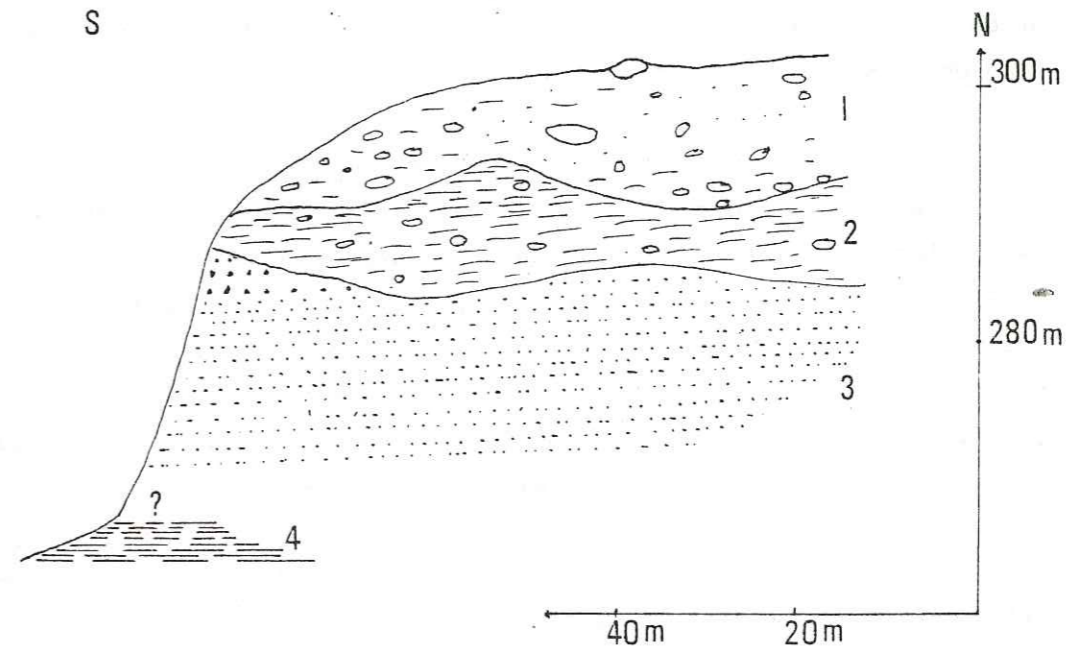
Ces moraines de fond se trouvent, le plus souvent, sous les alluvions anciennes. Elles ont été vues dans les banquettes de Francin et de Barraux, ainsi qu'à la base du plateau de Champagnier (Cap Marcelline).

- Dans la partie amont du Grésivaudan, sur les banquettes de Francin et de Planaise, un quatrième type de moraine couvre des surfaces importantes : ce sont les moraines de retrait, c'est-à-dire, les matériaux abandonnés par le glacier lors de sa fonte. Il s'agit d'éléments grossiers (galets et blocs) mêlés à des sables et un peu d'argiles, sans aucune trace de compaction, donc beaucoup plus perméables que les moraines de fond.

Ces moraines de retrait forment une couverture discontinue et d'épaisseur variable sur des banquettes où elles ont échappé à l'érosion fluviale. La présence de blocs erratiques permet de les identifier même lorsque leur épaisseur est réduite à moins d'un mètre.

Dans certains cas, les moraines de retrait recouvrent les moraines de fond. Ceci peut se voir dans la banquette de Francin, comme le montre la coupe de la gravière de Bellegarde, ci-dessous :

Figure 10 : Coupe de la banquette de Francin, à l'Est de la ferme de Bellegarde



Coupe de la ferme de Belle garde-banquette de Francin

- |                        |  |
|------------------------|--|
| 1 - moraine de retrait | 3 - sables interstataires                |
| 2 - moraine de fond    | 4 - argiles d'Eybens (contact invisible) |



- Les alluvions anciennes.

En bordure de la vallée de l'Isère, les coupes montrent la présence, sous les moraines les plus récentes, d'alluvions anciennes. Il s'agit d'alluvions grossières, de sables fluviatiles ou lacustres, et d'argiles contenant parfois des bancs de lignites.

a) Les alluvions grossières.

Les alluvions grossières se rencontrent directement sous les moraines. Il s'agit de galets roulés et souvent altérés. Les minéraux ferro-magnésiens sont décomposés et les galets de roches cristallines s'effritent avec parfois une véritable arénisation. Le litage est toujours entrecroisé ou oblique. Le mode de dépôt peut être différent d'un affleurement à l'autre. On y trouve des alluvions de l'Isère et des éléments de cônes de déjection, comme celui du Bréda. Ces alluvions peuvent être cimentées et former de véritables niveaux de conglomérats. Le ciment est alors toujours calcaire.

On y observe aussi des "lentilles" de fer, lorsqu'il est possible de voir une bonne coupe. Il s'agit d'une véritable tache de rouille qui semble se développer à partir de galets de roche ayant contenu une proportion importante de minéraux ferro-magnésiens. Ces taches s'allongent sur quelques mètres avec une épaisseur de quelques décimètres, au sein même de la couche d'alluvions grossières. Leur forme, leur position ainsi que leur faible extension interdisent d'en faire d'anciens sols. La granulométrie de ces zones est identique à celle des alluvions au sein desquelles elles apparaissent.

L'épaisseur de ces formations reste le plus souvent inférieure à 10 m. Elles entaillent parfois les assises sous-jacentes.

b) Les sables.

Des épaisseurs importantes de sables se voient dans la banquette de Planaise, dans celle de Francin, comme dans celle de Barraux. On retrouve des sables à La Pierre, à Saint-Nazaire les Eymes, à Echirolles et à Saint-Quentin sur Isère. Tous ces sables ne sont pas identiques.

Ceux de la banquette de Planaise, de Sainte Marie d'Alloix et de La Pierre sont fins, plus ou moins cimentés par de la calcite et affectés d'une véritable fissuration. Des fissures assez nombreuses, remplies de calcite pulvérulente se voient dans toutes les bonnes coupes. Dans certains cas, il est possible d'observer un décalage entre les deux lèvres de la fissure ; dans d'autres il n'y a, visiblement, aucun rejet. Ces sables présentent un litage

oblique très régulier et peu incliné (5 à 10° au maximum). Il s'agit là de sédiments lacustres (J.C. FOURNEAUX, 1968 a). A la Gâche et dans la banquette de Francin, les sables sont plus grossiers. Le litage, très incliné dans un cas, est presque horizontal dans l'autre. La granulométrie est très hétérogène.

A la Gâche, on semble se trouver en présence d'un delta lacustre du Bréda, delta dont on retrouve une trace plus au Sud, à la Buisnière. A la Gâche le sens du courant est Sud-Nord, alors qu'il est Nord-Sud à la Buisnière.

Les sables fins semblent être l'équivalent des sablons (ou de certains sablons) rencontrés dans le remplissage alluvial. Ce sont les témoins des épisodes lacustres qu'a connus la vallée de l'Isère après le retrait des glaciers du Würm II.

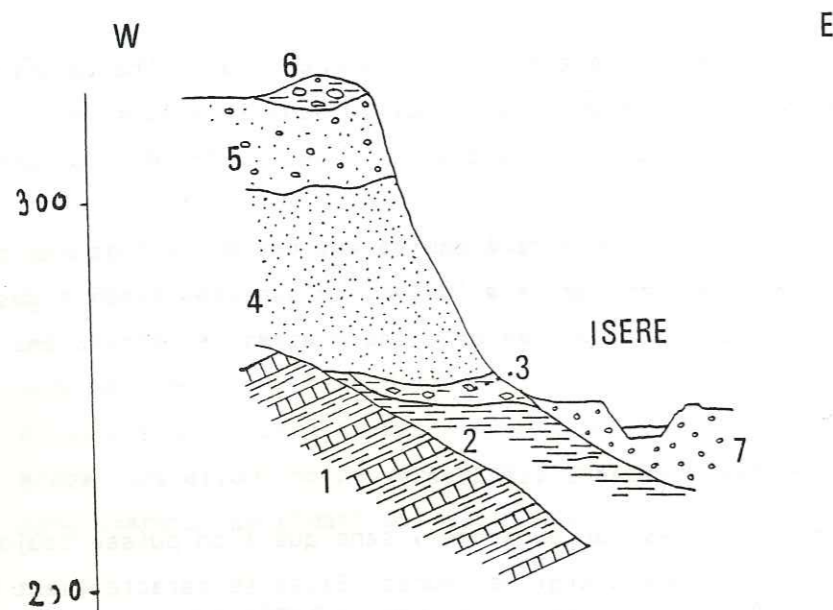
c) Les argiles à lignites.

Au sein de ces sables, ou au sommet, sans que l'on puisse toujours préciser, il existe des niveaux d'argiles jaunes. Elles se caractérisent par une teneur élevée en kaolinite et l'absence presque totale de la Chlorite et de l'Illite (J.C. FOURNEAUX, 1969), minéraux que l'on rencontre dans les argiles transportées par l'Isère actuellement, aussi bien que dans les limons superficiels.

Ces argiles peuvent contenir des niveaux de lignites feuilletées, où les éléments végétaux qui les composent sont écrasés, traduisant une forte compression. L'épaisseur des terrains sus-jacents ne justifie pas une telle compression, qui pourrait, par contre, être le fait de glaciers. On retrouve d'ailleurs des moraines au-dessus de ces argiles à lignites.

Les analyses palynologiques faites sur les pollens trouvés à La Buisnière ont montré l'existence d'une flore tempérée chaude à la base et tempérée froide au sommet (F. BOURDIER, 1937). Une datation par le carbone-14 attribue un âge supérieur à 37 000 ans à cette formation (F. BOURDIER, 1962). Ces lignites sont analogues à celles trouvées au Nord de Chambéry dans les formations anciennes qui bordent la plaine où coule la Leysse, qui correspond, en fait, à la partie déjà remblayée du lac du Bourget ; c'est-à-dire dans une situation assez analogue. Ces lignites ont d'ailleurs été exploitées en plusieurs points de cette zone.

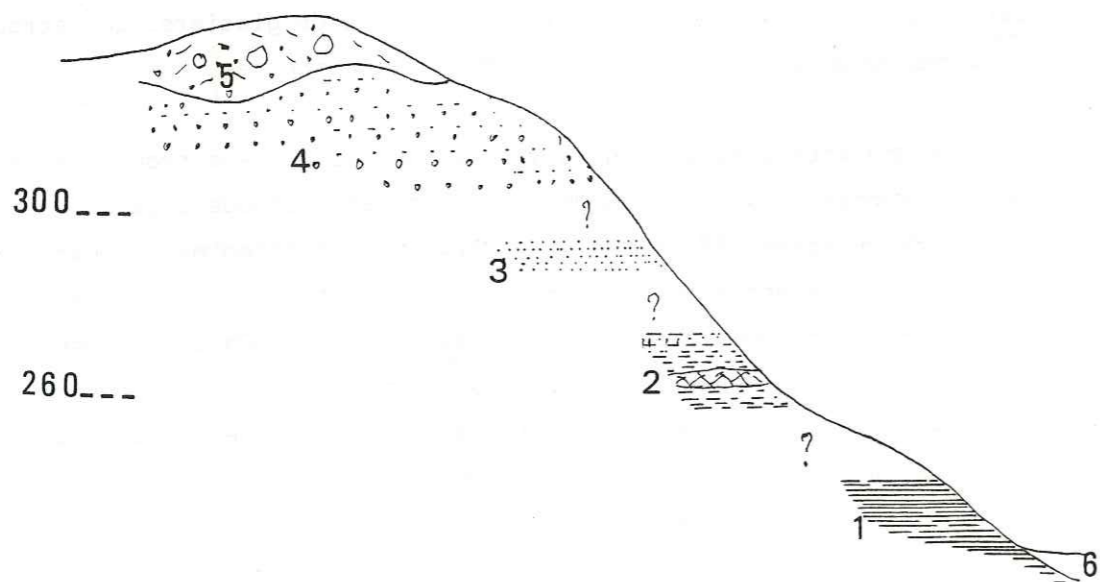
Figure 11 : Coupe de la banquette de Barraux, à la sablière de la Gâche



Légende : 1 : Dogger; 2 : argiles lacustres (Eybens); 3 moraine du Würm II;  
 4 : sables deltaïques (interstade Würm II/III); 5 : alluvions grossières;  
 6 : moraine du Würm III; 7 : alluvions modernes.

Figure 11 bis : Coupe de la banquette de Barraux, à la Buissière

Légende : 1 : argiles d'Eybens; 2 : argiles à lignites ( Würm I/II)  
 3 : sables fins (Würm II/III); 4 : alluvions grossières; 5 : moraine du Würm III;  
 6 : alluvions modernes.



2.2.3. - LES ARGILES COMPACTES.

Des argiles compactes, de couleur gris-bleu et finement litées, analogues à celles décrites dans le remplissage alluvial ont été rencontrées en divers points de la vallée de l'Isère et des vallées avoisinantes. Ces argiles étaient connues depuis longtemps à Eybens où elles étaient exploitées pour la fabrication des tuiles et où elles ont été décrites pour la première fois par Ch. LORY (1860).

Plusieurs autres affleurements ont été décrits par F. BOURDIER (1962) dans la région de La Gache, et au Nord de Chambéry par M. RIMBAUT (1948) à Saint-Gervais, mais ces deux auteurs n'avaient pas fait le rapprochement entre les argiles qu'ils avaient décrites et celles d'Eybens. Après avoir retrouvé des argiles analogues entre Saint-Gervais et Saint-Quentin sur Isère, dans la région de Tullins, dans le Grésivaudan, à la base des banquettes de Barraux et de Francin et au coeur de la banquette de Planaise, j'ai envisagé l'existence d'un lac unique où se seraient déposées ces argiles.

Partout elles présentent les mêmes caractères. Il est donc très intéressant de se pencher sur les différents aspects de cette formation que nous continuerons à appeler "argiles d'Eybens".

2.2.3.1. - Répartition géographique des argiles d'Eybens.

- Dans la vallée de l'Isère à l'aval de Grenoble, les argiles d'Eybens affleurent très largement entre Saint-Gervais et Saint-Quentin sur Isère. Elles ont été entaillées par les divagations du lit mineur de la rivière et, par endroits, la plaine alluviale est une surface d'érosion où l'on trouve les argiles sous 50 cm de terre végétale.

- En rive droite, les argiles n'affleurent pas mais elles ont été rencontrées dans plusieurs sondages à Tullins, à Veurey et à Saint-Jacques de Moirans. Dans ce dernier sondage, les argiles ont été atteintes sous des formations glaciaires attribuées au Würm maximum (Würm II). Plusieurs prospections géophysiques ont montré la continuité de cette formation d'un sondage à l'autre. D'après leurs données, les argiles d'Eybens reposent directement sur la molasse (J.C. FOURNEAUX, 1970 b).

- Dans la cluse de l'Isère, la géophysique a montré l'existence d'une formation à faible résistivité (50 ohm/m) tapissant tout le fond de la vallée, sous les alluvions récentes. Elle a été atteinte par quelques sondages, ce qui permet d'affirmer qu'il s'agit bien des mêmes argiles. Un double sillon parallèle à l'axe de la vallée est creusé dans ces argiles sur pratiquement toute la longueur de la cluse (J. DUBUS et R. MICHEL, 1969). Nous reviendrons plus loin sur la signification de ce double sillon.

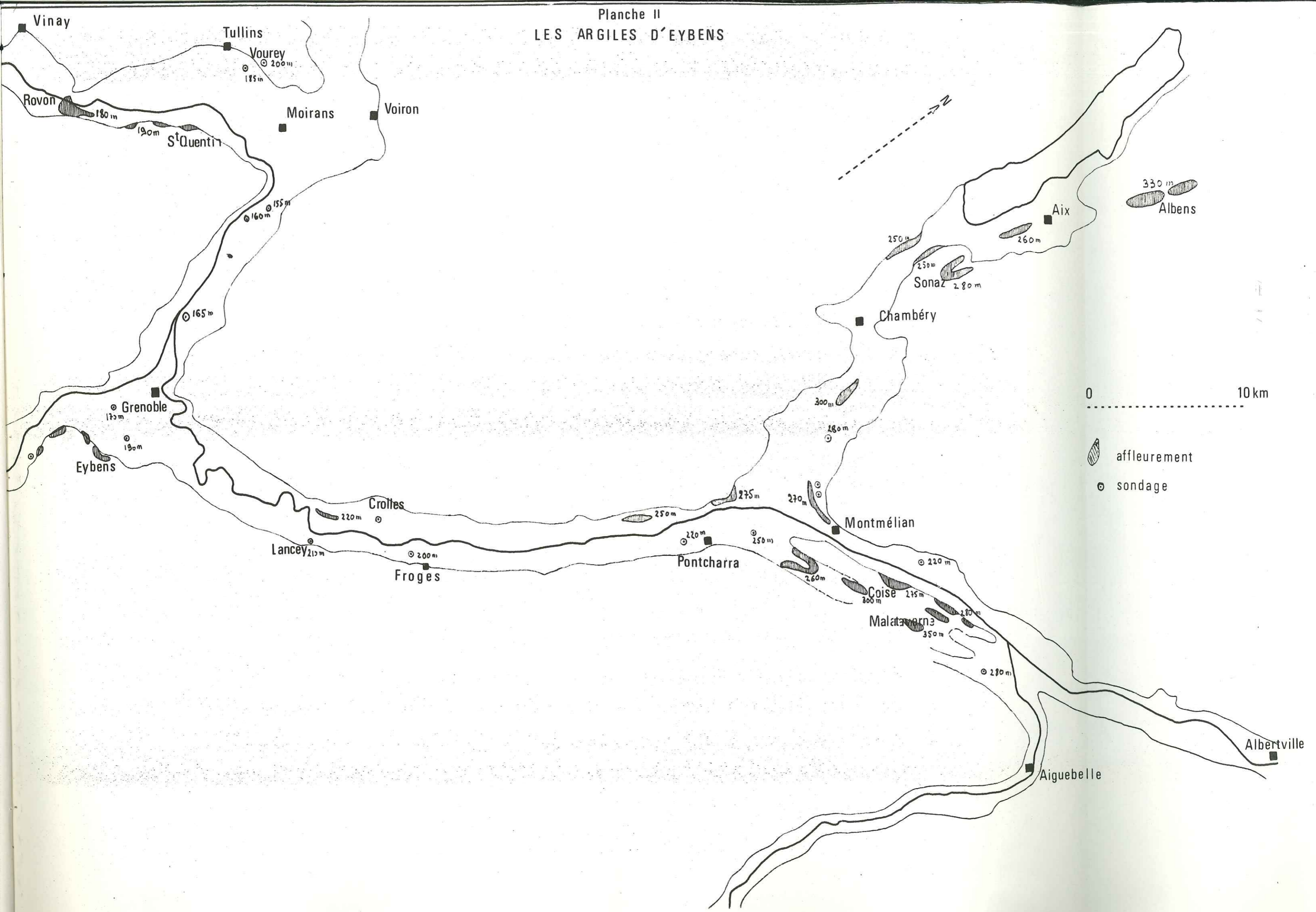
- *Autour de la plaine de Grenoble*, les affleurements des argiles n'existent que vers le Sud. On peut suivre cette formation tout au long du plateau de Champagnier depuis la tuilerie d'Eybens jusqu'au-delà de Pont de Claix. Elles ont été vues dans la tranchée d'Echirolles où l'on a pu observer la surface d'érosion entaillée dans ces argiles par les formations postérieures (J.C. FOURNEAUX et al, 1969). Un nouvel affleurement vient d'être mis à jour, à la base du plateau de Champagnier, à l'Est de Pont de Claix. A la tuilerie d'Eybens, un sondage réalisé en 1969 a traversé 90 m d'argiles avant d'atteindre la base de la formation.

Dans la plaine de Grenoble, les argiles ont été atteintes par plusieurs sondages. A Beauvert, l'un d'eux a traversé plus de 300 m de ces argiles sans en atteindre la base. Ce sondage (voir figure 4) met en évidence l'importance de l'érosion glaciaire ; le surcreusement est ici très sensible puisque la base du sondage se trouve à 170 m sous le niveau actuel de la mer et à 350 m en dessous du niveau du seuil de Rovon.

- *Dans la vallée du Drac* et dans celle de la Romanche, les argiles ont été atteintes par plusieurs sondages à Pont de Claix, Varcès, Reymure, Champagnier, Vizille et Vaulnaveys. De nombreuses prospections par géophysique confirment la continuité de cette formation sous les alluvions récentes qui remplissent ces vallées.

- On retrouve les mêmes argiles *dans le Grésivaudan*. A Lancey, un sondage réalisé en 1920 a traversé ces argiles avant d'atteindre des formations plus grossières. L'épaisseur de la formation est de 65 m. De nombreux autres sondages ont atteint ces argiles sans les traverser. Elles affleurent à la base de la banquette de Barraux en plusieurs points (gravière de La Gâche, ravin du Furet, La Buisserie) où elles reposent presque directement sur le substratum secondaire, comme le montre un sondage réalisé juste à l'aval de la gravière de La Gâche (J.C. FOURNEAUX, 1969).

Planche II  
LES ARGILES D'EYBENS



- Les argiles se voient aussi autour de la plaine de Montmélian. Elles affleurent à la base de la banquette de Francin, au stade de Montmélian, au Pognient dans la partie Sud de la banquette de la Planaise, ainsi qu'à Chapareillan. Elles constituent la plus grande partie du remplissage de la vallée du Coisetan où le lac de Sainte-Hélène remplit une dépression creusée au sein de ces argiles, par un glacier. Elles ont été atteintes par plusieurs sondages en différents points de la plaine (J.C. FOURNEAUX, 1969 - 1970 a - 1973 a).

- La présence des argiles est attestée par la géophysique, par un sondage et par plusieurs affleurements dans la Combe de Savoie. Elles affleurent à Coise entre 270 et 310 m d'altitude, ainsi qu'à la base des alluvions anciennes, sous la ferme de la Tour. On les retrouve aux environs de Malataverne où elles reposent sur les calcaires marneux du Dogger vers 350 m d'altitude. Elles ont été atteintes par géophysique et dans un sondage entre Bourgneuf et Aiton (J.C. FOURNEAUX, 1969 - 1970 a - 1973 a).

Des argiles semblables se rencontrent dans la cluse de Chambéry, à Saint-Geoire et en amont de Chambéry. J'ai encore trouvé des argiles tout-à-fait identiques au Sud d'Aix-les-Bains, où elles viennent d'être mises à jour, en bordure de la voie ferrée. Elles reposent, là, sur la Molasse. L'affleurement que l'on suit sur 2 ou 300 mètres se situe vers 265 m d'altitude. Ces argiles ont été exploitées entre Albens et Rumilly, plus au Nord dans la même région. On les retrouve, là, entre 300 et 350 mètres d'altitude.

Des argiles identiques semblent exister au Nord du lac du Bourget. Enfin, à Léaz, en bordure du Rhône, en amont de Génissiat, les mêmes argiles ont été trouvées dans deux sondages sous la moraine würmienne.

La planche II donne la répartition des affleurements d'argiles d'Eybens ainsi que la position des sondages qui ont atteint cette formation.

2.2.3.2. - *Caractères sédimentologiques et minéralogiques des argiles d'Eybens.*

Les argiles sont toujours finement litées. Ce litage est horizontal sauf lorsqu'il est possible d'observer les argiles très près de leur substratum. A ces micro-rythmes dont l'épaisseur moyenne est toujours voisine de 5 mm se superposent des alternances moins nettes, et pas toujours visibles selon les affleurements, dont l'épaisseur moyenne est voisine de 20 cm.

Ce type de sédimentation est analogue à ce qu'il est possible d'observer dans le lac Léman, de nos jours.

Les mesures de granulométrie montrent la grande homogénéité de cette formation et confirment les hypothèses que j'avais émises. Les argiles d'Eybens se sont déposées dans un vaste lac relativement profond, dont nous essayerons de tracer les limites.

Les caractères minéralogiques viennent confirmer la grande homogénéité de cette formation. Les teneurs en carbonate de calcium varient entre 15 et 40 % avec des valeurs plus fortes dans les lits sombres que dans les lits clairs (J. SARROT-REYNAULD, 1953).

La fraction argileuse est constituée de Chlorite et d'Illite dans tous les échantillons pris au sein de la formation. Lorsque les échantillons ont été pris près de la surface, nous avons constaté la présence, en faible quantité, de minéraux ouverts (J. APRAHAMIAN et al, 1970).

Nos analyses minéralogiques ont porté sur des échantillons prélevés, soit sur des coupes fraîches, soit sur des carottes de sondages. Dans certains échantillons provenant du toit de la formation, des minéraux ouverts apparaissent en quantité notable. La cote de ces points montre que le toit de la formation est, là, une surface d'érosion. La présence de ces minéraux ouverts annonce un début, souvent timide, de transformation et implique donc l'action de conditions climatiques différentes de celles qui régnaient au moment de la sédimentation.

Cette composition minéralogique traduit un héritage. Toute la fraction argileuse est héritée du bassin versant. La Chlorite et l'Illite sont caractéristiques des argiles glaciaires et des argiles des moraines dans toutes les Alpes Françaises.

Nous avons, par ailleurs, effectué des analyses minéralogiques sur des échantillons prélevés dans le lac Léman, par l'équipe du Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon. Ces argiles, qui représentent la sédimentation actuelle dans ce bassin, sont constituées, elles aussi, de Chlorite et d'Illite. On y voit très peu de minéraux ouverts et les seules différences que l'on constate avec les argiles d'Eybens, trouvent leur explication dans la géologie du bassin versant du Haut-Rhône.

Les sédiments apportés dans le lac proviennent essentiellement du lessivage des moraines déposées par les glaciers du Riss sur les versants des vallées, mais aussi du lessivage de l'altération superficielle, mécanique sous climat glaciaire puis chimique dès le retour de la végétation. La fraction argileuse est l'héritage direct des fractions argileuses que l'on peut trouver sur les versants, sous un climat analogue à peu de choses près, à celui qui règne actuellement dans la région.

2.2.3.3. - *Conditions de sédimentation des argiles d'Eybens.*

Les caractères de la formation impliquent une sédimentation lacustre. Tous les auteurs sont d'accord sur le fait. La présence d'affleurements d'argiles litées à des cotes voisines de 350 m au maximum, permet de fixer l'altitude de la surface du lac au moins à 400 m. On aboutit alors à une épaisseur maximale de la série comprise entre 300 et 350 m.

Cela implique l'existence d'un lac très vaste, dont la durée de vie a été assez longue. En effet si l'on admet des dépôts annuels de l'ordre de 5mm, chiffre analogue à ce qui est observé dans le lac Léman, et compatible avec le volume du transport solide de l'Isère, il faut donner à ce lac une durée de vie voisine de 70 000 ans.

La grande homogénéité de la formation rappelle, elle aussi, les observations faites sur le lac Léman, tout au moins dans la partie centrale de celui-ci (S. SERRUYA, 1965). Pour expliquer l'homogénéité de la sédimentation sur les bordures mêmes du lac (c'est d'ailleurs là que la formation a été observée le plus souvent), il faut envisager l'absence presque totale d'apports latéraux (J.C. FOURNEAUX, 1970 b). La morphologie des bassins versants de chaque côté de la vallée de l'Isère, imposerait plutôt l'idée de torrents à débit solide important et grossier.

Pour expliquer cette absence de dépôts grossiers sur les bordures du lac d'Eybens, on peut s'appuyer sur deux éléments.

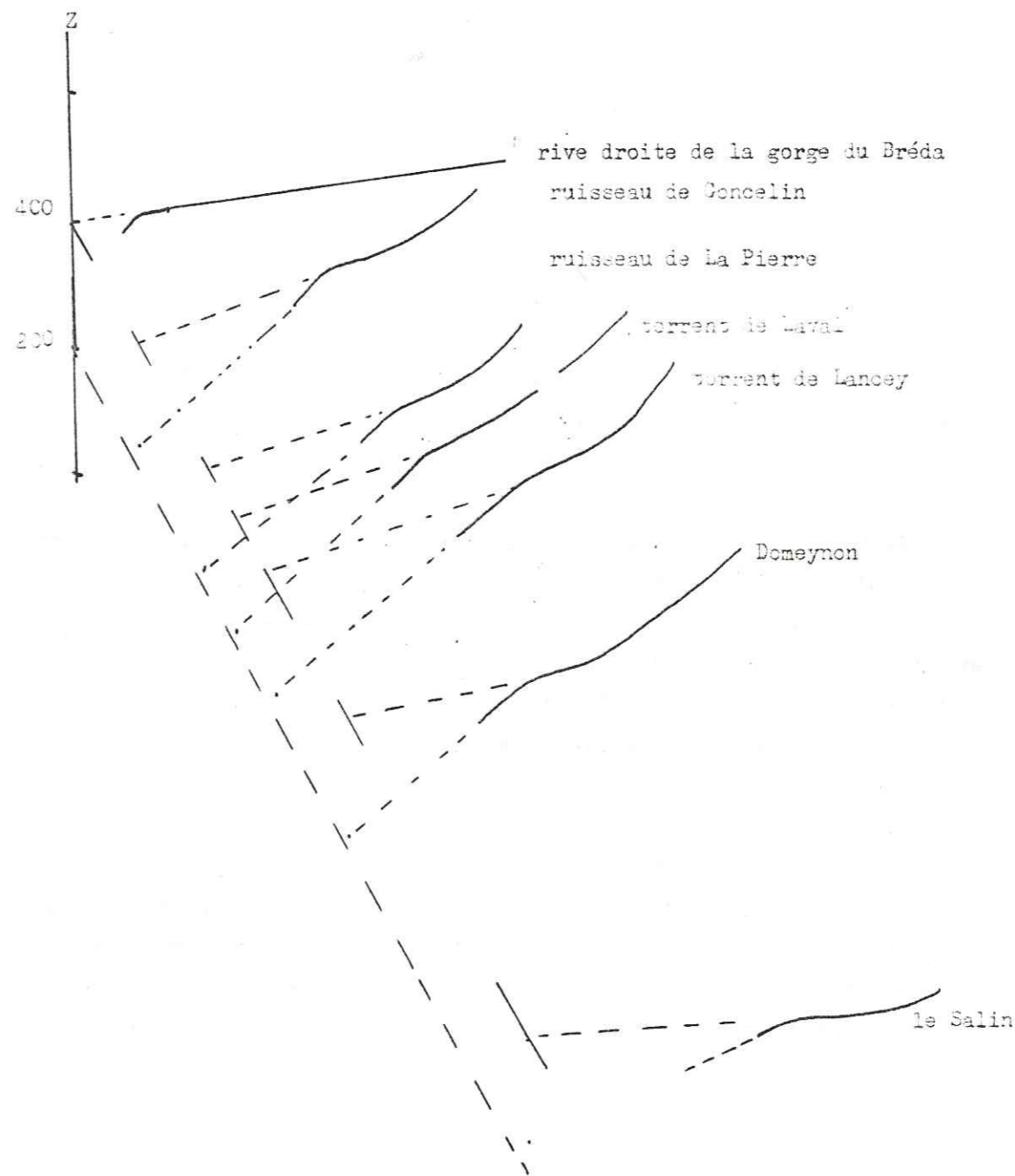
- Les conditions climatiques connues régnant sur la région à l'époque des dépôts (nous reviendrons plus loin sur l'âge de cette formation) permettaient l'existence d'une forêt dense limitant l'érosion des sols. La forêt montait probablement plus haut sur les versants que de nos jours. Malheureusement les études palynologiques faites sur les argiles d'Eybens n'ont pas apporté la confirmation de cette hypothèse. Il faut voir là une conséquence de l'acidité des eaux ne permettant pas la conservation des pollens dans de bonnes conditions. Les conditions climatiques ont toutefois été établies avec beaucoup de certitude par F. BOURDIER (1962), grâce à de nombreux éléments tant paléontologiques que palynologiques.

Dans le transport solide actuel, des torrents descendant de Belledonne, en particulier, la part due à l'érosion anthropique est prépondérante. Une couverture forestière dense réduirait considérablement ce transport solide (J. APRAHAMIAN et al, 1972).

- De plus le profil en long de ces torrents était très différent de ce qu'il est aujourd'hui. Déjà, en 1916, M. BLACHE (1922) avait remarqué la rupture de pente qui affecte le profil en long de tous les cours d'eau venant de Belledonne, en rive gauche du Grésivaudan. Si l'on prolonge le profil en long des torrents avec une pente régulière, analogue à celle qui existe en amont de la rupture, on débouche, dans le Grésivaudan, à une altitude voisine de 400 m pour tous les torrents (fig. 12). Cela implique l'existence d'un niveau de base plus élevé, de 180 m environ, que le niveau actuel. Il faut, en outre qu'il se soit maintenu pendant suffisamment longtemps pour que l'érosion régressive ait amené le raccordement (relativement) régulier du profil en long des torrents avec ce niveau. On retrouve, là, l'altitude de 400 m, déjà envisagée plus haut, comme cote de la surface du lac d'Eybens.

Une telle explication pour cette rupture de pente semble beaucoup plus logique que le fait d'invoquer un relèvement isostatique différentiel de 200 m (L. LLIBOUTRY, 1966). En effet, si relèvement isostatique il y a eu, il n'a pu être que global et doit être bien inférieur à ce chiffre. C'est sur la bordure du massif que l'on doit retrouver des traces d'un tel relèvement et non pas aux limites du Grésivaudan.

Figure 12 : Profil en long de différents torrents du Grésivaudan



Tous ces torrents montrent une rupture de pente dans leur profil en long. Si l'on prolonge vers l'aval la partie supérieure des profils, ils rejoignent tous le Grésivaudan vers 400 m d'altitude.

L'existence (probable) d'une couverture forestière dense et une pente plus faible du profil en long des torrents arrivant dans le lac permettent d'expliquer l'absence de formations grossières au sein des argiles. Mais, si de telles formations existent, imbriquées dans les argiles, sur les bordures du lac, il sera très difficile, voire impossible, de les différencier des formations analogues plus récentes, ou plus anciennes. C'est le cas du sondage de Lancey (voir plus haut, paragraphe 2.2.1.7.).

#### 2.2.3.4. - Position stratigraphique des argiles d'Eybens.

La position stratigraphique des argiles d'Eybens a alimenté de longues polémiques pendant la première moitié de ce siècle. On retrouvera dans F. BOURDIER (1962), un historique très complet de la question. Aujourd'hui, tous les auteurs sont d'accord pour attribuer les argiles d'Eybens à l'Eémien.

Deux éléments permettent cette attribution. En de nombreux points, les argiles affleurent ou ont été trouvées sous des moraines. A Saint-Jacques de Moirans, en particulier, les argiles passent sous les moraines de l'arc de Moirans. L'épaisseur de la formation implique un temps de dépôt, nous l'avons vu, de l'ordre de 65 000 ans à 75 000 ans. Il n'existe pas, pendant le Würm, d'interstades ayant une durée aussi longue et de loin.

Les argiles d'Eybens se sont mises en place dès le retrait de la dernière phase rissienne, directement sur le substratum, ou sur une mince pellicule d'éboulis, de moraines de fond, ou d'alluvions anciennes. Partout où il est possible de voir le toit de la formation, celui-ci apparaît comme une surface d'érosion. Il ne semble pas exister de passage latéral ou vertical des argiles à une autre lithologie, sauf dans la banquette de Planaise (voir fig. 27).

#### 2.2.3.5. - Conclusions.

Tout ce qui précède nous permet, aujourd'hui, de tracer de façon assez précise les contours du lac où se déposaient les argiles d'Eybens, (voir planche mais des incertitudes subsistent sur la position des limites du lac dans chacune des grandes vallées (Drac, Romanche, Arc et Isère). En effet, là où des cours d'eau importants rejoignaient le lac, ce ne sont pas des argiles qui se déposaient mais il se formait des deltas lacustres, à granulométrie plus grossière, dont il n'est pas possible d'identifier les traces.

Figure 13 : Les formations anciennes de la base du plateau de Champagnier

Légende : 1 : substratum; 2 : argiles d'Eybens; 3 : moraine du Würm II; 5 : sables fins; 6 : formations grossières.

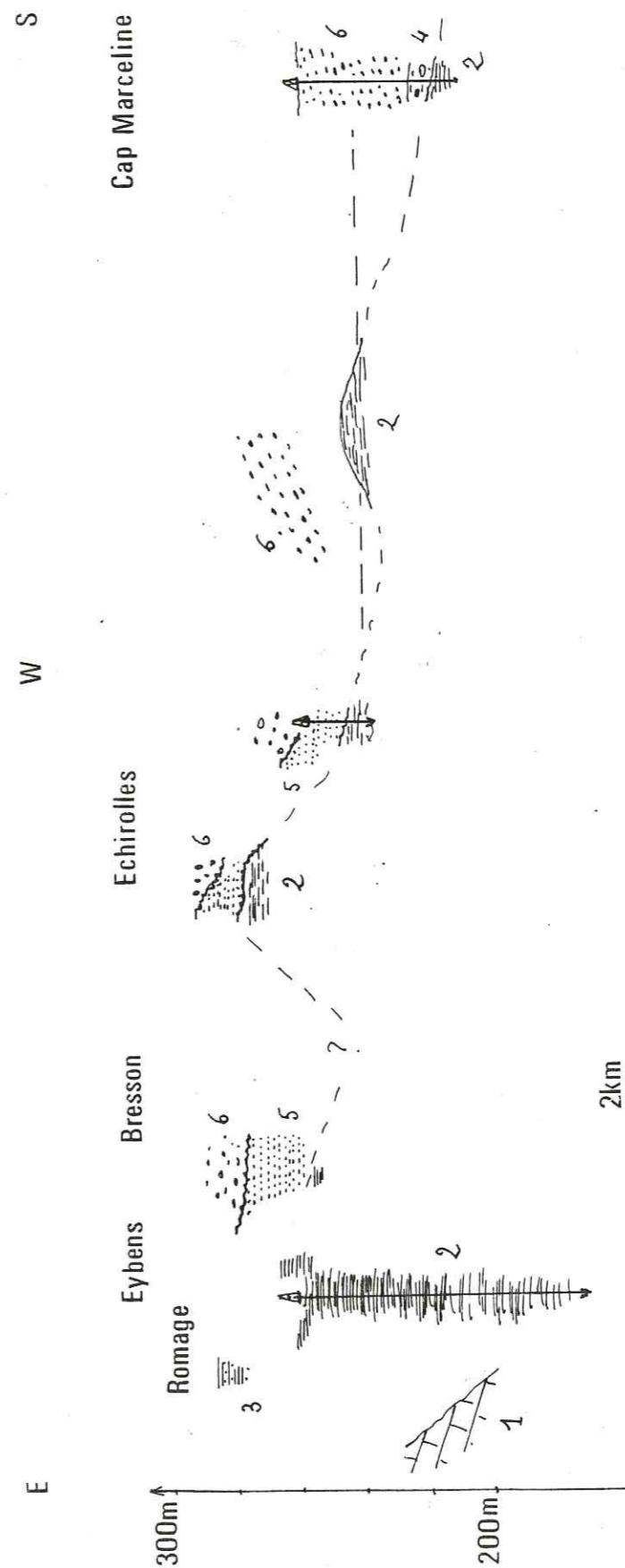




Figure 14 : Coupe de Saint Jaques de Moirans

Légende : 1 : Molasse; 2 : argiles d'Eybens; 3 : glacière du Würm II; 4 : éboulis; 5 : alluvions modernes; S : sondage.

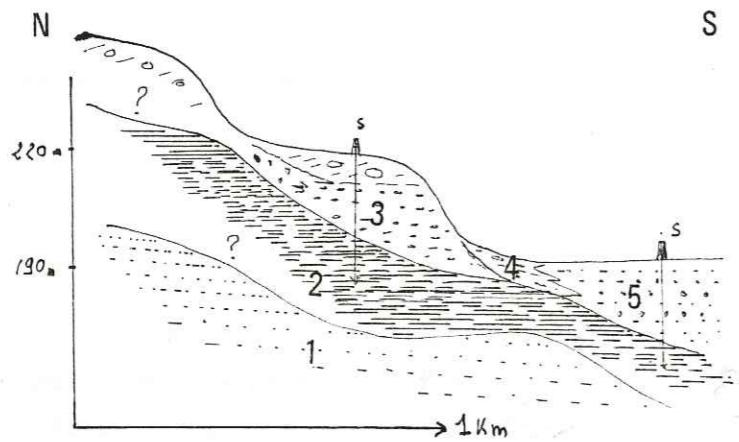


Figure 14 bis: Coupe schématique de la colline de Voglans (Savoie) d'après F. BOURDIER modifiée

Légende : 1 : Molasse; 2 : argiles d'Eybens; 3 : argiles à lignites; 4 : moraine du Würm II; 5 : alluvions fines; 6 : alluvions grossières; 7 : moraine du Würm III.

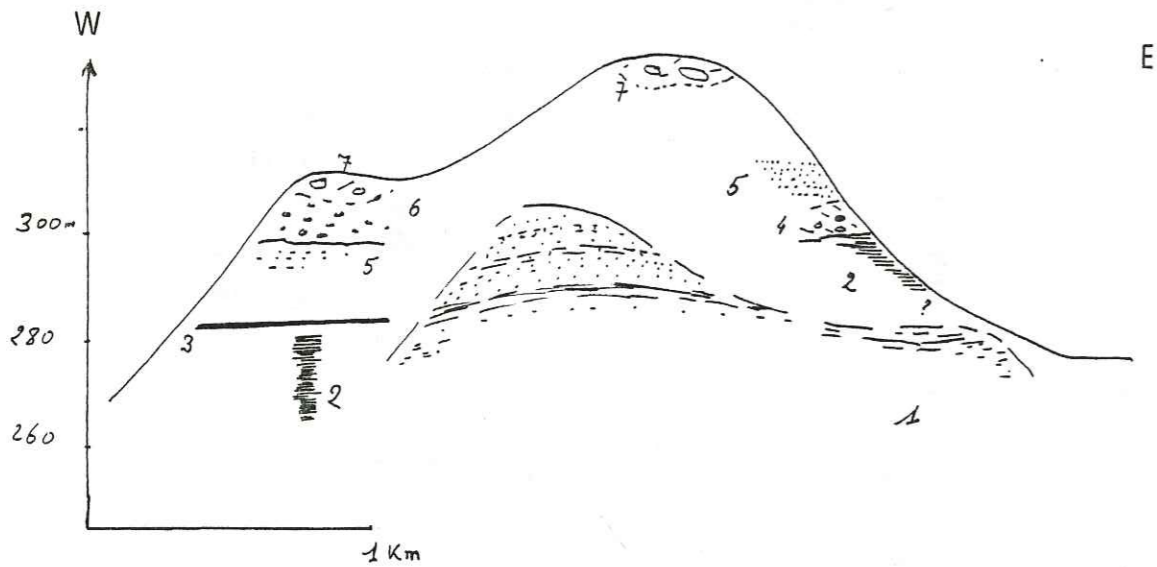
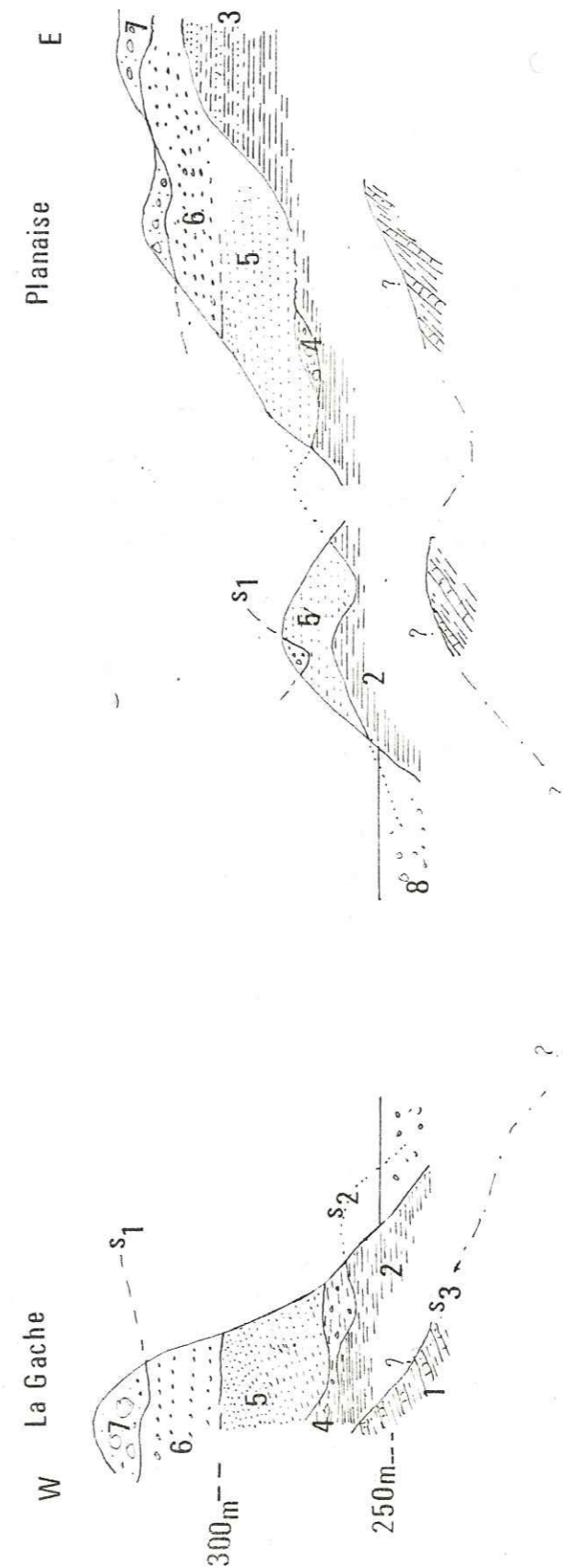


Figure 15 : Coupe schématique des formations quaternaires des banquettes de Barraux et Planaise

Légende : 1 : Dogger; 2 : Argiles d'Eybens; 3 : passage des argiles aux sables (Würm I ?); 4 : moraine du Würm II; 5 : sables lacustres et deltaïques (Würm II/III); 6 : alluvions grossières (fin de l'inter-stade); 7 : moraine du Würm III; 8 : alluvions modernes; S<sub>1</sub> : surface d'érosion du Riss; S<sub>2</sub> : surface d'érosion du Würm II; S<sub>3</sub> : surface d'érosion du Würm III; ? : existence possible de moraine du Riss.



Le barrage qui a provoqué la formation du lac, dans la vallée de l'Isère, correspondait à l'actuel seuil de Rovon. On retrouve là une barre calcaire, aussi bien en rive droite (anticlinal de Poliéna) qu'en rive gauche. Il manque peu de chose pour reconstituer un barrage capable de contenir un lac à une cote de 400 m. Les observations de terrain, les données de sondages et les prospections géophysiques confirment cette hypothèse ; un tel barrage devait être formé de moraines, appuyées sur les calcaires.

En rive gauche, de Rovon à Grenoble, la berge du lac correspondait à la courbe de niveau 400 telle que l'on peut la suivre actuellement à très peu de chose près.

Il n'en est pas de même en rive droite où les argiles ont été retrouvées sous les moraines de l'Arc de Moirans. Les argiles sont là au contact direct de la Molasse. Le lac couvrait une surface plus grande que celle occupée par la plaine de Moirans. L'absence d'éléments ne permet pas de fixer de façon précise cette limite dans la zone de Coublevie.

Vers le Sud de Grenoble, le lac remontait jusqu'à Saint-Georges de Commiers dans la vallée du Drac et en amont de Vif dans celle de la Gresse. Le lac atteignait Séchilienne dans la vallée de la Romanche (\*).

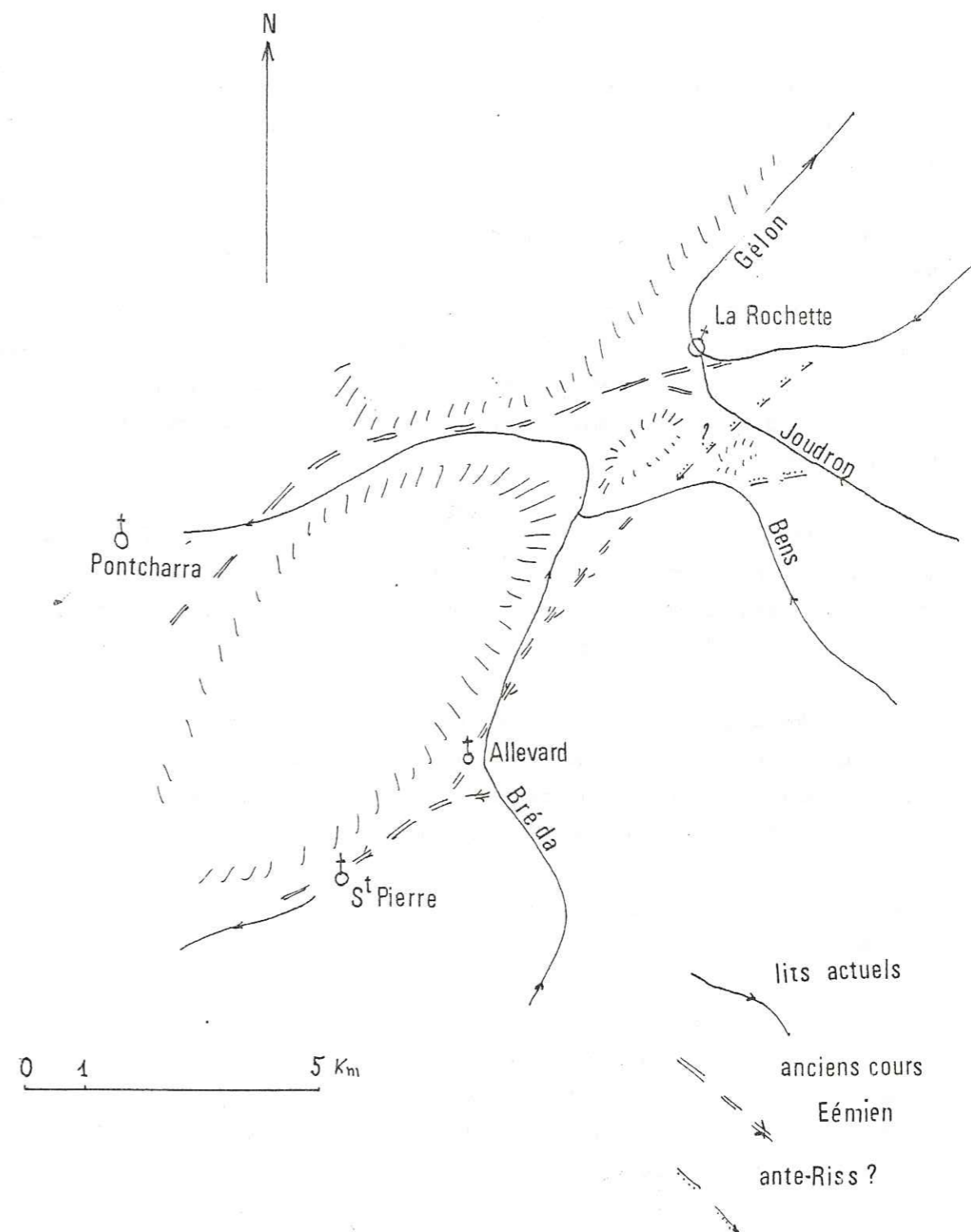
En Grésivaudan, les limites du lac correspondaient à peu de chose près au contour actuel de la courbe 400 sauf là où existent des formations latérales plus récentes (Saint-Nazaire les Eymes, banquette de Barraux).

A Pontcharra, il est très probable que le sillon du Bréda n'existait pas ou était beaucoup moins profond.

Il faut en effet noter que si, comme nous le verrons plus loin, le maximum de surcreusement correspond aux glaciers rissiens, la mise en place, après leur retrait, du lac d'Eybens a ramené le niveau de base vers 400 m d'altitude pour les différents cours d'eau arrivant dans ce lac. La gorge du Bréda, entre Détrier et Pontcharra s'est creusée pendant le Würm, probablement à partir de l'entaille d'érosion d'un torrent sous-glaciaire. Le réseau hydro-

(\*) - Un sondage récent (mai 1975) vient d'atteindre des argiles tout à fait analogues à celles d'Eybens sous 30 m d'alluvions, à Vaulnaveys au Nord de Vizille.

Figure 16 : Schéma du réseau hydrographique actuel et "ancien" de la région d'Allevard.



graphique de la région d'Allevard-La Rochette était différent à cette époque. Il est très probable que le Bréda s'écoulait en direction de Saint-Pierre d'Allevard et que ses affluents Nord rejoignaient le Gélon qui s'écoulait, peut-être, par la Chapelle Blanche en direction de Laissaud.

Dans la plaine de Montmélian, les limites du lac à la cote 400 amènent à discuter l'altitude du seuil de Myans. Celui-ci, haut de 310 m à l'heure actuelle, devait se trouver beaucoup plus bas au moment du retrait des glaciers rissiens. Des sondages de recherches d'eau ont traversé plus de 25 m de formations récentes au Sud du château des Favraz (Saint-Jeoire le Prieuré) sans atteindre les argiles mais la géophysique a montré leur existence. Il est donc incontestable que le lac d'Eybens communiquait avec la cluse de Chambéry et le lac du Bourget, à moins d'invoquer l'existence d'épais dépôts morainiques résultant de l'affrontement entre les glaciers du Rhône et de l'Isère. La position, comme l'existence de ces dépôts reste entièrement hypothétique.

Les limites du lac, dans le bassin du Rhône, sont difficiles à fixer avec les éléments dont nous disposons à l'heure actuelle. Le réseau hydrographique était probablement différent dans toute la région comprise entre le lac d'Aiguebelette et le lac Léman.

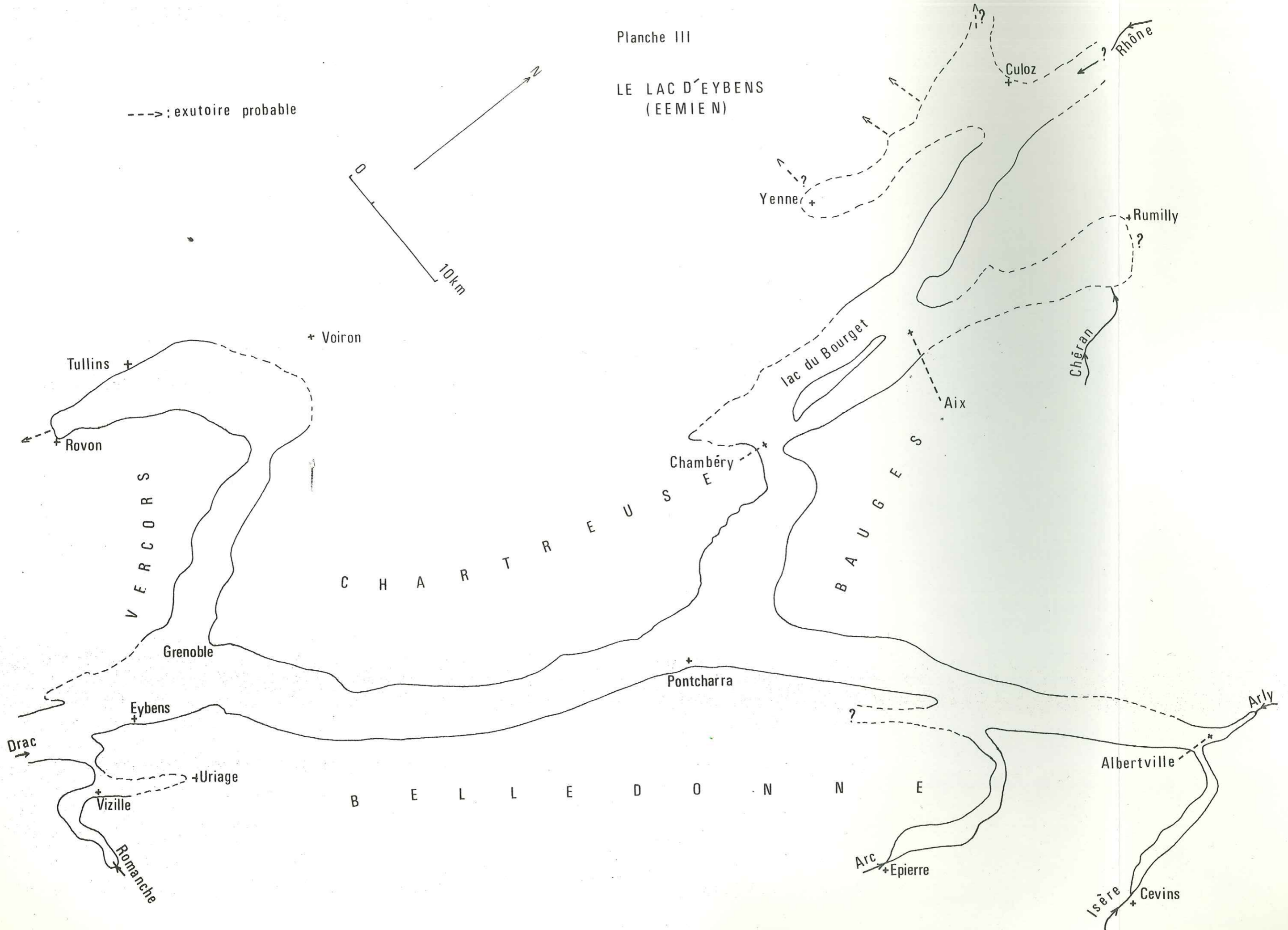
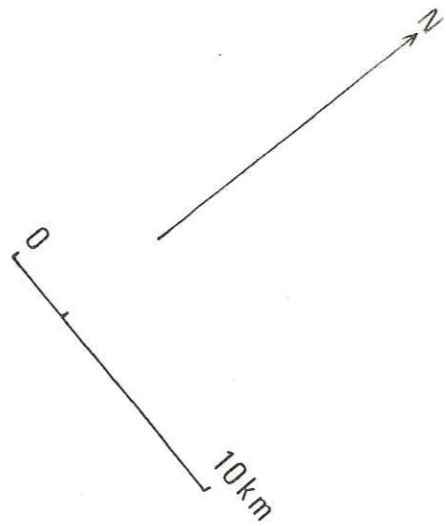
Une digitation de ce lac occupait la trouée d'Aix-les-Bains en direction de Rumilly ; les indices, là, sont nombreux et les altitudes correspondent de façon satisfaisante. En remontant la vallée du Rhône, on constate un changement au niveau de Fort l'Ecluse. Il est très possible qu'un important barrage ait existé là, séparant ainsi un lac inférieur communiquant ou non avec le lac d'Eybens, d'un lac supérieur équivalent du lac Léman actuel mais dont la surface devait se trouver à une altitude plus élevée.

Vers l'aval un seul barrage ne suffit pas pour retenir un lac à la cote de 400 m ; il en faut plusieurs entre Virieu le Grand et la trouée de la Balme à l'aval d'Yenne. Mais le volume des matériaux nécessaire pour réaliser ces barrages est bien inférieur à celui qu'il faudrait pour barrer la cluse de Chambéry à la même cote.

Planche III

LE LAC D'EYBENS  
(EEMIEN)

--->: exutoire probable



2.2.4. - CONCLUSIONS.

Les formations latérales anciennes sont constituées de sédiments analogues à ceux du remplissage alluvial. Les argiles d'Eybens sont, à de très rares exceptions près, les sédiments quaternaires les plus anciens que l'on trouve aussi bien sur les versants que dans la plaine. Au-dessus, viennent des sables dont les caractères traduisent souvent une sédimentation lacustre : ce sont les sables de Planaise (ou de la tranchée d'Echirolles) pour les versants et les sablons pour le remplissage alluvial. Les alluvions grossières viennent ensuite, mais, alors que sur les versants elles sont antérieures au Würm III, il s'agit d'alluvions récentes dans la plaine.

De plus, sur les versants, des moraines peuvent être visibles entre les différentes formations. Dans la plaine, c'est-à-dire en sondage, les moraines n'existent pas ou ne sont pas identifiables avec les techniques de sondage utilisées.

Les traces d'au moins trois lacs différents se retrouvent dans la lithologie des formations quaternaires.

- Le lac d'Eybens a occupé la vallée de l'Isère pendant l'Eémien ; sa surface se trouvait vers 400 m d'altitude ; il s'est maintenu pendant une longue période de l'ordre de 70 000 ans.

- Le deuxième lac a occupé une portion plus réduite de la vallée de l'Isère pendant l'inter-stade Würm II/III ; il a laissé des traces autour de la plaine de Montmélian et dans le Grésivaudan ; la cote de sa surface était voisine de 300 m.

- Enfin, un troisième lac a laissé des traces dans la plaine de Moirans et au débouché de la cluse de l'Isère ; il s'est installé après le retrait des glaciers du Würm III et sa surface se trouvait aux alentours de 220 m d'altitude.

Il convient, maintenant, d'étudier les mécanismes qui ont présidé aux dépôts de ces formations et, plus particulièrement, le rôle joué par les glaciers.

## 2.3. - LE SURCREUSEMENT "GLACIAIRE"

### 2.3.1. - DESCRIPTION.

La grande épaisseur du remplissage alluvial montre l'existence d'un important surcreusement c'est-à-dire qu'en de nombreux points de la vallée, le substratum se trouve plus bas, et même parfois beaucoup plus bas, que le seuil de Rovon, premier endroit, vers l'aval, où l'Isère coule sur des formations antérieures au Quaternaire. Avant d'aborder l'étude de la stratigraphie des différents dépôts récents, il convient de se pencher sur le surcreusement de l'ombilic de Grenoble, dont le rôle hydrogéologique sera, peut-être, considérable.

A Rovon, l'Isère coule sur un substratum molassique d'âge Miocène reposant lui-même sur les calcaires urgoniens ; l'altitude de ce seuil est de 175 m et l'on peut admettre sans difficultés qu'elle n'a fait que baisser depuis le début du Riss au moins. On n'a, en effet, jamais retrouvé la moindre trace de mouvement tectonique important dans les dépôts postérieurs au Riss.

Si l'on remonte le cours de l'Isère, on ne retrouve le substratum qu'à Cevins, à 15 km en amont d'Albertville vers 380 m d'altitude. Entre Cevins et Rovon, sur quelque 180 km, l'Isère coule sur un tapis d'alluvions. Dans cet ombilic, le substratum n'a jamais été atteint par aucun sondage sauf très près des versants.

Les prospections géophysiques donnent une image de la forme du toit du substratum entre Rovon et Moirans. On voit l'épaisseur du remplissage alluvial augmenter de l'aval vers l'amont d'une façon relativement régulière, pour atteindre environ 80 m au droit de Moirans.

Au-delà de Moirans, l'épaisseur des argiles ne permet plus la détermination de la profondeur du substratum, par les méthodes de prospection électrique. On peut seulement déduire des résultats obtenus que l'épaisseur du remplissage alluvial doit dépasser 100 m dans pratiquement toute la cluse de l'Isère, sans qu'il soit possible de dire s'il existe des seuils au niveau de Voreppe, en particulier à l'aval de la zone où une prospection sismique situe le substratum aux environs de - 400 m.

Nous avons déjà vu ce qu'il en était dans la plaine de Grenoble et en Grésivaudan. Au Sud de Grenoble, dans la vallée du Drac, le surcreusement atteint 100 m au moins dans le bassin de Reymure (L. MORET et al, 1959) et 70 m dans celui de Vizille, dans la vallée de la Romanche (R. MICHEL, 1959).

Les choses se compliquent en amont du Grésivaudan car les données sont moins nombreuses. Dans la plaine de Montmélian, les prospections géophysiques montrent un enfoncement beaucoup moins rapide du substratum sous les formations quaternaires que dans le Grésivaudan.

En amont de Montmélian, la dépression creusée par les glaciers rissiens est en partie occupée par les formations de la banquette de Planaise. L'Isère ne coule probablement pas au centre de cette vallée. Le surcreusement doit être encore très important puisqu'il dépasse 60 m à Saint-Jean de la Porte à moins de 500 m du bord de la vallée dont la largeur dépasse, là, 3 km.

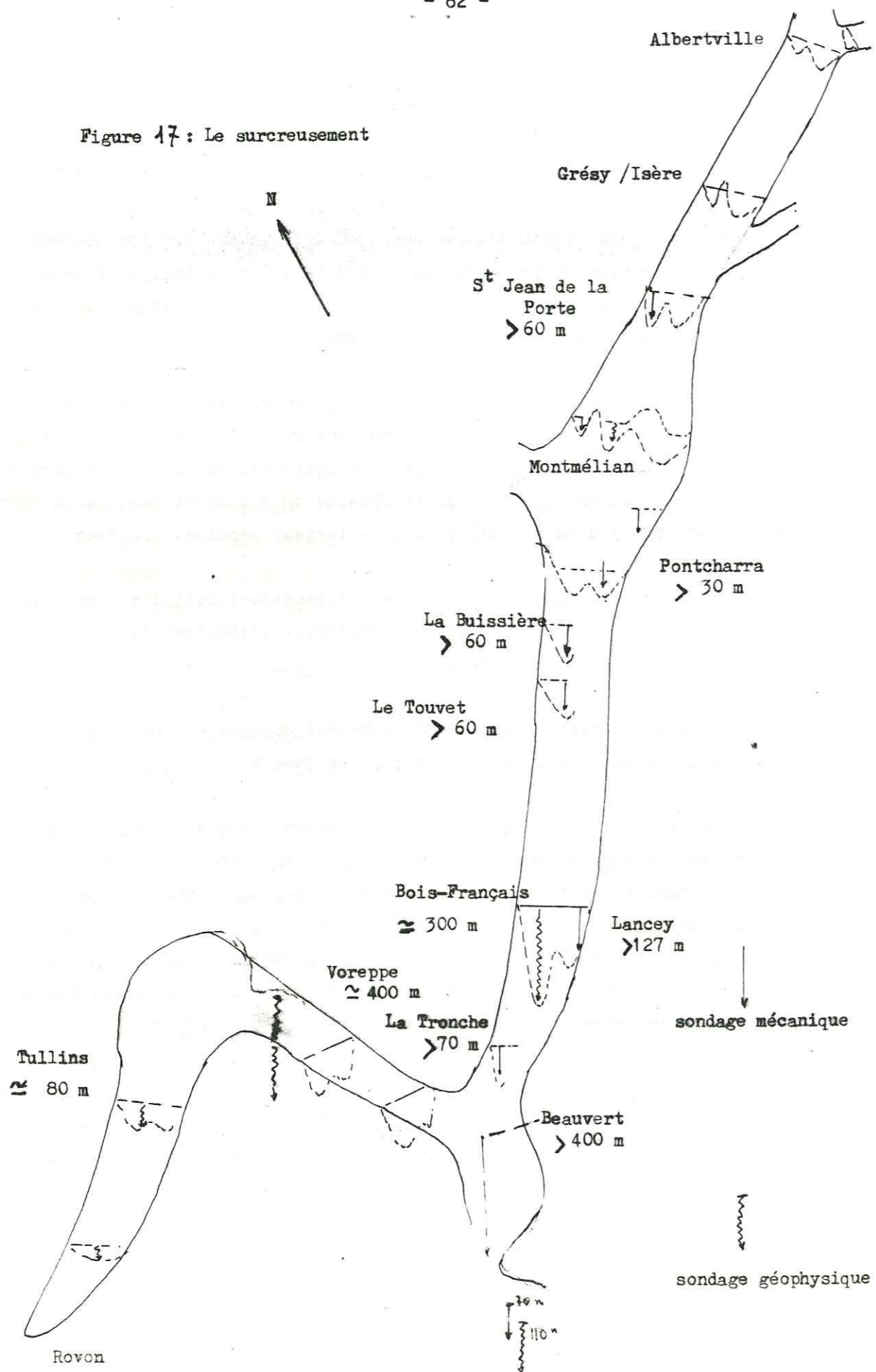
Au-delà du confluent de l'Arc, le surcreusement doit diminuer ; en effet, j'ai retrouvé une butte de calcaires marneux, affleurant au sein des alluvions, à l'Ouest du pont de Grésy.

En amont d'Albertville, le surcreusement dépasse encore 50 m ; c'est tout ce qu'il est possible de dire pour le moment.

Dans la cluse de Chambéry, le surcreusement tend à diminuer d'Est en Ouest, pour venir s'annuler au niveau de la ville, où l'on voit affleurer les calcaires du Jurassique supérieur. Il reprend au-delà pour atteindre des valeurs importantes, rapidement, si l'on veut bien se souvenir de la profondeur du lac du Bourget, qui est de 231 m. Le fond du lac ne donne pas la valeur maximale du surcreusement puisqu'il existe certainement des sédiments, sur une épaisseur encore inconnue.

Le site de Chambéry marque donc le lieu où s'affrontaient les glaciers du Rhône et de l'Isère au moment où se manifestait l'érosion glaciaire, c'est-à-dire au Riss. Cet affrontement provoquait une zone de moindre pression qui explique l'absence de surcreusement.

Figure 17 : Le surcreusement



La forme du surcreusement n'est connue que dans la plaine à l'aval de Moirans, où la géophysique montre le substratum molassique s'enfonçant lentement sous les formations quaternaires. Partout ailleurs, aucun élément ne permet de dire si la pente du substratum est faible en amont des verrous ou si, au contraire, elle est très forte. La situation rencontrée en aval de Moirans est très probablement due à la diminution d'épaisseur du glacier qui devait se terminer très près de Rovon.

Pour ce qui est de la pente du substratum en amont des verrous, on peut seulement raisonner par analogie. En Suisse, dans le Valais, à moins de 500 m à l'amont du verrou de Saint-Maurice, un sondage est descendu à 300 m dans les formations quaternaires sans rencontrer le substratum (P. FREYMOND, 1971). Lors des travaux du barrage du Chambon, sur la Romanche, construit sur un verrou, un surcreusement a été trouvé dont la pente, à l'amont du site, était quasiment verticale, pour une profondeur de plusieurs dizaines de mètres (R. BARBIER et M. GIGNOUX, 1955).

Plusieurs éléments doivent intervenir pour déterminer la forme et l'importance du surcreusement. La nature de la roche concernée et la structure sont, évidemment, deux de ces éléments ; mais l'épaisseur du glacier, sa direction par rapport aux structures et la forme de la vallée doivent aussi jouer un rôle.

### 2.3.2. - ORIGINE.

Partout où ce surcreusement a été étudié, tant par la géophysique que par sondages, on a trouvé des argiles d'Eybens, comme remplissage profond. Les argiles ont été trouvées au contact direct du substratum, dans la banquette de Planaise, à La Gache, dans le Grésivaudan, aussi bien que dans la partie aval de la plaine de Moirans. Lorsque ce n'est pas le cas, seuls quelques mètres d'éboulis ou de formations grossières mal définies séparent les argiles du substratum.

Ceci revient à dire que, dans tout l'ombilic de Grenoble, au sens large, le maximum du surcreusement est dû aux glaciers rissiens, et en tout cas à la dernière avancée de ces glaciers.

Les glaciers würmiens n'ont pas débarrassé tous les dépôts rissiens et post-rissiens puisque l'on retrouve les argiles d'Eybens pratiquement partout

dans l'ombilic. Les glaciers rissiens avaient eux attaqué le substratum en de nombreux points puisque les argiles d'Eybens reposent au contact de ce substratum. Donc, très probablement, dans l'ensemble de la zone étudiée, aussi bien sous les alluvions que sur les versants, on ne retrouvera aucune trace de dépôts liés aux glaciations antérieures au Riss. De telles traces ne peuvent se retrouver qu'au-delà de la limite atteinte par les glaciers rissiens, dans la Bièvre-Valloire en particulier.

On peut se demander pourquoi les glaciers rissiens qui ont provoqué le surcreusement maxima n'ont pas eu l'extension maximale. Cela tient très probablement aux conséquences de l'érosion. Les premiers glaciers se sont développés sur un massif dont l'altitude moyenne devait être plus élevée que de nos jours, par contre, les vallées étaient beaucoup moins profondes, donc les hauteurs de glace atteintes dans les axes d'écoulement étaient beaucoup plus faibles, et, par conséquent, le pouvoir érosif moins grand. Ce n'est que progressivement, par l'effet conjugué de l'érosion glaciaire, de l'action des torrents sous-glaciaires et des eaux de fonte au front des langues que les grandes vallées ont été creusées à l'image de ce que l'on peut voir actuellement.

Les premiers glaciers qui se sont avancés hors des Alpes (Biber, Donau ?), ont trouvé une morphologie et un réseau hydrographique différent du réseau actuel ; très probablement, le bassin versant drainé par la cluse de l'Isère était beaucoup plus réduit que le bassin actuel de l'Isère. Ces premiers glaciers n'ont donc pris aucune part au creusement des vallées telles que nous les voyons actuellement. Au débouché de la cluse une sorte de vaste cône de déjection, ou de glacis comme on en voit encore des traces au pied des Monts du Matin, à l'Est de Valence, se raccordait à la vallée du Rhône avec une pente relativement forte puisque l'altitude moyenne devait être voisine de 900 m au niveau de Voreppe (G. MONTJUVENT, 1969 b).

Si donc les glaces sont allées très loin en direction du sillon rhodanien, cela tient à cette pente, mais cela peut tenir aussi à une origine légèrement différente de ces glaces. Il est très possible que les premières traces imputables aux glaciers que l'on peut décrire près de la vallée du Rhône, au débouché de la Bièvre-Valloire, soient dues aux avancées d'un vaste glacier qui "drainait" le bassin du Rhône, celui de l'Isère et celui de l'Arc et qui longeait le flanc Nord-Ouest de la Chartreuse avant de s'écouler vers l'Ouest. Seuls, alors, les glaciers du Drac et de la Romanche, empruntaient

la cluse de l'Isère pour venir confluer avec le glacier principal au niveau de Rives.

Très tôt, les deux axes de drainage, vallée de l'Isère et plaine de Bièvre, se sont individualisés, mais rien ne permet d'affirmer que l'Isère a toujours coulé au même endroit.

La mise en évidence d'une vallée fossile sous des formations attribuées au Riss et au Mindel montre l'ancienneté de la Bièvre-Valloire comme axe d'écoulement. Il s'agit, d'ailleurs, probablement d'un axe beaucoup plus ancien qui se serait manifesté au pliocène et dont on trouve des traces à Saint-Paul d'Izeaux (D. FOURNIER, 1974) ainsi qu'à Marcollin, où j'ai retrouvé des argiles bleues analogues aux marnes du Pliocène de la vallée du Rhône. Une prospection géophysique a, par ailleurs, montré l'existence d'un ancien "sillon" à Thodure, c'est-à-dire entre Saint-Paul d'Izeaux et Marcollin. Il y a là, une ancienne vallée fluviale vers l'Est qui devait déboucher dans une "ria" un peu à l'Est de Marcollin.

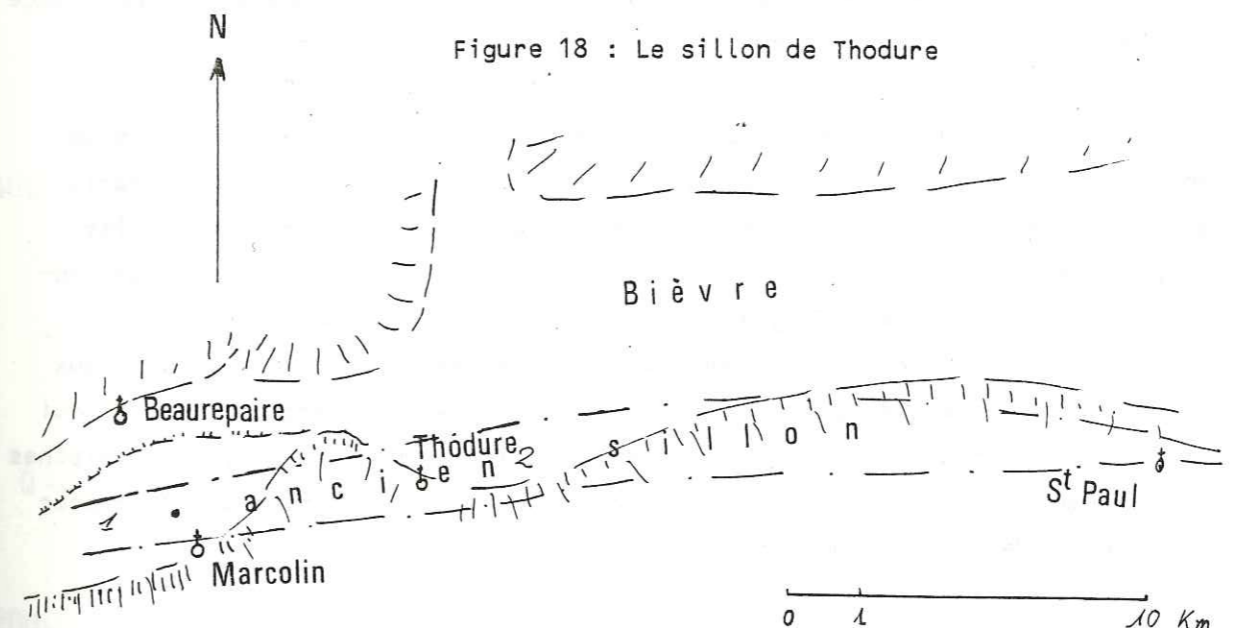


Figure 18 : Le sillon de Thodure

1 = marnes bleues ; 2 = formations alluviales

L'amplitude du surcreusement (plus de 350 m à Beauvert) montre l'importance de l'érosion glaciaire dans la vallée de l'Isère. La présence de sédiments éémiens au contact (ou très près) du substratum permet d'attribuer aux glaciers du Riss, l'approfondissement maximal de la vallée.



### 2.4. - L'EROSION GLACIAIRE

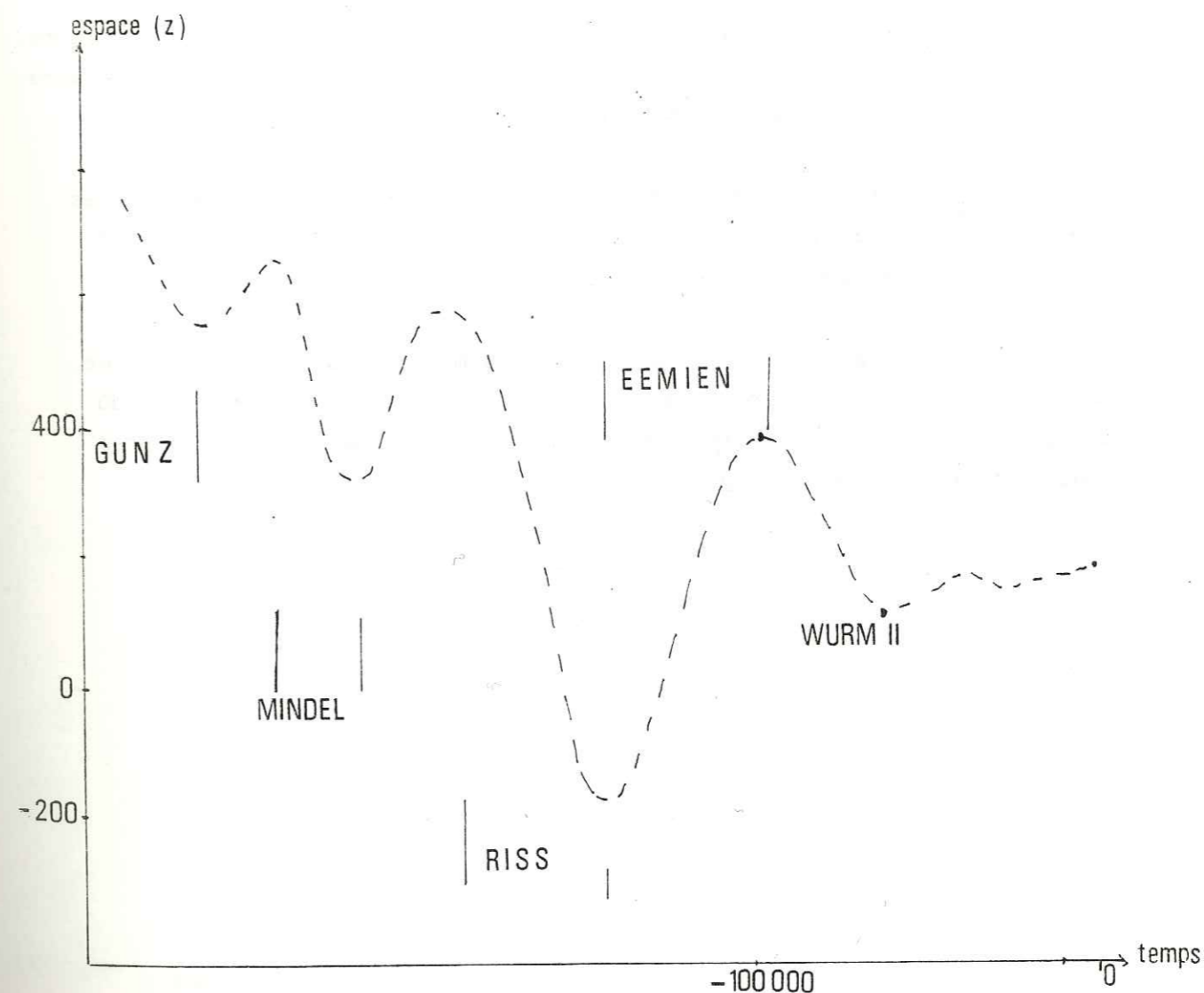
Le surcreusement est, certainement, la manifestation la plus spectaculaire de l'érosion glaciaire. Pour apprécier comment elle a agit et quels sont ses effets, considérons un point de la plaine de Grenoble qui se trouve, aujourd'hui, à une altitude voisine de 200 m ; nous pouvons reconstituer une partie de la courbe espace-temps décrite par ce point. On connaît, en effet, la nature des sédiments qui se trouvent sous ce point. A la fin du Würm II, lorsque le glacier a quitté la cuvette de Grenoble, ce point se trouvait à 180 m d'altitude environ, puisque l'on trouve 40 m d'alluvions récentes, reposant sur des argiles d'Eybens qui portent l'empreinte de la surface d'érosion glaciaire. Avant cet épisode glaciaire, la cote de notre point était voisine de 400 m, ce qui correspond à la cote de la surface du lac d'Eybens (l'altitude de notre point était peut être plus basse si l'on admet que le lac n'a pas été, à cet endroit, entièrement comblé par les argiles). Avant l'Eémien, c'est-à-dire juste après le retrait du dernier glacier rissien, la cote du point était inférieure à - 180 m, puisqu'on trouve plus de 400 m de remplissage postérieur au Riss, dans la cuvette de Grenoble.

On manque d'information et d'élément pour connaître l'histoire de notre point avant le Riss, mais il n'y a pas de raison pour que le scénario ait été bien différent, pour les épisodes glaciaires ayant précédé le Riss. Le passage d'un glacier entraîne une phase d'érosion importante avec surcreusement. Après le retrait du glacier intervient obligatoirement une phase de dépôt (de remblaiement). On ne peut donc qu'émettre des hypothèses quant aux valeurs de l'érosion et du remblaiement relatives aux différents épisodes qui ont précédé le Riss. On peut aussi admettre à l'origine, des altitudes voisines de 1 000 m, si l'on admet (voir plus haut) une altitude voisine de 900 m pour le débouché de la cluse de l'Isère au début du Quaternaire.

La courbe donnant l'altitude, par rapport à la mer, d'un point de la plaine de Grenoble en fonction du temps, donne (voir figure n° 19) entre la fin du Riss et l'époque actuelle, une variation d'altitude de l'ordre de 400 m au minimum. De la même manière, pour un point situé à Lancey, on trouverait 150 m environ, mais de l'ordre de 300 m pour un point de la boucle de Bois-Français, à moins de 2 km du pont de Lancey.

Si l'érosion glaciaire n'est pas continue sur un profil longitudinal, ce que montre bien la succession d'ombilics élémentaires qui constituent l'ombilic de Grenoble, il en est de même sur un profil transversal. L'étude de la morphologie glaciaire, c'est-à-dire de la morphologie imprimée dans un "paysage" par un glacier, va nous montrer quelles sont les formes originelles liées aux passages des glaciers, dans les grandes vallées.

Figure 19 : Courbe espace/temps pour un point de la plaine de Grenoble



On peut toutefois se demander pourquoi les glaciers würmiens et en particulier ceux du Würm II ont beaucoup moins approfondi la vallée de l'Isère que ceux du Riss. Cela ne tient pas uniquement à la moins grande épaisseur de glace. Il faut voir là, très probablement, le rôle des argiles d'Eybens. Elles ont constitué le tapis sur lequel s'est avancé le glacier au Würm II. Celui-ci a rapidement décapé les dépôts superficiels et s'est trouvé en contact avec les argiles. Celles-ci doivent très bien résister à l'érosion glaciaire. En effet elles représentent une masse beaucoup plus homogène que toutes les autres formations géologiques de la région. Elles ne se délitent pas. Il n'y existe aucune fissuration, pas de point de faiblesse que la glace pourrait agrandir. Elles résistent très bien à la gélifraction. Lorsque la glace vient au contact des argiles, il se forme un tapis lubrifiant qui limite l'abrasion. La structure des argiles ne permet pas les arrachements de particules. Or l'érosion glaciaire intervient par abrasion et arrachement.

Seules les eaux des torrents sous-glaciaires viennent entailler les argiles, mais les gorges qu'elles peuvent y creuser se referment rapidement lorsque les torrents changent de lit.

Tout cela explique le faible approfondissement de la vallée qui ne dépasse deux cents mètres qu'en de rares points, alors que le creusement dû aux glaciers rissiens a atteint des valeurs de l'ordre de huit cents mètres dans la plaine de Grenoble par exemple.

## 2.5. - MORPHOLOGIE GLACIAIRE

### 2.5.1. - Description.

Le toit des argiles d'Eybens représente la surface d'érosion sculptée par les glaciers würmiens et fossilisée en de nombreux endroits, par les dépôts postérieurs. Les glaciers ont en effet déblayé les formations qui avaient pu se déposer sur ces argiles et sont venus imprimer leur marque sur cette formation très homogène, où la géophysique et les sondages permettent de la retrouver encore aujourd'hui.

Deux éléments caractérisent cette morphologie fossile. D'une part, on retrouve une série d'ombilics élémentaires, c'est-à-dire d'ondulations longitudinales par rapport à l'axe de la vallée ; d'autre part partout où les données sont suffisamment nombreuses, il est possible de mettre en évidence des ondulations transversales.

Dans la cluse de l'Isère, les argiles d'Eybens sont entaillées par deux sillons parallèles que l'on peut suivre depuis le confluent Drac-Isère jusqu'au niveau de Voreppe. Ces sillons sont séparés par une crête qui est interrompue au droit de Saint-Egrève et ensuite à l'aval de Voreppe. La profondeur des sillons atteint 20 à 25 m pour une largeur toujours supérieure à 100 m. La cote du fond de ces sillons interdit de voir, là, la trace d'une érosion fluviale liée à l'Isère et au Drac. Elle est, en effet, inférieure à celle, actuelle, du seuil de Rovon. Or, celui-ci n'a pu que s'abaisser depuis l'époque où ces sillons ont été entaillés, c'est-à-dire le Würm II.

La forme de ces sillons est totalement différente de celle des entailles produites par un torrent sous-glaciaire. Chaque fois qu'il est possible de voir des argiles compactes affectées par une érosion de ce type, on y observe un véritable canyon miniature avec des pentes très raides et une largeur faible.

Les prospections géophysiques ne sont pas assez précises pour affirmer que de tels canyons n'existent pas au sein des sillons entaillés par les glaciers. Il est peut-être possible d'y trouver des entailles analogues à celles observées dans les sables de la banquette de Planaise (figure 20). Les prospections électriques ont montré l'existence de sillons semblables dans le Grésivaudan,

dans la Combe de Savoie et dans la plaine de Moirans (\*).

Les pentes faibles (1 pour 4 à 1 pour 6) sont incompatibles avec une érosion fluviale qui aurait, au contraire, imprimé de véritables traits de scie au sein des argiles. Seul le passage d'un glacier a pu donner une telle morphologie.

Après le retrait des glaciers würmiens, le fond de la vallée présentait une morphologie très vallonnée, avec des crêtes allongées parallèlement à l'axe de la vallée, sur lesquelles quelques blocs erratiques et quelques minces dépôts morainiques rappelaient seuls le passage des glaciers.

Les reliefs allongés ne peuvent être assimilés à des "drumlins" puisqu'il s'agit de formes d'érosion et non de formes de dépôts.

Cette morphologie fossile ne correspond pas à l'image d'une vallée glaciaire, en U et à fond plat. Cela ne tient évidemment pas aux glaciers qui l'ont façonnée. La mécanique de l'érosion glaciaire peut être considérée comme indépendante de l'âge du glacier. Il faut donc admettre que cette morphologie est liée à la nature lithologique et en particulier à la grande homogénéité et à la plasticité de la formation dans laquelle s'inscrit cette morphologie.

Il doit être possible de retrouver des formes semblables dans des terrains analogues ayant subi une érosion glaciaire. Les surfaces modelées par l'action des glaciers et non remaniées par l'action des eaux superficielles sont rares, mais elles existent. Sur de telles surfaces il doit être possible d'observer la véritable "morphologie" glaciaire.

A l'aval du confluent de l'Arc avec l'Isère, la banquette de Planaise s'allonge entre la vallée de l'Isère et la montagne de Mont-Raillat. Sur une douzaine de kilomètres de long et un ou deux de large, on retrouve une succession de buttes aux formes arrondies, allongées parallèlement à l'axe de la Combe de Savoie, séparées par des dépressions où ne coule aucun ruisseau la plupart du temps.

---

(\*) - Deux sondages récents (avril 1975) ont traversé 60 m d'alluvions plus ou moins grossières à La Buissière et au Touvet, confirmant ainsi l'existence de sillons entaillés dans les argiles, dans le Grésivaudan.

Du point de vue lithologique, il s'agit surtout de sables finement lités, mais aussi des graviers et même, par endroits, les calcaires marneux du Dogger affleurent.

Aussi bien sur les reliefs que dans les dépressions, une fine pellicule de dépôts glaciaires, qui peut se réduire à quelques blocs erratiques, recouvre les formations du substratum.

Cette morphologie est donc tout-à-fait identique à la morphologie fossile du toit des argiles d'Eybens. La banquette de Planaise, suspendue à environ 100 m au-dessus de la vallée actuelle de l'Isère, a été épargnée par l'action érosive des cours d'eau. Elle a gardé l'empreinte des glaciers pratiquement intacte.

La répartition des zones en relief et des dépressions semble obéir à une certaine logique. Une certaine régularité se voit, en effet, dans les ondulations tant transversales que longitudinales. Ce type de formes se retrouve partout où les glaciers ont entaillé des roches relativement homogènes, c'est-à-dire là où la structure géologique ne vient pas masquer le phénomène.

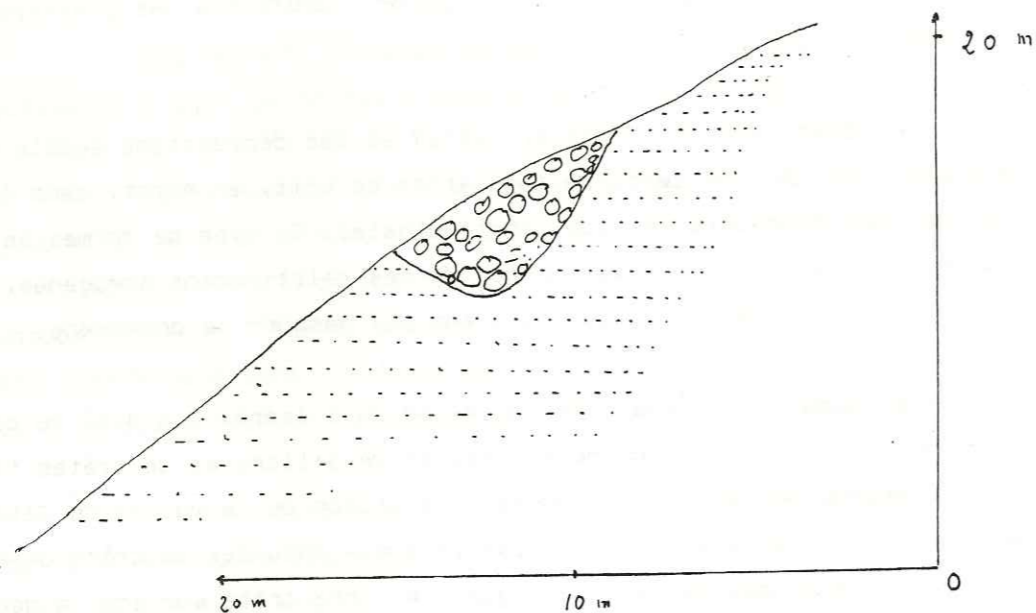
Une coupe transversale de la vallée de l'Isère, à l'aval du confluent de l'Arc, montre l'existence d'une succession de sillons et de crêtes (fig. 21). On trouve d'abord, en partant du Sud-Est, le sillon de la vallée du Gélon, recreusé en partie par l'érosion fluviale avec, ensuite, la crête de Montraillat, formée par les calcaires marneux du Dogger. A cette crête succède la dépression de Coise-Malataverne entaillée en partie dans le Dogger, en partie dans les formations quaternaires. On passe ensuite aux reliefs de Château-Neuf entièrement constitués de sables et graviers reposant sur des argiles type Eybens. Plus vers le Nord-Ouest, l'entaille actuelle de la vallée de l'Isère masque l'ancienne dépression où la rivière a dû s'engager après le retrait des glaciers. Le cône de déjection de Saint-Pierre d'Albigny cache, en partie, une crête constituée de calcaires marneux et une dépression creusée dans la même formation avant d'atteindre les pentes de la Dent d'Arclusaz.

Tout le long de cette coupe, partout où l'érosion fluviale n'a pas retouché les formes, une mince pellicule de dépôts glaciaires recouvre indifféremment les calcaires marneux ou les sables et graviers.

La morphologie ne permet d'ailleurs pas de distinguer ces deux types de roches. Le modelé "glaciaire" est identique dans les deux cas. Plusieurs figures de sédimentation confirment de façon indiscutable l'origine glaciaire de ce modelé.

Les sillons dûs à des écoulements sous-glaciaires temporaires se voient souvent dans les sables.

Figure 20 : Sillon dans le sable de la banquette de Planaise



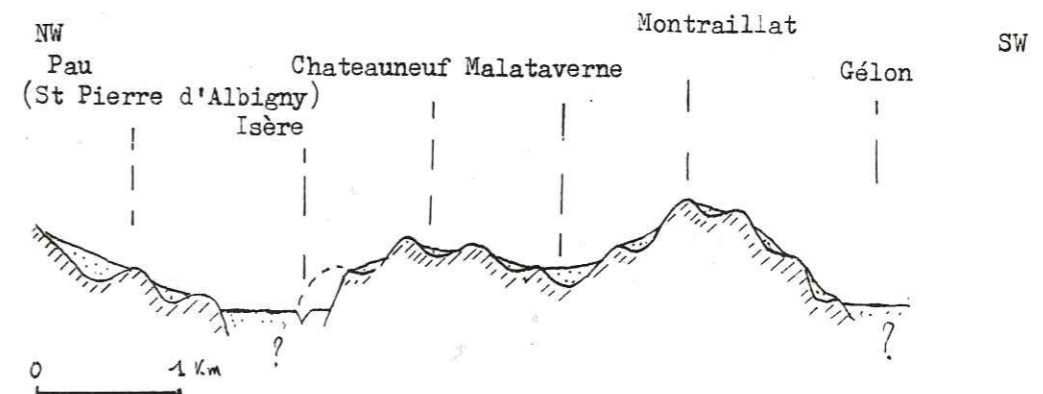
On observe aussi des placages de sédiments hétérogènes à litage très incliné et irrégulier, discordants sur le substratum sableux ou calcaire : il s'agit de sédiments glissés dans la rimaye.

Les blocs erratiques sont nombreux ; ils reposent parfois directement sur les formations du substratum.

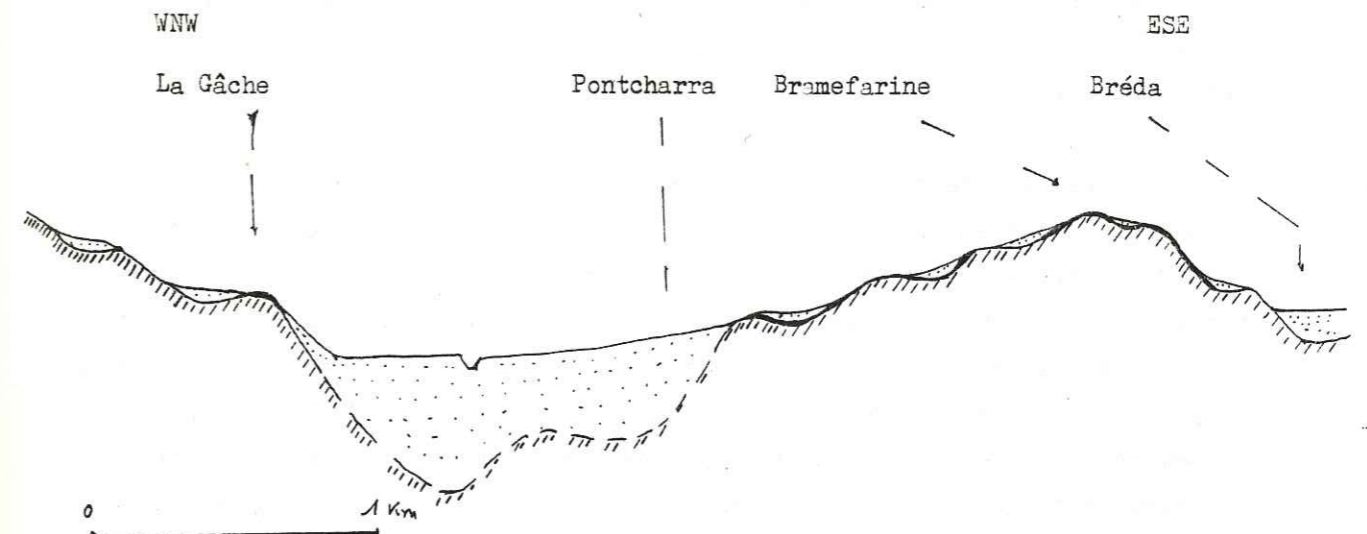
Cette zone de la vallée de l'Isère montre, en de nombreux points, une surface d'érosion glaciaire pratiquement intacte, que l'on peut suivre sur une dizaine de kilomètres de long, avec une succession de buttes et de dépressions allongées suivant l'axe de la progression du glacier. Ces éléments sont eux-

Figure 21 : Coupes transversales de la vallée de l'Isère

1) en aval du Pont Royal



2) à Pontcharra



surface d'érosion glaciaire



éboulis ou alluvions déposés après le retrait du glacier

mêmes affectés d'ondulations plus ou moins marquées. De telles ondulations se retrouvent aussi bien dans les calcaires marneux que dans les formations meubles, graviers et sables.

Tout se passe comme si l'on était en présence de deux familles d'oscillations ayant des longueurs d'ondes différentes, de l'ordre du kilomètre dans le premier cas et de l'hectomètre dans le deuxième.

Les ondulations "hectométriques" sont bien conservées dans la banquette de Planaise en raison de la nature du terrain qui limite considérablement le ruissellement superficiel. L'érosion ne s'y fait pratiquement pas sentir.

Il existe, en outre, une sorte d'ondulation longitudinale qui vient se superposer à l'abaissement général du relief en direction de la plaine de Montmélian.

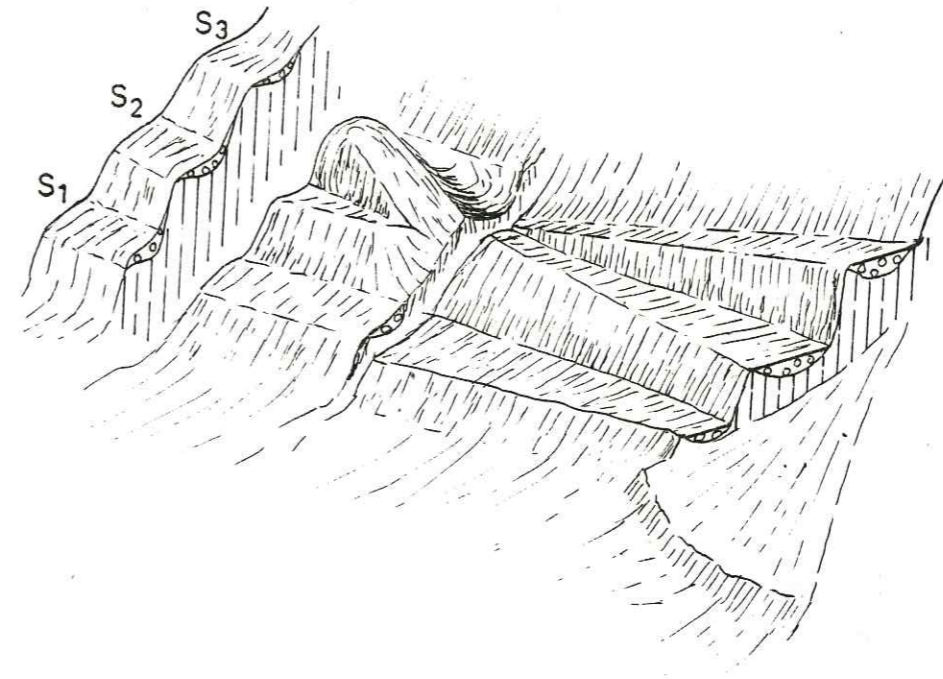
Plus à l'aval, la banquette de Francin, à l'Ouest de Montmélian présente une morphologie analogue. Une mince pellicule de dépôts glaciaires recouvre des sables fluviatiles. Les sondages ont permis de compléter les observations faites dans les gravières et dans les fouilles et de montrer la continuité des formations meubles (sables et graviers fluviatiles) sous les dépôts glaciaires.

Ce type de morphologie se poursuit en direction de la cluse de Chambéry, masqué en partie par l'écroulement du Granier au Sud et par les érosions liées aux eaux de fonte et à la Leysse. On trouve, aux Marches en particulier, des buttes, constituées de formations glaciaires, dont la forme rappelle à s'y méprendre, les ondulations positives de la banquette de Planaise. La première idée qui vient à l'esprit est qu'il s'agit là de "drum-lines". Mais il semble bien que l'on se trouve en présence de formes d'érosion et non d'accumulation. J'en viens à penser qu'il s'agit de moraines de fond déposées dans un stade glaciaire antérieur et affectées par l'érosion d'un nouveau stade glaciaire sans qu'il soit possible, pour l'instant, de donner un numéro à ces stades que l'on peut, toutefois, rattacher au Würm.

Une morphologie identique peut se retrouver aussi dans la partie amont du Grésivaudan. Une coupe au niveau de Pontcharra met en évidence la même succession de sillons et de crêtes (fig. 21).

Plus à l'aval, toujours dans le Grésivaudan, des sillons, recoupés par une phase d'érosion postérieure, ne montrent plus qu'un demi sillon qui peut faire penser à une ancienne surface d'érosion. C'est le cas à Goncelin.

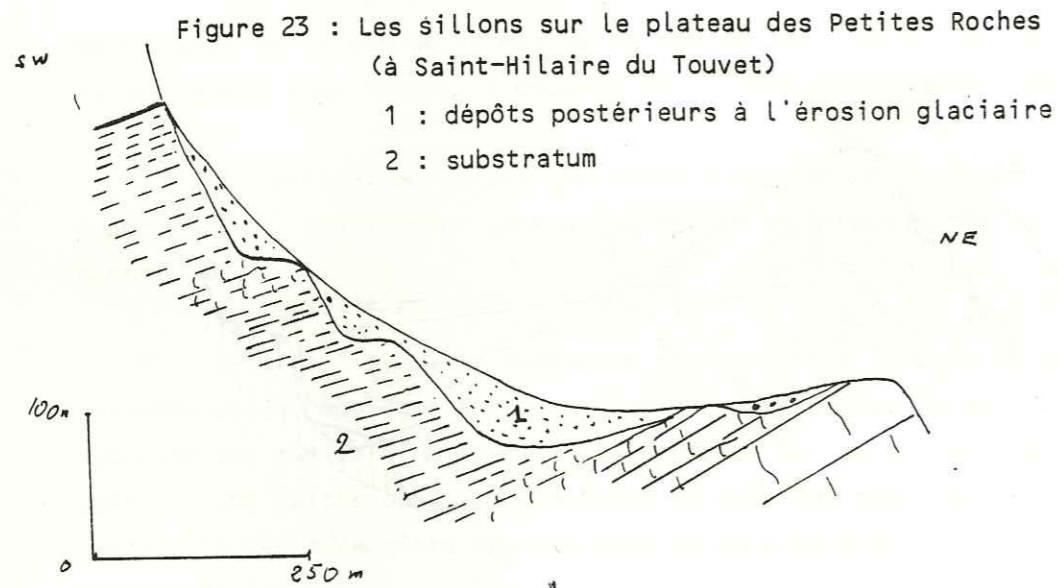
Figure 22 : Les sillons en rive gauche du Grésivaudan à Goncelin



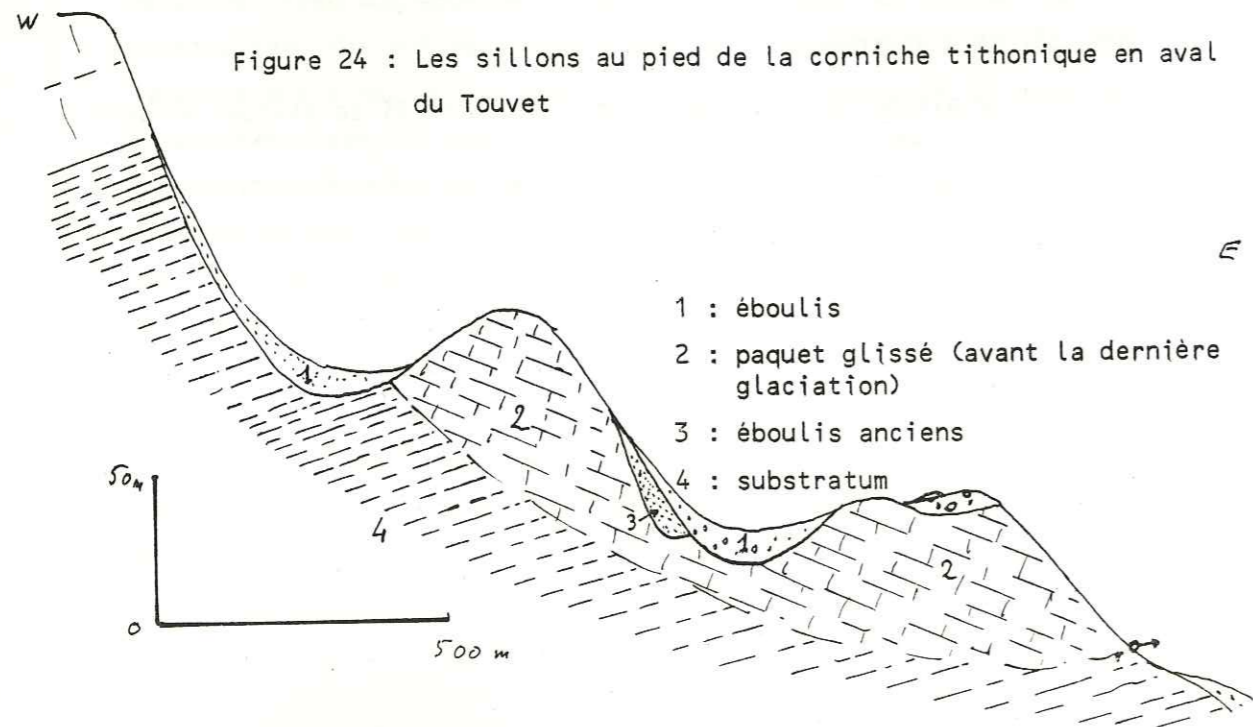
S1, S2, S3 : sillons

On voit le sillon S2 se biseauter et le sillon S3 se diviser en deux

En rive droite du Grésivaudan, en raison de la lithologie (présence de couches calcaires dures et de couches marneuses tendres) et de la structure (pendage inverse relativement constant), la morphologie d'érosion glaciaire est moins marquée. Toutefois un sillon principal peut se suivre sur le plateau des Petites Roches avec une série d'ondulations secondaires mises en évidence lors de recherches d'eau. Ces sillons sont creusés dans les formations marneuses du Valanginien.



Plus bas, sur le versant, au Sud du Touvet, un bloc glissé et des formations quaternaires (éboulis) ont été affectés par une érosion glaciaire et montrent deux sillons.

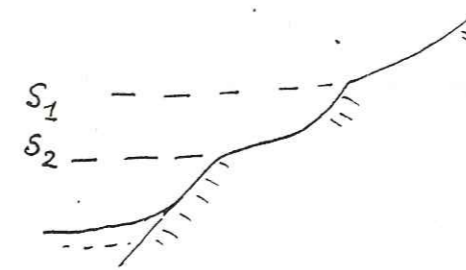


Le même type de morphologie se retrouve dans la vallée du Drac et dans celle de la Gresse, pour ce qui est du bassin de l'Isère. Mais celui-ci n'a pas l'exclusivité de ces formes. On peut les découvrir dans toutes les vallées des Alpes et en particulier en Suisse où certains exemples sont particulièrement spectaculaires.

2.5.2. - Origine du phénomène.

L'attention des géologues et géographes avait été attirée depuis longtemps par cette succession de reliefs : ce sont les gradins de Raoul Blanchard. Certains auteurs ont voulu y voir d'anciens niveaux d'érosion et donnaient la coupe ci-dessous pour appuyer leurs dires.

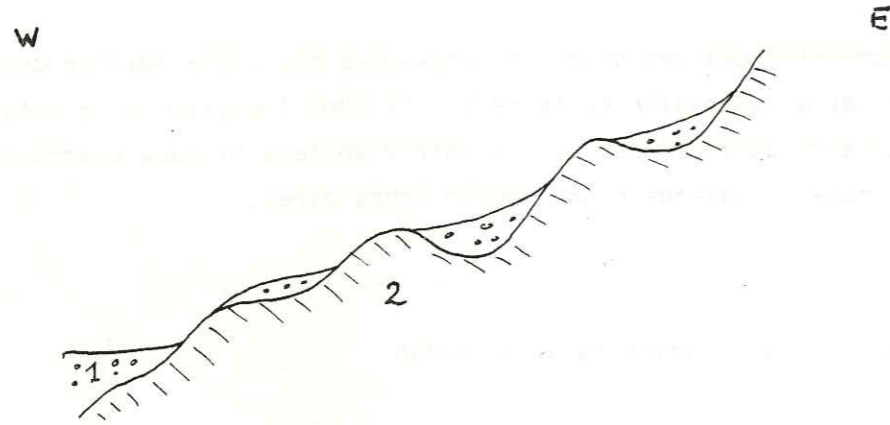
Figure 25 : Les gradins du Grésivaudan



S1 et S2 : anciennes surfaces d'érosions

Mais l'observation attentive de ces formes, ainsi que l'étude des coupes que l'on peut y trouver, montre une réalité un peu différente. La coupe ci-dessous a été faite entre Pontcharra et Saint-Maximin. Le remplissage postérieur du sillon peut masquer ou atténuer les ondulations de la surface d'érosion glaciaire.

Figure 26 : Les sillons en rive gauche du Grésivaudan



- 1 : dépôts postérieurs à l'érosion glaciaire
- 2 : substratum (Dogger) portant l'empreinte de l'érosion glaciaire

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 ces 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 ; le chenal s'élargit et s'approfondit ; les chenaux secondaires apparaissent.

Il ne faut pas négliger le rôle des poussées latérales sur les versants. Plus le versant est résistant, plus le sillon sera profond. La coalescence de deux glaciers importants va produire des sillons bien individualisés comme c'est le cas à l'aval du confluent Arc-Isère. L'ouverture de la vallée va, au contraire, provoquer un abaissement des crêtes.

L'existence de ces sillons intervient directement lorsqu'il s'agit de faire des captages sous-glaciaires. La pérennité des arrivées d'eau ne peut être garantie tant que tous les points bas d'un même profil n'ont pas été atteints. On ne sait d'ailleurs pratiquement rien sur la fréquence des changements d'écoulement (passage du torrent sous-glaciaire d'un sillon à l'autre).

### 2.5.3. - Conclusion.

Dans le cas de la vallée de l'Isère, il existe plusieurs surfaces d'érosion glaciaire qui peuvent se superposer ou bien se recouper (voir plus haut figure 15).

La plus ancienne d'après ce qui a été dit plus haut, doit se trouver au contact du substratum et être imputable aux glaciers du Riss. Elle a été fossilisée par le dépôt des argiles d'Eybens. Mais il est très probable que certains sillons liés à cet épisode ont été remplis par des produits grossiers, comme des moraines de fond, et des dépôts fluvioglaciers. Il peut alors exister une nappe dans ces formations. La détermination de la position, de la profondeur et de l'extension de ces sillons, sous les argiles d'Eybens, pose toutefois de sérieux problèmes techniques.

Une deuxième surface d'érosion correspond au toit actuel des argiles d'Eybens où l'on voit d'ailleurs souvent des sillons et des crêtes, en particulier dans la cluse de l'Isère. Cette surface d'érosion correspond très probablement au Würm II.

Une troisième surface d'érosion est visible dans la partie amont du Grésivaudan et dans la banquette de Planaise, où elle est particulièrement bien conservée. La morphologie façonnée par les glaces du Würm III est, là, pratiquement intacte sur plusieurs kilomètres carrés. Cette même surface d'érosion se retrouve dans la partie Est de la cluse de Chambéry, où, là aussi, elle a, en grande partie, échappé à l'érosion fluviale.

En plusieurs points des Alpes, des surfaces récemment abandonnées par les glaciers montrent une morphologie analogue. La zone des lacs, au Nord du glacier de Saint-Sorlin, offre, par exemple, de très belles ondulations transversales et longitudinales.

Les travaux, nombreux maintenant, sur les glaciers des Alpes ont mis en évidence l'existence de sillons et non pas d'un seul sillon comme on le pensait au début. Le captage des eaux sous le glacier d'Argentière a, en particulier, montré la complexité de cette morphologie.

Les surfaces d'érosion façonnées par les glaciers sont identiques, dans les sables de la banquette de Planaise, dans les calcaires marneux des collines bordières ou dans les argiles d'Eybens de la cluse de l'Isère. Partout ce sont les mêmes sillons allongés parallèlement à l'axe de la vallée, les mêmes buttes modelées par l'érosion.

De même que le profil longitudinal d'une vallée marquée par l'érosion glaciaire se caractérise par une série d'ombilics séparés par des seuils, le profil transversal montre toujours des sillons et des buttes, indépendamment des gorges qui peuvent être entaillées par les torrents sous-glaciaires ou les eaux de fonte, au moment du retrait du glacier.

Ces sillons traduisent des variations dans la pression que le glacier exerce sur le terrain qui le porte. Cela confirme qu'un glacier qui érode fortement des roches dures ici, peut laisser en relief des roches tendres, là. Dans la banquette de Planaise, il existe des sables qui ont supporté les énormes masses de glace du Würm II, qui devaient avoir plus de 1 200 m d'épaisseur à cet endroit là.

L'importance de cette morphologie, quelle soit actuelle ou fossilisée est très grande en hydrogéologie. La recherche de ressources en eau sous des épaisseurs importantes d'alluvions (ou tout au moins de formations post-glaciaires) doit en tenir compte. Deux sondages voisins peuvent atteindre le substratum, c'est-à-dire la surface d'érosion glaciaire, à des cotes très différentes, si l'on se place sur un profil perpendiculaire à l'axe du glacier.

Cette image des vallées façonnées par l'érosion glaciaire est assez différente de la vallée en U, décrite comme la preuve du passage des glaciers ; la vallée à fond plat à partir de laquelle a été définie cette vallée en U, n'est que le résultat du remblaiement des ombilics surcreusés par des apports

fluviatiles ou lacustres. Ce remplissage masque, évidemment, la surface d'érosion glaciaire et, de ce fait, les ondulations qui caractérisent ce type de morphologie disparaissent.

Seules des conditions structurales particulières peuvent permettre la formation de vallées en U, ou tout du moins de vallées où une partie peut être assimilée à un U. Il existe, en effet, de nombreux exemples de vallées à flancs verticaux. C'est le cas, chaque fois que l'érosion glaciaire a attaqué des formations calcaires horizontales ou présentant une direction structurale parallèle à celle de la vallée.



## 2.6. - ESSAI DE SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE

Le quaternaire de la vallée de l'Isère a fait l'objet de nombreuses études et, cela, depuis plus d'un siècle. Nombreuses sont les hypothèses et même les théories émises à partir des observations faites dans cette région qui englobe la vallée de l'Isère mais aussi le Bas-Dauphiné et la Savoie.

F. BOURDIER, dans un ouvrage remarquable paru en 1962 présente un historique très complet des travaux, études et théories faits sur cette région. La bibliographie, très complète, est une mine de renseignements pour le chercheur qui se penche sur la géologie du quaternaire.

Depuis cette date, beaucoup d'affleurements nouveaux ont été mis à jour ; des sondages, nombreux, ont traversé les différentes formations quaternaires. A partir de ces observations il est aujourd'hui possible de préciser et, peut-être, de simplifier la stratigraphie des dépôts quaternaires de cette région.

### 2.6.1. - LES ELEMENTS ANCIENS ET L'EEMIEN.

La vallée de l'Isère n'a conservé que peu de traces identifiables des événements antérieurs au retrait des glaciers rissiens. L'existence de formations grossières (?) a été déterminée par géophysique en certains points de la partie Nord de la banquette de Planaise, sous les argiles d'Eybens. Jamais atteintes par sondages, ces formations sont peut-être des moraines de fond des glaciers rissiens. On retrouve des indices identiques à La Gâche, où la géophysique et par la suite un sondage, ont montré l'existence d'argiles "à galets".

Malheureusement aucun des "galets" n'est mentionné comme étant du cristallin ; on ne peut même pas dire s'il s'agit de galets roulés ou d'éléments anguleux. Il peut, en effet, s'agir, soit d'une moraine de fond, soit d'éboulis, puisque cette formation, peu épaisse, repose sur les calcaires marneux du Dogger.

Il en est de même pour les quelques vingt mètres de formations grossières trouvées sous les argiles lacustres à Lancey, en 1920 que V. PIRAUD (1924) avait interprété comme une moraine de fond. Mais la position du sondage, à moins de 200 m du bord de la vallée, dans l'axe de la gorge, par où le

torrent de Lancey rejoint le Grésivaudan, me pousse à penser qu'il s'agit plus vraisemblablement d'un cône de déjection imbriqué dans les argiles.

Il faut aller ensuite au-delà de Moirans pour retrouver des dépôts liés au Riss. Ce sont les moraines de Rovon qui représentent probablement les restes de la digue sur laquelle venait s'appuyer le lac dans lequel se déposaient les argiles d'Eybens.

La moraine de Cap Marceline, près de Pont de Claix, attribuée au Riss par L. MORET (1948), repose, elle, sur les argiles d'Eybens et date donc du Würm.

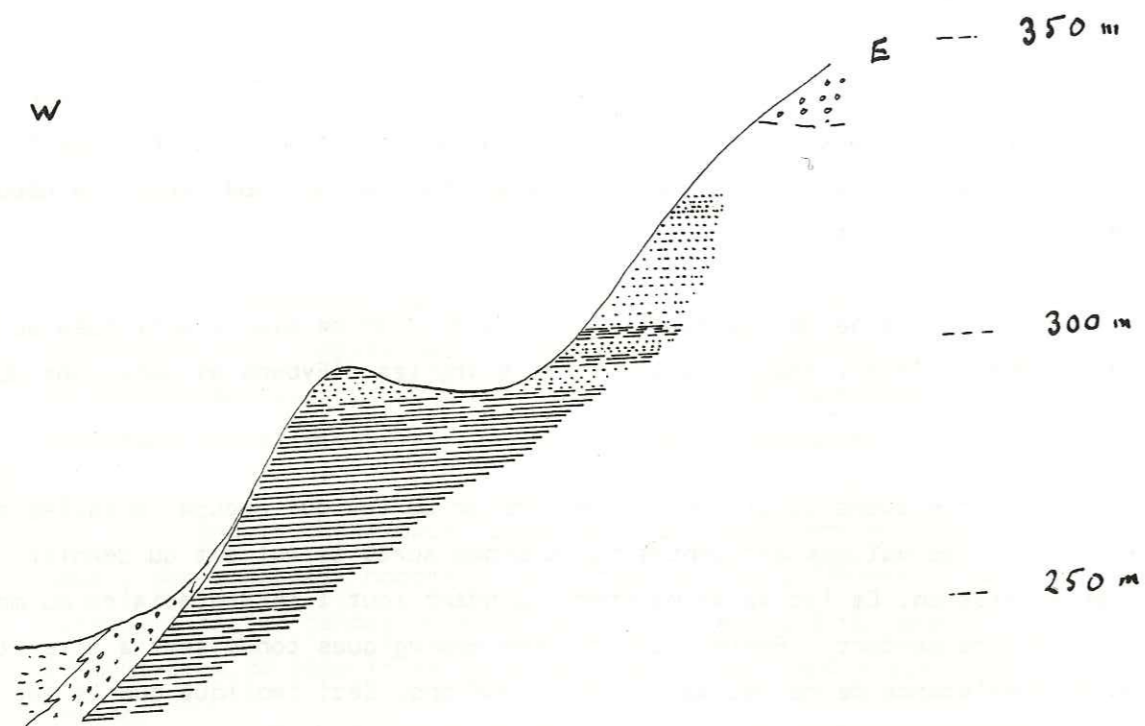
Nous avons vu plus haut l'extension du lac qui occupe la vallée de l'Isère et les vallées affluentes ou voisines après le retrait du dernier glacier rissien. Ce lac va se maintenir pendant tout l'interglaciaire au moins, c'est-à-dire pendant l'Eémien. Les données géologiques conduisent à fixer la durée d'existence de ce lac autour de 70'000 ans. Ceci implique que le lac se serait maintenu pendant une partie au moins du début du Würm.

La nature et l'homogénéité des sédiments qui se déposaient dans ce vaste lac implique un climat tempéré et un grand développement de la végétation, sur l'ensemble des versants qui dominaient le lac.

### 2.6.2. - LE WÜRM I.

La période du Würm I correspond à un refroidissement très marqué qui ne se serait pas accompagné d'importantes avancées des glaciers alpins, qui n'ont pas atteint l'ombilic de Grenoble. Il n'est donc pas impossible que le lac d'Eybens se soit maintenu pendant cet épisode froid. Il y aurait simplement eu un changement dans la nature des sédiments. Effectivement, dans la banquette de Planaise, par endroits, les argiles passent à des sables ; cela se produit à des altitudes comprises entre 300 et 320 m, comme le montre la figure

Figure 27 : Passage des argiles d'Eybens aux sables fins, dans la banquette de Planaise



Un refroidissement important provoque ce que l'on peut considérer comme une période de rhéxistase, sur une grande partie des Alpes. La végétation doit disparaître des parties hautes des versants et l'érosion devient beaucoup plus active, donc la sédimentation plus grossière. Le passage des argiles aux sables est la conséquence de ce changement des conditions climatiques.

Plus à l'aval, les traces attribuables au Würm I sont rares. Le sommet de la formation d'Eybens n'a jamais été observé intact, c'est-à-dire sans qu'il soit marqué par une limite d'érosion, comme dans la tranchée d'Echirolles (J.C. FOURNEAUX et al, 1969).

La formation limoneuse du ravin de Romage, à l'Est d'Eybens, qui semble surmonter les argiles de la Tuilerie, peut être rattachée à cette période, mais le contact entre les deux formations n'est pas visible.

Partout ailleurs le sommet des argiles a disparu par le fait de l'érosion.

2.6.3. - L'INTERSTADE WÜRM I/II.

Les dépôts de l'interstade Würm I/II sont très difficiles à caractériser puisqu'il n'existe pas de moraine du Würm I, les glaciers, pendant cette période, n'ayant pas envahi la vallée de l'Isère. Seules des comparaisons et le raisonnement amènent à attribuer à cette période certains dépôts. Il s'agit essentiellement des argiles à lignites de la Buisserie ; comme nous le verrons plus loin, il n'est pas possible de placer cette formation ailleurs.

2.6.4. - LE WÜRM II.

Le Würm II correspond à l'avancée maximale des glaces pendant cette glaciation. Cela se traduit par une phase d'érosion intense. Une grande partie des dépôts antérieurs est enlevée.

Cet épisode glaciaire se marque de trois façons différentes :

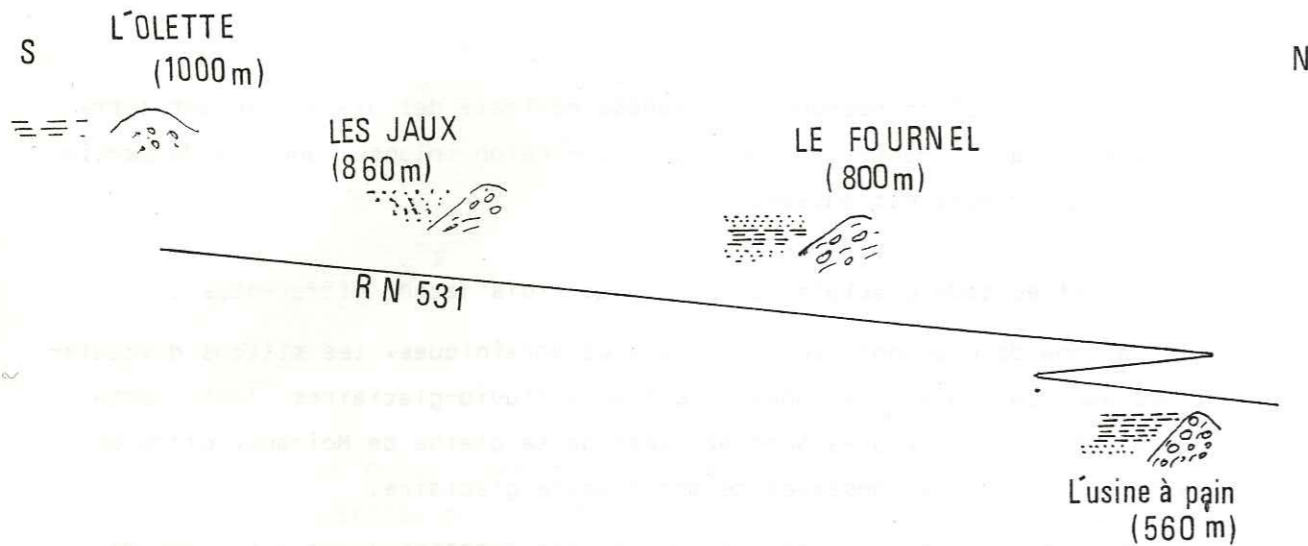
- Dans la zone de piedmont, se sont les arcs morainiques, les sillons d'écoulement des eaux de fonte, les zones d'épandages fluvio-glaciaires. Toute cette zone, qui forme les bordures Nord et Ouest de la plaine de Moirans, offre un des exemples les mieux conservés de morphologie glaciaire.
- Sur les versants, des moraines latérales sont déposées à des altitudes de 1 200 m à Saint-Nizier et jusqu'à 1 300 m sur les pentes de Belledonne. Les moraines liées aux glaciers locaux sont nombreuses.
- Enfin dans la vallée elle-même, les moraines de fond sont visibles en plusieurs points. A Pont de Claix, la moraine de Cap Marcelline repose sur les argiles d'Eybens. Il en est de même à la Gache et à Montmélian. Ces moraines de fond sont constituées d'argiles remaniées et de blocs. Elles sont souvent très indurées.

Mais les moraines frontales, les moraines latérales et les moraines de fond ne sont pas les seuls dépôts attribuables au Würm II.

Le glacier de l'Isère, au fur et à mesure qu'il prenait de l'importance, barrait les vallées affluentes, et remontait même dans ces vallées. Derrière le glacier l'eau s'accumulait et il se créait un lac dans lequel des dépôts considérables se produisaient, en raison des conditions climatiques de type, évidemment, périglaciaire. Les sédiments déposés pendant l'avance du glacier

de l'Isère étaient refoulés et il n'en reste pas de traces, mais il n'en est pas de même des sédiments liés au retrait du glacier. Dans la vallée du Furon, le premier stade se trouve vers 1 000 m d'altitude à l'Olette, le deuxième stade aux Jaux (Engins), le troisième sous le hameau du Fournel et le quatrième au-dessus de l'ancienne centrale hydro-électrique en amont du Pont Charvet.

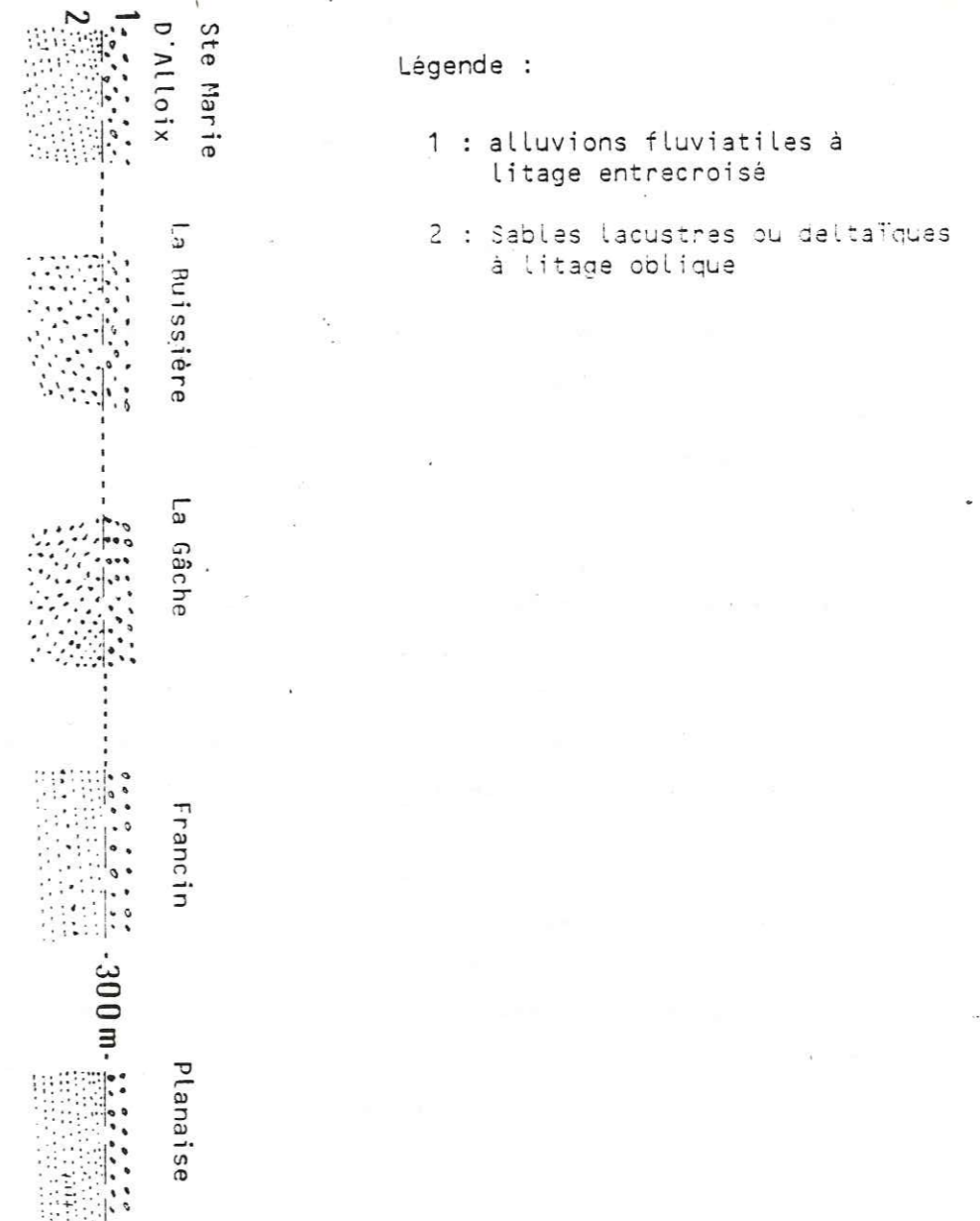
Figure 28 : Les dépôts lacustres liés aux stades de retrait du glacier de l'Isère, dans la vallée du Furon



Il n'est pas impossible que l'ensemble du plateau entre Lans et Villars de Lans ait été recouvert par les eaux d'un lac à l'époque du maximum du Würm. Beaucoup de sédiments argileux que l'on rencontre sur ce plateau dateraient de cette époque.

Des dépôts analogues se rencontrent dans les vallées de la Vence, du Tenaïson et de la Roise, en rive droite de la cluse de l'Isère.

Figure 29 : Les sables lacustres autour de la plaine de Montmélian



Légende :

- 1 : alluvions fluviales à litage entrecroisé
- 2 : Sables lacustres ou deltaïques à litage oblique

2.6.5. - L'INTERSTADE WÜRM II-III.

La Combe de Savoie, le Grésivaudan et la plaine de Grenoble ont conservé de nombreux dépôts reposant sur les argiles d'Eybens, soit directement, soit par l'intermédiaire de moraines, et qui sont recouverts par d'autres moraines. Ces formations sont constituées, le plus souvent, de sables à la base et d'alluvions grossières vers le haut. Cette stratigraphie présente de nombreuses variations dans le détail et certaines formations rencontrées se replacent mal dans le schéma général comme nous le verrons plus loin.

Les premiers dépôts que l'on rencontre en descendant de la vallée de l'Isère sont ceux de la banquette de Planaise. Ce sont surtout des sables fins, à litage oblique peu marqué, traduisant des apports en provenance du Nord-Est, c'est-à-dire de la vallée de l'Isère, ou de celle de l'Arc. Ces sables sont souvent cimentés par du carbonate de calcium qui arrive à représenter jusqu'à 40 % du poids total. Ils sont recouverts par des alluvions grossières ; le contact entre les deux formations semble souvent se situer vers 300 m d'altitude.

Les mêmes sables avec les mêmes alluvions grossières se retrouvent dans la banquette de Francin. Là aussi cette formation repose sur les argiles d'Eybens et supporte une moraine (voir figure n°

Dans la banquette de Barraux, les choses changent. Le litage des sables traduit l'existence d'un delta lacustre, mais qui était alimenté par le Sud. Il semble, d'après la lithologie des dépôts et d'après ce que l'on voit plus au Sud, à La Buisnière, que ce delta lacustre était celui du Bréda. La limite supérieure des sables est ici bien visible : vers 300 m d'altitude, les sables à litage oblique font place à des alluvions grossières à litage entrecroisé mais horizontal. La même superposition existe à La Buisnière, mais le sens du courant indique des apports en provenance du Nord. Là aussi, la limite entre dépôts à litage oblique et dépôts horizontaux se trouve très près de 300 m d'altitude.

Des sables fins existent, aussi, à Sainte-Marie d'Alloix et à Saint-Nazaire les Eymes, en rive droite du Grésivaudan et à la Pierre, en rive gauche, avec dans les trois cas, un litage très peu incliné.

Le schéma de la figure 29 résume ces observations.

Les choses changent au niveau de la plaine de Grenoble. Sur les pentes du plateau de Champagnier, le contact entre les sables et les alluvions grossières ne se fait plus, de façon régulière, vers 300 m d'altitude, mais par une surface d'érosion bien marquée et dont l'altitude, toujours inférieure à 300 m, varie beaucoup d'un point à l'autre (J.C. FOURNEAUX et al, 1969). Nous avons retrouvé cette surface d'érosion dans la tranchée de la Commanderie d'Echirolles ainsi qu'à la base du plateau, à l'Est du Pont de Claix le long de la voie ferrée.

Un vaste lac occupait très probablement la vallée de l'Isère après le retrait du glacier du Würm II dont la cote se situait vers 300 m d'altitude. Ce lac a été entièrement comblé dans le Grésivaudan, mais, alors qu'il persistait dans la cuvette de Grenoble, le barrage sur lequel il s'appuyait (et qu'il est bien difficile de situer) s'est ouvert et les eaux du lac, en s'écoulant, ont érodé les sables qu'elles avaient déposés bien auparavant.

Ce schéma s'inscrit dans l'interstade Würm II-III si l'on en croit les données de la radio-chronologie. Un tronc d'arbre trouvé dans les formations grossières qui succèdent aux sables dans la banquette de Barraux a donné, par la méthode du carbone-14, un âge compris entre 36 000 et 52 000 ans (C. HANSE, <sup>Hannss</sup> 1974).

Mais il ne rend pas compte de tout ce que l'on voit. En particulier, on ne sait pas comment placer les argiles à lignites de La Buisnière dans ce schéma, de même que les argiles à kaolinite trouvées à Saint-Quentin sur Isère, en aval de Moirans.

En effet, la notion d'un lac occupant la cluse de l'Isère, la plaine de Grenoble et le Grésivaudan après le retrait du glacier Würm II est parfaitement logique, mais les argiles à kaolinite et lignite de La Buisnière semblent reposer directement sur les argiles d'Eybens et être recouvertes par les sables fins évoqués plus haut. Il en est de même, d'ailleurs, pour les formations à lignites de la région de Chambéry.

F. BOURDIER (1962) plaçait ces argiles à lignites dans l'interglaciaire Riss-Würm, mais elles ne peuvent être assimilées aux argiles d'Eybens dont elles diffèrent, surtout, par la composition minéralogique. Il faudrait donc admettre une transformation physico-chimique amenant la néoformation de kaolinite. Pourquoi cette action se serait produite là, alors qu'elle n'existe pas ailleurs ? Rappelons que lorsque les argiles d'Eybens observées très près de leur toit montrent une très légère transformation dans la composition minéralogique ; cela se traduit par une proportion un peu plus forte de minéraux ouverts

et par des traces (parfois) de kaolinite, mais l'Illite et la Chlorite restent les minéraux dominants.

L'âge des lignites supérieur à 37 000 ans, et la transformation de la flore permettent difficilement de rattacher cette formation à la base de l'interstade Würm II-III. Cet âge, pas plus que l'altitude inférieure à 300 m, ne permettent de placer cette formation au sommet de l'interstade Würm II/III. Il s'agit donc, probablement, d'une sédimentation de type pallustre qui daterait de l'interstade Würm I-II. Le lac d'Eybens ayant disparu depuis peu, des marais, ou des étangs, ont subsisté çà et là.

Cette hypothèse permet d'expliquer, à la fois la présence de kaolinite et l'écrasement des lignites. La néoformation de kaolinite en milieu pallustre et sous climat tempéré chaud est connue (G. MILLOT, 1968). L'écrasement et le "feuilletage" des lignites s'explique par le passage des énormes masses de glace du Würm II qui devaient atteindre 1 300 à 1 500 m d'épaisseur à cet endroit.

Cette hypothèse s'applique très bien aux argiles à lignites du Nord de Chambéry ; par contre, il semble bien que les argiles à kaolinite de Saint-Quentin sur Isère aient, elles, une origine différente ; elles se trouvent au sommet d'une terrasse qui vient s'appuyer sur un éperon rocheux (conglomérats miocènes) sur lequel est bâti le village de Saint-Quentin, avec côté aval de l'éperon, les argiles d'Eybens qui affleurent (l'altitude du sommet de la terrasse est de 220 m). Ces argiles se présentent comme un ancien sol (qui aurait subi une forte altération).

Il n'est pas impossible que la kaolinite rencontrée là, ne soit pas le fruit d'une néoformation, mais vienne des karsts du Vercors. J'ai retrouvé, en effet, des argiles à kaolinite dans la vallée du Lavanchon au Sud-Ouest de Vercors. Ces argiles, très récentes puisqu'elles sont contemporaines d'alluvions modernes, ont été apportées là par les eaux venant du Vercors. Dans les deux hypothèses les argiles à kaolinite de Saint-Quentin seraient postérieures au Würm III.

L'interstade Würm II-III se caractérise, dans la vallée de l'Isère, par un épisode lacustre pendant lequel la sédimentation était essentiellement sableuse, puis par des dépôts plus grossiers qui traduisent très probablement un refroidissement du climat accompagné d'une érosion plus vigoureuse : une nouvelle phase de rhéxistase.

La région située au Nord de Chambéry montre les mêmes caractères. On y trouve des argiles compactes (Eybens = Eémien), des argiles à lignites (interstade Würm I-II), des sables et des alluvions grossières (interstade Würm II-III) et des moraines qui reposent sur l'ensemble (Würm III), comme nous allons le voir maintenant.

Toutefois, le lac de l'interstade Würm II-III n'a, peut-être et même probablement, pas disparu en même temps dans la vallée de l'Isère et au Nord de Chambéry, comme le prouvent les anciens lits de l'Isère signalés à l'Ouest de Montmélian (J.C. BARFETY et M. GIDON, 1969), et que j'ai retrouvé sous des moraines du Würm III. Cela expliquerait la présence de galets de Spilites dans une gravière ouverte dans les alluvions grossières du sommet de l'interstade Würm II-III (in F. BOURDIER, 1962), spilites que l'on trouve dans le bassin de l'Isère et pas dans celui du Rhône.

#### 2.6.6. - LE WURM III.

Dans la Combe de Savoie, comme dans le Grésivaudan ou la plaine de Grenoble, une seule glaciation a laissé des traces au-dessus des formations attribuées à l'interstade Würm II/III. Cette glaciation est appelée, ici, Würm III, par analogie avec les travaux récents publiés sur la région (G. MONTJUVENT, 1973).

Les banquettes de la région de Montmélian portent souvent des moraines à leur sommet ; il s'agit le plus souvent d'argiles à gros blocs, mais dans certains cas, les fines ont été entraînées et il ne reste que des tas de cailloux avec quelques gros blocs. Ce sont des moraines de retrait, et parfois des "drum-lines", dans la plaine et des moraines latérales sur les versants.

Au-dessus de Barraux, on peut distinguer quatre moraines latérales étagées dans la pente. Il y a là, la preuve de l'existence de quatre stades de retraits successifs au cours de cette dernière glaciation.

Dans le Grésivaudan, les moraines récentes se rencontrent à deux niveaux : sous la corniche des calcaires tithoniques entre Barraux et La Terrasse, et sur les banquettes, entre le Fort Barraux et Sainte-Marie d'Alloix et enfin à Saint-Nazaire les Eymes.

En rive gauche du Grésivaudan, de nombreuses formations morainiques sont visibles sur les pentes des collines bordières. Aucune, toutefois, ne peut être attribuée avec certitude au Würm III, à part celles de la petite butte de La Pierre, où ces moraines recouvrent des sables fins analogues à ceux vus en rive droite. Les moraines de Poisat, au Sud-Est de la plaine de Grenoble, sont considérées comme l'avancée maximale vers le Sud du glacier de l'Isère pendant cette période du Würm III, alors que les moraines de Champagnier seraient rattachées au glacier de la Romanche pour la même période (G. MONTJUVENT, 1973).

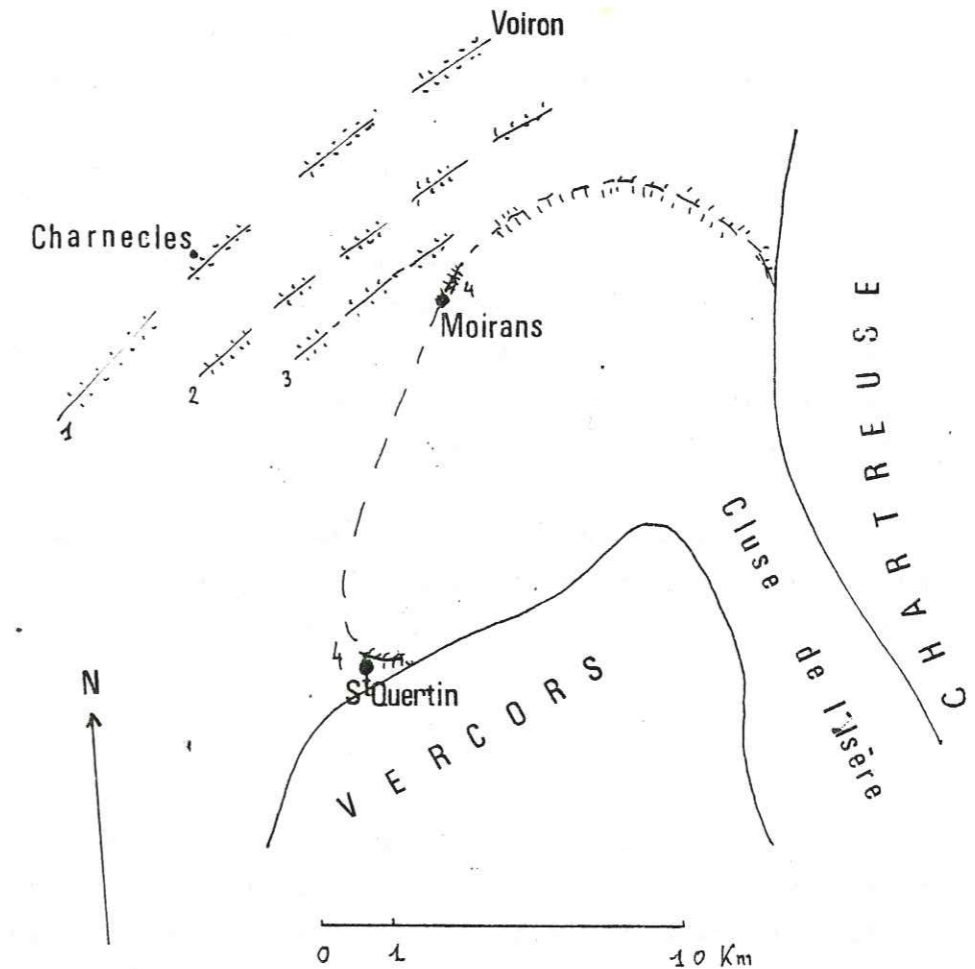
Si l'on admet, comme cet auteur, que le glacier de l'Isère n'a pratiquement pas dépassé Grenoble lors de ce stade, il faut admettre aussi que les moraines frontales ont disparu, soit parcequ'elles ont été emportées par les eaux de fonte, soit parcequ'elles se sont déposées plus bas que le niveau de la plaine actuelle et qu'elles ont été fossilisées sous les alluvions modernes.

L'ensemble des moraines du Grésivaudan, comme de la Combe de Savoie, correspondrait alors, dans cette hypothèse, à des moraines latérales liées à des stades de retraits de cet épisode glaciaire.

Il existe toutefois, à Francin, une moraine de fond, attribuable sans erreur possible, à cet épisode. La coupe de la gravière de Bellegarde (fig. montre des sables fins et des graviers reposant sur les argiles d'Eybens par un contact qui n'est plus visible aujourd'hui. Sur ces sables et les ravinant, une moraine formée d'argiles grises, très compacte avec des galets striés, est, elle même, recouverte par une moraine constituée de blocs, galets et graviers, avec un peu d'argile brune ou jaune. Cette dernière moraine correspond aux moraines décrites sur la banquette de Planaise, sur celle de Barraux et aux moraines visibles à l'affleurement sur la banquette de Francin.

L'ensemble de ces observations semble confirmer l'existence d'un glacier qui se serait avancé jusqu'à l'aval immédiat de Grenoble. Ce glacier est-il le maximum du Würm III ou seulement un stade de retrait de celui-ci ? Il existe, en effet, une preuve de l'existence d'un lac postérieur au Würm III occupant la plaine de Moirans et la cluse de l'Isère et dont la surface se trouvait entre 210 et 220 m d'altitude (A. et J. BOCQUET, 1969). Cette cote correspond à peu près aux moraines de Moirans. Ce lac s'appuyait donc, probablement, sur ces moraines qui venaient, vers le Sud, barrer la vallée jusqu'à l'éperon de Saint-Quentin sur Isère, en rive gauche. Il y a justement des traces à l'amont de l'éperon où une terrasse bien visible porte, en surface,

Figure 30 : Schéma des moraines de l'arc de Moirans



1,2 et 3 : arcs morainiques du Würm II (stades de retrait)

4 : arc morainique du Würm III (maximum ?)

des argiles lacustres (J.C. FOURNEAUX, 1971). La cote de cette terrasse est justement de 220 m.

Dans cette hypothèse, l'arc de Moirans serait beaucoup plus récent que les arcs de Rives, Charnècles et Saint-Jacques de Moirans et il représenterait l'extension maximum du Würm III.

L'arc morainique de Moirans, qui a une courbure bien différente de celle des arcs supérieurs, peut se prolonger, facilement, jusqu'à l'éperon de Saint-Quentin. Les argiles à litage horizontal, exploitées pour la fabrication des tuiles et des briques se retrouvent, alors, uniquement du côté amont de cette limite. Elles sont bien différentes des limons superficiels qui constituent le sommet du remplissage alluvial en de nombreuses zones de la plaine, tant par leur litage que par leur couleur jaune plus ou moins foncé.

Le lac de Moirans s'est mis en place après le retrait du glacier Würm III et a disparu, comme tous les autres lacs qui ont occupé la vallée de l'Isère, par suite de la rupture du barrage morainique qui le retenait.

2.6.7. - LE POST-WURM.

Après le retrait du glacier du Würm III, des épisodes lacustres assez brefs, analogues à celui de Moirans, se produisent dans la vallée de l'Isère sans laisser de traces bien nettes sauf les argiles grises ou même noires à litage horizontal de la Combe de Savoie. Ces lacs ont été comblés par les apports de l'Isère, de l'Arc, du Drac. Seul le petit lac de Sainte-Hélène témoigne encore de leur existence. Sa situation, en retrait par rapport aux apports, lui a évité un comblement complet.

Mais, d'une manière générale, les dépôts franchement lacustres ont une extension beaucoup moins importante que celle des dépôts fluviatiles et en particulier que celle des alluvions grossières, qui constituent la plus grande partie des dépôts récents tant dans la Combe de Savoie que dans le Grésivaudan.

La disparition des lacs a amené des reprises d'érosion dans la plaine de Moirans, d'où l'existence d'une terrasse à Saint-Quentin, alors que les dépôts grossiers se poursuivaient dans le reste de la vallée.

Age	Rovon	Moirans	Grenoble	Barraux	Francin	Planaise	Chambéry
Post Würm III		Argile à Kaolinite de Saint-Quentin					
Würm III		Moraines de Moirans	m. de Poizat			moraines supérieures	
Inter-stade Würm II/III			sables et alluvions grossières d'Echirolles			sables fins surmontés d'un niveau d'alluvions grossières	
Würm II		Moraines de Charnècles, Rives, etc	Moraine de Cap Marcel-Line	Moraine de La Gache	Moraine de Francin		Moraine à la base des exploitations de graviers
Inter-stade Würm I/II				(La Buissière)		Argile à lignites	(vallée de la Leysse)
Würm I			Formation de Romage				Passage aux sables
Eémien							Argiles lacustres dites d'Eybens

Une débâcle importante a entraîné de nombreux troncs d'arbres (des résineux) que l'on retrouve dans le Grésivaudan sous 7 à 15 m de dépôts plus récents. Une datation par le carbone-14 est en cours pour dater cet épisode.

#### 2.6.8. - CONCLUSIONS.

Toutes les observations tant morphologiques que géologiques tendent à montrer l'importance du rôle joué par les glaciers rissiens dans l'enfoncement du réseau hydrographique du bassin de l'Isère et de ses voisins. Les glaciers ont creusé non seulement les grandes vallées où ils sont responsables de la plus grande part des surcreusements, mais, par le jeu de l'érosion régressive, ils ont aussi provoqué l'enfoncement de tout le réseau, après leur retrait. Ils ont déblayé toutes les traces des glaciations antérieures dans la zone étudiée, sans laisser aucun dépôt identifiable en amont du seuil de Rives soit que ces dépôts aient été fossilisés par les dépôts postérieurs et ne soient plus visibles aujourd'hui, soit qu'il ne soit pas possible de les distinguer des dépôts postérieurs, ce qui est le cas pour les moraines latérales que l'on retrouve dans Belledonne ou dans les Bauges. Seules, certaines moraines du bassin du Drac ont pu être datées avec certitude du Riss (G. MONTJUVENT, 1973).

La longue période interglaciaire entre le Riss et le Würm, ou Eémien, a vu le dépôt des argiles d'Eybens dont la grande homogénéité, la grande extension laisse supposer une période relativement calme du point de vue climatique. Il est probable que le lac d'Eybens a subsisté encore pendant une longue période alors que le climat froid lié au premier épisode du Würm s'installait sur les Alpes et amenait des sédiments plus grossiers sur les argiles d'Eybens. Là où ce changement dans les conditions de dépôts s'est effectué progressivement, il est parfaitement possible d'en observer encore aujourd'hui la trace ; mais là où cet épisode a été brutal, il n'est pas possible de différencier les apports grossiers déposés à ce moment là de ceux qui ont pu être déposés dans les conditions identiques, mais plus tard.

L'absence de moraines datées du Würm I ne permet pas de rattacher des dépôts interstadias à la période qui a précédé l'avancée des glaciers au Würm II, sauf les argiles à lignites de La Buissière qui ne peuvent se placer ailleurs.

Le Würm II se manifeste d'abord par les dépôts frontaux que l'on trouve à l'Ouest de la plaine de Moirans, ensuite par des moraines latérales sur pratiquement tous les versants et enfin des moraines de fond que l'on trouve sur les argiles d'Eybens et recouvertes par des dépôts interstadias. Ces moraines de fond sont visibles en Savoie à Françin, dans le Grésivaudan, au verrou de La Gâche et l'on peut leur rattacher les moraines décrites au Cap Marcelline par L. MORET (1948). A ces dépôts, il faut ajouter les dépôts lacustres liés aux obturations de vallées latérales par le glacier principal. Les dépôts de la vallée du Furon sont les plus caractéristiques que l'on puisse voir dans la région.

Après le retrait des glaciers du Würm II une nouvelle succession d'épisodes lacustres a permis le dépôt de sables et d'argiles. Ces formations, souvent très épaisses, ne seront pas complètement érodées par l'avancée du (ou des) glaciers du Würm III. La sédimentation sableuse est la plus fréquente pendant cette période.

Une nouvelle poussée amène les glaciers de l'Isère probablement jusqu'à Moirans, au Würm III ; ces glaciers se retirent avec quelques petits à-coups ou simples stades de retrait pendant lesquels se déposent les moraines latérales visibles tant dans le Grésivaudan qu'en Savoie.

Après ce dernier stade glaciaire, quelques épisodes lacustres brefs et de peu d'étendue précèdent le remblayage, par les alluvions grossières, de la plaine depuis Cevins jusqu'aux portes de Rovon.

Ce remblaiement ne s'est pas fait de façon uniforme. On constate la présence d'anciens lits mineurs de l'Isère tantôt plus haut que le lit actuel tantôt plus bas. Il y a donc eu des épisodes d'érosion au cours de cette période de remblaiement.



## 2.7. - CONCLUSIONS SUR LA GEOLOGIE DU QUATERNAIRE

L'étude de la nature et de la géométrie des formations quaternaires de la vallée de l'Isère conduit à tracer un schéma montrant les relations qui unissent les différentes formations entre elles et, à partir duquel, on pourra tirer des relations hydrogéologiques. Mais ces recherches permettent aussi, à partir des idées nouvelles sur l'érosion et la morphologie glaciaire dans les grandes vallées et de la synthèse des connaissances sur le phénomène de surcreusement, de dresser une stratigraphie des dépôts quaternaires et de reconstituer l'histoire de cette zone depuis le retrait des glaciers du Riss.

### 2.7.1. - LES FORMATIONS QUATERNAIRES.

Depuis le haut des versants jusqu'au coeur de la plaine, les formations quaternaires sont présentes partout, avec toujours une porosité élevée et souvent une perméabilité beaucoup plus forte que celle des roches du substratum. Sur les versants ce sont des moraines, des éboulis et les produits de l'altération superficielle qui absorbent une part importante des précipitations. Au pied des versants, à ces mêmes formations, viennent s'ajouter les alluvions anciennes et les cônes de déjections. Les uns et les autres viennent s'imbriquer avec les différentes alluvions qui constituent le remplissage de la plaine.

La situation se présente donc de la façon schématique suivante : une gaine d'alluvions grossières avec une couverture de limons, reposant dans une gouttière entaillée dans des argiles lacustres, par l'intermédiaire de "coussinets" de sablons, et communiquant par la partie supérieure de ses flancs avec les différentes formations latérales. Il peut exister une communication entre les formations latérales et des formations profondes, qu'il s'agisse de moraines anciennes (Riss), d'alluvions de retrait glaciaire ou d'éboulis, mais elle ne peut être que très localisée.

Si, le long d'un versant, les caractères des formations changent vite, il n'en est pas de même, dans la vallée elle-même, la même "structure" existe pratiquement partout.

### 2.7.2. - L'EROSION GLACIAIRE.

Cette étude montre, à partir de l'observation des formes tant actuelles que fossiles et en particulier des surfaces d'érosion glaciaires fossilisées sous les dépôts plus récents, l'existence d'un même type de morphologie dans tous les cas de figures. L'érosion glaciaire se manifeste, dans une vallée large, par un profil transversal où alternent les buttes et les sillons, l'axe d'allongement de ces formes étant parallèle à l'axe de la vallée. On observe la superposition de plusieurs systèmes d'oscillations ayant des longueurs d'onde différentes.

Ce schéma est loin de l'image d'un glacier creusant une vallée en U, comme un bulldozer creuse une tranchée dans du sable. Cette notion, dont les encoches de verrou sont un cas particulier, connu depuis longtemps, est très importante pour la recherche de ressources en eau, au contact d'un substratum imperméable, masqué par une grande épaisseur de dépôts quaternaires. Elle explique les difficultés rencontrées dans le captage des torrents sous-glaciaires. Partout où l'érosion glaciaire s'est fait sentir, ce type de morphologie se retrouvera, d'autant plus marqué que la lithologie et la structure s'y seront prêtées. Une falaise calcaire évoluera toujours comme une falaise calcaire et ne se prêtera donc pas à l'épanouissement de cette morphologie, alors que les calcaires marneux des collines bordières s'y sont parfaitement prêtés, la forte schistosité augmentant, là, considérablement "l'homogénéité" de la formation.

Ces ondulations, bien visibles là où existe une morphologie qui n'a pratiquement pas évolué depuis le retrait du glacier qui l'a imprimé, se retrouvent de la même façon là où cette morphologie a été fossilisée par des dépôts postérieurs, même si une phase d'érosion importante a séparé le départ du glacier de la fossilisation.

### 2.7.3. - LE SURCREUSEMENT.

A chaque épisode glaciaire est lié un phénomène de surcreusement. Pour la vallée de l'Isère, ces recherches permettent de montrer que le maximum de surcreusement a été atteint pendant le Riss, sans qu'il soit possible d'être plus précis. L'analyse plus détaillée de cette érosion met en évidence une série d'ombilics séparés par des seuils plus ou moins marqués.

Lorsque le seuil est formé de roches dures, il sera plus prononcé et la remontée en amont du seuil sera brutale, alors qu'à l'aval l'approfondissement se fait de façon très progressive.

Les valeurs maximales du surcreusement sont atteintes dans la cuvette de Grenoble, là où les glaciers du Drac et de la Romanche venaient rejoindre celui de l'Isère. Vers le Sud, le surcreusement disparaît assez vite et n'est plus que d'une centaine de mètres en amont de Pont de Claix. Dans la cluse de l'Isère aussi le substratum remonte assez vite. Dans le Grésivaudan, par contre, le surcreusement dépasse 300 m au niveau de Lancey. Il est très probable que l'on ne rencontre aucun seuil important avant Montmélian. Au-delà de ce point, le substratum s'enfonce à nouveau pour atteindre une profondeur de 100 à 120 m au niveau du confluent Arc-Isère ; au-delà les valeurs du surcreusement restent beaucoup plus faibles et ne doivent dépasser 50 m que rarement.

Ce surcreusement date pour sa majeure partie du passage des glaciers rissiens. Si les glaciers du Würm II ont beaucoup moins approfondi les vallées dans lesquelles ils sont passés, cela tient probablement à la présence des argiles d'Eybens dont l'épais tapis facilitait le glissement de la glace tout en se prêtant très mal à l'érosion.

Le phénomène de surcreusement existait, évidemment, avant le Riss, mais les entailles creusées par les glaciers antérieurs ont été entièrement érodées et ont complètement disparu lors du passage des glaciers rissiens. Le fond des ombilics liés aux glaciers du Mindel se trouvait beaucoup plus haut que le niveau atteint par les surcreusements du Riss.

#### 2.7.4. - LES ARGILES D'EYBENS.

L'ensemble des résultats obtenus au cours de ce travail montre l'existence d'un grand lac occupant le Grésivaudan, la cluse de l'Isère, la Combe de Savoie, la cluse de Chambéry et la partie basse des vallées adjacentes, après le retrait des glaciers rissiens. Ce lac dont j'avais déjà envisagé l'importance (J.C. FOURNEAUX, 1969) a persisté pendant tout l'Eémien et même jusqu'au début du Würm.

La grande homogénéité de la sédimentation implique l'existence d'un climat stable et la présence d'une couverture végétale importante et dense qui remontait très haut sur les pentes. Les caractères physico-chimique de la fraction argileuse de cette sédimentation permettent de penser que ce climat devait être assez voisin du climat que nous connaissons actuellement.

La cote de la surface de ce lac se situait aux alentours de 400 m. En suivant, sur une carte, la courbe de niveau 400, on retrouve les contours de ce lac. Les choses sont moins nettes lorsque l'on atteint la vallée du Rhône après avoir passé Chambéry et le lac du Bourget. Existait-il un seul lac occupant à la fois la vallée de l'Isère et celle du Rhône ou deux lacs séparés par un barrage soit vers Chambéry, soit plus au Nord ? Rien, aujourd'hui, ne permet de séparer ce lac en deux.

Les argiles d'Eybens ont certainement contribué à limiter de façon considérable l'érosion des glaciers du Würm. Aujourd'hui, elles constituent un mur imperméable pour la nappe, séparant ainsi les eaux qui circulent dans les alluvions grossières d'éventuelles nappes profondes.

#### 2.7.5. - LES GLACIATIONS.

Les traces de trois épisodes glaciaires successifs sont imprimées dans la morphologie de la vallée de l'Isère. Le plus ancien d'entre eux, daté du Riss, n'a laissé que peu de dépôts, en amont de Rovon, mais porte la responsabilité d'une érosion considérable ; c'est en effet, à lui que l'on doit les surcreusements les plus importants mis en évidence dans la vallée de l'Isère.

Des dépôts de cet épisode glaciaire doivent exister en de nombreux points entre les argiles d'Eybens et le substratum. Il est très probable que de tels dépôts seront mis à jour lors du creusement de la tranchée de l'autoroute Grenoble-Chambéry, dans les formations du verrou de la Gâche, avec des éléments allochtones (galets de cristallin) coincés entre les argiles et les marno-calcaires du Dogger, ce qui permettra d'affirmer qu'il s'agit bien d'une moraine et pas d'éboulis.

Mais il est peu probable que ces éléments permettent de dire s'il s'agit d'un seul épisode glaciaire ou de plusieurs. Dans la Combe de Savoie,

comme dans le Grésivaudan, il ne faut pas s'attendre à trouver les preuves du passage de plusieurs glaciers au cours du Riss. De tels éléments sont à rechercher dans la plaine de Bièvre, au-delà de l'Arc de Rives et dans la basse vallée de l'Isère, en aval de Rovon.

Le deuxième épisode dont les traces sont bien visibles, correspond aux maximum würmien, c'est-à-dire au Würm II. Les moraines de Francin, de la Gâche et de Cap Marcelline sont les témoins des moraines de fond liées à cet épisode. La plus grande partie des moraines latérales que l'on retrouve sur les pentes de Belledonne et sur le plateau de Saint-Nizier ont été déposées au cours du même stade glaciaire.

Au troisième épisode correspondent toutes les moraines de la surface des banquettes, depuis Saint-Nazaire les Eymes dans le Grésivaudan, jusqu'à Planaise en Savoie, ainsi que l'arc morainique de Moirans, qui marquerait la limite atteinte par les glaces au cours de ce stade, daté du Würm III.

Alors qu'au Riss et au Würm II, les glaciers du Drac et de la Romanche venaient confluer avec le glacier de l'Isère au niveau de la plaine de Grenoble, il n'en est plus de même au cours du Würm III, où ces deux glaciers ont eu un développement beaucoup plus restreint.

Les trois épisodes glaciaires qui ont laissé des traces dans la vallée de l'Isère, sont responsables non seulement de la morphologie actuelle mais aussi du tracé du réseau hydrographique tel que nous le connaissons.

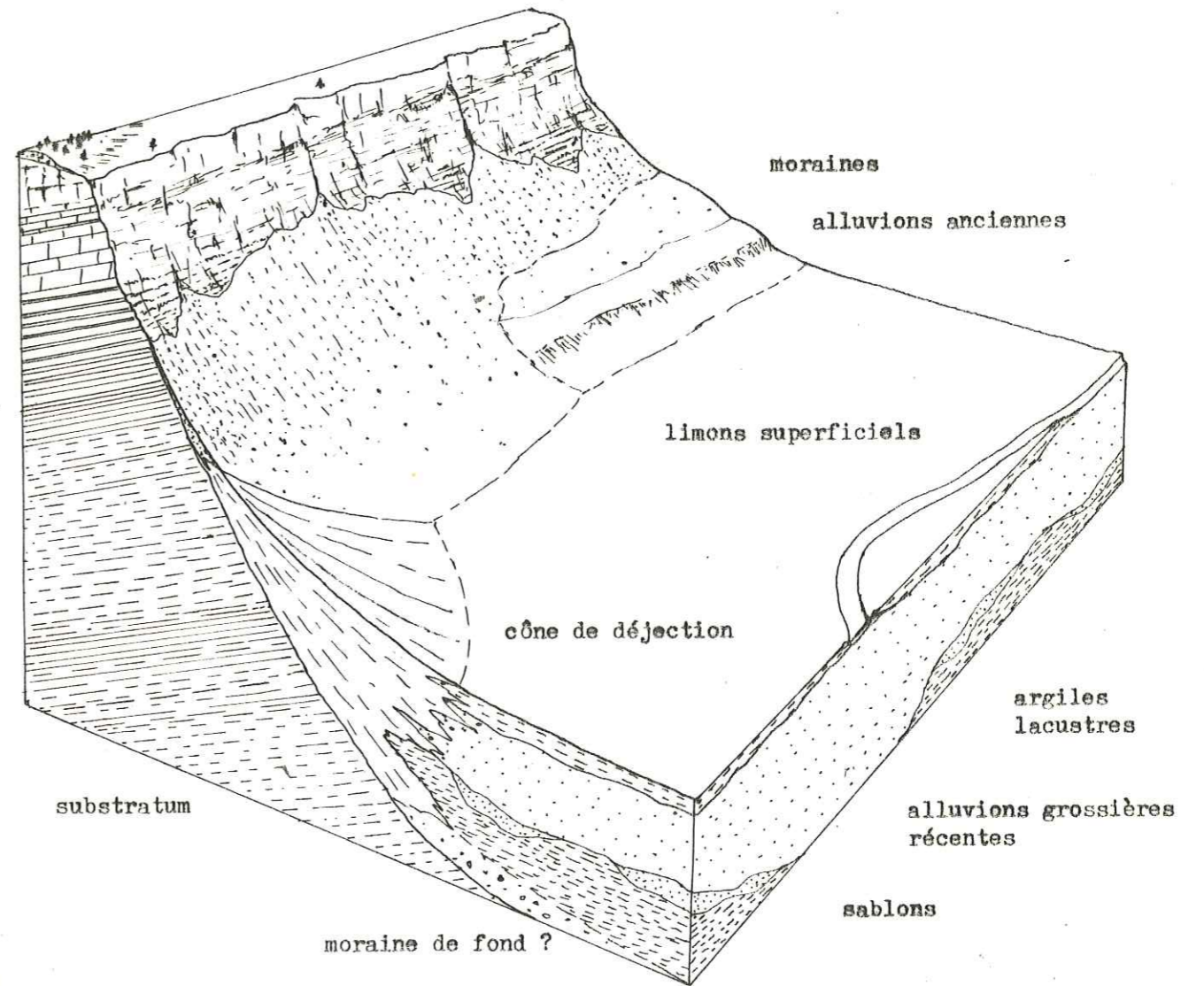
L'histoire de la vallée de l'Isère pendant la fin du quaternaire apparaît alors de manière assez schématique. Après le retrait des glaciers du Riss, un vaste lac occupe la vallée depuis Rovon jusqu'à l'amont d'Albertville, ainsi que les vallées affluentes. Il se maintient probablement jusqu'au cours du Würm I, dont les glaciers ne se sont pas avancés jusqu'à l'Ombilic de Grenoble. Ce lac disparu, des étangs le remplacent, çà et là. Un climat plus chaud ayant succédé au climat froid du Würm I, une végétation abondante occupe ces étangs qui se comblent. Puis un nouveau refroidissement intervient : c'est le Würm II, au cours duquel les glaciers vont envahir la vallée en déblayant une partie des dépôts des époques précédentes et s'avancer jusque sur le bas Dauphiné. Ces glaciers laissent de nombreuses

moraines et barrent les vallées affluentes où des dépôts lacustres se produisent. Après le retrait de ces glaciers, de nouveaux lacs occupent la vallée puis disparaissent peu avant l'arrivée des glaciers du Würm III. Ceux-ci avancent probablement jusqu'à Moirans. Après leur retrait, il se produit un nouvel épisode lacustre avec, probablement, plusieurs lacs de faible étendue et de faible profondeur, lacs qui disparaissent rapidement pour laisser la place à la sédimentation fluviale.

L'ensemble des éléments recueillis par l'étude de la géologie du quaternaire va permettre de mieux appréhender les différentes formes de l'hydrogéologie de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. Chacuns de ces éléments, par sa nature et sa géométrie va, en effet, jouer un rôle dans cette hydrogéologie.

Planche hors-texte IV

Bloc-diagramme des différentes formations quaternaires  
du remplissage alluvial.



3 - HYDROGEOLOGIE ANALYTIQUE

### 3.1. - HISTORIQUE

La nappe de la plaine de l'Isère a été exploitée bien avant d'être étudiée. L'histoire du Grésivaudan, comme de la Combe de Savoie, est une longue lutte pour la conquête et la défense de terres cultivables. On construisait des digues pour se protéger des crues et l'on creusait des canaux de drainages, les "Chantournes" du Grésivaudan, pour abaisser la nappe et permettre la culture.

Les digues, comme les canaux de drainages, ont modelé la nappe. Elles sont responsables, pour une part importante, des conditions d'alimentation et de circulation de la nappe.

Voyons comment on est arrivé à la situation actuelle.

#### 3.1.1. - LES TRAVAUX.

La nappe a d'abord été exploitée par puits pour l'alimentation des habitations. Celles-ci se fixaient là où elles étaient à l'abri des divagations du lit mineur de l'Isère, c'est-à-dire sur les plus basses pentes, et sur les cônes de déjection.

Depuis plusieurs siècles, de nombreuses tentatives ont été faites pour régulariser le cours de la rivière, afin de limiter les dégâts causés par les crues et d'augmenter la surface des terres cultivables. Ces travaux, souvent menés par des particuliers ou de petites collectivités, avaient souvent, pour résultats de repousser la rivière chez le voisin d'en face.

En 1848, un réseau cohérent de digues est achevé entre Albertville et la frontière de la France (1), aussi bien sur l'Isère que sur la partie aval de l'Arc. L'effet de ces travaux ne tarde pas à se faire sentir.

La longueur du cours de l'Isère a diminué, la pente a donc augmenté. L'érosion régressive provoque un enfoncement du lit mineur entre les digues et un abaissement corrélatif du niveau moyen de la nappe.

---

(1) - La Savoie n'est rattachée à la France que depuis 1866.

D'importantes surfaces sont ainsi gagnées pour l'agriculture. L'Arc ne vient plus rejeter l'Isère aux pieds des Bauges. Le lac temporaire qui se formait à l'aval de Grésy sur Isère disparaît de façon définitive.

En Grésivaudan aussi les effets de cet endiguement se font sentir, mais d'une façon nettement moins agréable. Les crues, canalisées en Savoie, viennent s'épancher en Grésivaudan, en y provoquant d'autant plus de dégâts que les digues y sont hétérogènes et disposées de façon parfois anarchique.

Il faudra attendre 1948, soit un siècle plus tard, pour voir achever un réseau cohérent de digues dans le département de l'Isère. Cet endiguement se fait sans que l'on apporte de grandes modifications au tracé du lit de la rivière, c'est-à-dire sans changement de la pente de celle-ci. L'influence de ces digues sera minime sur la nappe. Les prélèvements de matériaux, dans le lit même, compensent les apports.

Mais les choses vont s'accélérer. Les prélèvements de graviers et galets augmentent, surtout lors de la construction de la voie express. La coupure de la Boucle de Bois-Français est faite en 1968. L'Isère s'enfoncé alors entre ses digues, comme elle l'avait fait en Savoie il y a 120 ans. L'érosion régressive, due à la coupure de la boucle et aux prélèvements de matériaux, se fait sentir jusqu'à Montmélian.

Sur le Drac, le schéma est un peu différent. L'endiguement avait provoqué dans un premier temps une remontée du lit, puis les prélèvements de matériaux ont fini par dépasser les apports et le lit s'est enfoncé. On suit très bien, à Rochefort, au Sud de Pont de Claix, les différentes étapes de cette histoire, et leurs répercussions sur la nappe alimentant la ville de Grenoble en eau potable.

### 3.1.2. - LES ETUDES ANTERIEURES.

Une première étude d'ensemble de la plaine a été conduite par les Services d'Aménagement de l'Isère, en vue de la réalisation du réseau de digues, dont la mise en place a été terminée en 1948. Des mesures piézométriques ont été faites, alors, de façon régulière, sur les puits et points d'eau existants et ce, pendant plusieurs années. Les niveaux de l'Isère étaient suivis ainsi que la position du fond du lit. Ces études

avaient surtout pour objectif la connaissance de l'évolution du fond du lit et le transport solide. Aucune exploitation hydrogéologique n'en a été faite.

Entre 1960 et 1967, le projet d'aménagement de la chute de la moyenne Isère, entre Saint-Egrève et Saint-Gervais, a entraîné une étude de la nappe dans la Cluse de l'Isère et dans la plaine de Moirans. Ce travail, réalisé pour le compte d'Electricité de France par le Cabinet Ruby, a permis la connaissance des grandes lignes de l'alimentation de la nappe et son mode de circulation. Un réseau de piézomètre a été mis en place et des mesures ont été faites pendant plusieurs années. Des cartes de nappes ont été dressées pour les différents régimes de l'Isère.

Pendant cette même période, différentes études ont abordé divers aspects de l'hydrogéologie de la plaine de l'Isère et de celle du Drac. SOGREAH a étudié l'aménagement des marais de Crolles-Lumbin. La Direction Départementale de l'Agriculture s'est penchée sur le problème de l'alimentation en eau potable de la zone industrielle de Crolles. Le Cabinet Ruby a repris les travaux sur le Grésivaudan entre Brignoud et Grenoble en vue de la coupure de Bois-Français. Différentes études ont été faites sur la plaine de Reymure pour le compte de la Ville de Grenoble.

Les résultats de ces différents travaux ont fait sentir l'intérêt d'études plus générales sur la nappe. Dès 1966, en collaboration avec la D.D.A., j'ai entrepris une étude de l'ensemble du Grésivaudan. Ce travail terminé en 1968, (J.C. FOURNEAUX, 1968 a), a permis la mise en évidence des conditions d'alimentation de la nappe, de son mode de circulation et de ses qualités physico-chimiques.

Un travail semblable est mené à bien sur la plaine de Grenoble par B. LACROIX entre 1969 et 1971. Les résultats obtenus ont permis de combler le vide entre la plaine du Drac en amont de Pont de Claix et la nappe de l'Isère, tant à l'amont qu'à l'aval de Grenoble (B. LACROIX, 1971).

En 1969 enfin, grâce aux concours de la D.D.A. de Savoie et d'Electricité de France, l'étude de la Combe de Savoie était entreprise, permettant de couvrir l'ensemble de l'ombilic de Grenoble.

Dès 1968, les versants de la plaine faisaient, eux aussi, l'objet de travaux de la part de différents chercheurs de l'équipe d'Hydrogéologie de l'Institut Dolomieu, sous la direction de J. SARROT-REYNAULD. On peut signaler entre autres, la thèse de M. MICHEL sur le bassin de Theys (versant de Belledonne), celle de G. NICOUD sur le Haut-Chéran (massif des Bauges), celle de J.P. VINTER sur le bassin d'Autrans (Vercors) et les travaux en cours de J.Y. et F. CORDEAU sur le versant oriental du Vercors.

### 3.2. - LES FACTEURS HYDROLOGIQUES

#### 3.2.1. - INTRODUCTION.

L'étude hydrogéologique d'une plaine comme celle de l'Ombilic de Grenoble nécessite la connaissance des facteurs hydrologiques principaux. Même s'il n'est pas question, ici, de dresser un bilan, l'influence de la pluviométrie, de l'évapotranspiration et du ruissellement va se faire sentir sur la nappe. Compte tenu de la superficie de la zone étudiée, de sa morphologie et de sa répartition géographique, les autres facteurs météorologiques (température, vents, pressions atmosphériques et ensoleillement) n'ont pas été abordés dans le cadre de ce travail.

Le Grésivaudan et la Combe de Savoie appartiennent à une zone des Alpes soumise aux influences parfois contradictoires de plusieurs climats de types différents. Bien que la limite naturelle entre les Alpes du Nord et celles du Sud passe au col de la Croix Haute, les influences méditerranéennes viennent souvent se faire sentir bien au delà de Grenoble.

Cette situation climatique va se traduire par une pluviométrie répartie de façon assez irrégulière d'une année à l'autre, avec des maxima qui peuvent se trouver en Mars, Avril, Mai, Juillet, Août, Octobre, Novembre ou Décembre. Mais cela intervient aussi sur les débits, tant de l'Isère que de ses deux affluents les plus importants : l'Arc et le Drac.

Pour les débits, un autre élément intervient. Il s'agit des équipements hydroélectriques, très nombreux dans l'ensemble du bassin versant de l'Isère. Ils sont de deux sortes en ce qui concerne leur influence sur l'hydrogéologie. Il y a les réservoirs qui amortissent les crues et tendent à une certaine régularisation du débit à l'aval. Il y a, d'autre part, les ouvrages qui font passer de l'eau d'un bassin versant à un autre. La carte de la planche XIII donne la situation de ces différents ouvrages. Nous verrons plus loin l'influence sur la nappe de la réalisation de ces ouvrages.



3.2.2. - LA PLUVIOMETRIE.

La pluviométrie, c'est-à-dire la mesure de la lame d'eau précipitée, intervient à trois niveaux différents, dans le cadre de cette étude :

- les précipitations sur l'ombilic de Grenoble,
- les précipitations sur les versants de la plaine, entre Albertville et Rovon,
- les précipitations sur l'ensemble du bassin versant de l'Isère.

*Les précipitations sur l'ombilic de Grenoble.*

Entre Rovon et Albertville, il existe dix stations, où des relevés pluviométriques sont faits de façon régulière. Le tableau ci-dessous donne, pour chacune de ces stations, l'altitude, la hauteur moyenne annuelle de la lame d'eau précipitée, la plus forte hauteur annuelle mesurée ainsi que la plus faible.

STATION	ALTITUDE	MOYENNE	MAXIMUM	MINIMUM
Saint-Gervais	249 m	1 218 mm	1 374	940
Tullins	201 m	1 094 mm	1 200	785
Moirans	196 m	1 137 mm	1 326	888
Fontanil-Cornillon	204 m	1 200 mm	1 397	928
Grenoble	223 m	997 mm	1 089	806
Corenc	227 m	1 017 mm	1 245	706
La Terrasse	234 m	1 137 mm	1 345	968
Tencin	236 m	1 018 mm	1 361	811
Challes-les-Eaux	291 m	1 118 mm	1 481	822
Albertville	350 m	1 300 mm	1 790	870

(Les mesures, utilisées ici, ont été aimablement communiquées par les Services de la Météorologie Nationale et de l'Electricité de France. Les chiffres pour Grenoble, correspondent à la station de l'ancien aéroport d'Eybens, abandonnée depuis 1967).

Toutes les stations (sauf Grenoble-Eybens) reçoivent en moyenne plus de 1 000 mm d'eau par an. La situation de la station a, ici, bien plus l'influence que son altitude. Ainsi, Saint-Gervais, au pied du flanc Ouest du Vercors, reçoit plus d'eau que les stations du Grésivaudan ou de la Cluse de Chambéry.

D'une manière générale, les pluies d'automne et d'hiver sont assez homogènes sur l'ensemble de la vallée, alors que les pluies de printemps et surtout d'été sont très inégales d'un point à l'autre. L'hiver reste la saison la plus sèche, alors que, selon les points, le printemps et l'automne se disputent la palme de la saison la plus arrosée. Les écarts entre les différentes saisons restent toujours faibles.

*Les précipitations sur les versants de la vallée.*

On dispose de moyennes décennales pour 9 stations situées sur les versants même de la vallée, entre Rovon et Albertville. Le tableau ci-dessous donne les valeurs moyennes de la hauteur d'eau précipitée pour ces stations.

STATION	ALTITUDE	MOYENNE DECENNALE
Montaud	800 m	1 540 mm
Villar-de-Lans	1 050 m	1 282 mm
Revel	630 m	1 089 mm
Saint-Hilaire-du-Touvet	1 050 m	1 670 mm
Theys	615 m	1 183 mm
Allevard	495 m	1 178 mm
Chapareillan	510 m	1 168 mm
La Rochette	340 m	1 153 mm
Bourget-en-Huile	890 m	1 376 mm

Ces valeurs sont très différentes les unes des autres et le calcul d'un gradient pluviométrique pour chacun des versants de la vallée donne des résultats, là aussi, très différents d'une région à l'autre.

A côté de ces mesures ponctuelles réalisées, sur de longues périodes, des mesures nombreuses ont été faites sur des bassins plus réduits afin de déterminer la valeur du gradient pluviométrique. C'est le cas dans le Vercors, dans les Bauges et sur les pentes de Belledonne. Des études sont en cours en Chartreuse et dans la région de La Rochette.

Des gradients de 80 et même 85 mm de pluie pour 100 m d'altitude ont été trouvés dans les Bauges et sur les versants exposés à l'Ouest du Vercors, (G. NICLOUD, 1973 ; J.P. VINTER, 1973). Des valeurs identiques doivent exister en Chartreuse. Par contre, les gradients sont plus faibles sur les pentes de Belledonne, où ils ne dépassent que rarement 60 mm pour 100 m. Au sein d'un même bassin, le gradient peut varier beaucoup d'un versant à l'autre. Ainsi, pour le bassin de Theys, les valeurs obtenues par M. MICHEL (1972) sont respectivement de 36,9 mm/100 m sur le versant Nord et 62,6 mm/100 m sur le versant Sud.

Malheureusement, aucune mesure n'a été faite au-dessus de 1 800 m d'altitude et l'on ne peut donc affirmer que le gradient reste du même ordre de grandeur sur les hautes pentes de Belledonne par exemple.

La répartition des précipitations au cours de l'année est identique à celle que l'on peut observer dans la vallée.

*Les précipitations sur l'ensemble du bassin versant de l'Isère.*

Il est beaucoup plus difficile d'évaluer la hauteur de la lame d'eau précipitée chaque année sur l'ensemble du bassin versant de l'Isère, fermé au pont de Saint-Gervais. Il existe bien de nombreuses stations, mais elles ne sont pas toujours représentatives de la région où elles se trouvent. Sur 64 stations situées dans le département de l'Isère, 60 sont à moins de 1 300 m d'altitude, alors que l'altitude moyenne de bassin versant est de 1 600 m. Il n'existe qu'une seule station qui se trouve à cette altitude, et aucune au-dessus. La situation est un peu meilleure en Savoie, mais certaines stations d'altitude donnent des résultats aberrants. A Val d'Isère par exemple, en 1967, il serait tombé 796 mm d'eau, alors que la lame d'eau écoulée par l'Isère, au même endroit, dépasse 1 200 mm, pour un bassin versant qui ne couvre que 46 km<sup>2</sup>.

Il est donc plus rationnel de calculer :

- un gradient pluviométrique moyen pour un certain nombre de bassins élémentaires,
- la lame d'eau précipitée sur chacun de ces bassins,
- le volume d'eau reçu par l'ensemble du bassin en faisant la somme de ce qui tombe sur chaque bassin élémentaire,
- et ensuite, la lame d'eau "moyenne" précipitée sur l'ensemble du bassin de l'Isère.

A partir des hauteurs d'eau précipitées, mesurées dans une centaine de stations et de gradients pluviométriques moyens déterminés lors d'études régionales, les valeurs suivantes ont été obtenues :

ANNEE	LAME D'EAU PRECIPITEE
1967	1 410 mm
1968	1 640 mm
1969	1 395 mm
1970	1 860 mm
1971	1 305 mm
1972	1 180 mm
1973	1 380 mm

Le régime des pluies a beaucoup moins d'importance à l'échelle de l'ensemble du bassin que pour la plaine elle-même, ou ses versants. En effet, au phénomène de la rétention nivale, très importante dans certaines parties du bassin, s'ajoute le rôle des retenues, qui se fait sentir surtout en période de basses eaux ; le débit de l'Isère, comme celui de l'Arc est, alors, beaucoup plus sensible aux lachures des différents barrages qu'aux averses qui peuvent se produire sur le bassin versant.

Il convient d'adopter une valeur moyenne pour la suite des calculs et, en particulier, pour la détermination quantitative de l'alimentation. Celle-ci sera 1 100 mm pour la plaine elle-même et 1 300 mm pour les versants, puisque la pluie intervient de façon différente dans l'alimentation de la nappe, selon qu'elle tombe sur la plaine elle-même, ou sur les versants.

Le nombre des points de mesure et la longueur des périodes de mesure (parfois plus de 60 ans) laisseraient penser que l'on puisse obtenir des valeurs plus précises pour connaître la hauteur d'eau tombée en moyenne sur l'ensemble de la zone étudiée. En fait, cette précision que l'on pourrait rechercher dans une analyse beaucoup plus fine des données serait illusoire à plusieurs titres.

3.2.3. - L'EVAPOTRANSPIRATION.

L'évapotranspiration reste la donnée hydrologique la plus difficilement accessible. Sa mesure reste difficile à mettre en oeuvre et l'on doit souvent se contenter de calculer ce paramètre par une méthode ou une autre. La mise en place de cases lysimétriques ne peut se faire que pour des bassins de surface réduite car les résultats obtenus ne peuvent pas être étendus à des surfaces très grandes. Les facteurs qui influent sur ce phénomène sont beaucoup plus nombreux que ceux qui influent sur la pluviométrie puisqu'à tous ceux là s'ajoutent tous les facteurs concernant le sol d'une part, et tous les facteurs météorologiques d'autre part.

Avant de définir les valeurs de ce paramètre, qui seront utilisées pour le calcul des volumes d'eau apportés à la nappe, il peut être intéressant de faire le point de l'acquis dans ce domaine, aussi bien du point de vue de la recherche théorique que de celui des mesures réalisées en différents points du bassin de l'Isère, ou dans des bassins voisins.

B. LACROIX (1971), lors de son étude de la plaine de Grenoble, reprendra les calculs avec les données des années 1970 et 1971. Elle arrivera à des valeurs analogues avec :

$$E = 573 \text{ mm selon Turc}$$

M. MICHEL (1972), pour le bassin de Theys a été amené à rechercher une valeur moyenne pour des altitudes variant entre 250 et 2 100 m. Calculant E selon les méthodes de Turc, Coutagne et Thorntnwaite il a obtenu les valeurs suivantes :

TURC	COUTAGNE	THORNTNWAITE
475 mm	445 mm	562 mm

J.P. VINTER (1973) calcule pour le bassin du Méaudret, d'altitude moyenne 1 250 m, l'évapotranspiration selon Turc, Coutagne et Thornthwaite, pour les années 1971 et 1972. Il obtient :

ANNÉE	TURC	COUTAGNE	THORNTHWAITE
1971	431 mm	407 mm	508 mm
1972	433 mm	409 mm	531 mm

On peut rapprocher ces valeurs de celles obtenues par G. NICLOUD (1973) dans le bassin d'Ecole en Bauge où, pour une altitude de 1 200 m, il arrive à :

TURC	COUTAGNE	THORNTHWAITE
450 mm	380 mm	576 mm

Les bassins du Méaudret et d'Ecole en Bauges sont comparables sur bien des points.

On doit à J.P. VACHER (1971) une analyse de l'ensemble des données de la Météorologie Nationale concernant la totalité du bassin de l'Isère. Il a calculé l'évapotranspiration réelle par la méthode Turc pour 47 stations différentes où la pluviométrie et la température étaient connues. Il obtient ainsi une formule donnant cette évapotranspiration en fonction de l'altitude.

$$E = - 0,117 h + 575 \pm 22 \text{ mm}$$

valable entre 200 et 2 000 m avec un coefficient de corrélation de 0,93. Le même calcul fait selon la méthode de Thorntnwaite lui donne :

$$E = - 0,135 h + 690$$

avec un coefficient de corrélation de 0,99.

Si les résultats ainsi obtenus concordent avec ceux des auteurs précédemment cités pour les points de la vallée de l'Isère, il n'en est pas de même pour les points d'altitude élevée ; les valeurs de la pluviométrie utilisées par cet auteur semblent très inférieures aux valeurs trouvées dans le Vercors, dans les Bauges et dans Belledonne. En retranchant les valeurs de l'évapotranspiration données par J.P. VADER, des hauteurs d'eau précipitées qu'il utilise, la lame d'eau disponible est très inférieure à la lame d'eau écoulée mesurée dans le bassin de la haute vallée de l'Isère, ou dans celle de l'Arc. Or, les mesures de débit sont beaucoup plus "fiabiles" que les mesures de précipitations !

On peut comparer ces résultats à ceux obtenus avec l'évaporomètre Piche à Grenoble et à Bourg-Saint-Maurice.

	TURC	THORNTHWAITE	PICHE
Grenoble	545	660	540
Bourg-Saint-Maurice	482	560	514

On constate une bonne concordance entre les résultats de l'évaporomètre Piche et ceux obtenus par la méthode de Turc. Cette concordance est meilleure à Grenoble qu'à Bourg-Saint-Maurice, car à Grenoble, quand l'appareil Piche ne marche pas, l'évapotranspiration est nulle alors qu'à Bourg-Saint-Maurice il peut y avoir sublimation de neige.

L'absence de mesures à partir de cases lysimétriques, dont les principaux auteurs s'accordent à reconnaître qu'il s'agit du seul appareil qui puisse permettre la mesure, avec une certaine précision, du phénomène de l'infiltration, ne permet pas de se faire une idée sur la valeur des résultats obtenus. Mais les travaux récents de l'équipe du C.R.G. de Thonon-les-Bains, ont montré qu'il y avait pour la région du Lac Léman, une très bonne corrélation entre les résultats obtenus avec l'appareil de Piche et ceux des lysimètres (E. SIWERTZ, 1974).

Une telle corrélation est-elle valable pour la vallée de l'Isère ? Le climat des deux régions est évidemment différent dans le détail mais les principaux facteurs hydrologiques sont comparables comme le montre le tableau ci-dessous :

	THONON	GRENOBLE
Altitude	380 m	223 m
Pluviométrie	1 000 mm	1 000 mm
Température	8°6	10°1
Humidité relative	77 %	74,3%

Les résultats obtenus à l'évaporomètre Piche aussi bien à Grenoble qu'à Bourg-Saint-Maurice peuvent servir de point de comparaison et donner une idée sur la valeur de l'évapotranspiration dans l'ensemble de la vallée de l'Isère. Il apparaît, en outre, une corrélation assez bonne entre les résultats du Piche et les valeurs obtenues en appliquant la méthode de Turc. Cette corrélation a été observée aussi à Thonon-les-Bains.

On peut donc admettre que, sous des climats tels que ceux qui affectent les Alpes du Nord, la méthode de Turc donne un ordre de grandeur correct pour l'évapotranspiration. La mesure directe du phénomène peut se faire par l'évaporomètre Piche ; les résultats ainsi obtenus seront représentatifs.

Ceci est vrai dans la mesure où la répartition des pluies est assez homogène pendant l'année. La formule de Turc utilisée ici donne en effet l'évapotranspiration pour l'année. Si la répartition des précipitations est pas trop irrégulière, il convient d'appliquer la formule qui donne l'évapotranspiration par mois.

Plus le temps séparant deux averses est long, plus la rétention dans le sol doit être forte pour que les formules de calcul puissent s'appliquer et pour que les résultats des méthodes de mesure directes soient représentatifs du phénomène.

Dans certain cas, l'évapotranspiration devrait même être calculée pour une journée. Si l'on considère, par exemple, les surfaces où affleurent les calcaires urgoniens aussi bien en Chartreuse que dans le Vercors, l'infiltration y est très rapide parce que le sol est pratiquement inexistant sur des étendues très vastes. Une grande partie des pluies d'été échappe donc là, à l'évapotranspiration.

Il en est un peu de même pour les surfaces étanches où existe un système de drainage. Les rues et les routes goudronnées ainsi que les toits des habitations reçoivent les pluies et en transmettent une grande partie à l'Isère, par l'intermédiaire d'un réseau de canalisation.

Dans ces deux cas, il n'y a pas de rétention qui permette d'alimenter l'évapotranspiration longtemps après la fin de l'averse. Les formules ne sont plus applicables et la réalité est très différente de ce que représente un appareil du type Piche par exemple. Même le lysimètre ne donne pas de résultats intéressants pour traduire ce phénomène.

Or, dans certain cas, la surface concernée par ces "évacuations rapides" peut représenter une part importante de l'ensemble du bassin. Il convient alors de moduler les valeurs obtenues. On peut penser que la valeur de 575 mm retenue pour la plaine de Grenoble (B. LACROIX, 1971) est beaucoup trop forte, si l'on veut bien voir que 30 % de la zone concernée sont imperméabilisés et drainés.

La différence sera très sensible en été ; l'eau drainée va rejoindre les différentes formes du ruissellement et ne sera plus disponible pour l'évapotranspiration.

Dans le cas des surfaces étanches comme les zones urbaines, le ruissellement est pratiquement le seul bénéficiaire de cette réduction de l'évapotranspiration. Il n'en est pas de même dans le cas des affleurements de dalles calcaires. Là, l'eau s'infiltré et rejoint la "nappe" de fissures qui alimente telle ou telle résurgence.

Le choix d'une valeur devra donc se faire, pour chaque bassin élémentaire, après étude des conditions générales. Pour ce qui est de la vallée de l'Isère, une valeur comprise entre 500 et 550 mm/an semble convenir. De

plus, cette fourchette englobe les résultats du Piche, à Grenoble, ainsi que les valeurs obtenues par la méthode de Turc pour les différentes stations où les données sont suffisantes pour que ce calcul puisse être fait avec une précision assez satisfaisante.

Pour les versants, il n'est pas possible de choisir une valeur et de l'appliquer partout. Les conditions aussi bien géologiques que climatiques sont trop différentes pour qu'une telle approximation soit satisfaisante. Malheureusement les données manquent pour que l'on puisse tenter une autre approche du phénomène.

Les valeurs obtenues par la méthode de Turc seront donc utilisées en première approche. Le tableau suivant donne les valeurs pour toutes les stations de la zone étudiée où elles ont pu être calculées.

TABLEAU DES VALEURS DE L'EVAPOTRANSPIRATION CALCULEES PAR LA METHODE DE TURC

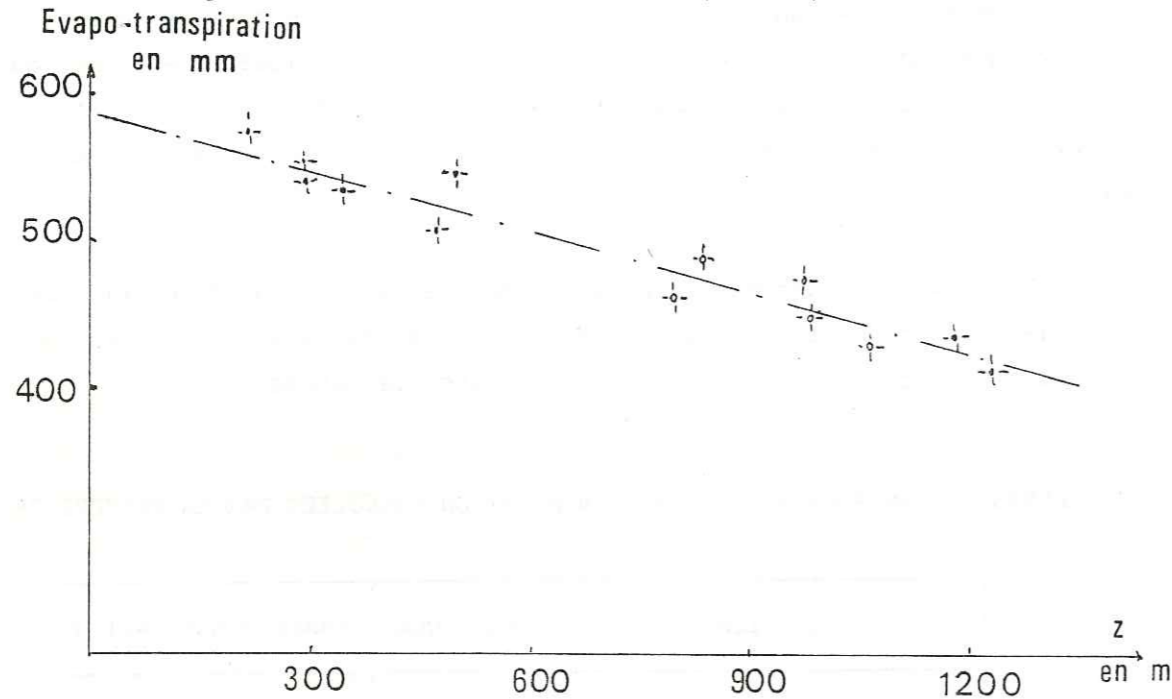
STATION	ALTITUDE	EVAPOTRANSPIRATION
Autrans	1 250 m	430 m
Ecole-en-Bauges	1 200 m	450 m
Theys	800 m	475 m
Grenoble	210 m	575 m
Saint-Pierre-de-Chartreuse	980 m	495 m
Fond de France	1 082 m	440 m
La Rochette	347 m	528 m
Saint-Marcellin	280 m	562 m
Challes-Les-Eaux	291 m	535 m
Moutiers	480 m	510 m

Ces valeurs de l'évapotranspiration reportées en fonction de l'altitude, s'alignent assez bien sur une droite telle que :

$$E = - 0,24 h + 585 \pm 20 \text{ mm}$$

Cette formule est légèrement différente de celle établie par J.P. VACHER (1971), obtenue avec un plus grand nombre de stations, mais une moins bonne corrélation (fig. 31).

Figure 31 : Corrélation entre l'évapotranspiration et l'altitude



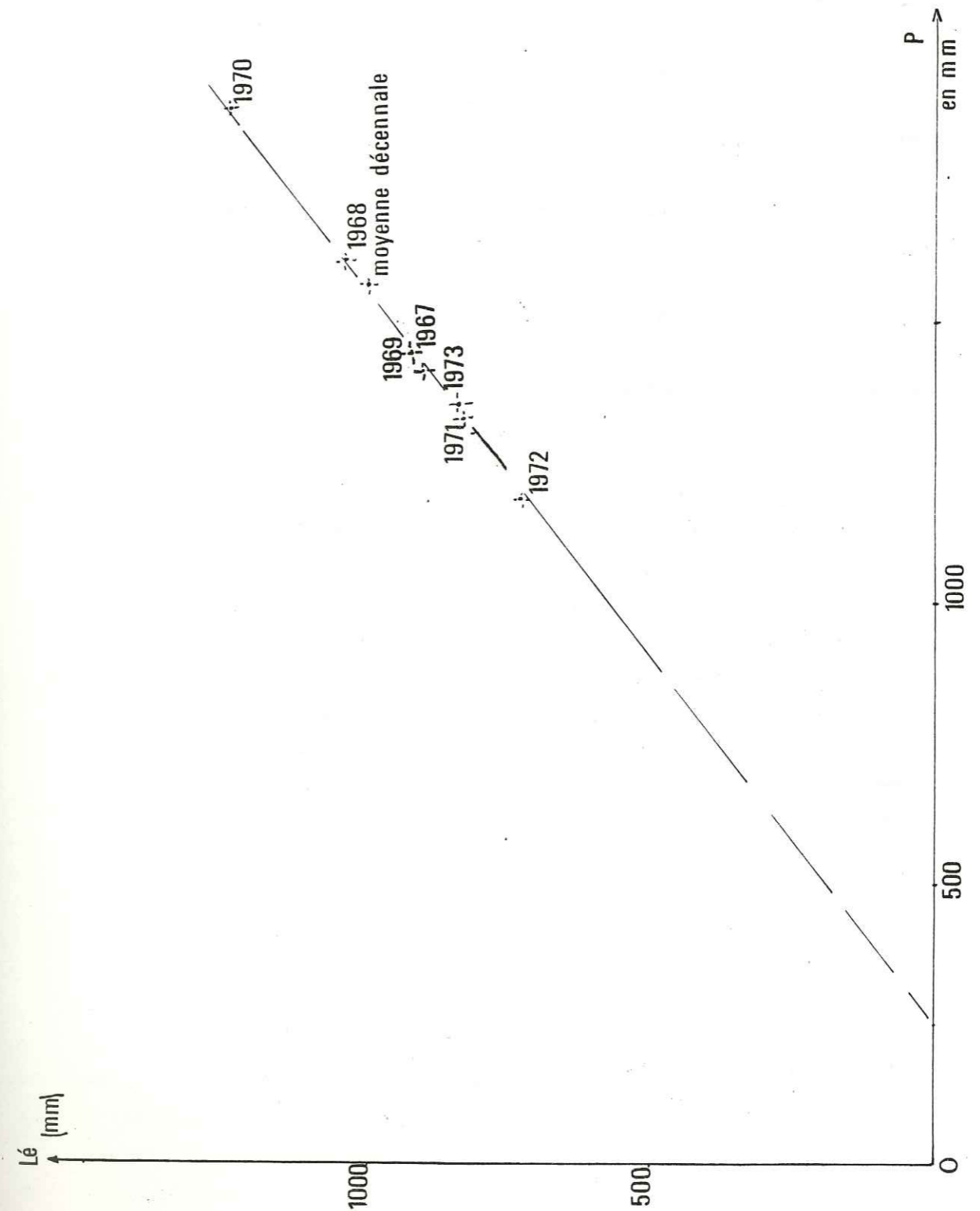
Les valeurs retenues permettront le calcul de la lame d'eau disponible pour l'infiltration et le ruissellement, d'une part sur la plaine elle-même, et d'autre part sur les versants.

La recherche de la précision est encore moins possible dans ce domaine que dans celui de la pluviométrie. Il faut, pour tenter d'aller plus loin, disposer d'un moyen de recoupement, c'est-à-dire de la connaissance très précise du ruissellement. Dans ce cas là, et pour un bassin de faible étendue, on peut arriver à préciser les différents termes du bilan. Mais il faut que la surface du bassin soit telle que les différents termes restent comparables. Il est impensable de vouloir "boucler" un bilan, si dans celui-ci interviennent des termes qui sont inférieurs à l'erreur absolue commise sur d'autres termes.

3.2.4. - DEFICIT D'ECOULEMENT.

Le calcul de l'évapotranspiration par les formules dites classiques donne souvent des résultats difficilement contrôlables et de plus assez éloignés les uns des autres selon la formule employée. Si l'on dispose de suffisamment

Figure 32 : Relation entre la lame d'eau précipitée et la lame d'eau écoulée; le bassin de l'Isère fermé au pont de Veurey.



d'élément sur un bassin, il est plus facile de calculer le déficit d'écoulement, c'est-à-dire la différence entre la lame d'eau précipitée et la lame d'eau réellement écoulee à l'exutoire du bassin considéré.

Pour le bassin de l'Isère (fermé au pont de Veurey), il est possible d'établir la relation qui lie la lame d'eau écoulee et la lame d'eau précipitée que nous avons calculée plus haut. La station de jaugeage du pont de Veurey, gérée par les services de la Direction Technique Générale de l'Electricité de France, permet la connaissance des débits de l'Isère avec une précision voisine de 5 %.

Les points s'alignent sur une droite (fig. 32, avec une bonne corrélation et la relation s'écrit :

$$L_e = 0,8 P - 250$$

avec  $L_e$  = lame d'eau écoulee en millimètre,

$P$  = lame d'eau précipitée en millimètre.

Si la lame d'eau écoulee est connue avec une précision de l'ordre de 5 %, il n'en est pas de même de la lame d'eau précipitée pour laquelle la précision n'atteint pas 10 %.

Au pont de Veurey, le déficit d'écoulement mis en évidence par la comparaison de la lame d'eau précipitée avec la lame d'eau écoulee, représente uniquement l'évapotranspiration. En effet, le débit moyen de l'Isère au pont de Veurey, calculé sur plusieurs années est de 281 m<sup>3</sup>/s. Le seul débit qui échappe au contrôle est celui de la nappe, qui, au niveau du pont de Veurey est de l'ordre de 100 l/s, comme nous le verrons plus loin.

Il est possible, ensuite, de comparer les résultats obtenus pour la valeur du déficit d'écoulement, c'est-à-dire :

$$P - L_e \text{ (en millimètres)} = 0,2 P + 250$$

avec les valeurs calculées par les formules dites classiques.

Pour le bassin de l'Isère, on obtient des valeurs comprises entre 450 mm de déficit d'écoulement pour une année sèche et 550 pour une année humide. Ces valeurs sont donc légèrement inférieures à celles calculées ou obtenues avec l'évaporomètre Piche, tant à Grenoble qu'à Bourg-Saint-Maurice.

La courbe obtenue montre la relation linéaire existant entre la lame d'eau précipitée et la lame d'eau écoulee à la sortie du bassin. Cette dernière représente, pour la nappe, la lame d'eau utile. C'est en effet, la somme de l'eau infiltrée et de l'eau ruisselée. Nous verrons plus loin que ceci représente tout ou partie de l'alimentation potentielle de la nappe.

La pente de la courbe, c'est-à-dire le paramètre  $a = 0,8$  traduit la relation existant entre les précipitations et l'évapotranspiration. Le paramètre  $b$  comptabilise l'eau absorbée par le terrain à chaque averse ; cette eau ne s'infiltré pas, ni ne ruisselle. Elle reste fixée dans la tranche superficielle du terrain et sera restituée à l'atmosphère d'une manière ou d'une autre. Ce paramètre  $a$  a été appelé "seuil pluviométrique" par G. CASTANY (1958).

Le paramètre  $b$  dépend, à la fois de la nature de la tranche superficielle du terrain et du nombre et de la répartition des averses.

A l'échelle de l'averse, le phénomène semble identique. Au début d'une averse, il ne se passe rien, ni sous forme du ruissellement, ni sous forme d'infiltration. Pour chaque averse, il existe donc un seuil "utile". Si la hauteur de précipitation dépasse ce seuil, l'infiltration commence, puis c'est le tour du ruissellement. Si l'averse se poursuit, on va voir l'infiltration cesser par saturation du terrain. Et bientôt l'eau précipitée va alimenter directement le ruissellement (P. GUILLOT - R. DUBAND, 1968).

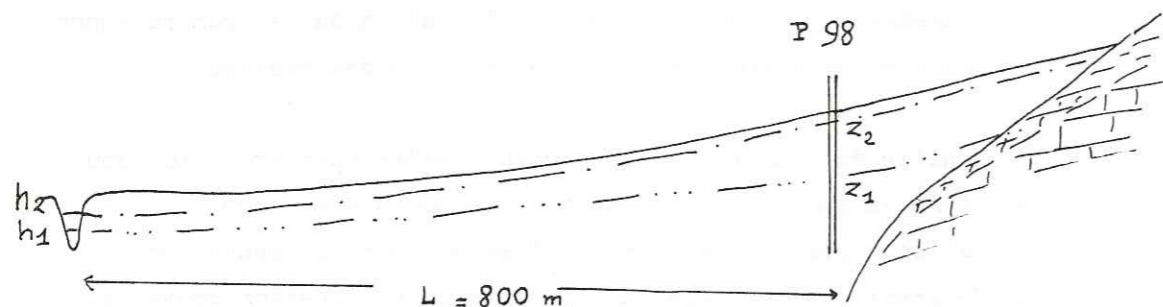
### 3.2.5. - INFILTRATION.

La lame d'eau écoulee se traduit, à l'échelle de l'averse, par la somme de l'infiltration et du ruissellement. Le ruissellement peut se mesurer rapidement par la simple lecture d'une échelle limnimétrique. Il n'en est pas de même de l'infiltration. Ses effets se font sentir avec un certain retard et il est parfois difficile de déterminer quelle est l'averse qui a provoqué l'infiltration que l'on observe, si plusieurs averses consécutives sont tombées sur le bassin considéré.

Dans certains cas, la détermination du volume d'eau infiltré peut se faire assez aisément. Il faut pour cela disposer d'une zone où l'infiltration a une origine bien déterminée et correspond à un bassin versant dont la surface est connue. On peut alors admettre que l'abaissement de la nappe après une crue consécutive à une averse correspond à la vidange d'un certain volume d'eau, lequel représente l'eau infiltrée sur le bassin versant pendant l'averse.

Considérons, à titre d'exemple, la nappe en rive gauche du Coisin, à l'aval du Lac de Sainte-Hélène. Il n'existe là aucun écoulement superficiel permanent et même temporaire. Pour une averse de 30 à 50 mm, le Coisin voit son niveau varier de moins de 10 cm, alors que la nappe sur le versant peut monter de plus de 80 cm. Dans cette zone, la nappe est toujours drainée par le Coisin. On a donc le schéma suivant :

Figure 33 : La nappe en rive gauche du Coisin à l'aval du lac de Sainte-Hélène



Après l'averse, la nappe est passée, dans le piézomètre P 98 de  $z_1$  à  $z_2$ , alors que le niveau du Coisin passait de  $h_1$  à  $h_2$ . Puis la nappe se met à baisser et revient au niveau initial  $z_1$  ; il en est de même pour le ruisseau. L'abaissement de la nappe correspond à la vidange de la tranche de terrain comprise entre les niveaux de la nappe après l'averse et après retour à l'équilibre. On peut calculer le volume d'eau pour une section de la nappe de largeur unité et de longueur  $L$  correspondant à la distance entre la limite de la nappe et le Coisin.

On a alors :

$$V = L \times \frac{(dz + dh)}{2} \alpha$$

avec :  $dz = z_1 - z_2$

$dh = h_1 - h_2$

et  $\alpha$  = porosité utile de la tranche "vidangée".

Pour avoir le volume correspondant à une surface donnée de la nappe, il suffit de remplacer  $L$  par  $S$  (surface de la nappe considérée),  $dz$  par  $\bar{dz}$ ,  $dh$  par  $\bar{dh}$  et l'on obtient :

$$V = S \times \frac{(\bar{dz} + \bar{dh})}{2} \alpha \quad (1)$$

Pour ce même bassin, on peut comparer la relation (1), avec la relation donnant l'alimentation par un panneau non drainé (voir plus loin page

$$V = S' (P - E) \quad (2)$$

avec  $S'$  = surface du panneau non drainé,

$P$  = hauteur d'eau précipitée pendant l'averse considérée,

$E$  = évapotranspiration relative à cette même hauteur d'eau.

La première relation, qui est de la forme :

$$u = dz + dh$$

tend vers une limite. En effet, avant l'averse, la nappe se trouve à une certaine profondeur sous la surface du sol. Seule la tranche dénoyée du terrain peut absorber de l'eau.

La relation (2) est une fonction linéaire. Elle tend vers l'infini avec  $P$ . Si donc la hauteur d'eau précipitée dépasse une certaine valeur dépendant des conditions locales, il n'y a plus que du ruissellement.



L'évapotranspiration reste une grandeur difficile à appréhender. Il n'est pas toujours possible de la calculer par le biais du déficit d'écoulement et pourtant souvent cette méthode met en évidence l'inexactitude des formules (V. LUPARINI, 1975).

Pour le reste de cette étude, la valeur retenue sera 500 mm pour une année moyenne, sachant que cette valeur est surestimée. Il apparaît de plus en plus souhaitable qu'une technique de mesure efficace et, si possible, peu onéreuse, soit mise au point.

### 3.2.6. - RUISSELLEMENT.

L'Isère entre dans la Combe de Savoie après avoir reçu l'Arly en rive droite. Au pont Albertin, le débit de l'Isère est déjà fortement influencé puisqu'une partie de ce débit est dévié à l'aval de Moutiers pour être envoyé sur l'Arc (Aménagement Isère-Arc) ; Le réservoir de Tignes régularise les apports de la haute Isère. Sur le Doron, principal affluent de l'Arly, le barrage de Roselend joue aussi, à un degré moindre, le rôle de volant.

Il en est de même de l'Arc qui rejoint l'Isère au Pont-Royal ; les nombreux aménagements réalisés ou en cours de réalisation tendent à régulariser les débits moyens journaliers.

Le Drac qui se jette dans l'Isère à l'aval de Grenoble a son débit, lui aussi, fortement influencé par les barrages construits sur son cours, comme sur celui de la Romanche, son principal affluent.

Il devient donc très difficile, sinon impossible de faire la liaison entre la lame d'eau précipitée et la lame d'eau écoulée, même si l'on dispose d'une connaissance correcte des débits instantanés de ces différents cours d'eau.

Malgré la présence des ouvrages hydroélectriques, les principales caractéristiques des régimes de ces trois cours d'eau restent visibles. Ce sont ces caractères dont l'influence va se faire sentir sur la nappe. Voyons donc quelles sont les grandes lignes du régime de ces trois cours d'eau.

L'Isère, avec un bassin versant de 5 720 km<sup>2</sup> à Grenoble, avec une altitude moyenne de l'ordre de 1 500 m et un peu moins de 120 km<sup>2</sup> de glaciers, présente un régime pluvio-nival avec une période de hautes eaux entre les mois d'Avril et de Juillet et des crues marquées, mais brèves en Novembre ou Décembre, que l'on n'observe pas chaque année.

Au pont Albertin, les débits moyens mensuels de l'Isère s'étagent entre 30,8 m<sup>3</sup>/s en Janvier et 77,8 m<sup>3</sup>/s en Juin. Il s'agit là des débits réels après déviation Isère-Arc. Le tableau suivant donne les valeurs des débits moyens mensuels de l'Isère et de l'Arc en différents points (1).

Ces valeurs permettent de comparer les régimes de l'Isère et de l'Arc au niveau de Pont Royal. Ils présentent tous les deux des minima en hiver et les maxima en Juin. Ce sont les caractéristiques des régimes nivaux. Les pointes de Novembre ou Décembre que l'on trouve dans les débits journaliers disparaissent dans les débits moyens mensuels car elles n'existent pas chaque année et surtout se déplacent d'un mois à l'autre selon les années.

Les débits dérivés de l'Isère vers l'Arc représentent 45,4 m<sup>3</sup>/s en moyenne pour l'année, ce qui provoque une baisse du niveau de l'eau dans l'Isère comprise entre 0,5 et 1 m selon les endroits.

A Grenoble, sur dix ans (1960-1969) le débit moyen s'établit à 175 m<sup>3</sup>/s, ce qui représente une lame d'eau écoulée de 964 mm et un module de 30,6 l/s/km<sup>2</sup>. Cette valeur a atteint 38,3 l/s/km<sup>2</sup> en 1970, année particulièrement humide pour tomber à 23,1 l/s/km<sup>2</sup>, en 1971, année très sèche.

Le Drac, à Pont de Claix, avec un bassin versant de 3 495 km<sup>2</sup>, présente un régime analogue avec des écarts beaucoup plus forts puisque le débit passe de moins de 10 m<sup>3</sup>/s à plus de 150 (valeur moyenne mensuelle). Pour la période de 1951 à 1965, on arrive à un débit moyen de 89 m<sup>3</sup>/s, avec un débit instantané maximum de 1 600 m<sup>3</sup>/s. Pour cette même période de 15 ans, on obtient un module de 25 l/s/km<sup>2</sup> qui est inférieur de plus de 5 l/s/km<sup>2</sup> à celui de l'Isère.

---

(1) - Toutes les valeurs de débits mentionnées ici sont tirées de l'Annuaire Hydrologique de France et des publications de l'E.D.F.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Isère (Pont-Albertin)	30,8	35,4	39,5	60,5	69,6	77,8	65,3	49,8	38,7	37,5	35,2	33,4
Isère (Pont Royal) amont du confluent	33,3	38,2	43,5	68,5	80,6	85,8	71,6	55,3	42,6	41,1	38,7	36,6
Arc (amont Randens)	42,4	36,8	35,6	39,0	89,9	123,2	110,1	66,1	57,9	55,5	44,7	45,0
Arc (aval Randens)	73,4	69,8	72,6	82,0	153,9	188,2	175,5	121,1	102,9	93,5	78,7	78,3
c'est à dire après restitution des prélèvements faits sur l'Isère à l'aval de Moutiers.												
Arc (Pont Royal)	74,0	70,6	73,5	84,1	157,6	193,2	177,9	122,9	104,2	94,6	79,6	78,8
Isère (Pont Royal) aval confluent	107,3	108,8	117	152,6	238,2	279,0	249,5	178,2	146,8	135,7	118,3	115,4

En fait les débits, sur les périodes considérées, ne sont pas connus avec une très bonne précision. Les résultats obtenus à partir de la station de Veurey, à l'aval du confluent du Drac, sont plus précis pour la période 1957-1969. Le tableau ci-dessous donne les caractéristiques du débit de l'Isère au Pont de Veurey.

- débits moyens mensuels :

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
152	142	198	334	466	555	438	294	229	166	194	202

- débits moyens = 281 m<sup>3</sup>/s
- module = 29,7 l/s/km<sup>2</sup>
- lame d'eau écoulée = 937 mm

Le régime général reste toujours le même malgré les apports du Drac, ce qui confirme la nature unique de ce régime pour les trois cours d'eau principaux. Mais comme à Grenoble, l'influence de la pluviométrie se traduit par des variations importantes dans le module et la hauteur d'eau écoulée. On voit ces valeurs passer de 39,5 l/s/km<sup>2</sup>, pour une lame d'eau de 1 240 mm en 1970 à 25,3 l/s/km<sup>2</sup> et 798 mm en 1971.

Les valeurs de la lame d'eau écoulée correspondent assez bien aux précipitations amputées de l'évapotranspiration. Les écarts restent, pour un bassin comme celui de l'Isère à Veurey, inférieurs aux erreurs de mesures faites aussi bien sur les débits que sur les autres grandeurs où la précision est moins bonne.

Il y a peu de choses à dire des autres affluents de l'Isère. Ils ont tous un régime torrentiel assez marqué qui n'est contrebalancé que par la rétention nivale. L'influence de la lithologie se fera d'autant plus sentir que la surface du bassin versant sera plus petite. Cela se traduira sur les modules, par des écarts importants par rapport aux valeurs moyennes, pour les bassins présentant des phénomènes karstiques ou comportant des formations géologiques très perméables sur des superficies importantes.

On obtient ainsi des modules de 27,1 l/s/km<sup>2</sup> pour la Vence avec un bassin versant de 63,5 km<sup>2</sup> en Chartreuse, de 18,7 l/s/km<sup>2</sup> pour la Fure avec un bassin versant de 106 km<sup>2</sup> dans le Bas-Dauphiné, de 34,5 l/s/km<sup>2</sup> pour le Furon avec un bassin versant de 33 km<sup>2</sup> dans le Vercors et 70 l/s/km<sup>2</sup> pour le Cernon avec un bassin versant géographique de 7 km<sup>2</sup>, mais où les apports karstiques sont importants (J.C. FOURNEAUX, 1973).

Pour le ruisseau du Merdaret, qui draine le bassin de Theys, et qui peut être considéré comme représentatif de l'ensemble des affluents rive gauche de l'Isère entre Albertville et Grenoble, M. MICHEL (1973) est arrivé à un module de 28,1 l/s/km<sup>2</sup> pour une période comprise entre Décembre 1967 et Janvier 1969.

Nous reviendrons, lors de l'étude de l'alimentation de la nappe, sur le rôle des affluents de l'Isère et en particulier sur celui des torrents, tant de la rive gauche que de la rive droite.

Pour l'ensemble des cours d'eau, les hautes eaux sont situées entre Avril et Juillet et l'étiage en Janvier-Février. Les crues peuvent s'observer pendant la période des hautes eaux (Juillet 1970 et Juillet 1973) mais aussi en Novembre (1972) et Décembre (1968). L'étiage est essentiellement lié à la rétention nivale.

A Veurey, la totalité de la lame d'eau précipitée, qui n'a pas été reprise par l'évapotranspiration, transite par l'Isère, à l'exception du débit de la nappe évaluée à 100 l/s, soit moins de 10<sup>-5</sup> du débit moyen. Est-ce à dire que l'infiltration est nulle dans le bassin versant de l'Isère ? Non, bien entendu. Dans certaines zones l'infiltration est même nettement supérieure au ruissellement. Mais l'eau infiltrée dans un bassin élémentaire quelconque, du bassin versant de l'Isère, rejoint, plus ou moins rapidement, le ruissellement par l'intermédiaire de sources, de canaux de drainage, etc...

Dans l'ensemble du bassin versant de l'Isère, le volume d'eau (1) contenu dans les différents aquifères est faible par rapport au volume d'eau disponible chaque année, même en année sèche. Les réserves en eaux souterraines

---

(1) - Il s'agit ici de l'eau disponible.

se comportent comme l'eau stockée sous forme de glace ou comme l'eau retenue dans les lacs naturels ou artificiels. Les variations de ces réserves sont faibles, très faibles, même si on veut les comparer aux variations du volume d'eau transitant au pont de Veurey, par exemple.

L'infiltration, en tant que terme d'un bilan, ne peut être étudiée et éventuellement calculée que dans le cadre d'un bassin élémentaire, ce qui sera fait lors de l'étude de l'alimentation de la nappe. A l'échelle d'un bassin comme celui de l'Isère, fermé au pont de Veurey, ou à Rovon, l'infiltration n'intervient que comme facteur de régulation du débit.

### 3.2.7. - CONCLUSIONS.

L'analyse du contexte hydrologique amène à définir une valeur de la pluviométrie moyenne pour l'ensemble de la plaine de 1 100 mm et une valeur moyenne pour les versants, de 1 300 mm par an. Il n'est pas possible d'obtenir une meilleure précision compte tenu de la taille de la zone étudiée et du nombre de situations particulières que l'on y rencontre.

Pour l'évapotranspiration, deux méthodes d'approche semblent donner des résultats assez précis. A l'échelle d'un bassin élémentaire, pour lequel les données météorologiques sont suffisantes, il est possible de calculer la valeur de l'évapotranspiration selon la formule de Turc. Les valeurs ainsi obtenues seront proches de celles données par la mesure du phénomène avec une case lysimétrique, ou avec un évaporomètre Piche. Les travaux récents ont montré que ces trois "techniques" (Turc, Piche et lysimètre) donnaient des résultats très comparables pour la région.

A l'échelle d'un vaste bassin, il devient beaucoup plus facile de mesurer le déficit d'écoulement ; si le contexte géologique est suffisamment bien connu, il sera possible d'affirmer que ce déficit d'écoulement correspond uniquement à l'évapotranspiration. Il faut, pour cela, disposer d'une station de jaugeage dont les résultats sont précis et fidèles. Ainsi, la station du pont de Veurey, permet de calculer une valeur du déficit d'écoulement qui est donnée par la formule :

$$De = 0,2 P + 250$$

(avec De, le déficit d'écoulement et P la pluviométrie exprimés en millimètres).

Dans ce cas là, la lame d'eau écoulee représente à la fois le ruissellement et l'infiltration, puisqu'à l'échelle du bassin, l'eau infiltrée vient par la suite alimenter des sources ou des canaux de drainage. L'infiltration ne peut s'appréhender qu'à l'échelle des bassins élémentaires qui constituent le bassin versant.

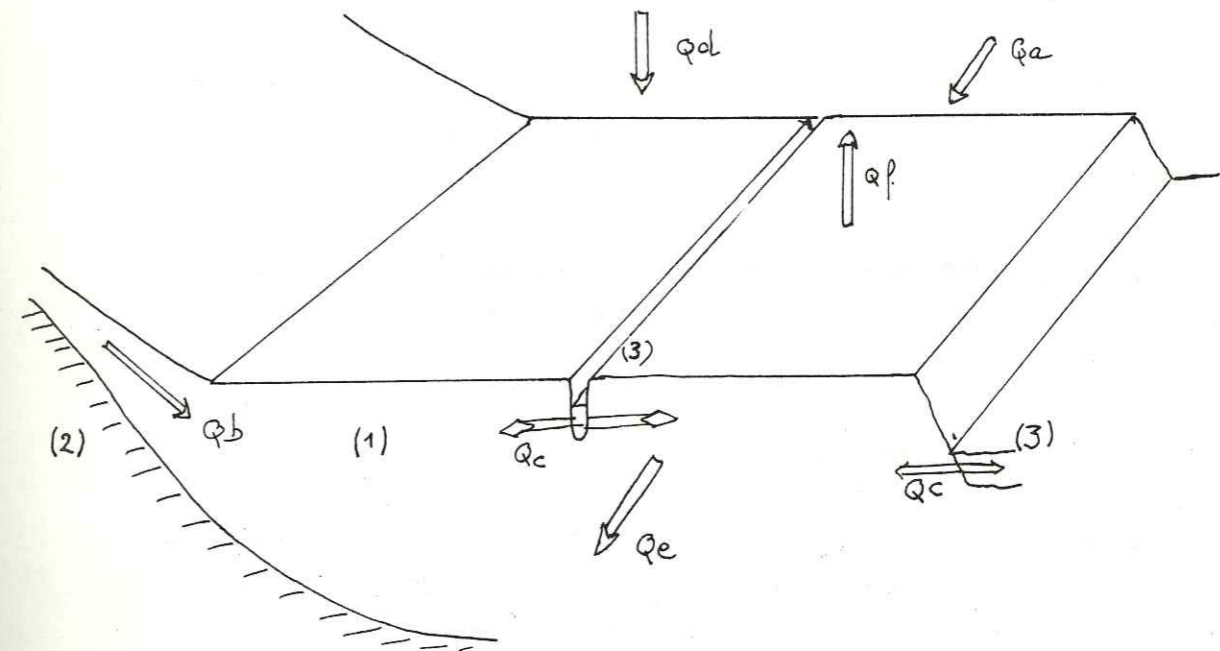
### 3.3. - ALIMENTATION DE LA NAPPE

La connaissance des conditions d'alimentation de la nappe, c'est-à-dire des processus par lesquels les eaux arrivent à la nappe, peut se faire par deux types de méthodes. L'étude des conditions dynamiques permet de déterminer les sens de circulations des eaux, donc de remonter le cheminement jusqu'à son origine. On peut ensuite, par l'observation des conditions locales, structure et lithologie en particulier, préciser le schéma et arriver ainsi à une image des circulations. L'étude des caractères physico-chimiques des eaux donne une deuxième clef pour la connaissance de ces circulations. Ces caractères permettent souvent de préciser les limites d'influence des différentes circulations ainsi que les variations dans le temps de ces limites.

#### 3.3.1. - LES DIFFERENTS TYPES D'ALIMENTATION.

Soit une section de la nappe avec l'aquifère constitué par les alluvions (1), le mur imperméable (2) et les cours d'eau superficiels (3).

Figure 34 : Les différents modes d'alimentation de la nappe



Cette section de la nappe reçoit des eaux de l'amont ; soit  $Q_a$ , le débit ainsi apporté. Depuis les versants provient un autre débit,  $Q_b$  ; les cours d'eau superficiels alimentent, eux aussi, la nappe avec un débit  $Q_c$  ; enfin la pluie qui tombe sur la surface de la section considérée apporte un débit,  $Q_d$ . La nappe perd un débit  $Q_e$  par l'aval, ainsi qu'un débit  $Q_f$  par évapotranspiration. On a, à un instant donné, équilibre entre les apports et les pertes, soit :

$$Q_a + Q_b + Q_c + Q_d + Q_e + Q_f = 0$$

avec  $Q_a$  toujours positif,  $Q_b$  positif ou nul,  $Q_d$  positif, négatif ou nul,  $Q_e$  toujours négatif et  $Q_f$  négatif ou nul.

En fait, l'équilibre n'est pas toujours atteint puisque le niveau piézométrique varie. Mais la quantité d'eau stockée lorsque la nappe monte, est restituée lorsque la nappe baisse. Seuls,  $Q_a$ ,  $Q_b$  et  $Q_c$  (lorsqu'il est positif) sont des alimentations de la nappe.

Il apparaît donc trois mécanismes d'alimentation de la nappe :

- L'alimentation par la pluie, c'est-à-dire par l'eau tombée sur la surface de la plaine et dont une partie importante s'infiltré en raison de la perméabilité et de la porosité des terrains.

- L'alimentation par les versants, c'est-à-dire l'eau tombée sur les versants et qui va rejoindre la nappe, soit directement, soit après un ruissellement temporaire.

- Les échanges avec les cours d'eau superficiels, c'est-à-dire l'eau infiltrée depuis le lit de l'Isère et des autres cours d'eau et qui alimentent la nappe.

Chacun de ces mécanismes peut apporter un certain volume d'eau ; toute cette eau n'est pas forcément acceptée par la nappe. Il existe une différence notable, sous les climats analogues au nôtre, entre l'alimentation réelle, c'est-à-dire le volume d'eau absorbé par la nappe et l'alimentation potentielle, c'est-à-dire le volume d'eau susceptible d'être apporté à la nappe par les différents mécanismes de l'alimentation. Dans le cas présent, le second peut être jusqu'à 100 fois plus grand que le premier.

Nous allons étudier en détail chacun de ces mécanismes d'un point de vue qualitatif et, si possible, d'un point de vue quantitatif.

### 3.3.2. - ALIMENTATION POTENTIELLE PAR LA PLUIE TOMBÉE SUR LA PLAINE.

Dans la plaine le ruissellement est nul, si l'on excepte les zones urbaines. Cela représente 75 % de la superficie de la vallée, soit près de 300 km<sup>2</sup> où l'infiltration et l'évapotranspiration se partagent les eaux tombées du ciel.

En théorie, il est possible de calculer le volume d'eau infiltrée qui va alimenter la nappe, pour 1 km<sup>2</sup> et pendant une durée de 1 an :

$$V = (P - E) \cdot 10^6$$

avec  $V$  = volume infiltré en m<sup>3</sup>

$P$  = pluviométrie en m

$E$  = évapotranspiration toujours en m

$$V = (1,100 - 0,500) \cdot 10^6$$

$$V = 600\ 000\ m^3$$

cela représente un débit spécifique ou module de :

$$V/t = 19\ l/s/km^2$$

avec  $t$  = nombre de seconde par an.

Ce module de 19 l/s/km<sup>2</sup> est à rapprocher de celui trouvé par le bassin de la Fure (18,7). Le bassin de la Fure a une altitude et des caractéristiques hydrologiques analogues à celles de la plaine de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble.

Le bassin versant de la Fure, avec une altitude moyenne comparable, une situation par rapport aux vents très semblables, présente surtout des conditions géologiques identiques. Il s'agit d'un bassin dont le substratum molassique peut être considéré comme imperméable. Mais ce substratum

disparaît, le plus souvent, sous une couverture très épaisse de formations quaternaires très poreuses et, souvent, très perméables. Il en est de même de la zone considérée où la plus grande partie des précipitations s'infiltrent.

Cette valeur ainsi obtenue ne représente qu'un ordre de grandeur. On constate que l'influence d'une averse sur la nappe varie beaucoup d'un point à l'autre pendant les mois chauds. Ces variations sont liées à la perméabilité de la tranche superficielle du terrain. Si les deux premiers mètres sont très perméables, l'eau de pluie s'infiltré rapidement et une grande partie échappe à l'évapotranspiration, et inversement. La végétation traduit bien cet état de chose (P. OZENDA, 1970). Elle n'est pas la même selon que l'on a une couche de limon de deux ou trois mètres d'épaisseur, ou selon que l'on trouve les alluvions grossières sous 30 à 40 cm de terre végétale.

### 3.3.3. - ALIMENTATION POTENTIELLE PAR LES VERSANTS.

De la même manière que l'on a calculé une alimentation potentielle par la pluie tombée sur la plaine, il est possible de calculer les volumes d'eau susceptibles d'être apportés à la nappe par un versant.

Soit un versant de surface S ; il reçoit pendant une période d'un an, une hauteur d'eau mesurée (ou estimée) P ; l'évapotranspiration absorbe une partie de cette eau, soit E. Une autre partie de cette eau précipitée ruisselle directement jusqu'à un cours d'eau pérenne, soit R. Le reste s'infiltré et rejoint la nappe. On peut donc écrire la relation entre ces différents éléments :

$$I = P - (E + R)$$

I représente alors la lame d'eau infiltrée. Si l'on connaît les autres termes, il est possible de calculer I et de connaître le volume d'eau apporté à la nappe pendant la période considérée, soit un an.

Une première remarque s'impose. Cette méthode de calcul ne peut s'appliquer qu'avec une bonne connaissance de la géologie du versant considéré.

Seule, cette connaissance permettra de dire si l'eau infiltrée vient bien alimenter la nappe de la plaine et si des apports en provenance d'autres versants ne viennent pas s'ajouter à cette infiltration. Il faut tenir compte, en outre, des modifications artificielles qui peuvent exister, c'est-à-dire des prises d'eau qui se font dans un bassin et dont la restitution se fait dans un autre.

La deuxième remarque a trait à la mesure de la lame d'eau qui ruisselle. Dans certains cas, une partie du ruissellement s'infiltré avant d'atteindre le cours d'eau pérenne. Dans le cas d'un torrent qui rejoint la plaine par un cône de déjection, on constate une diminution du débit de ce torrent entre le sommet et la base du cône. Le volume d'eau infiltré dans le cône vient, alors, s'ajouter à la lame d'eau déjà infiltrée.

La troisième remarque concerne la taille des bassins versants considérés. Pour certains bassins, de faible taille, le renouvellement des réserves est total chaque année. Ils accuseront alors, en les amplifiant, les variations inter-annuelles de la pluviométrie. Les valeurs de (I + R) pourront varier dans les rapports de 1 à 4 ou 5. Pour les bassins plus vastes, les réserves vont, au contraire, amortir les variations de la pluviométrie et la lame d'eau infiltrée sera peu différente d'une année sur l'autre.

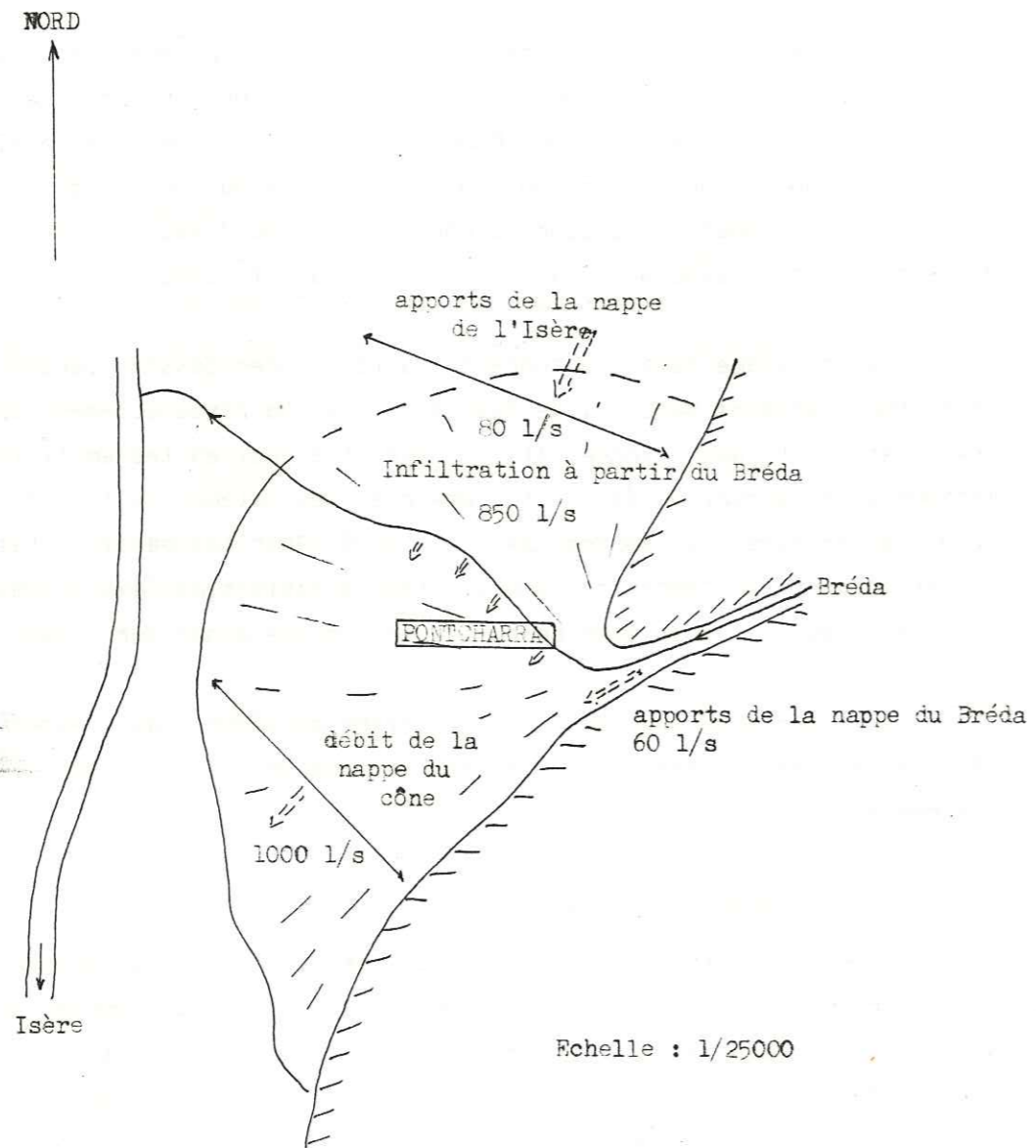
L'alimentation par les versants offre plusieurs cas d'espèce qu'il convient d'analyser en détail pour essayer de dégager les lois qui régissent ce phénomène.

#### 3.3.3.1. - Les bassins affluents.

Plusieurs affluents de l'Isère drainent des bassins versants importants par leur superficie et rejoignent la plaine par un cône de déjection très aplati. Il s'agit d'anciens cônes, dont le niveau de base a été relevé au fur et à mesure que l'Isère remblayait la vallée et que la gorge de raccordement se creusait. Les phénomènes hydrogéologiques y sont différents par rapport aux cônes de déjection à forte pente que nous verrons plus loin.

Le Bréda est un bon exemple de ce type. Il rejoint l'Isère à Pontcharra après avoir coulé dans des gorges entaillées dans les calcaires marneux du Dogger où des alluvions forment une gaine perméable. Une nappe existe dans ces alluvions, nappe qui est, à la fois, alimentée et drainée par le Bréda. En effet, la rivière serpente d'une rive à l'autre et découpe ainsi la nappe en secteurs indépendants.

Figure 35 : La nappe du cône de déjection du Bréda, à Pontcharra.



Au sortir de la gorge, la nappe vient alimenter le cône de déjection où, par ailleurs, une partie du débit du Bréda s'infiltré. Le débit de la nappe est à peu près constant. En effet, il est donné par la formule :

$$Q = K.S.i$$

- avec  $Q$  = débit de la nappe en  $m^3/s$
- $S$  = section de la nappe en  $m^2$
- $K$  = perméabilité moyenne des alluvions en  $m/s$
- $i$  = gradient de la nappe (sans unité)

$K$  est constant et assez élevé, entre  $5.10^{-3}$  et  $10^{-2}$  ; en prenant une valeur de  $7.10^{-3}$   $m/s$ , l'approximation est assez bonne.  $S$  varie peu. En effet, la vallée est large de 120 m à cet endroit ; la profondeur des alluvions reconnue par géophysique est de 10 m en moyenne. La nappe se trouve entre 2 et 3 m de la surface du sol selon les saisons. Donc  $S$  varie entre :

$$120 \times 8 \text{ et } 120 \times 7 \text{ soit entre } 960 \text{ m}^2 \text{ et } 840 \text{ m}^2$$

Le gradient  $i$  est assez fort ; il est voisin de 1 % en toutes saisons. On a donc :

$$Q = 7.10^{-3} \times 10^{-2} \times 960 \quad \text{soit } 67 \text{ l/s}$$

$$\text{ou } Q = 7.10^{-3} \times 10^{-2} \times 840 \quad \text{soit } 59 \text{ l/s}$$

Le même calcul fait pour la nappe du cône de déjection donne un débit beaucoup plus fort :

$$S = 1\,200 \times 25$$

$$\text{soit } 30\,000 \text{ m}^2$$

La perméabilité est du même ordre de grandeur ; un essai de pompage dans cette zone a donné la valeur de  $5.10^{-3}$   $m/s$  et le gradient est légèrement inférieur,  $0,66.10^{-2}$ . Le calcul donne :

$$Q = 30\,000 \times 5 \times 10^{-3} \times 0,66 \times 10^{-2}$$

$$Q = 1 \text{ m}^3/s$$

Ce débit provient d'une part des apports de la nappe du Bréda, soit de l'ordre de 60 l/s. La nappe de l'Isère vient, elle aussi, alimenter la nappe du cône, par le Nord. Son débit, calculé par la formule de Darcy, est de l'ordre de 80 l/s. La plus grande part du débit de la nappe du cône provient des infiltrations du Bréda. Celles-ci représentent jusqu'à 90 % des apports à la nappe. Cela représente un débit de 800 à 900 l/s. Il ne semble pas que ces infiltrations varient beaucoup car la nappe du cône n'accuse pas les mêmes écarts, et de loin, que le Bréda lui-même, qui voit son débit passer de 3 à 4 m<sup>3</sup>/s à 25 m<sup>3</sup>/s.

A l'aval, la nappe de l'Isère reçoit donc un débit de l'ordre de 1 000 l/s. Une partie de ce débit est immédiatement repris par un canal de drainage qui longe la base du cône. L'alimentation réelle de la nappe est donc le débit de la nappe du cône diminué du débit du canal et du débit des ouvrages de pompage situés dans le cône.

Il existe plusieurs bassins analogues à celui du Bréda dont le raccord avec la plaine se fait par l'intermédiaire d'un cône ancien. Mais les conditions hydrogéologiques sont le plus souvent différentes d'un cas à l'autre.

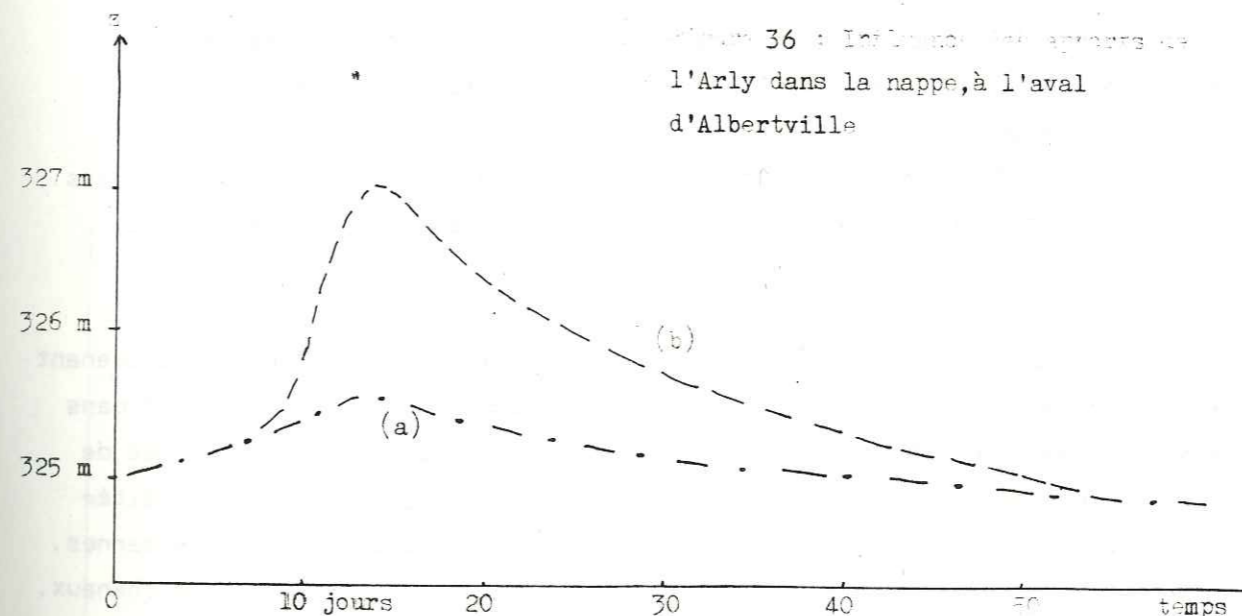
En rive droite de l'Isère, à l'aval de Grenoble, existe un vaste cône complexe édifié par *la Vence*, qui descend du massif de la Chartreuse. Une nappe importante existe dans ces formations. Elle est alimentée par les infiltrations de la Vence dans ses alluvions mais aussi par des apports en provenance des calcaires urgoniens, qui forment le substratum d'une partie du cône, avec des conditions structurales qui favorisent la circulation des eaux vers la plaine.

*La Morge*, à Moirans, rejoint, elle aussi, la plaine de l'Isère par l'intermédiaire d'un cône très aplati, toujours en rive droite. La perméabilité des alluvions de cet ancien cône est assez faible et la nappe de la plaine semble faire barrage à celle de la Morge, dont la plus grande partie des eaux vient alimenter les canaux de drainage.

Toujours en rive droite, en continuant à descendre la vallée de l'Isère, *la Fure*, elle aussi, possède un cône ancien dans lequel elle perd une partie de ses eaux. Celles-ci semblent drainées par un chenal fossile qui longe le pied du versant en direction du Sud-Ouest, comme l'ont montré de récents travaux de recherche d'eau. Un forage réalisé à plus de 1500 m de

la Fure, a retrouvé un ancien chenal à forte perméabilité à plus de 30 m de profondeur et à un niveau inférieur à celui de la Fure actuelle. Un essai de pompage a montré les liens existants entre ce chenal et le cône de la Fure puisqu'un puits situé dans le cône a été asséché lors de cet essai (communication orale de M. MICHEL).

Le cas de l'*Arly* qui rejoint l'Isère à Albertville est très différent, alors qu'à première vue, les conditions géologiques sont assez semblables. L'*Arly* coule sur un tapis d'alluvions grossières jusqu'à son confluent avec l'Isère. Il n'existe pas, là non plus, de vrai cône de déjection du point de vue morphologique. Les études piézométriques montrent une alimentation de la nappe par l'Isère et pas par l'*Arly*, comme si cette rivière coulait dans un lit colmaté. En période des très hautes eaux, la situation s'inverse. A la fin de 1972, après les fortes pluies du mois de Novembre, pendant l'été 1973, après les pluies de Juillet et à l'Automne 1974, la nappe est brusquement montée au Sud d'Albertville pour atteindre des côtes qui excluaient une alimentation par l'Isère. Tout se passe comme si l'*Arly* se mettait à alimenter la nappe lorsqu'il dépasse un certain niveau, comme si son lit n'était pas colmaté jusqu'en haut.



La courbe ci-dessus donne les hauteurs de la nappe dans le piézomètre P 97 situé au Sud d'Albertville. La courbe (a) représente les "apports" de l'Isère et la courbe (b) ceux de l'*Arly*. La vidange se fait en deux mois.



environ, pour une période d'alimentation assez brève, qui ne doit pas excéder 10 jours. Ne connaissant pas le temps de transfert entre l'Arly et le piézomètre, il n'est pas possible de savoir à partir de quelle côte la rivière se met à alimenter la nappe sous Albertville.

3.3.3.2. - Les cônes de déjection.

Il existe, de part et d'autre de la vallée, de véritables cônes de déjection, avec une morphologie caractéristique, une pente forte et un torrent qui coule dessus. On en trouve au débouché de chaque talweg tant en rive gauche qu'en rive droite, mais aucun de ces cônes ne peut être considéré comme actif, actuellement. Il faut des averses exceptionnelles, comme en Juillet 1970, pour voir les torrents sortir de leur lit et causer des dégâts sur leur cône, comme ce fut le cas à Saint-Quentin sur Isère et à Voreppe. Encore faut-il préciser que la plupart des dégâts sont le résultat du mauvais entretien (ou même, de l'absence d'entretien) du lit du torrent.

La pente du lit du torrent est forte et son débit irrégulier. Ces deux facteurs se conjugent pour empêcher le colmatage du lit, donc le torrent va perdre une partie de son débit dans son cône.

En rive gauche depuis Albertville jusqu'à Grenoble, les cônes de déjection sont situés au débouché de gorges entaillées dans les calcaires marneux du Dogger par des torrents qui viennent le plus souvent d'un bassin entaillé, lui, dans les formations cristallines du massif de Belledonne. Dans ces cônes, les dépôts seront, en général, bien lités et la circulation des eaux souterraines s'y fait en nappe.

Lorsque les cônes de déjection sont édifîés par des torrents provenant des chaînes sub-alpines, comme en rive droite dans la Combe de Savoie et dans le Grésivaudan, ou des deux côtés de la cluse de l'Isère, il n'en est pas de même. Les éléments durs qui sont des calcaires, continuent à subir une altération. Ils sont, en outre, emballés dans des argiles d'altération des marnes. La circulation des eaux souterraines aura tendance à se faire dans des chenaux.

Mais, dans tous les cas, une diminution du débit du torrent peut être mise en évidence, entre l'amont et l'aval du cône de déjection. Pour pouvoir mesurer cette diminution de débit qui traduit l'infiltration, il faut

qu'elle soit du même ordre de grandeur que le débit lui-même. Si l'infiltration représente 5 % du débit du torrent, elle est du même ordre de grandeur que l'erreur commise dans la mesure du débit, elle ne peut donc plus être mesurée.

L'eau infiltrée dans le cône de déjection va ensuite rejoindre la nappe de la plaine. Pour connaître la valeur de cette alimentation potentielle, il convient de mesurer ou d'estimer la valeur de cette infiltration.

Cas général.

En portant en abscisse le débit mesuré à l'amont du cône et en ordonnée le débit mesuré à l'aval, on obtient une courbe (fig. 37).

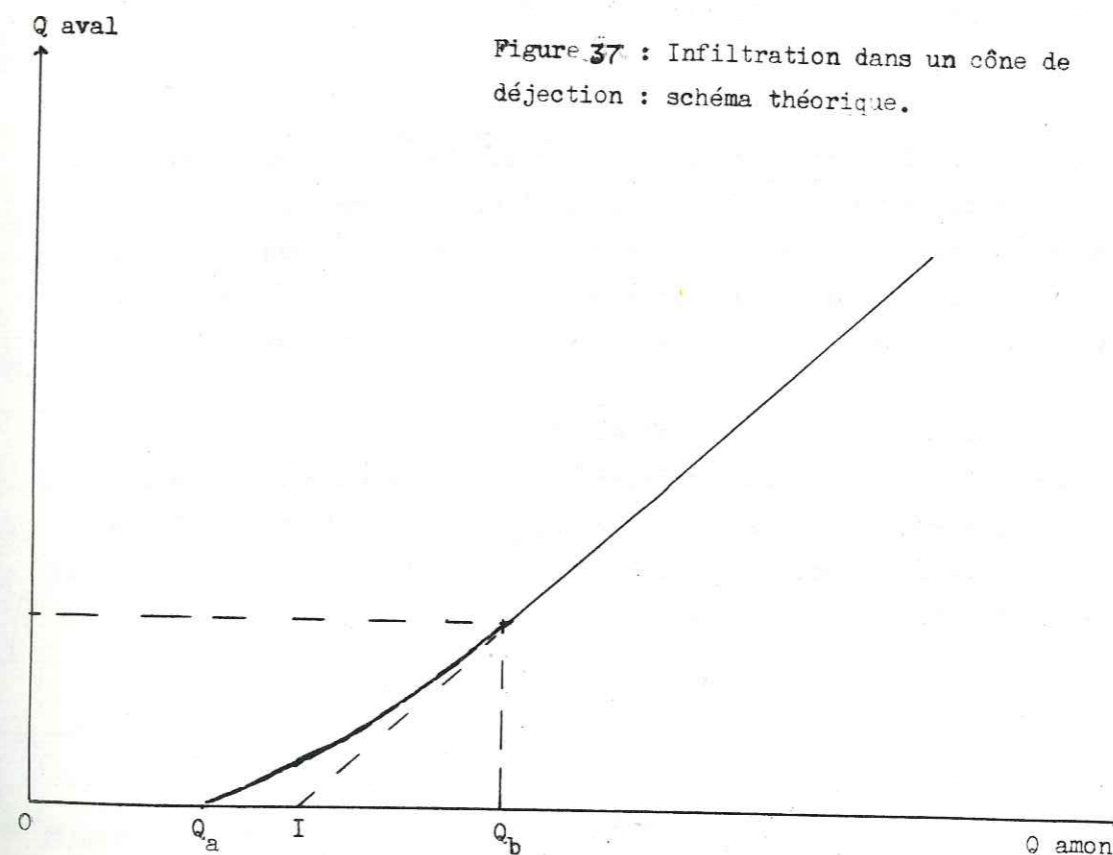


Figure 37 : Infiltration dans un cône de déjection : schéma théorique.

Cette courbe peut se diviser en trois parties. Tant que le débit amont n'atteint pas une certaine valeur ( $Q_a$ ) le débit aval est nul. Dans la deuxième partie de la courbe, entre  $Q_a$  et  $Q_b$ , il n'existe pas de relation linéaire entre le débit aval et le débit amont. Enfin, dans la troisième partie de la courbe, lorsque le débit amont dépasse la valeur  $Q_b$ , la différence entre le débit amont et le débit aval est constante. Cette différence représente, dans les trois cas, l'infiltration.

La figure précédente laisse apparaître deux cas différents. Dans le premier cas, le débit du torrent considéré est toujours au-dessus de la valeur  $Q_b$  et l'infiltration est alors constante. Dans le deuxième cas, le débit du torrent descend en-dessous de la valeur  $Q_b$  de façon temporaire ou quasiment constante. L'infiltration varie alors de façon assez notable.

Dans la réalité, il n'est pas toujours possible de mesurer la valeur de cette infiltration par différence entre le débit à l'amont du cône et le débit à l'aval. Mais il est possible d'évaluer la quantité d'eau apportée à la nappe, dans certaines conditions.

*Calcul de l'infiltration dans un cône.*

Si l'on dispose de renseignements sur la section par laquelle la nappe du cône passe dans la nappe de la plaine, ainsi que sur les caractéristiques de l'aquifère, dans le cône, c'est-à-dire la perméabilité moyenne des formations ainsi que la puissance de ces formations ainsi, enfin, que sur la piézométrie, il est possible d'appliquer la loi de DARCY.

Le cône du Domeynon à Domène, en rive gauche du Grésivaudan, se prête à ce calcul. Les cartes isopièzes permettent de déterminer la zone du cône qui alimente la nappe de la plaine. On a une section de 1500 m de long sur 20 m de puissance avec une perméabilité moyenne de  $2 \times 10^{-3}$  m/s et un gradient moyen de  $5 \times 10^{-3}$ , ce qui donne un débit moyen de :

$$Q = 2.10^{-3} \times 5.10^{-3} \times 1\ 500.20$$

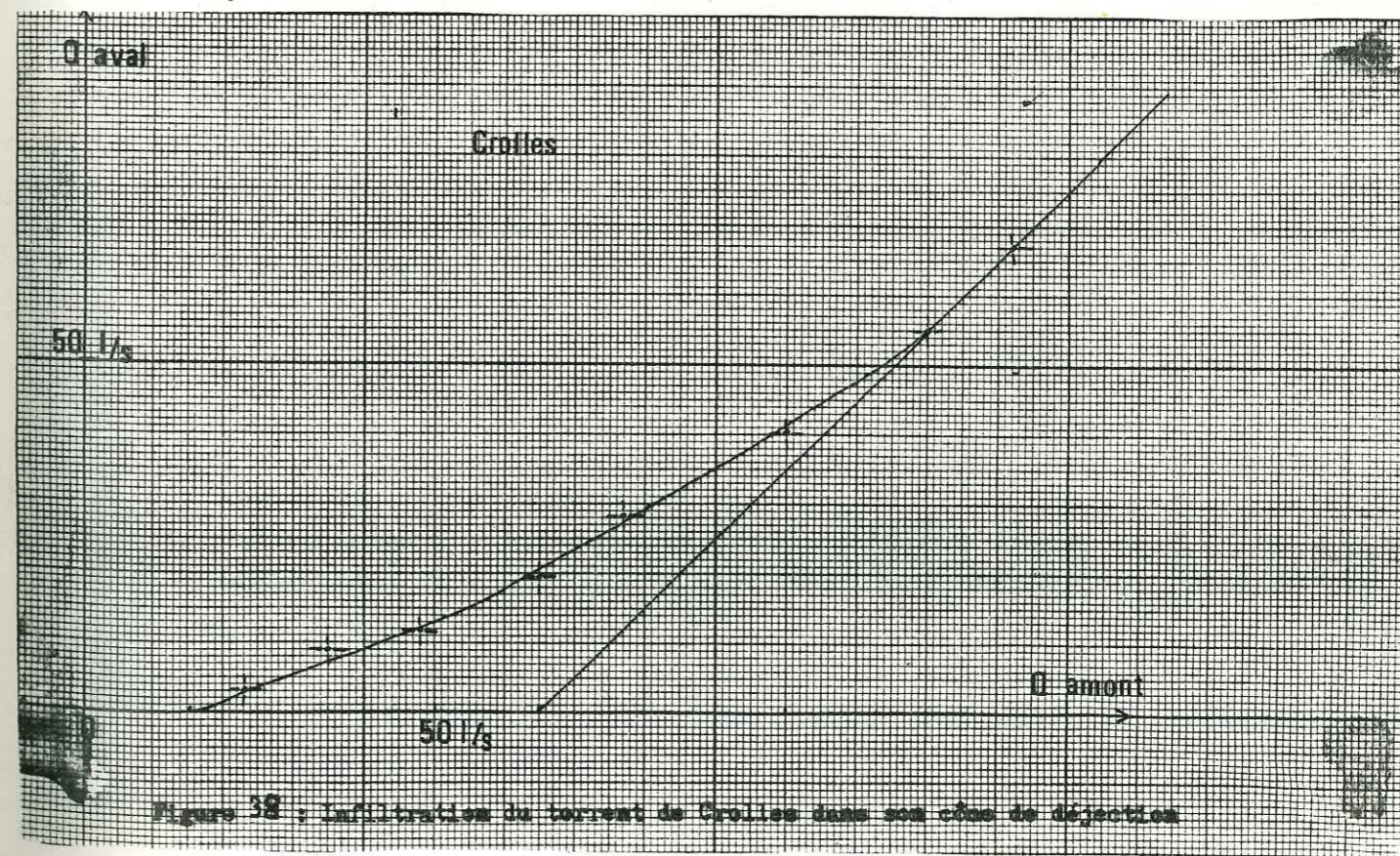
$$Q = 0,3 \text{ m}^3/\text{seconde}$$

soit 300 l/seconde

Pour d'autres cônes, où les renseignements manquent, il est possible d'utiliser les données fournies par les ouvrages de pompages. Dans le cône du ruisseau de Laval à Brignoud, les débits pompés atteignent 300 l/s. La qualité des eaux pompées montre que seule la nappe du cône est sollicitée. Une moitié à peine du cône est concernée par ces pompages. On arrive donc à un débit de la nappe du cône voisin de 500 l/s. Ce débit ne provient pas uniquement des infiltrations à partir du ruisseau, mais il intègre aussi les eaux de pluies tombées sur la surface du cône, dont une grande partie s'infiltré.

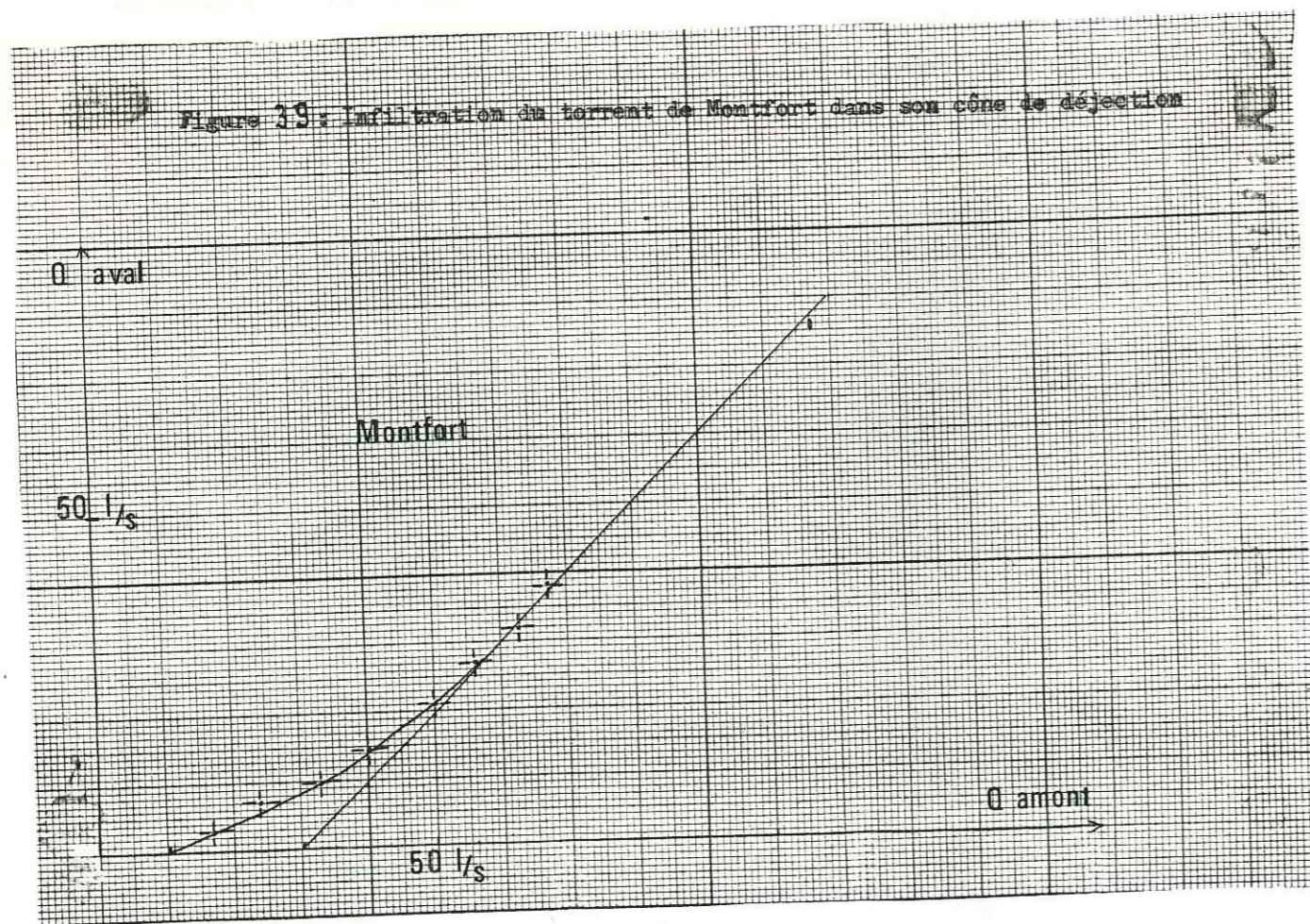
*Mesure de l'infiltration dans un cône.*

Pour certains torrents, des mesures systématiques ont pu être faites et l'on a pu dresser la courbe donnant la relation entre le débit en amont du cône et le débit en aval du cône, relation à partir de laquelle il est possible de connaître le débit infiltré.



La courbe ci-dessus a été obtenue à partir de mesures faites sur le torrent de Crolles. L'infiltration tend vers une valeur maximale voisine de 65 l/s, mais elle n'est obtenue que pour un débit qui dépasse 120 l/s. Ces deux chiffres représentent respectivement  $Q_a$  et  $Q_b$  de la figure 37. Le débit apporté à la nappe, qui est le débit moyen annuel de l'infiltration n'est que de 35 l/s (SOGREAH, 1965).

Si l'on trace la même courbe pour le ruisseau de Montfort qui franchit la barre des calcaires tithoniques par une magnifique cascade, à côté du funiculaire de Saint-Hilaire du Touvet, on observe le même phénomène, mais avec des différences.



La valeur maximale de l'infiltration (30 l/s) est obtenue relativement plus rapidement, pour un débit voisin de 60 l/s. La pente plus forte du cône explique peut-être cet état de fait. Ici, le débit moyen annuel infiltré est de 14 l/s.

On obtient des valeurs de l'infiltration qui atteignent 100 l/s pour le ruisseau du Craponoz à Bernin, toujours en rive droite du Grésivaudan, mais il parcourt plus de 3 km sur son cône de déjection avec une pente assez faible, ce qui explique l'importance des débits infiltrés.

*Mise en évidence de l'infiltration dans un cône.*

Il n'est pas toujours possible de mesurer les apports des cônes de déjection à la nappe de la plaine, mais certaines situations permettent la mise en évidence du trop plein de ces apports, c'est-à-dire la différence entre les apports du cône et ce qui en est accepté par la nappe de la plaine.

Le Cernon à Chapareillan, en rive droite de l'Isère, à la limite de la Savoie, possède un très vaste cône de déjection, réentaillé par l'Isère, qui couvre plus de 6 km<sup>2</sup>. Il se raccorde avec la plaine par une terrasse de 10 à 15 m de haut selon les points. Il s'agit d'un cône complexe, construit en plusieurs épisodes et actuellement réentaillé par le torrent.

La partie aval du cône est très plate. Elle contient une nappe qui s'écoule en direction de la vallée de l'Isère. Cette nappe est alimentée, en grande partie, par les infiltrations du Cernon qui court sur ses alluvions pendant plus de 2,5 km.

Au pied de la terrasse existe une source qui s'écoule dans un canal, lequel longe le pied de la terrasse avant de se jeter dans l'Isère. Le débit de ce canal est enregistré depuis 1972. Il en est de même du niveau de la nappe du cône, le niveau de la nappe de l'Isère étant suivi, lui, grâce à deux piézomètres.

La première chose qui apparaît c'est la grande similitude entre les limnigrammes enregistrés sur le canal et ceux enregistrés sur la nappe du cône, qui est, elle-même très influencée par les variations de la nappe de l'Isère alors qu'elle reste pratiquement insensible aux variations de niveaux enregistrés sur le Cernon.

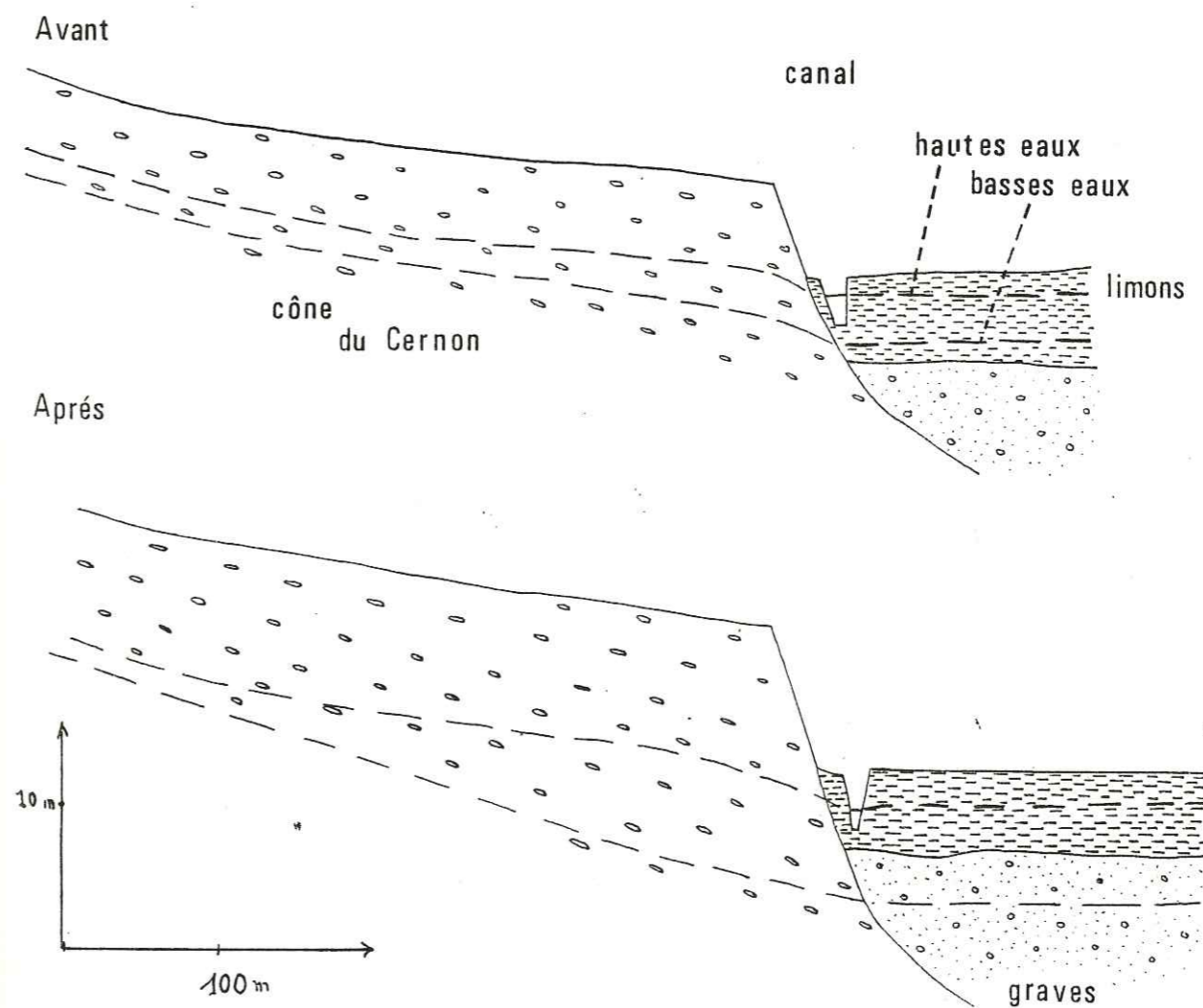
La nappe du cône est assez profonde puisqu'elle se trouve pratiquement partout à plus de 10 m de profondeur. Le cône reçoit les eaux d'un petit bassin affluent de 4 km<sup>2</sup>, qui ne possède aucun émissaire superficiel. Les réactions de la nappe aux épisodes pluvieux sont très lentes et considérablement amorties. L'aquifère, constitué par les alluvions du Cernon, se comporte comme un volant qui absorbe les infiltrations, à peu près constantes du torrent et la part de la pluie infiltrée à la surface du cône et de son bassin affluent, soit sur 10 km<sup>2</sup>.

Au pied de la terrasse, la nappe de l'Isère est, par moments, en charge sous les limons superficiels dont l'épaisseur dépasse deux mètres. Lorsque la nappe de l'Isère est haute, celle du Cernon ne peut plus se vidanger dedans. Le canal voit alors son débit monter et atteindre des valeurs de 300 l/s. Lorsque la nappe de l'Isère baisse la nappe du cône se vidange dedans et le débit du canal diminue et peut même tarir.

Cela a d'ailleurs été confirmé par des événements récents. La source qui alimente le canal était pérenne. Son débit ne descendait jamais en-dessous de 50 l/s. A la suite de la coupure de la boucle de Bois-Français et des prélèvements massifs de matériaux dans le lit de l'Isère, la nappe de la plaine a baissé partout, la source a alors tari et le canal a été asséché pendant plusieurs mois consécutifs et cela se renouvelle maintenant chaque année, alors que les débits du Cernon n'ont montré, eux, aucune variation.

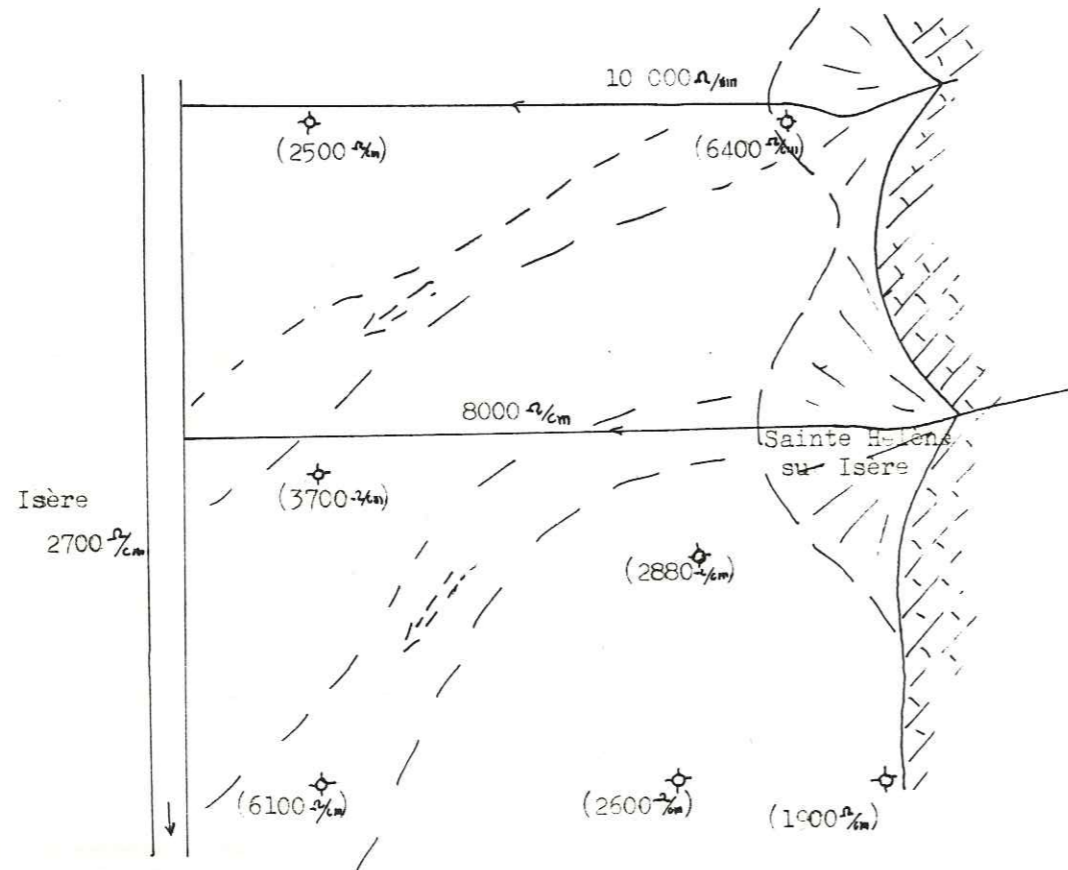
La nappe du cône du Cernon se vidange dans celle de la plaine, car les alluvions du Cernon viennent buter contre celles de la plaine puisque l'Isère a entaillé le pied du cône de déjection et a ensuite, déposé ses alluvions dans cette entaille. Dans ce cas là, les eaux venant du versant se mélangent avec les eaux de la plaine comme le prouvent les mesures de résistivité faites sur les différents puits et piézomètres de ce secteur. La résistivité des eaux diminue de façon régulière depuis le pied du versant jusqu'à l'Isère. Les courbes d'égales résistivité se calquent sur les courbes isopièzes (fig.

Figure 40 : La vidange de la nappe du Cernon dans la nappe de l'Isère



Lorsqu'au contraire, le cône vient s'imbriquer dans les alluvions de la plaine, sa nappe peut s'écouler dans la plaine par l'intermédiaire de chenaux à forte perméabilité (ancien lit du torrent par exemple). Dans ce cas là, le mélange ne se fait plus aussi rapidement et l'on peut suivre le "cheminement" des apports du cône au sein de la nappe de la plaine grâce, toujours, aux mesures de résistivité comme le montre la figure ci-après.

Figure 41 : Circulation des eaux faiblement minéralisées dans les chenaux à forte perméabilité, au sein des alluvions récentes.

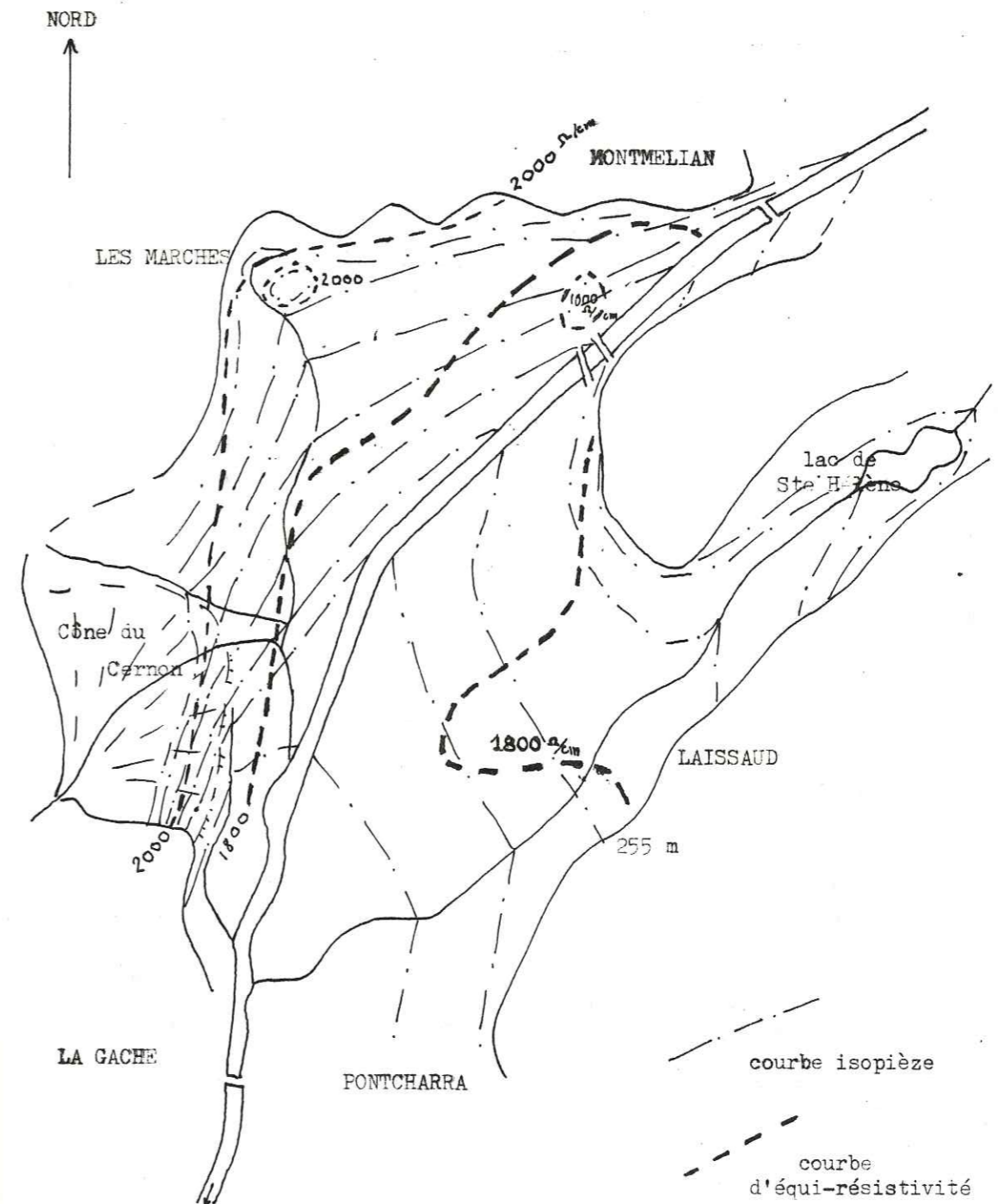


Les chiffres entre parenthèses représentent la résistivité des eaux souterraines mesurée en Août 1974, les autres chiffres celle des eaux superficielles.

Le cône de Saint-Pierre d'Albigny apporte des débits importants en raison surtout de la forte rétention dans le bassin versant qui permet une régularisation des apports. Il y a plusieurs émissaires superficiels qui s'infiltrent tous, pratiquement en permanence dans le cône. Au niveau de la voie ferrée qui longe la base du cône, il n'existe aucune circulation superficielle permanente, alors qu'il existe au moins trois ruisseaux pérennes dans la partie amont. Un fossé draine le fond du cône au niveau de Saint-Jean de La Porte.

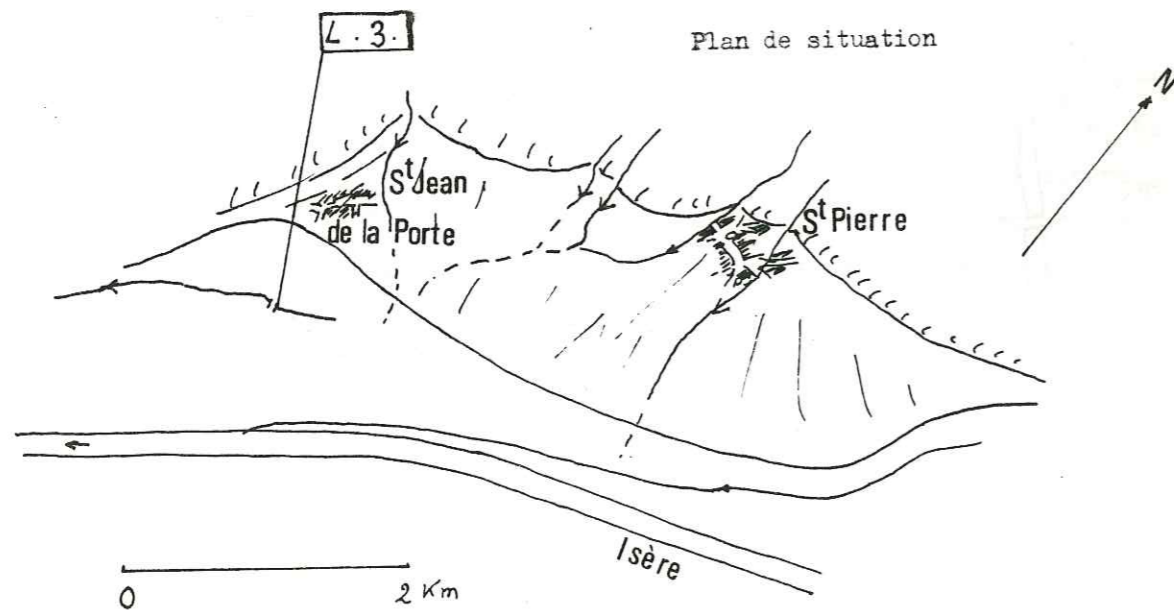
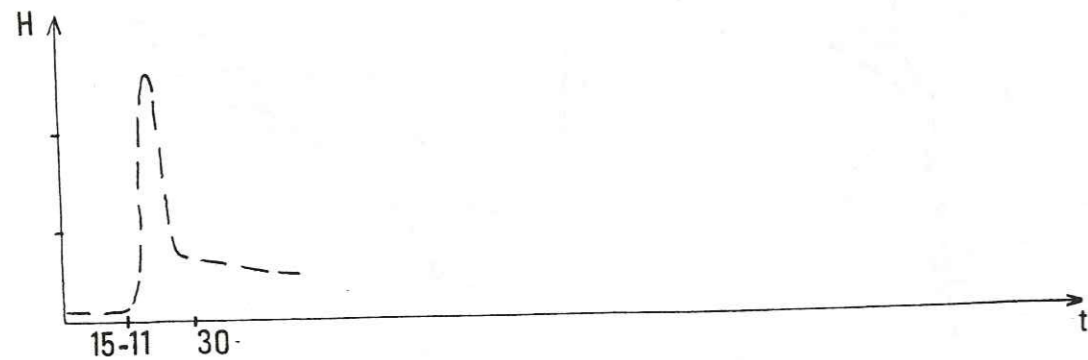
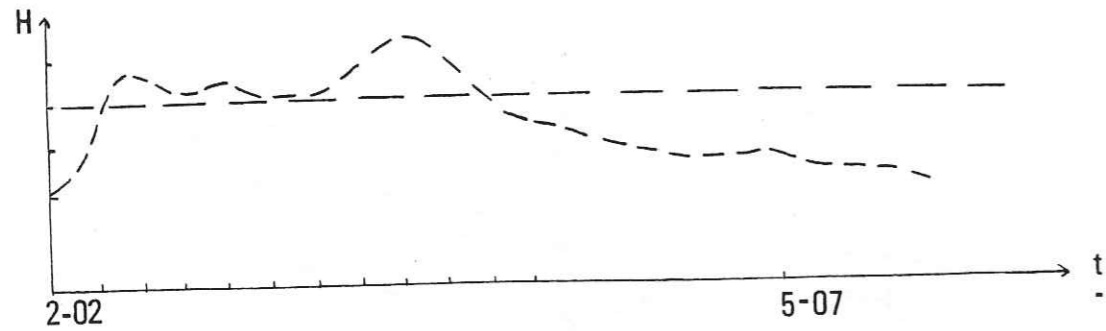
Des recherches d'eau potable menées au pied du cône ont abouti au forage d'un puits de 800 mm de diamètre et de 55 m de profondeur. Cet ouvrage a fourni, lors d'un essai de pompage prolongé pendant 72 heures un

Figure 42 : La plaine de Montmélian : comparaison des courbes isopièzes avec les courbes d'équi-résistivité.



échelle : 1/50000

Figure 43 : Comparaison d'une crue liée à un épisode pluvieux, avec une crue liée aux hautes eaux de l'Isère, à Saint Jean de la Porte.



débit de 850 m<sup>3</sup>/h. La forme du cône de rabattement a été bien suivie grâce à 16 piézomètres répartis selon quatre directions. Les eaux pompées venaient à plus de 90 % du cône de déjection ce qui représente des apports de plus de 200 l/s.

Le trop plein de ces apports s'écoule dans le fossé de Saint-Jean-de-la-Porte. Son débit varie, comme dans le cas du Cernon, avec le niveau de la nappe de l'Isère. Le débit moyen mensuel, au pont de la route départementale 201, est de 150 l/s. Les crues correspondent aux hautes eaux de l'Isère et peuvent se produire en l'absence d'épisode pluvieux sur le bassin de Saint-Pierre et alors que celui-ci est totalement dépourvu de neige depuis deux ou trois mois (crues de Mai et Juin). Ces crues, liées aux hautes eaux de l'Isère (donc de sa nappe, comme nous le verrons plus loin), se différencient très bien des crues liées à un épisode pluvieux sur le bassin de Saint-Pierre comme le montrent les deux extraits des limnigrammes de la figure 43.

Les crues dues aux pluies sur le bassin de Saint-Pierre sont d'autant plus marquées que, lorsqu'elles se produisent, le fossé reçoit aussi le ruissellement apporté par les cours d'eau temporaires. Ce phénomène n'existe pas dans le cas du Cernon et explique que, là, la crue soit déjà un peu amortie au niveau du fossé, même lors d'un épisode pluvieux brutal.

Il est d'ailleurs possible, sur les limnigrammes du fossé de Saint-Jean de la Porte de retrouver, dans une crue, ce qui revient au ruissellement superficiel, ce qui revient à la vidange du cône et ce qui revient, enfin, à l'abaissement de la nappe de l'Isère, en construisant la courbe de tarissement (fig. 44).

Tout cela implique que le cône forme un réservoir suffisant pour régulariser les débits infiltrés puisqu'il n'y a pas d'écoulement superficiel permanent pour garantir une infiltration constante. Cela se vérifie dans le cas du cône de Saint-Pierre. Les piézomètres implantés dans la partie basse du cône montrent que la nappe y reste toujours à un niveau supérieur à celui de la nappe de l'Isère. Il n'en est pas de même pour certains petits cônes dont le bassin d'alimentation a une superficie réduite. On y voit, en période sèche, la nappe de l'Isère repousser peu à peu la nappe du cône.

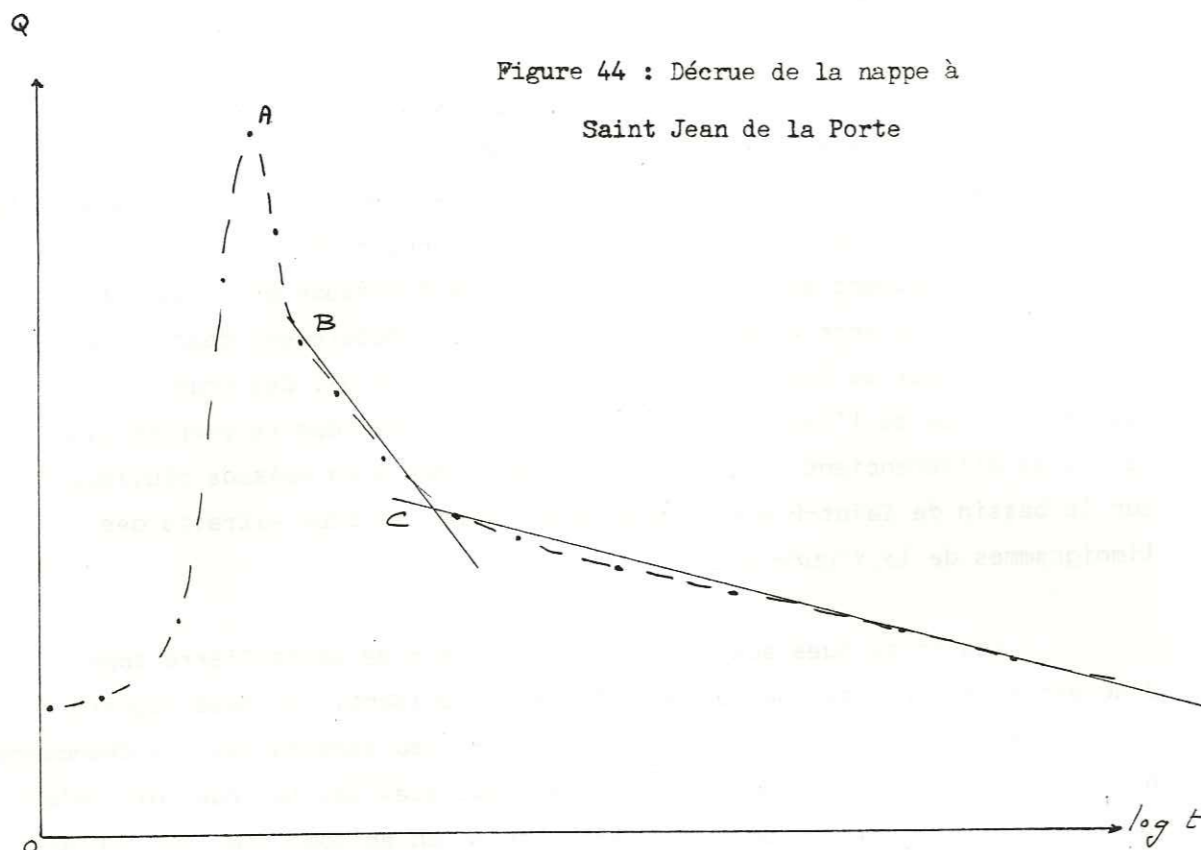


Figure 44 : Décrue de la nappe à  
Saint Jean de la Porte

AB = ruissellement superficiel gagnant directement le fossé.  
BC = vidange du cône de Saint-Pierre d'Albigny.  
CD = abaissement de la nappe de l'Isère.

*Conclusions.*

Cette analyse montre l'importance des cônes de déjection dans l'alimentation de la nappe de la plaine. Il n'est pas possible de calculer le volume global d'eau disponible pour cette alimentation, faute de données précises pour certains cônes. Mais une estimation, faite à partir des débits pompés actuellement dans ce type de formation, permet d'avancer un chiffre voisin de  $10 \text{ m}^3/\text{s}$ . Ce débit est considérable, si, comme nous le verrons par la suite, le débit de la nappe de la plaine ne dépasse jamais  $500 \text{ l/s}$ . Par ailleurs, l'eau apportée par les cônes de déjection est très souvent moins minéralisée que celle de la nappe de la plaine, ce qui ajoute encore à l'intérêt qu'offre ce type d'alimentation.

Le tableau suivant donne, à titre d'exemple, les débits calculés pour les cônes de la seule rive gauche du Grésivaudan (J.C. FOURNEAUX, 1968 a).

COURS D'EAU	LOCALISATION	DEBITS
Bréda	Pontcharra	1 000 l/s
R. de Mailles	Le Cheylas	200 l/s
R. de Goncelin	Goncelin	400 l/s
	Villard-Boson	300 l/s
Merdaret	Tencin	300 l/s
R. des Adrets	Frogès	400 l/s
Muret (ou r. de Laval)	Brignoud	500 l/s
	Villard-Bonnot	100 l/s
	Lancey	300 l/s
	Le Versoud	300 l/s
Domeynon	Domène	800 l/s
	Murianette	200 l/s
Sonnant	Gières	200 l/s
	TOTAL	5 000 l/s

3.3.3.3. - *Cas particuliers.*

Il existe des cours d'eau qui rejoignent la vallée de l'Isère sans passer par un cône de déjection, bien que drainant un bassin versant extérieur à la vallée.

*Le gélon :*

Le plus important d'entre eux est le Gélon. Il prend sa source au Nord de la chaîne des Hurtières, coule vers le Sud-Ouest dans la vallée de l'Huile pendant une douzaine de kilomètres et atteint la Rochette où il tourne vers le Nord-Est en empruntant une large vallée d'origine glaciaire indiscutable. L'étude de la morphologie, dans la région de La Rochette montre que le Gélon était auparavant un affluent du Bréda qu'il rejoignait au niveau

de Détrier. Il y a eu capture du Gélon par un cours d'eau qui empruntait un talweg situé à l'emplacement de la basse vallée du Gélon actuel. L'érosion glaciaire est responsable de cette capture par l'approfondissement de ce talweg et sa prolongation vers le Sud-Ouest. Mais de plus, en se retirant, le glacier a laissé des masses importantes de moraines qui sont responsables, entre autre, de la présence actuelle du Lac Saint-Clair, mais surtout de l'exhaussement du seuil de Détrier interdisant ainsi au Gélon de rejoindre le Bréda.

Cette histoire du Gélon explique l'absence de cône de déjection. Ce cours d'eau est très récent et les alluvions qu'il a pu charrier ont servi à combler la vallée entre La Rochette et Chamoux. Il est, en effet, très probable que le Gélon se jetait dans un lac qui occupait la zone du confluent Arc-Isère et qui remontait vers La Rochette, et ce, juste après le départ du glacier responsable de la capture. (voir figure 16).

Maintenant le Gélon est canalisé et vient franchir par un tunnel l'extrémité Nord de la banquette de Planaise. Dans la partie aval de sa vallée, c'est-à-dire dans la zone qui intéresse cette étude, le Gélon coule plus bas que la nappe et la draine. Il n'y a donc pas d'apport du Gélon à la nappe de la vallée de l'Isère ou de l'Arc.

#### *Le Bondelogue :*

Le ruisseau du Bondelogue rejoint l'Isère à l'aval de Montmélian, en rive droite. Il draine un bassin versant qui couvre la partie Sud de la cluse de Chambéry et des pentes couvertes de dépôts quaternaires variés.

Il s'agit, dans ce cas là aussi, d'un cours d'eau qui n'existe que depuis le retrait du dernier glacier. Le bassin versant est formé pratiquement exclusivement de quaternaire sur des épaisseurs qui peuvent dépasser 20 m sur de grandes surfaces. La rétention est donc très forte et le ruissellement pratiquement nul sur l'ensemble du bassin versant. Le Bondelogue est un drain. Il ne transporte donc jamais de charge solide importante et il s'agit toujours d'argiles. Ceci explique l'absence de cône de déjection.

Le Bondelogue rejoint la plaine de l'Isère après avoir entaillé la banquette de Francin. Il coule, dans cette entaille, sur les argiles "d'Eybens". Il n'y a donc aucun écoulement souterrain qui accompagne ce

ruisseau. Il coule ensuite dans la plaine pendant 1,5 km avant de rejoindre l'Isère. Là, il y a échange avec la nappe. Tantôt le ruisseau alimente la nappe, tantôt il la draine.

Il n'y a là qu'un débit potentiel peu important. Le débit du Bondelogue descend souvent, au niveau du verrou, à moins de 100 l/s et cette eau n'est pas actuellement de bonne qualité, en raison surtout des rejets d'eaux usées qui rejoignent le ruisseau.

#### *Le Coisetan. :*

Il s'agit de l'émissaire du lac de Sainte-Hélène. En amont du lac, le même ruisseau qui s'appelle, là, le Coisin, draine un bassin versant en grande partie constitué par les formations quaternaires de la banquette de Planaise, c'est-à-dire par des assises où la rétention est très forte et le ruissellement nul. De plus, le lac de Sainte-Hélène joue le rôle de tampon en amortissant les crues venant de l'amont du bassin versant.

En aval du lac, le Coisetan draine la nappe en permanence jusqu'au niveau de la route nationale N° 523. Au-delà, on peut assister à une alimentation de la nappe par le ruisseau, notamment après les crues qui se produisent souvent avec beaucoup de retard en raison d'une part du rôle de tampon joué par le lac mais surtout de la création de barrage par la végétation. Ceux-ci qui peuvent se créer rapidement et subsister longtemps, rendant inexploitable les limnigrammes. Mais des jaugeages simultanés à l'exutoire du lac et au pont de Laissaud, soit 4 km plus à l'aval, ont permis la mise en évidence de variations du débit liées uniquement aux échanges nappe-ruisseau.

#### *3.3.3.4. - Les pameaux non drainés.*

Le contact entre la plaine et le versant ne se fait pas seulement par l'intermédiaire des cônes de déjection. Comme nous l'avons vu plus haut, des formations quaternaires anciennes s'allongent au pied des versants. Il existe aussi des pentes couvertes d'éboulis et de moraines remaniées descendant jusqu'au niveau de la plaine. On trouve enfin, surtout en rive gauche, des endroits où les alluvions modernes viennent reposer sur le substratum. D'une manière générale, on observe là, l'existence de surfaces



importantes pratiquement dépourvues de ruissellements hiérarchisés et de tout écoulement superficiel permanent. De telles surfaces représentent ce que j'ai appelé des panneaux non drainés (J.C. FOURNEAUX, 1968 a). Les eaux tombées sur ces panneaux rejoignent la nappe de la plaine sans passer par l'intermédiaire d'une circulation superficielle. Les interfluves sont très étendus entre les talwegs, même en rive gauche où le substratum marno-calcaire est, pourtant, pratiquement imperméable.

Le mécanisme de cette alimentation est relativement simple dans le cas des épaisses formations quaternaires des *banquettes*, où l'infiltration est immédiate et la saturation n'est pratiquement jamais atteinte. La restitution se fait soit directement à la nappe soit par des sources au contact des niveaux imperméables (argiles). Les exemples sont nombreux sur les deux rives et il n'est pas utile d'examiner ici plus en détail ce phénomène.

Sur les calcaires marneux du Dogger, l'épaisseur de la couche poreuse est beaucoup plus faible ; seule la terre végétale et la tranche d'altération peuvent absorber de l'eau qui s'écoule surtout en raison de la forte pente. Elle se rassemble parfois dans des petits talwegs fossiles ou dans les "gouttières", ces sillons creusés par l'érosion glaciaire évoqués plus haut (voir paragraphe 2.4.). Lorsque l'un de ces sillons, ou un talweg fossile est recoupé par une des entailles des torrents venant de Belledonne, on trouve une source.

Ici, la saturation peut être atteinte et il peut se produire un arrachement ou une coulée boueuse. Une seule fois, depuis 1966, cette saturation a été atteinte, lors des fortes pluies de Noël 1968 : pendant quatre jours, il est tombé 300 mm d'eau sur la vallée du Grésivaudan, alors que le sol était déjà humide ; les coulées de boues et les glissements de terrains ont été très nombreux sur l'ensemble des collines bordières. A La Rochette, un talweg fossile s'est vidangé littéralement de tout ce qui le remplissait et la coulée a emporté une maison.

Il est possible, connaissant la surface d'un panneau non drainé, de calculer ses apports à la nappe. Pour une période d'un an, le panneau reçoit une hauteur d'eau P, dont il disparaît une hauteur E par évapotranspiration. Le volume d'eau apporté à la nappe est donc :

$$V = S \times (P - E)$$

avec S représentant la surface du panneau.

Les débits ainsi apportés sont assez voisins du module pour les bassins de basses altitudes, soit un chiffre voisin de 25 l/s/km<sup>2</sup>. Toutefois, l'évapotranspiration est plus forte sur les panneaux où la couche poreuse représente deux mètres d'épaisseur que sur les zones où il y a plus de 20 m de formations meubles comme dans les banquettes, mais l'absence de mesure de cette grandeur ne permet pas d'aller plus loin dans la recherche de la précision.

Pour un secteur donné de la nappe, le calcul des apports par les panneaux non drainés peut se faire si la surface est connue. A la valeur obtenue en multipliant la surface par le module, il faut retrancher la somme des débits des sources déjà captées. En effet, ces débits captés sont souvent rejetés directement dans un cours d'eau et ne vont pas à la nappe, ce qui est d'ailleurs souhaitable car s'ils sont captés potables, ils sont rejetés usés !

En outre, le calcul n'a de sens que si le réservoir est suffisamment important pour régulariser les débits. Or, l'étude des cartes isopièzes montre que certains panneaux tarissent.

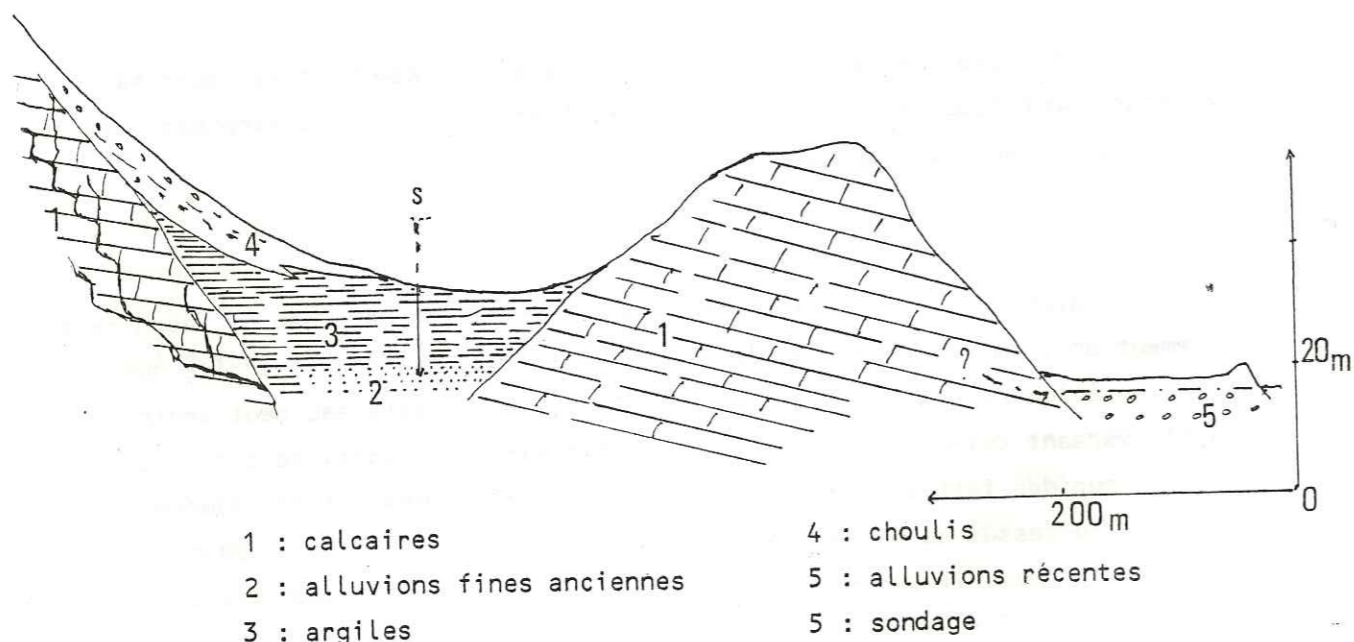
### 3.3.3.5. - Les apports occultes.

Alors que les panneaux non drainés apportent de l'eau de façon relativement uniforme tout au long de la limite avec la plaine, il arrive que l'on mette en évidence des venues d'eau très localisées. Cette eau peut venir du bassin versant lui-même ou d'un bassin extérieur. Il s'agit, soit de sources situées sur des failles, soit de circulations karstiques. Si ces sources émergent au-dessus du niveau de la plaine, il n'y a là qu'une alimentation potentielle, mais il arrive aussi que ces sources émergent sous les alluvions.

Dans la Combe de Savoie, en rive droite, au pied des Bauges, entre Montaille et Le Bourget, plusieurs sources émergent dans les éboulis et présentent des débits incompatibles avec la superficie du bassin versant au-dessus des émergences. Ces venues d'eau sont localisées sur de petits accidents qui affectent le Mont de La Lanche, la pointe des Arces et le Mont d'Armène, c'est-à-dire le flanc Est du synclinal de La Dent d'Arcluze. Le débit d'étiage de l'ensemble de ses sources atteint près de 100 l/s réparti en près de 20 points d'émergence. Une grande partie de l'eau provient du haut bassin du Chéran et s'écoule depuis les karsts urgoniens jusqu'aux fissures du Jurassique supérieur.

La situation des sources d'Arbin, au Nord de Montmélian, est identique. Les émergences sont situées au sein des éboulis. Le bassin d'alimentation se trouve au-delà de la barre des calcaires tithoniques, dans la vaste dépression du lac de la Thuile. Il n'est pas exclu qu'une partie des eaux prises dans cette dépression rejoigne directement la nappe et que les sources d'Arbin ne soient que le trop plein de ces circulations souterraines. Des travaux de recherches d'eau menés entre Arbin et Montmélian, dans le sillon qui sépare le verrou de Montmélian des premières pentes des Bauges, ont montré l'existence d'une nappe en charge à une côte telle qu'elle ne peut être alimentée que par le versant et pas par les éboulis qui le tapissent ; leur perméabilité est, en effet, beaucoup trop forte pour qu'une telle charge (plus de 2 kg) puisse se maintenir.

N Figure 45 : La nappe en charge, dans le sillon de Montmélian S



La nappe, en charge, dans le sillon au Nord du rocher de Montmélian ne peut être alimentée que par des infiltrations à partir des calcaires tithoniques.

Dans le Grésivaudan, les apports occultes sont très faibles. En rive gauche, la lithologie, comme la structure, ne favorise pas les apports profonds. Ch. LORY signalait l'existence d'une source chaude et minéralisée à l'aval de Domène, au pied du versant. Cette source a disparu lorsque le

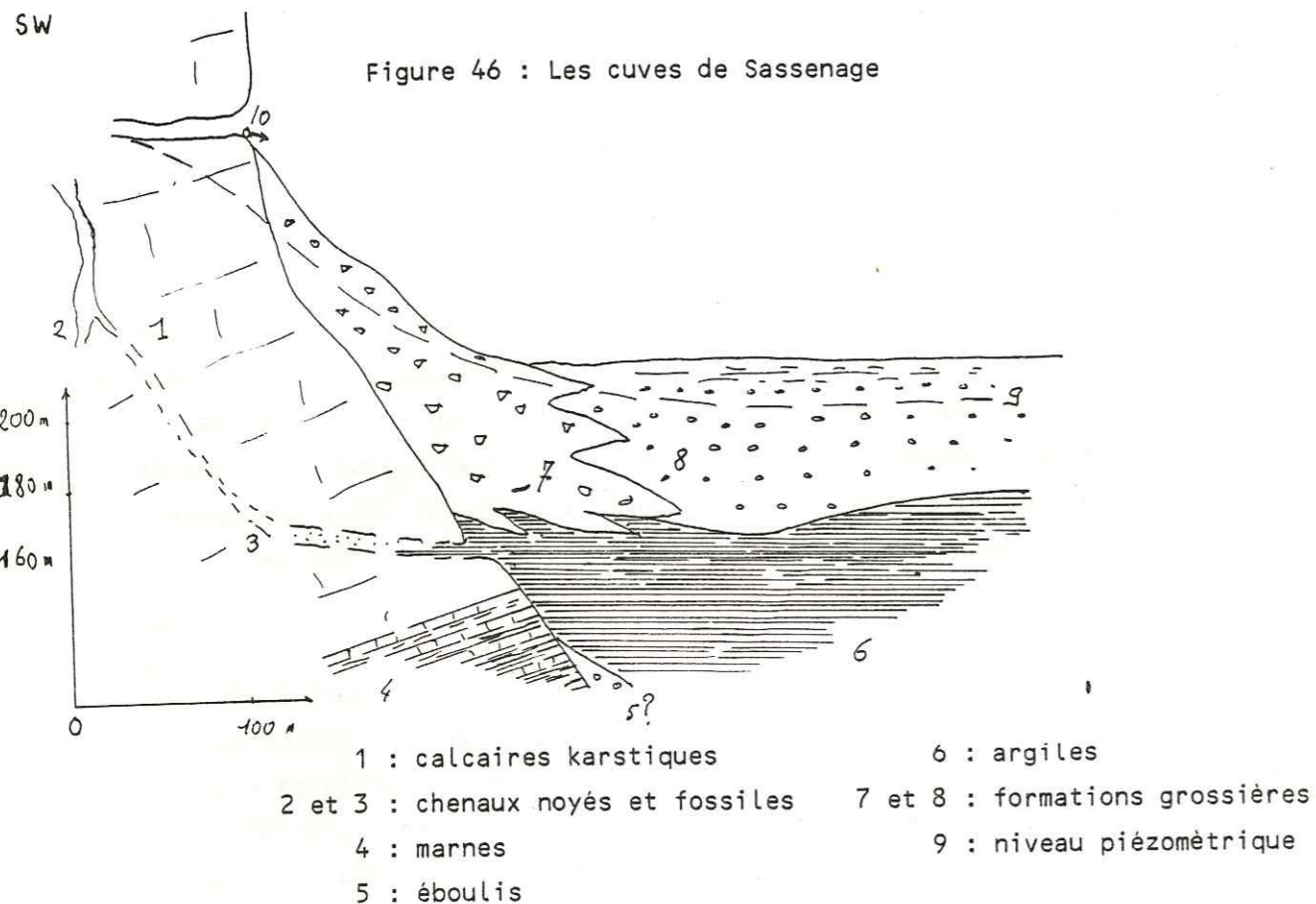
terrain a été remblayé pour la construction d'immeubles. Elle s'écoule probablement directement dans la nappe, mais son faible débit (30 l/mn) et l'absence de point de mesure, ne permettent plus de la mettre en évidence.

En rive droite, la source du Cernon qui draine le synclinal Dent de Crolles-Granier, entre le col de l'Alp et le col de l'Alpette, apporte vers la vallée de l'Isère des eaux tombées dans le bassin du Guiers. Mais cette source, située à 1 160 m est beaucoup trop haute pour avoir des rapports directs avec la nappe. Seul le cône de déjection du torrent alimente la nappe comme cela a été vu plus haut.

Dans la cluse de l'Isère, la situation est tout à fait différente ; la structure se conjugue à la lithologie pour favoriser les apports vers la nappe. On se trouve, en effet, en présence de séries calcaires qui plongent sous les alluvions aussi bien sur une rive que sur l'autre. Deux cas se présentent. Dans le premier, il existe une émergence au-dessus du niveau de la plaine avec un (ou plusieurs) réseau noyé plus bas que cette émergence. Dans le deuxième cas, il n'y a pas d'émergence visible au-dessus de la plaine.

L'exemple le plus connu est celui des Cuves de Sassenage. Il y a là une résurgence pour les eaux du Furon infiltrées dans les calcaires urgoniens, une exurgence pour les eaux de pluies tombées sur la partie Nord du plateau de Saint-Nizier et infiltrées dans les calcaires Sénoniens et enfin une cheminée d'équilibre pour le réseau karstique du Goufre Berger qui se développe dans les calcaires urgoniens du plateau de Sornin. Les Cuves de Sassenage ont un débit qui varie beaucoup entre des valeurs de l'ordre de 100 l/s à plusieurs mètres-cubes par seconde. Les averses tombées sur la région d'Engins se répercutent dans les cuves avec 7 h de retard. Il n'est pas impossible, sinon très probable, qu'une partie du débit de ces réseaux s'écoule vers la nappe par les chenaux noyés. Il ne faut pas oublier qu'à l'époque des glaciers rissiens le fond de la vallée se trouvait 300 ou 400 m plus bas et que la partie noyée du réseau peut descendre jusqu'à ces profondeurs. Reste à savoir si la partie du débit qui s'infiltré dans les alluvions est importante ou pas. Une grande partie des réseaux profonds a du être colmatée, notamment pendant la période du dépôt des argiles d'Eybens, créant alors, une perte de charge telle, dans ces chenaux,

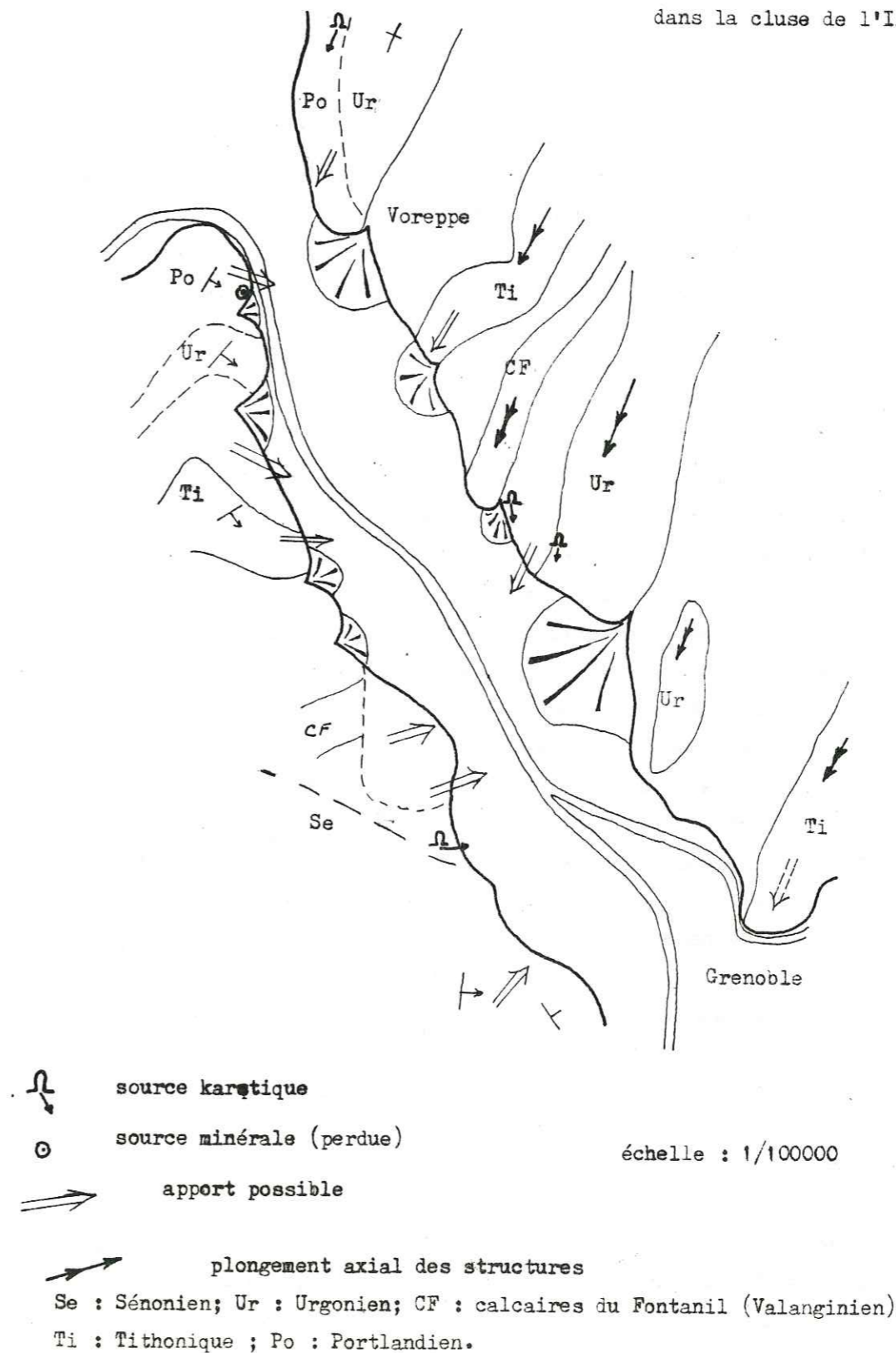
qu'elle justifierait la différence d'altitude existant entre les niveaux dans le réseau des Caves et les niveaux de la nappe. Mais il se peut aussi que l'on soit en présence de chenaux situés au niveau des alluvions grossières et que, les pertes de charges étant faibles, le débit soit important.



On manque de données très précises pour pouvoir évaluer la part du débit qui ne s'écoule pas par les caves. Cette alimentation n'a pas été mise en évidence dans la nappe, ici, comme cela a pu être fait ailleurs.

Ainsi, plus à l'amont, aux confins de Fontaine et Sassenage, la dalle des calcaires Sénoniens s'enfonce sous les alluvions de la plaine. Là, des mesures physico-chimiques et isotopiques ont montré la présence d'eau venant du versant à côté des eaux venant du Drac au sein de la nappe (J.Y. et F. CORDEAU, 1973).

Figure 47 : Les différentes structures capables d'apporter de l'eau à la nappe dans la cluse de l'Isère



La figure 47 montre les différentes formations calcaires qui peuvent apporter de l'eau à la nappe par l'intermédiaire de réseaux karstiques noyés, ainsi que les différentes émergences qui existent au-dessus du niveau de la plaine.

En rive droite, ce sont, d'abord, les calcaires du Jurassique Supérieur de la Bastille, sans émergence connue, puis les calcaires des rochers de l'Eglise (Sénonien et Urgonien), avec une source importante vers 300 m d'altitude, ensuite les calcaires du Fontanil (Valanginien Supérieur) avec la résurgence du même nom, juste au-dessus de la plaine. Les calcaires du Tithonique semblent apporter de l'eau dans le cône du Chevallon de Voreppe, de même que ceux de l'Urgonien apporteraient des débits importants dans le cône de la Roize, à Voreppe même.

En rive gauche, après les calcaires sénoniens évoqués plus haut, après le pli faille de Sassenage et les cuves, ce sont les calcaires du sommet du Valanginien, qui ne présentent aucun exutoire connu ; ceux-ci sont probablement masqués par le cône de Noyarey. Il en est de même pour la série du Jurassique Supérieur, redoublée par faille, entre Noyarey et Veurey ; là, le débit important du canal qui longe le pied du versant, tient probablement à des apports sous-alluviaux encore inconnus. De même, les exutoires de la dalle des calcaires urgoniens de la Dent de Moirans sont probablement masqués sous le cône de Veurey. La coupe se termine au Bec de l'Echaillon, où existait autrefois une source thermo-minérale, aujourd'hui disparue. Ces eaux sulfureuses étaient d'ailleurs en relation avec les marnes du Valanginien plutôt qu'avec les calcaires du Portlandien. Le débit de cette source, inférieur à 1 litre par seconde ne nécessite pas un bassin versant très grand ; l'origine de la température et de la minéralisation proviendrait de l'oxydation des pyrites contenues dans les marnes valanginiennes.

Dans la plaine de Moirans les apports occultes sont plus réduits. En rive gauche la structure de cette partie du Vercors ne favorise pas les circulations vers la plaine.

Seuls des panneaux assez réduits, à l'aval de la rivière apportent très probablement leurs eaux à la nappe. On retrouve, d'ailleurs, au pied de ces panneaux des canaux de drainage aux débits importants.

En rive droite, la vallée est entaillée dans la "Molasse". Celle-ci est moins perméable que les alluvions et même souvent complètement imperméable, même lorsqu'elle contient des niveaux de conglomérats, les apports sont négligeables. Toutefois, entre La Buisse et Saint-Jean de Moirans on devrait retrouver les eaux arrivant de l'avant-pays de Chartreuse et qui auraient franchi le chaînon du Ratz, dans les réseaux karstiques, sous les gorges de Crossey, selon l'hypothèse de M. MICHEL (1972). Mais dans cette zone les alluvions sont très fines, sur plusieurs mètres d'épaisseur. Il y a peut-être une alimentation vers des alluvions grossières en profondeur mais l'on manque de données pour confirmer cette hypothèse.

L'alimentation occulte ne fournit qu'un débit relativement faible à la nappe, sauf dans la Cluse de l'Isère où tous les facteurs concourent à favoriser ce type d'alimentation. De tels apports sont toujours très difficiles à estimer et même parfois à mettre en évidence.

#### 3.3.3.6. - Conclusions.

Chacun des types d'alimentation latérale ne fournit pas la même part de l'alimentation potentielle. Les cônes de déjection et les bassins affluents représentent la fraction la plus importante des apports. Ceci est d'autant plus intéressant que l'eau qu'ils sont susceptibles de fournir est de meilleure qualité que celle que l'on peut pomper dans la nappe de la plaine comme nous l'avons déjà signalé (J.C. FOURNEAUX, 1968 a). C'est bien pourquoi, d'ailleurs, les plus gros débits pompés actuellement, le sont dans des cônes de déjections, aussi bien dans le Grésivaudan que dans la cluse de l'Isère.

Plus le bassin qui fournit l'alimentation latérale est important et les possibilités de rétention y sont grandes, plus le débit qu'il est susceptible d'apporter sera régulier, ou tout du moins régularisé. A l'opposé, les panneaux non drainés qui servent simplement de relais entre les précipitations et la nappe, vont avoir une influence beaucoup plus variable qui pourra même être nulle pendant certaines périodes de sécheresse.

Il est difficile de préciser l'influence des apports occultes en raison du manque de données sur ce problème. Elle se manifeste surtout dans la Combe de Savoie et dans la cluse de l'Isère. Des éléments nouveaux ne seront apportés que par des études détaillées menées sur ce genre de versant.

L'alimentation latérale, sous ses différentes formes, est susceptible d'apporter un débit considérable à la nappe de la plaine, dont une faible partie seulement reste au sein de l'aquifère. Si, en effet, celui-ci absorbe la plus grande partie de l'alimentation latérale, il en restitue rapidement une bonne part, soit directement à l'Isère, soit aux canaux de drainage. Il y a là une manifestation du phénomène d'échange nappe-rivière : la nappe reçoit un certain volume d'eau du versant et restitue un volume analogue à la rivière, mais l'eau qui rejoint l'Isère, ou un canal, n'est pas celle qui arrive du versant : il y a eu mélange au sein de l'aquifère.

La différence entre l'alimentation apportée par les versants, qui représente, en fait, une alimentation potentielle, et le volume d'eau réellement utilisé par la nappe, constitue les ressources exploitables, c'est-à-dire des volumes d'eau qui peuvent être pompés sans "dommages" pour la nappe.

#### 3.3.4. - L'ALIMENTATION DE LA NAPPE PAR LES COURS D'EAU DE LA PLAINE.

Dans toute la zone étudiée, il existe une étroite dépendance entre les niveaux piézométriques et les lignes d'eau dans l'Isère (ou l'Arc et le Drac). Cette dépendance peut se traduire de trois façons différentes :

- Soit la rivière se trouve toujours au-dessus de la nappe,
- Soit la rivière se trouve toujours au-dessous de la nappe,
- Soit enfin la rivière se trouve, tantôt au-dessus, tantôt au-dessous de la nappe par la rivière ; dans ce premier cas, il y a alimentation permanente de la nappe par la rivière ; dans le deuxième cas, drainage permanent, et dans le dernier cas, tantôt un phénomène, tantôt l'autre.

L'inter-dépendance des niveaux de la nappe et de la rivière traduit, en fait une possibilité d'échanges entre les deux milieux, donc l'existence d'une solution de continuité qui soit perméable. Les études antérieures dans le Grésivaudan (J.C. FOURNEAUX, 1968 a) dans la plaine de Grenoble (B. LACROIX, 1971) comme dans la Combe de Savoie (J.C. FOURNEAUX, 1972 et 1973 a), confirment l'existence des trois cas évoqués plus haut, le troisième représentant, en fait, le cas général, dont les deux autres ne sont que des cas particuliers.

La présence des digues, si elle permet le passage de crues de l'ordre de  $2\ 000\ m^3/s$  (1), en amont de Grenoble, assure surtout la propagation rapide des ondes de crues. Cela se traduit par des variations rapides du niveau de l'eau dans la rivière avec des répercussions aussi rapides dans la nappe.

On observe alors une tendance de la nappe à se mettre en équilibre avec la rivière : celui des milieux, dont le niveau est le plus haut, va céder de l'eau à l'autre ; dans le cas général, cet échange se produit tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre. Mais il existe des cas particuliers, où ces transferts ne suffisent pas et l'équilibre n'est jamais atteint : il y a échange à sens unique.

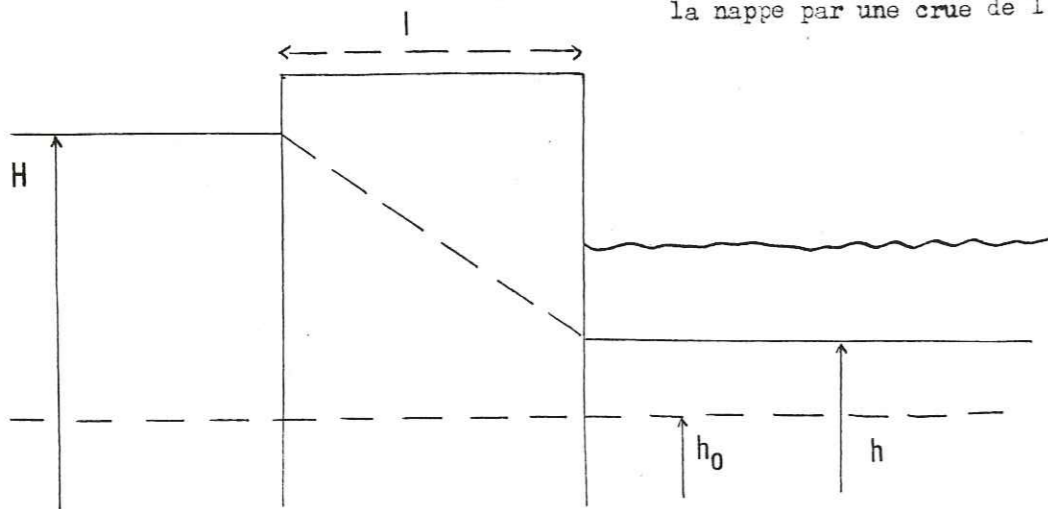
#### 3.3.4.1. - Mécanisme du phénomène.

L'alimentation de la nappe par la rivière se fait dès que la ligne d'eau se trouve plus haute que le niveau piézométrique, si la perméabilité des digues est suffisante. Les cartes piézométriques montrent un rétablissement rapide de l'équilibre confirmant l'hypothèse de la perméabilité des digues. Celles-ci se présentent comme des massifs de largeur  $l$  et de perméabilité  $K$ . En considérant le problème dans un plan perpendiculaire à l'axe d'écoulement (et à la digue), en prenant une tranche de digue de longueur unité, et de section  $S$ , on aboutit au schéma de la figure 48.

---

(1) - Le volume des crues pouvant être évacué dans la traversée de Grenoble n'est que de  $1\ 500\ m^3/s$  - R. BLANIC (1974).

Figure 48 : Schéma de l'alimentation de la nappe par une crue de l'Isère



où l = représente la largeur de la digue  
 ho = le niveau de la nappe et de la rivière avant la crue  
 H = le niveau de la rivière après la crue  
 h = le niveau de la nappe à l'instant t

Il est possible d'appliquer la loi de DARCY pour connaître le débit dq qui transite au travers de la digue par une section de surface S telle que :

$$S = 1 \times \text{l'unité de longueur}$$

on a alors :

$$dq = K S i dt$$

avec :

K perméabilité de la digue

et  $i dt$  le gradient qui est fonction du temps puisqu'au fur et à mesure que de l'eau passe au travers de la digue, le niveau de la nappe monte. Le gradient peut se représenter par :

$$i = \frac{H - h}{l}$$

et h est fonction du temps ; on arrive donc à :

$$dq = \frac{K S}{l} \times (H - h) dt \quad (1)$$

pour connaître le volume d'eau apporté depuis la rivière jusqu'à la nappe avant que l'équilibre ne soit rétabli, c'est-à-dire que le gradient ne devienne nul et le débit aussi, il faut pouvoir intégrer l'équation (1).

Deux cas peuvent se présenter :

- soit h en fonction de dq et alors le volume d'eau sera :

$$Q = f (H, h (q), t) \quad (2)$$

- soit h est fonction du temps et l'on a alors :

$$Q = f (H, h (t), t) \quad (3)$$

Les équations (2) et (3) sont toutes les deux indépendantes du débit de la rivière. La seule variable liée à la rivière est H, la hauteur de la ligne d'eau. Ceci est très important car cela prouve que le volume des alimentations apportées à la nappe par la rivière ne dépend pas du débit de la rivière.

On peut dire en résumé :

- le débit instantané au travers de la digue est fonction de  $(H - h) (0)$ ,

- le volume d'eau apporté par la rivière à la nappe dépend de l'évolution avec le temps de  $(H - h)$ .

(0) - Lorsque  $(H - h)$  devient négatif, la rivière draine la nappe au lieu de l'alimenter ; il y a inversion du sens des transferts.

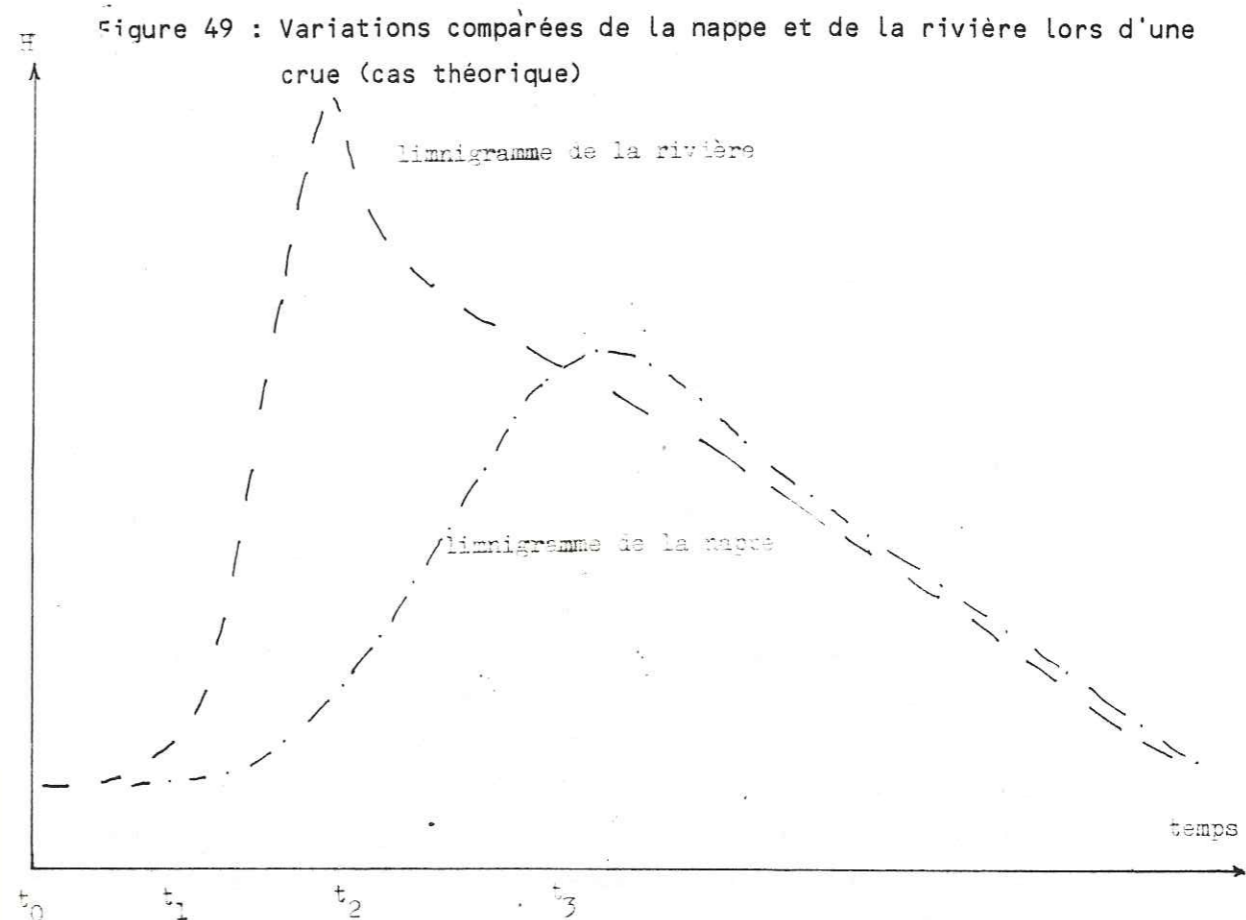
De l'étude des variations de  $(H - h)$  va découler la connaissance des apports de la rivière vers la nappe. En l'absence de modifications naturelles ou artificielles de la section du lit mineur, la hauteur d'eau dans la rivière varie avec le débit. Le débit, lui, varie non seulement avec les précipitations mais aussi avec la gestion des stocks d'eau retenus dans les réservoirs (Roselend, Tignes, Mont-Cenis, etc...). Les lachures de Randens, par exemple, sur l'Arc, à 8 km en amont du confluent avec l'Isère, peuvent passer de  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  à  $180 \text{ m}^3/\text{s}$  en quelques minutes et cela deux fois par jour. Les ondes de crues relatives à ces lachés mettent deux heures pour aller du Pont Royal à Sainte-Marie d'Alloix, ce qui représente une vitesse de propagation de l'ordre de  $15 \text{ km/h}$ , avec des dénivelés de l'ordre de  $50 \text{ cm}$ .

La planche XI montre non seulement cette propagation des ondes de crues, mais aussi leur amortissement sur la distance de  $30 \text{ km}$  qui sépare les deux limnigraphes. La variation des maxima correspond aux variations des débits de l'Arc, en amont de Randens et de l'Isère, en amont du confluent. Les ondes de crues correspondent aux lachures de Randens. Pendant la période d'enregistrement, la centrale de La Bathie qui turbine les eaux de Roselend et rejette dans l'Isère, en amont d'Albertville, était arrêtée, dans le but, justement, de mesurer de façon précise l'influence de ces lachures de Randens.

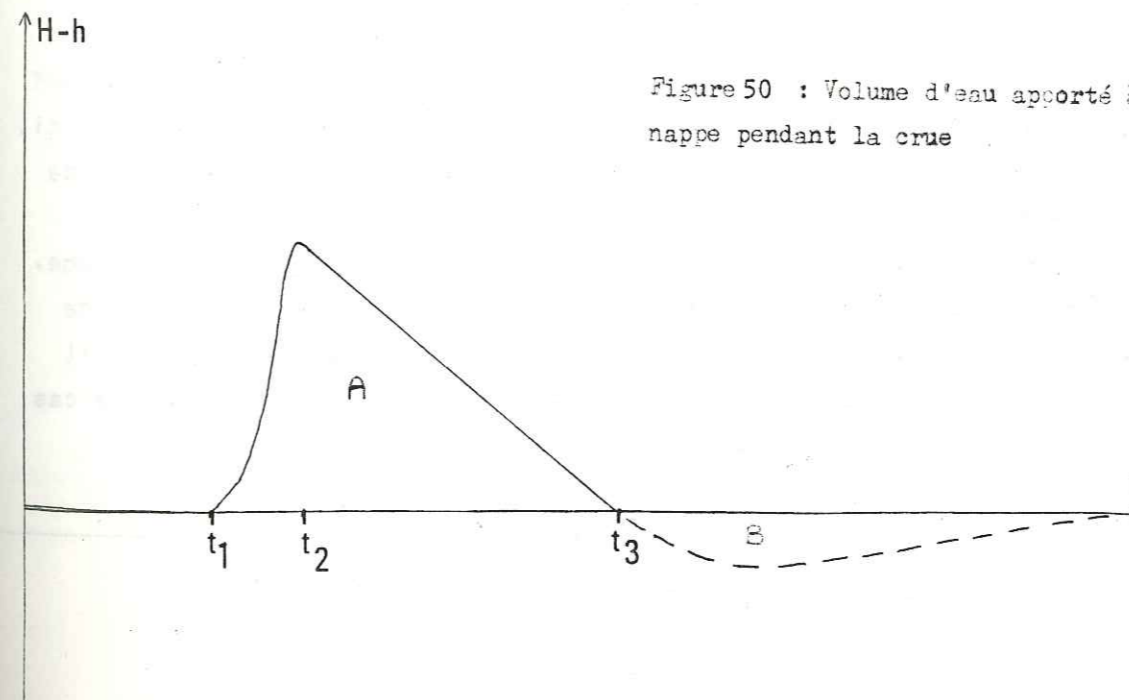
Ce type de variations où, seules pratiquement, les lachures viennent modifier le débit, ne se voit qu'en période d'étiage hivernal. L'amortissement de l'onde de crue est très rapide dans la nappe et des limnigraphes placés sur des piézomètres à moins de  $200 \text{ m}$  de la rivière n'en portent pas les traces.

### 3.3.4.2. - Cas général.

Dans le cas le plus général, lors d'une crue, le niveau monte très rapidement dans la rivière, par contre la décrue est plus ou moins lente. Du côté de la nappe, la réaction se fait avec un certain retard et la montée du niveau est moins rapide. Lorsque le niveau a rattrapé celui de la rivière, la décrue de la nappe commence, mais elle aussi, est moins rapide que celle de la rivière.



On peut, à partir de la comparaison de ces deux limnigrammes, tracer la courbe de  $(H - h)$  en fonction du temps. Il sera alors possible de voir comment varie le débit d'une part et de calculer le volume d'eau apporté d'autre part.



A l'équilibre ( $H - h$ ) est nul, le gradient aussi ; il n'y a pas de transfert d'eau entre la rivière et la nappe ni dans un sens, ni dans l'autre. A partir de  $t_1$ , ( $H - h$ ) augmente rapidement jusqu'au moment  $t_2$  où s'amorce la décrue sur la rivière et, où l'on assiste à une décroissance rapide jusqu'en  $t_3$ . La décroissance continue ( $H - h$ ) devient négatif ; il y a drainage de la nappe par la rivière et retour lent à un équilibre.

Cette courbe est une représentation de l'équation (1) de la page elle donne le débit instantané transitant, dans un sens ou dans l'autre, au points de mesure (\*). Le calcul de la surface (A) - (B) donne le volume des apports de la rivière vers la nappe, qui peut être obtenu par la mesure des niveaux  $H$  et  $h$  et la connaissance de la porosité du terrain. Cette méthode est analogue à celle utilisée pour chiffrer l'alimentation réelle à partir d'un versant. Il faut, bien évidemment, que la mesure de  $h$  soit faite dans des conditions telles que seul  $H$  intervienne sur les variations de  $h$ .

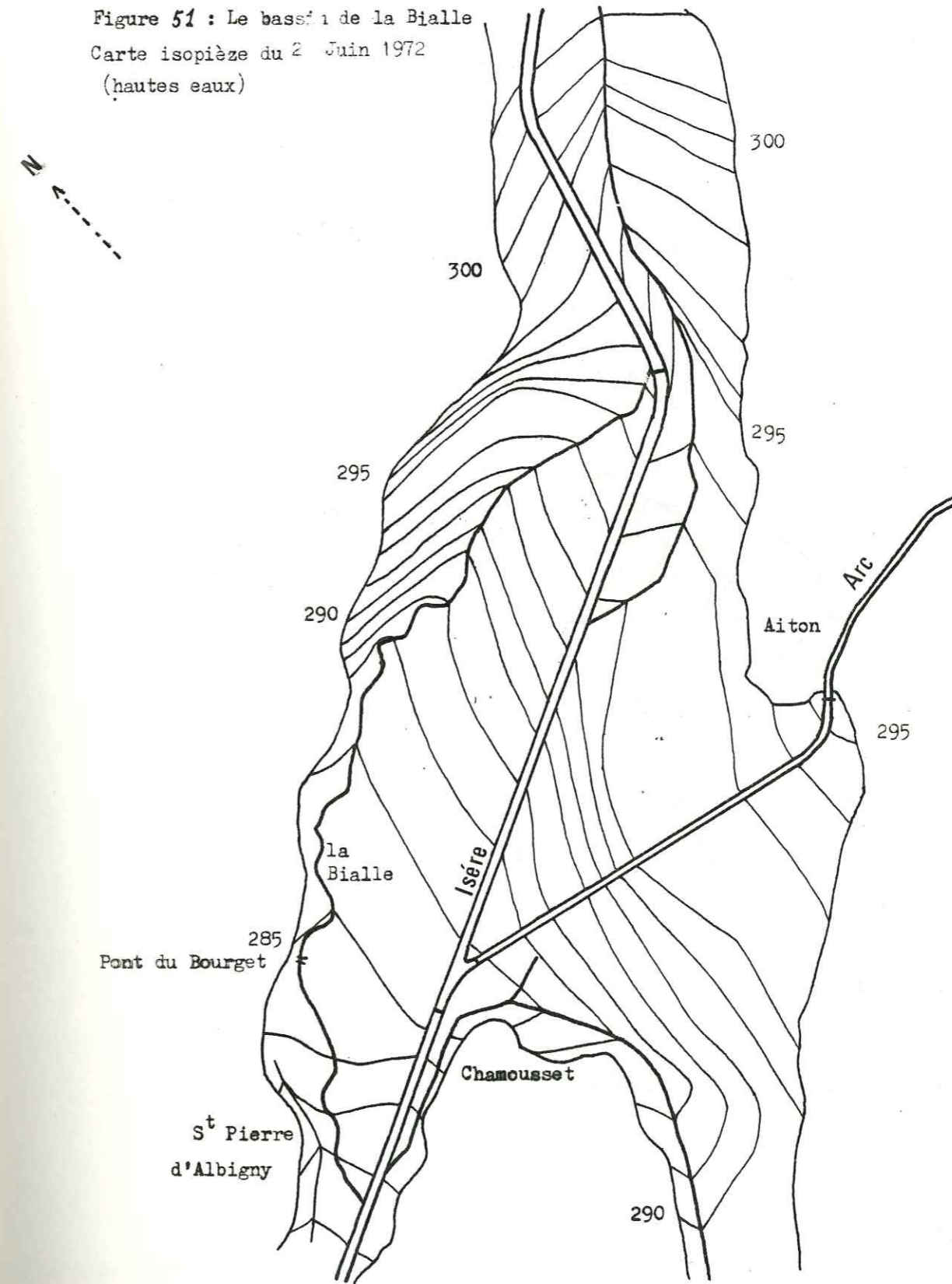
Les variations de  $h$ , c'est-à-dire du niveau piézométrique dans la nappe influencée par la crue de la rivière, dépendent aussi de la perméabilité des terrains qui renferment la nappe dans cette zone et de l'écoulement de la nappe, c'est-à-dire de ce que devient l'eau de la nappe.

Considérons un élément de terrain en bordure de la digue. Le débit transitant au travers de cet élément de terrain en provenance de la digue, à un instant donné, est représenté par  $dqe$  ; le débit sortant de ce même élément de terrain est représenté, lui, par  $dqs$ . Le débit  $dqe$  est fonction de ( $H - h$ ), mais  $dqs$  ne dépend, lui, que de conditions extérieures.

Les trois cas de figures évoqués plus haut peuvent se retrouver ici. Si le débit sortant est inférieur au débit entrant ( $dqs < dqe$ ), le niveau de la nappe monte, donc ( $H - h$ ) diminue, donc  $dqe$  diminue et l'on tend vers l'équilibre, c'est le cas général. Mais si  $dqs$  reste supérieur ou égal à  $dqe$ , le gradient reste constant ou augmente et il y a alimentation permanente de la nappe par la rivière. Si, enfin, la valeur de ( $H - h$ ) reste négative, il est bien évident que  $dqs$  sera aussi négatif et que l'on se trouve dans le cas d'un drainage de la nappe par la rivière.

(\*) - Elle est l'image des échanges entre la nappe et la rivière.

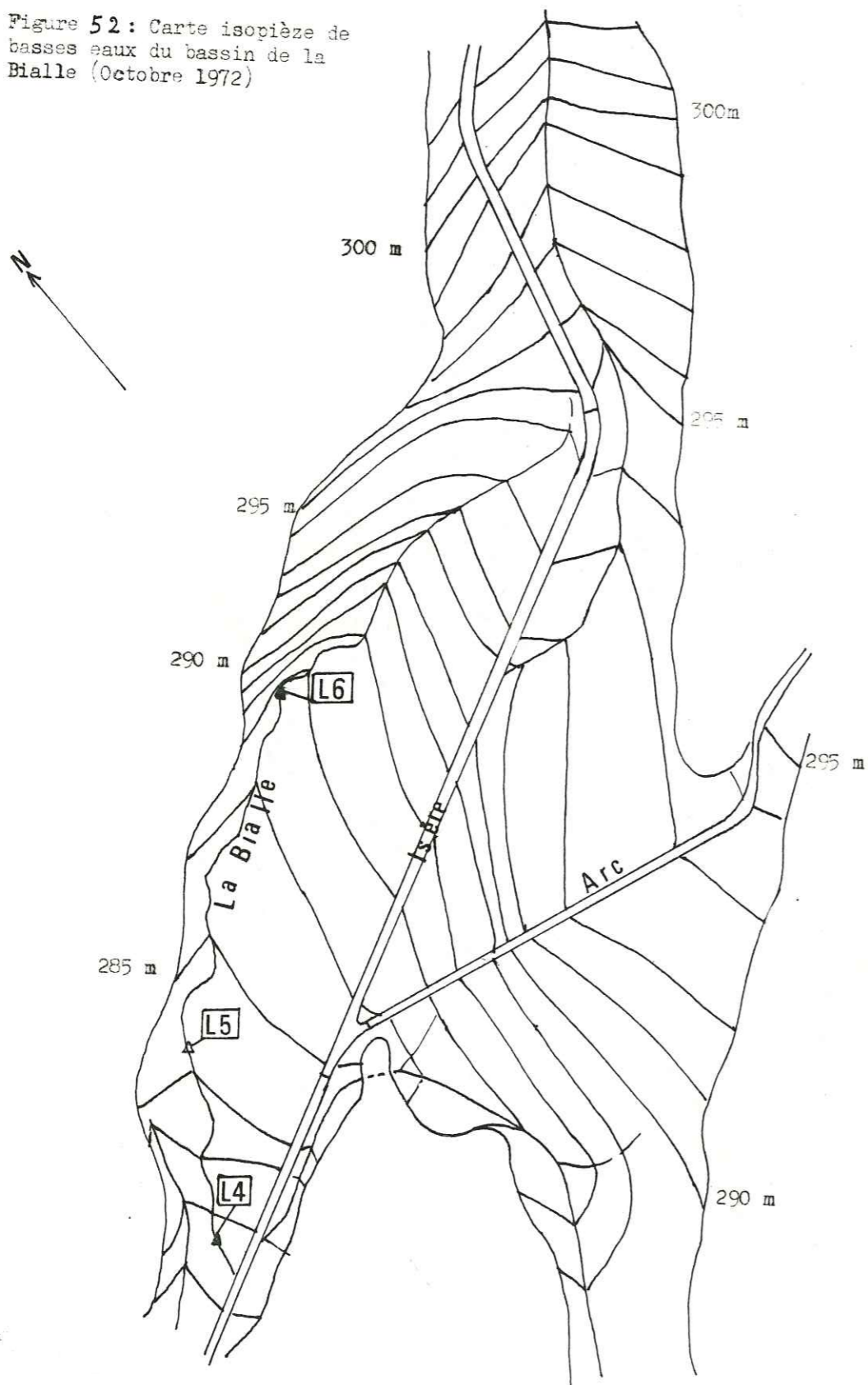
Figure 51 : Le bassin de la Bialle  
Carte isopièze du 2 Juin 1972  
(hautes eaux)



échelle : 1/50 000



Figure 52 : Carte isopièze de basses eaux du bassin de la Bialle (Octobre 1972)



L4, L5 et L6 : stations de mesures des débits de la Bialle

Dans la vallée de l'Isère, des exemples illustrent ces trois cas, comme nous allons le voir maintenant.

3.3.4.3. - Alimentation permanente.

Dans plusieurs secteurs de la vallée de l'Isère, la nappe est alimentée en permanence par la rivière. Le niveau de la ligne d'eau dans l'Isère ou dans l'Arc est toujours au-dessus du niveau piézométrique.

Le bassin de la Bialle.

Le bassin de la Bialle, s'étend en rive droite de l'Isère, entre Grésy sur Isère à l'amont et le cône de déjection de Saint-Pierre d'Albigny, à l'aval. La Bialle est un canal de drainage, uniquement alimenté par les eaux de la nappe et les apports occultes des versants, là où elle vient lécher les premières pentes. Elle emprunte un ancien lit de l'Isère, bien visible en photographie aérienne. Il s'agit d'un lit relativement récent qui contournait le cône de déjection de l'Arc. L'endiguement de l'Isère, au siècle dernier, a provoqué un surélévation du lit de la rivière et celui-ci se trouve aujourd'hui, plus haut que l'ancien lit qu'emprunte la Bialle. Le terrain naturel a une pente transversale régulière depuis le pied des digues jusqu'au lit de la Bialle.

Les cartes isopièzes dressées aussi bien pour les hautes eaux de la nappe que pour les basses eaux montrent une alimentation permanente par l'Isère et un drainage permanent de la nappe par la Bialle. La mise en place de limnigraphes, sur la Bialle, sur un piézomètre, ainsi que de nombreux piézomètres et échelles limnimétriques, a permis une analyse correcte de cette situation. Il est possible, aujourd'hui de chiffrer les volumes d'eau apportés par l'Isère à la nappe (J.C. FOURNEAUX, 1973 a).

a) Les cartes isopièzes.

La comparaison des cartes isopièzes de hautes eaux et de basses eaux montre une grande similitude de forme dans toute la zone comprise entre l'Isère et la Bialle ; on constate seulement un décalage d'un mètre sur les courbes isopièzes. Dans chacune des situations, il existe une circulation dont les lignes de courant font un angle de 45° environ avec la direction de l'Isère. La pente moyenne de la nappe, dans toute cette zone, est comprise entre 2 et 3 pour 1 000.

Il n'en est pas de même en rive droite de la Bialle. Une alimentation importante se manifeste depuis le versant. Même lorsqu'il n'existe pratiquement aucun écoulement superficiel au niveau de la voie ferrée qui marque, là, la limite entre la nappe et le versant, les apports souterrains sont considérables et influent sur la forme des courbes isopièzes. Mais, lors des longues périodes de sécheresse, en 1972 et 1973, dès le mois d'août, la forme des courbes isopièzes a montré le tarissement des apports du versant. La nappe est là en équilibre avec la Bialle.

De plus, sur toutes les cartes isopièzes, on constate la réalimentation de la nappe en rive gauche de la Bialle, au-delà du pont de la route du Bourget. La pente du canal est, en effet, moins forte que celle de la nappe et que celle de l'Isère. Cette situation ne se présente pas en rive droite, sauf après le passage sous la voie ferrée du Fréjus. Là, la nappe est alimentée par la Bialle et drainée par le canal de Saint-Pierre. Cette réalimentation se manifeste toujours à partir du même point, mais les débits infiltrés varient beaucoup avec le débit du canal.

L'équilibre n'est atteint que dans la partie aval du bassin, lorsque l'on assiste à une longue période sans précipitations. Dans cette zone, l'alimentation à partir de l'Isère est difficile à apprécier. Il n'en est pas de même dans la partie située à l'amont du pont du Bourget, où l'on se trouve en présence d'un schéma identique quel que soient les débits de l'Isère et ceux de la Bialle.

Enfin, en basses eaux, la haute Bialle est à sec, le drainage visible sur la carte isopièze, est le fait du chenal à forte perméabilité, ancien lit mineur de l'Isère.

b) Analyse des débits.

L'analyse des débits de la Bialle va permettre d'évaluer le volume des apports de l'Isère et comment ces apports varient dans le temps, en fonction des différents paramètres.

Le bassin "géographique" drainé par la Bialle couvre une superficie de 27 km<sup>2</sup>, en le fermant au pont du Bourget. Le débit moyen annuel calculé sur

Planche hors-texte VI : La nappe dans le triangle d'Aiton

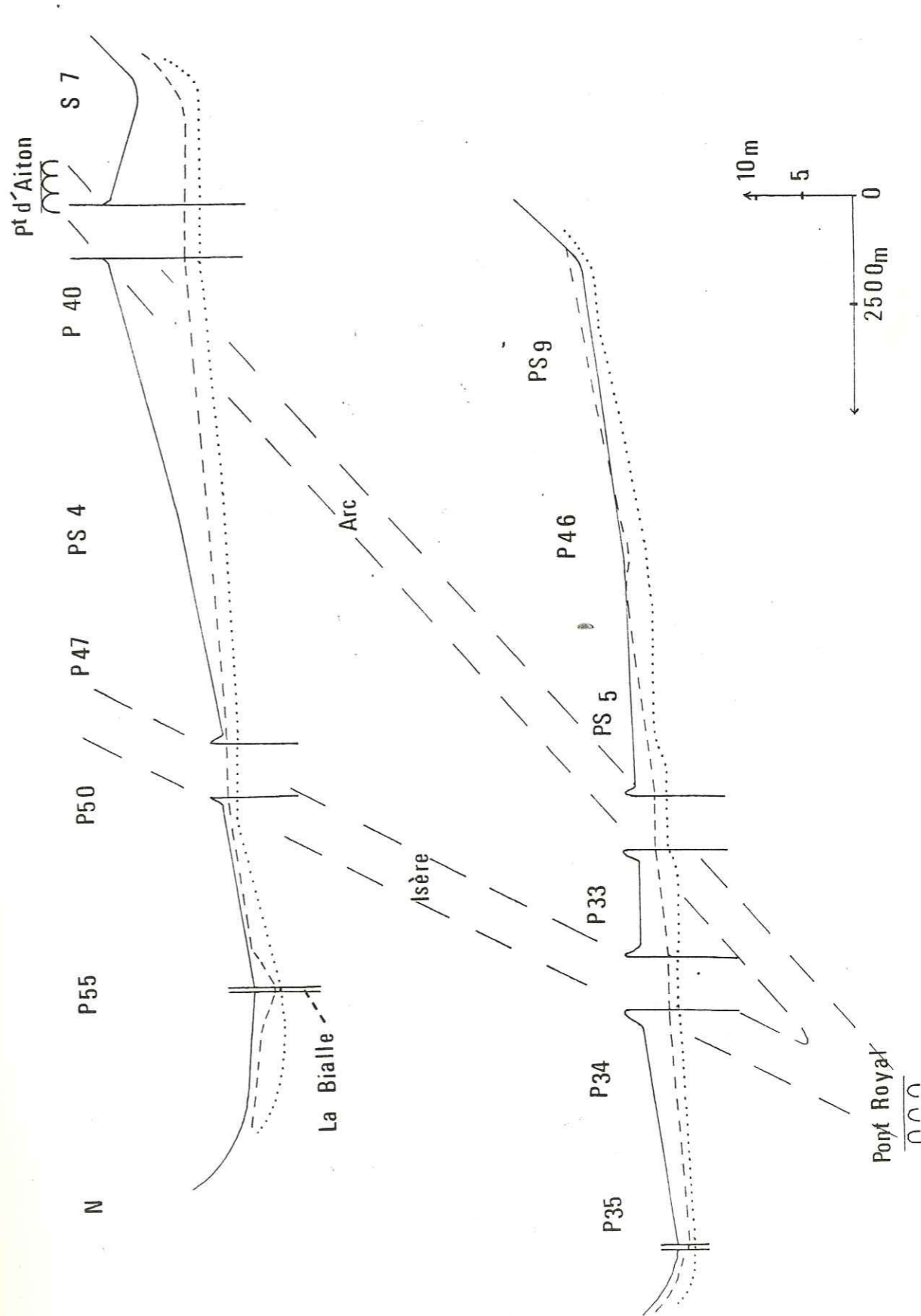
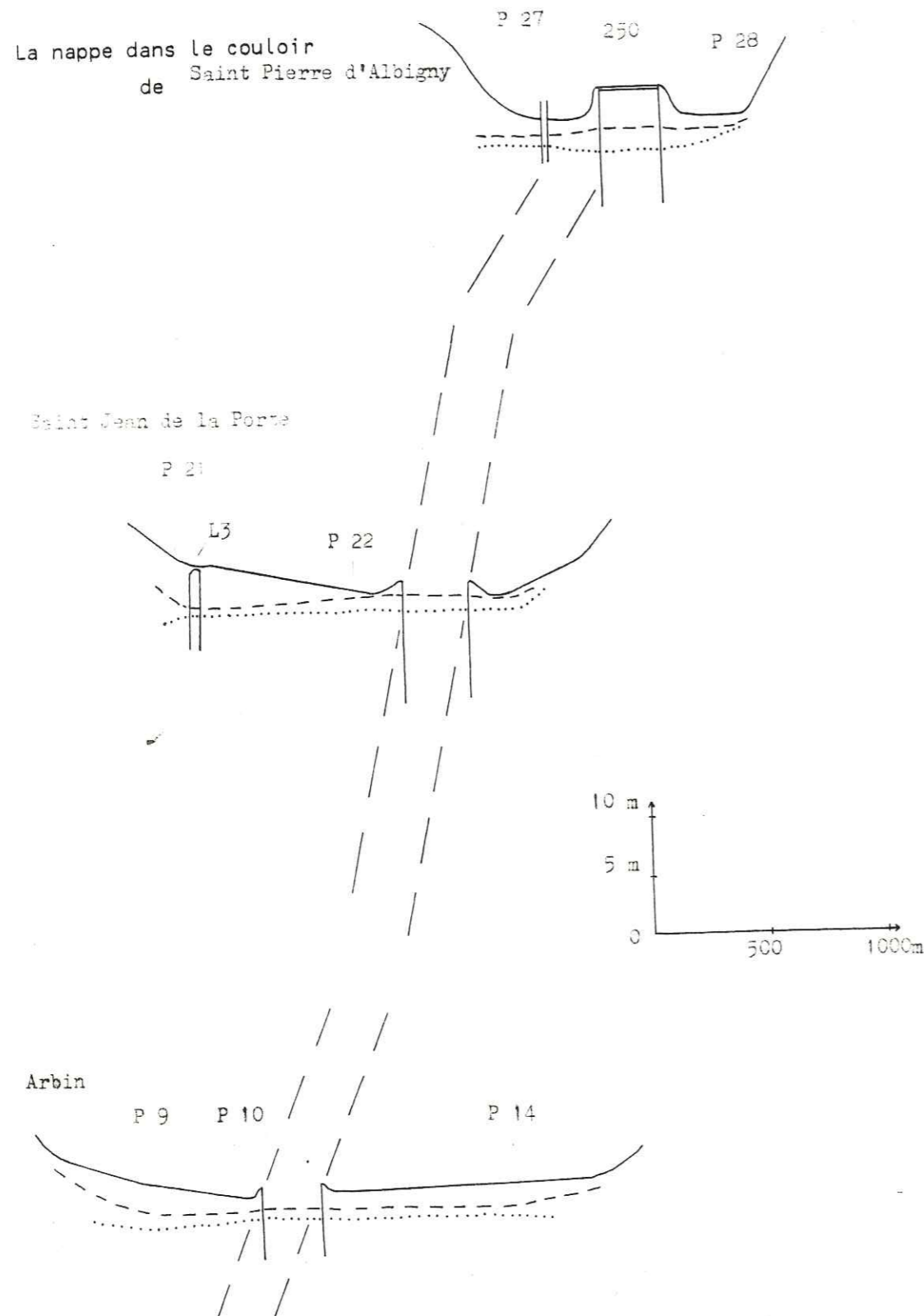


Planche hors-texte VII



une période de trois ans (1971-1973) est de 1 300 l/s. On a donc, pour ce bassin, un module de :

$$1\ 300 : 27 = 48,15 \text{ l/s/km}^2$$

Ce chiffre est bien supérieur aux 25 l/s/km<sup>2</sup> déterminé pour l'ensemble des versants de la vallée de l'Isère. La différence entre la valeur calculée et la valeur moyenne donne les apports de l'Isère si on y ajoute le débit de la nappe qui est voisin de 10 % de celui du canal. On a donc :

$$\text{Apports de l'Isère} = (\text{module calculé} - \text{module moyen}) \times \text{surface} - \text{débit de la nappe}$$

$$V = (48,15 - 25) \times 27 - 130$$

$$V = 750 \text{ l/s}$$

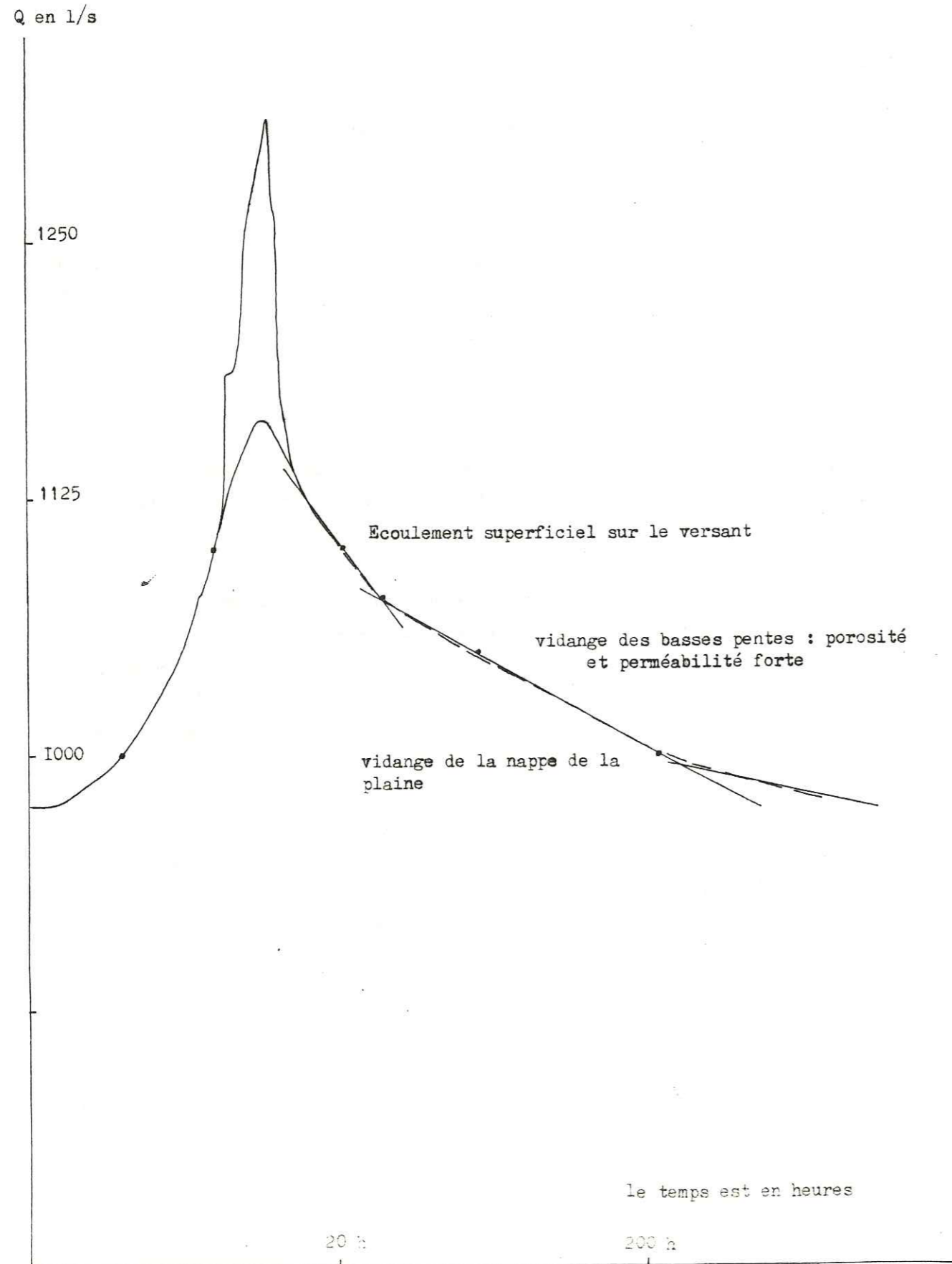
Ce débit s'infiltré aux travers des digues sur une distance légèrement inférieure à 6 km, ce qui représente une alimentation de l'ordre de 125 l/s par kilomètre de digue.

Comment varie ce débit ? Le niveau, dans l'Isère, peut s'élever de 1 m à 1,5 m au maximum. Dans le canal, le niveau s'élève de 0,5 m à 0,8 m. Les crues où le niveau dépasse ces valeurs sont très brèves et correspondent à un fort ruissellement sur le versant. Les torrents, à sec la plupart du temps, se mettent à couler pendant quelques heures et rejoignent directement la Bialle.

Lors d'une crue élevant le niveau de l'Isère de 1 m et celui du canal de 0,5 m, le gradient de la nappe va varier de 0,25 pour 1 000. Les autres facteurs qui influent sur le débit infiltré ne changent pas. A partir de là, la fourchette dans laquelle varie le débit apporté par l'Isère à la nappe, peut être estimée, par application de la loi de DARCY :

$$Q = K S i$$

Figure 53 : Courbe de tarissement de la Bialle (Février 1974)



Dans le cas présent  $K$  et  $S$  sont constants, donc :

$$Q = a.f(i)$$

Les variations du gradient  $i$  sont de  $\pm 0,25$  pour 1 000, pour un gradient moyen de 2,5 pour 1 000, ce qui donne :

$$\text{débit maximum} = \text{débit moyen} \times 1,1$$

$$\text{débit minimum} = \text{débit moyen} \times 0,9$$

Le débit apporté par l'Isère varie donc entre 825  $l/s$  et 675  $l/s$ .

Le débit de l'Isère, en amont du confluent de l'Arc, ne descend jamais en-dessous de 20  $m^3/s$  ; le débit infiltré reste donc inférieur aux erreurs de mesures et ne peut être estimé par différence, d'autant plus que, comme nous le verrons plus loin, en rive gauche, l'Isère draine la nappe et reçoit un débit à peine inférieur à celui qui s'infiltré en rive droite.

c) Analyse des courbes de tarissement.

A la suite d'une crue isolée, la courbe de tarissement permet de déceler trois segments de droite au moins. Le premier correspond au ruissellement superficiel dans les torrents, qui se poursuit pendant quelques heures seulement et atteint très rapidement la Bialle. Le deuxième segment correspond à la vidange des premières pentes, là où les éboulis et les formations quaternaires diverses forment une masse importante où la porosité et la perméabilité sont relativement élevées. Cette vidange se fait, soit par l'intermédiaire de sources qui jalonnent le pied du versant et dont le débit augmente beaucoup après les averses, soit par drainage direct. L'eau infiltrée dans les éboulis, s'écoule vers la nappe de la plaine et celle-ci est drainée par le canal. Le troisième segment correspond à la vidange de la nappe de la plaine elle-même ; cet épisode est beaucoup plus lent car les gradients sont beaucoup plus faibles que sur le versant et la perméabilité des formations superficielles est souvent plus faible, elle aussi.

L'examen des courbes de tarissement lors des longues périodes sèches de 1971 et 1972, montre l'apparition d'un quatrième segment à pente encore plus faible. On constate, dans ce cas là, la disparition presque totale des

apports latéraux : la partie de la nappe, située entre la Bialle et le versant, est pratiquement vidangée et seules les infiltrations en provenance de l'Isère alimentent le ruisseau après avoir transité par la nappe. Le débit tend, à ce moment là, vers la valeur de 750 l/s calculée plus haut. Le quatrième segment sur la courbe de tarissement est en fait une droite horizontale.

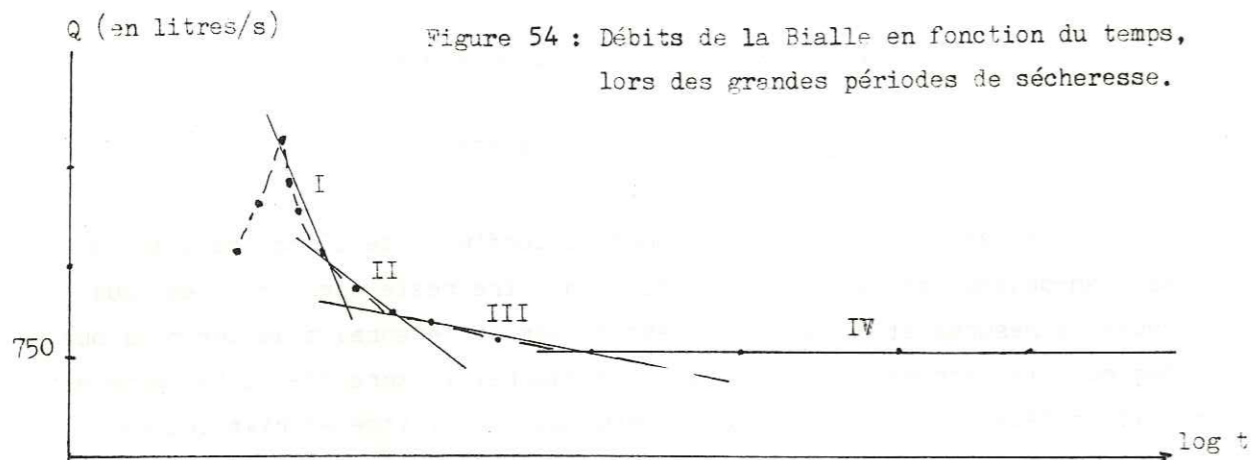


Figure 54 : Débits de la Bialle en fonction du temps, lors des grandes périodes de sécheresse.

La courbe traduit ainsi l'alimentation permanente de la nappe par l'Isère, même lorsque le débit de celle-ci reste très faible pendant un temps relativement long.

Cet exemple de la Bialle est une bonne image agrandie de ce qui se passe dans l'ensemble de la vallée. De l'eau s'infiltré dans les formations poreuses des versants et à partir de l'Isère, elle rejoint la nappe, se mélange au sein de l'aquifère pour être ensuite, en grande partie, drainée par la Bialle, d'où elle retournera, pour la plus grande part, à l'Isère. Ce mécanisme permet des échanges de l'ordre du mètre-cube par seconde entre la nappe et la rivière, en raison de conditions géologiques particulières. Il n'est toutefois pas le seul, comme nous allons le voir maintenant.

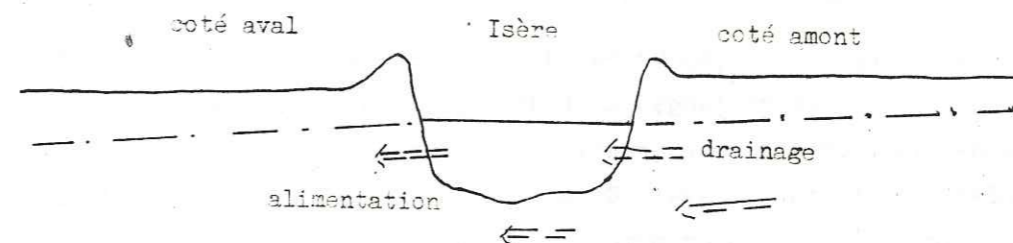
*Les divagations de l'Isère dans sa plaine alluviale.*

Si, en Savoie et dans la partie amont du Grésivaudan, l'Isère s'écoule selon une trace presque rectiligne, il n'en est plus de même lorsque l'on approche de Grenoble. La rivière décrit des boucles qui lui font emprunter une direction parfois perpendiculaire à l'axe de la vallée. C'est le cas à l'aval immédiat de Lancey, à l'aval de Domène et en amont de Saint-Martin-d'Hères, pour ce qui concerne le Grésivaudan. On va retrouver des sinuosités moins marquées à l'aval du bec de l'Echaillon.

Chaque fois que l'Isère s'écoule selon une direction très oblique par rapport à l'axe de la vallée, la nappe située côté aval est alimentée en permanence par la rivière, alors que la nappe située côté amont est drainée par elle.

On observe le schéma suivant :

Figure 55 : La nappe dans une boucle de l'Isère



Cette situation, qui se maintient quelque soit le niveau de l'Isère, représente un autre mécanisme d'échange permanent entre la nappe et la rivière. L'eau, drainée côté amont, se mélange à l'eau de la rivière (à raison de 1 pour 10<sup>7</sup>) et l'eau qui s'infiltré côté aval est de l'eau de la rivière ; elle vient se mélanger, au sein de l'aquifère, à l'eau de la nappe.

*Les confluences.*

L'Arc débouche dans la Combe de Savoie avec une pente plus forte que celle de l'Isère. La nappe du triangle d'Aiton est comprise entre une ligne d'eau haute, l'Arc, et une ligne d'eau basse, l'Isère. Il y a circulation d'un

flux, depuis l'Arc vers l'Isère, au travers de la nappe. Ce type d'alimentation est permanent et ne dépend pas, lui non plus, des débits relatifs de l'Arc et de l'Isère. En effet, entre les deux lignes d'eau des différences de hauteur sont beaucoup plus importantes que les variations de hauteurs de chacune des deux lignes d'eau (fig. 51 et 52).

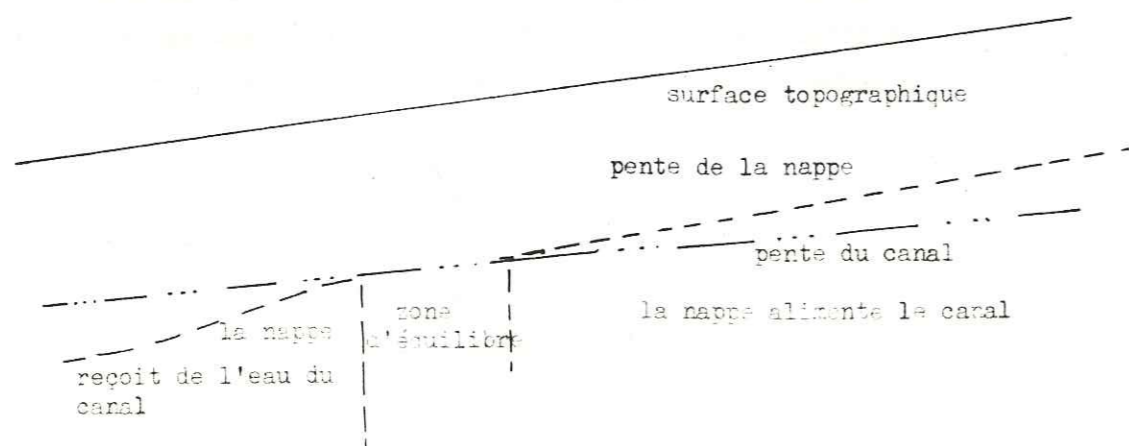
Une situation analogue se retrouve au niveau du confluent du Drac et de l'Isère. Celle-ci se trouve plus basse que le Drac. Là aussi, il y a circulation d'eau depuis le Drac vers l'Isère au travers de la nappe.

Les cartes de nappes ci-dessous mettent en évidence la permanence de ce type d'alimentation (fig. 53). Il apparaît très clairement, sur une ligne de courant, une différence d'altitude entre le niveau de base de la nappe (la ligne d'eau de l'Isère en l'occurrence) et le niveau d'alimentation (la ligne d'eau du Drac). Cette différence est supérieure aux variations de hauteur enregistrées sur les deux cours d'eau. Et, de plus, ces variations de hauteur se font toujours simultanément dans le même sens.

3.3.4.5. - Les canaux de drainages.

La plaine est parcourue par de nombreux canaux de drainage, dont certains sont relativement longs. L'étude des cartes isopièzes montre que, si, sur la partie amont de leur tracé, ils drainent la nappe, il n'en est plus de même dans la partie aval. Cela tient à la pente de ces canaux qui doivent rejoindre l'Isère à un moment ou à un autre.

Figure 56 : Alimentation de la nappe par un canal de drainage



On retrouve le long du cours d'un tel canal d'abord une zone de drainage, puis une zone d'équilibre entre la nappe et le canal et, enfin, une zone d'alimentation. Ces trois zones ont des extensions variables au cours de l'année.

Cette situation est souvent liée à l'enfoncement plus ou moins récent du lit de l'Isère. Dans sa partie aval, le canal a un tracé parallèle à celui de la rivière et près de celle-ci. Si le niveau de la ligne d'eau baisse dans la rivière, en raison d'un abaissement du fond du lit, la nappe, dans ce cas là, se trouve drainée par la rivière et se retrouve plus basse que le canal. L'eau du canal retourne alors, en partie au moins, vers la nappe. Pour éviter cet inconvénient, certains canaux ont été bétonnés, dans la partie aval de leur cours. Dans ce cas là, l'alimentation de la nappe ne peut plus se faire que par les fissures du béton et n'atteint jamais une valeur importante, dont les effets seraient visibles sur les cartes isopièzes.

Deux exemples viennent illustrer ce schéma relatif aux canaux de drainage. Le premier correspond à la partie aval du bassin de la Bialle. Le débit de canal est enregistré en trois points (voir fig. 57). Il s'agit des limnigraphes L 4, L 5, et L 6. Le débit augmente entre le L 6 et le L 5, par contre, on le voit diminuer à nouveau entre le L 5 et le L 4. Les courbes isopièzes viennent d'ailleurs confirmer l'importance des infiltrations à partir du canal. Une partie des eaux est d'ailleurs drainée par un autre canal, le canal de Saint-Pierre d'Albigny, qui prend naissance entre le Bialle aval et le versant. Le tableau ci-dessous donne les valeurs des débits infiltrés entre les deux points de mesures.

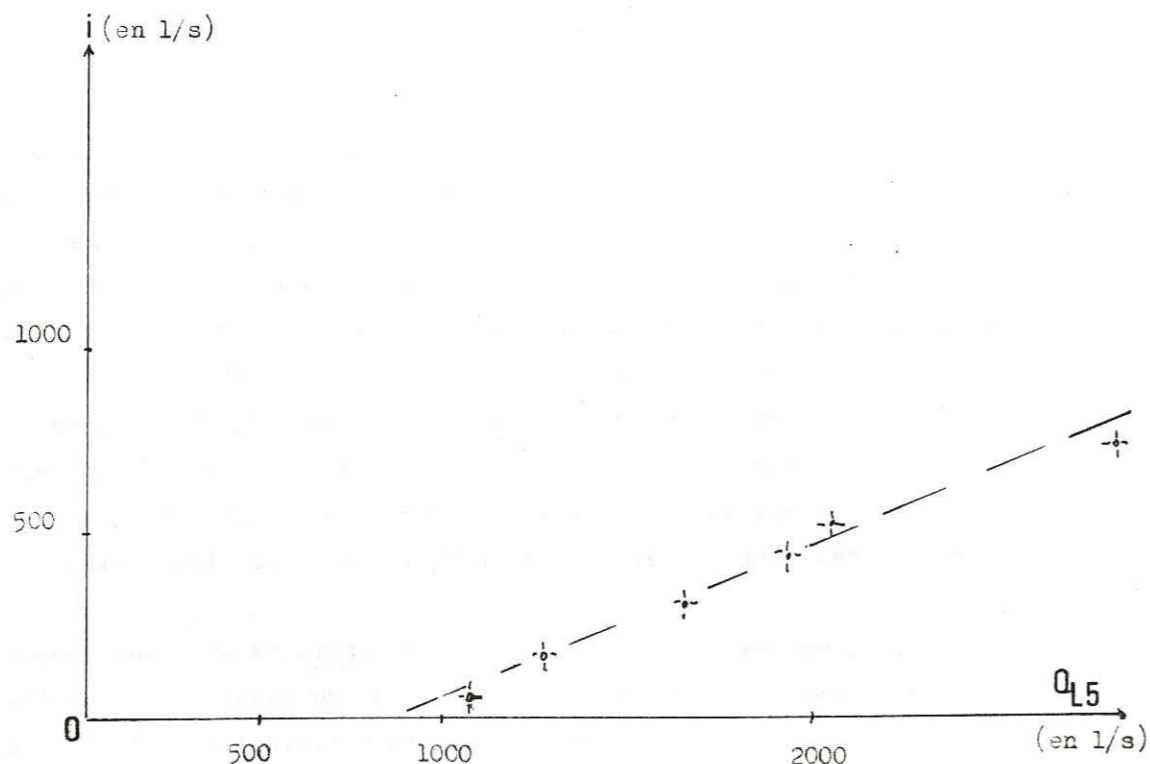
! Q en L 5	! 2 850	! 2 050	! 1 950	! 1 660	! 1 270	! 1 080	!
! Q en L 4	! 2 100	! 1 500	! 1 500	! 1 350	! 1 100	! 1 000	!
! I = Q(L5) - Q(L4)	! 750	! 550	! 450	! 310	! 170	! 80	!

La courbe  $I = f(Q_{L5})$  est très voisine d'une droite :

$$I = 0,45 (Q_{L5}) - 870$$

avec I en l/s.

Figure 57 : Les apports de la Bialle à la nappe, en aval du pont du Bourget.



Il ne s'agit pas, ici, d'une alimentation permanente mais, quelque soit le débit que perd le canal, les courbes isopièzes conservent la même forme, avec un écart voisin de 1 mètre entre les hautes eaux et les basses eaux.

Le même phénomène est visible sur le Coisetan, l'émissaire superficiel du lac de Sainte-Hélène. Ce lac remplit une dépression au sein de formations très peu perméables, puisqu'il s'agit de tourbes et d'argiles compactes. Le Coisetan draine la nappe depuis la sortie du lac jusqu'au niveau où il franchit la voie ferrée Grenoble-Montmélian, à environ 2 km en amont de Pontcharra.

Ce changement de "régime" coïncide avec un changement de granulométrie des alluvions. Depuis Sainte-Hélène jusqu'à la sortie de Laissaud, le Coisetan coule sur des alluvions, où les fines dominent très largement. La nappe est, là, alimentée par les versants et même si cette alimentation reste toujours peu importante, la faible perméabilité des alluvions provoque une régulation des apports et permet à la nappe de rester haute toute l'année. C'est ainsi que dans un puits situé au pied du versant, en rive droite du

Coisetan, au hameau du Pognient, les écarts entre hautes eaux et basses eaux ne dépassent pas 0,5 m, bien que ce point se trouve à plus de trois mètres au-dessus du niveau du Coisetan, pour une distance horizontale de 450 m. Au contraire, au moment où le canal atteint la voie ferrée, il vient couler sur des alluvions grossières, où la nappe est drainée par l'Isère ; le canal va perdre une partie importante de son débit sur 300 ou 400 m de son cours.

3.3.4.4. - Alimentation temporaire.

Les crues.

Chaque fois que le niveau de l'eau dans l'Isère est plus haut que celui de la nappe, il y a transfert depuis la rivière vers la nappe, et inversement. Une crue va se propager beaucoup plus vite dans la rivière que dans la nappe et il y aura alimentation de la nappe jusqu'à ce qu'un nouvel état d'équilibre soit atteint.

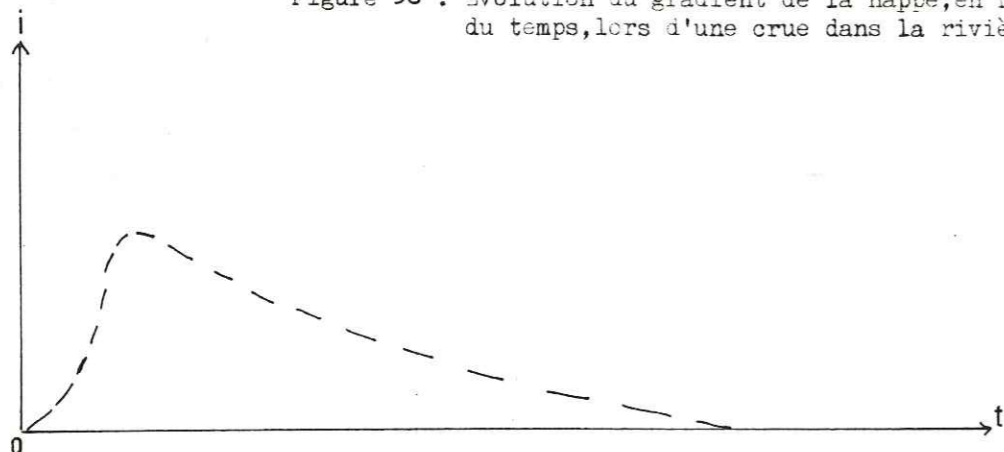
Il n'est pas possible, alors, de parler de débit puisque celui-ci va varier à chaque instant. En effet, dans une situation comme celle-ci, il dépend du gradient, c'est-à-dire de la différence de hauteur entre la ligne d'eau dans la rivière et le niveau piézométrique dans la nappe. Cette différence, nulle à l'état d'équilibre initial, va commencer par croître puisque la crue est beaucoup plus rapide dans la rivière ; mais par la suite, lorsque d'une part la crue se stabilise et même diminue, et que d'autre part l'influence de l'alimentation se fait sentir dans la nappe, la différence décroît pour tendre vers zéro, au moment du nouvel état d'équilibre.

Connaissant le débit instantané qui est donné par la formule de DARCY :

$$Q = K.S. i$$

il est possible de connaître le volume d'eau passé de la rivière à la nappe pendant la crue. On peut établir, à partir de deux limnigrammes par exemple, la courbe de la différence de hauteur en fonction du temps. Cette courbe est représentée sur la figure

Figure 58 : Evolution du gradient de la nappe, en fonction du temps, lors d'une crue dans la rivière.



K et S, c'est-à-dire la perméabilité et la section, peuvent être considérés comme constant, il est donc possible de calculer le volume V de l'eau passée de la rivière à la nappe. On a :

$$V = K.S. \int_{t_0}^{t_e} i dt$$

soit 
$$V = K.S. \left[ \frac{i^2}{2} \right]_{t_0}^{t_e}$$

Le phénomène inverse existe évidemment aussi. Après un état d'équilibre en hautes eaux, une baisse rapide du niveau dans la rivière entraîne un drainage de la nappe jusqu'à ce qu'un nouvel état d'équilibre soit atteint. On obtient de la même manière le volume d'eau drainé au cours de cet épisode.

L'étude des cartes isopièzes montre que de telles situations d'alimentation temporaire se retrouvent pratiquement dans toutes les parties de la vallée sauf là où existent des alimentations permanentes ou des drainages permanents.

*L'abaissement artificiel de la nappe.*

Nous avons montré que chaque fois que la nappe est plus basse que la rivière, cette dernière alimente la nappe. Lorsque l'on pompe de l'eau, de façon intensive assez près de la rivière, le cône de rabattement lié au puits

atteint la rivière et il se crée un gradient important qui permet un transfert d'eau depuis la rivière vers le point de pompage. Ceci représente, en fait, le schéma théorique de l'opération, mais la réalité est un peu différente.

Si l'eau transitait ainsi directement de la rivière au point de pompage, on devrait retrouver dans celui-ci, l'eau de la rivière simplement filtrée. Il n'en est rien. L'exemple le plus spectaculaire est donné par la batterie de quatre puits implantés par les Papeteries de France, à Lancey (Isère). Ces puits se trouvent à une distance de 25 m du bord de la rivière. Ils fournissent un débit total voisin de 300 m<sup>3</sup>/h après avoir été essayés à près de 1 000 m<sup>3</sup>/h. L'absence de piézomètres ne permet pas de fixer les limites de la zone de rabattement mais l'étude des caractéristiques physico-chimiques de l'eau pompée montre bien qu'il s'agit d'un mélange et non pas de l'eau de l'Isère elle-même. Il suffit de considérer le titre hydrotimétrique ; dans les puits, il évolue, comme le montre le tableau ci-dessous, entre 24 et 28 degré français, alors que dans l'Isère ce même degré hydrotimétrique varie entre 16,5 et 39 (A.F. CHOUTEAU - J.C. FOURNEAUX, 1969).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Puits	26	27	26	25	25	24	24	24	25	26	28	27
Isère	26	33	28	29	24	16,5	20	20	27	29	39	39

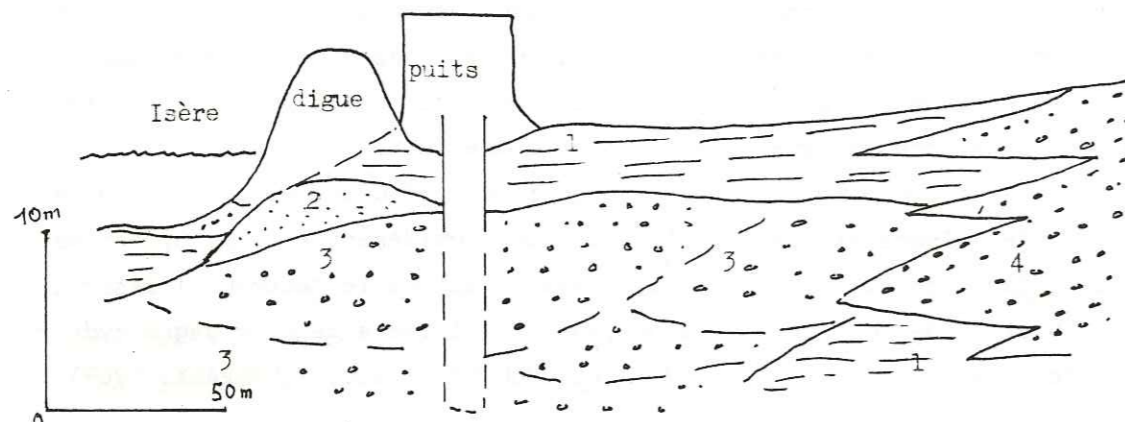
L'eau pompée représente un mélange des eaux qui passent, à cet endroit, dans l'Isère, pendant une année. Par ailleurs, la présence de sulfates dont la teneur dans les eaux pompées est à peine inférieure à la teneur moyenne des eaux de l'Isère, montre que la part de l'alimentation latérale, beaucoup plus pauvre en sulfates, est très réduite ; ceci est d'ailleurs confirmé par l'allure et la forme des courbes izopièzes, dans cette zone (J.C. FOURNEAUX, 1968 a).

La zone sollicitée par le pompage doit être beaucoup plus vaste qu'elle ne le serait, si le transfert entre la rivière et la nappe se faisait selon le schéma théorique. Cela tient en grande partie à l'hétérogénéité des alluvions



et en particulier à l'existence de lentilles faible perméabilité au sein des alluvions grossières. La perméabilité verticale est, dans le cas étudié, beaucoup plus faible que la perméabilité horizontale dans les lentilles d'alluvions grossières au sein desquelles sont placées les barbacannes des puits, comme le montre la coupe de la figure 59.

Figure 59 : Les puits des Papèteries de France, à Lancey (coupe schématique)



Légende : 1 : Limons et argiles; 2 : sables fins; 3 : alluvions grossières de l'Isère; 4 : cône de déjection.

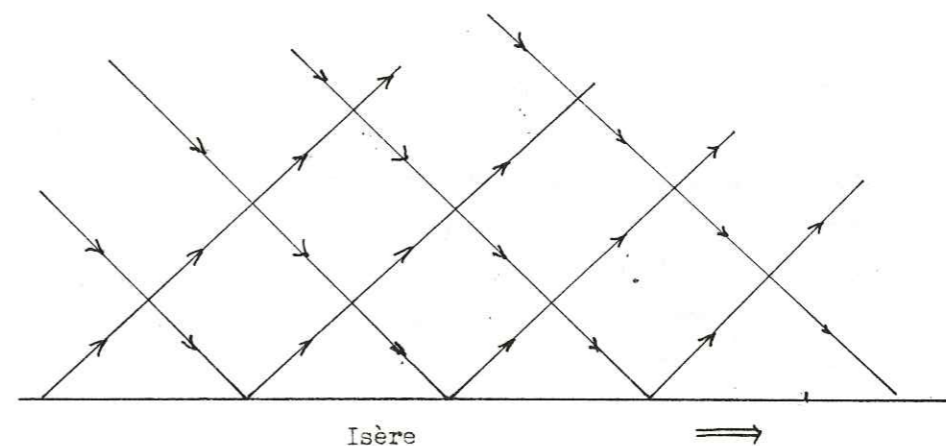
Cette situation, bien connue à Lancey, en raison des travaux effectués, se retrouve en plusieurs points de la vallée. Un autre exemple permet de mettre en évidence le rôle de volant que joue la masse des alluvions vis à vis des eaux. Il s'agit du lac de la Terrasse. Cette commune, village de la rive droite de l'Isère, dans la vallée du Grésivaudan, utilise comme lac, pour la baignade et les "sports nautiques", une ancienne zone d'emprunt de matériaux, creusée lors de la construction de la voie express Grenoble-Le Touvet. Le lac n'est séparé de la rivière que par la digue. Il ne représente qu'un affleurement assez vaste de la nappe. Son niveau varie avec celui de l'Isère, en amortissant les mouvements. Les ondes de crues de 0,5 à 0,7 m d'amplitude liées aux lachures de Randens (aménagement Isère-Arc) ne sont pas ressenties sur le lac ; il s'agit là de crues qui se produisent deux fois par jour (voir planche XI).

Les caractéristiques physico-chimiques des eaux de ce lac sont analogues à celles des eaux pompées à Lancey. Si, dans le cas du lac, le renouvellement est beaucoup moins rapide que dans celui d'un pompage intensif

(de 10 à 100 fois moins rapide puisque le débit naturel de la nappe transitant à travers le lac est de quelques mètres cubes par heure au lieu de 350 à Lancey), par contre la perméabilité verticale n'intervient plus puisqu'il s'agit d'une masse d'eau libre.

La nappe, dans les zones situées près de l'Isère, est constituée d'un mélange des eaux circulant dans la rivière pendant une année. On peut assimiler la circulation des eaux souterraines au sein des alluvions à un réseau maillé (fig. 60).

Figure 60 : Représentation schématique de la circulation des eaux souterraines dans un plan.



A chaque noeud du réseau les apports se mélangent parfaitement et se partage ensuite en deux. En un point quelconque du réseau, les caractéristiques physico-chimiques des eaux sont la somme d'un grand nombre de mélanges et d'un grand nombre de "partages". Dans chaque segment, le débit est fonction de la transmissivité de la lentille considérée et du gradient.

Il y a là, une manifestation du phénomène d'échange nappe-rivière qui se produit tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre en fonction des fluctuations du niveau de l'Isère, en ce qui concerne le lac de la Terrasse, alors qu'il se produit toujours dans le même sens, à Lancey, où le gradient est maintenu artificiellement constant, en direction, par le pompage.

3.3.5. - APERCU SUR LES CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES DIFFERENTES ALIMENTATIONS.

Il n'est pas question, ici, de faire une étude complète des caractéristiques physico-chimiques des eaux tant souterraines que superficielles, mais seulement de rappeler les résultats acquis lors de travaux antérieurs (A.F. CHOUTEAU et J.C. FOURNEAUX, 1968-1969 ; B. LACROIX, 1971).

*Les sulfates.*

Les eaux de l'Isère, celles de l'Arc et celles des torrents qui descendent du massif de Belledonne sont remarquables par la prédominance des sulfates sur les autres anions, prédominance qui se maintient par delà les variations de teneurs liées aux variations de débits.

Si l'on fait le rapport :

$$\frac{S O_4^{--}}{N^-}$$

avec  $N^-$  représentant la concentration de l'ensemble des anions et  $SO_4^{--}$ , la concentration en sulfates, on obtient des valeurs toujours supérieures à 0,5.

Au contraire, dans les eaux du Drac, des affluents de l'Isère provenant des chaînes subalpines et des torrents qui drainent des collines bordières, les bicarbonates ( $HCO_3^-$ ) sont prépondérants. Les sulfates sont même, parfois, totalement absents dans les eaux provenant des massifs subalpins (Bauges, Chartreuse et Vercors).

Au-delà du confluent du Drac, les eaux de l'Isère ne présentent plus toujours la prédominance des sulfates sur les autres anions en raison du mélange avec les eaux du Drac et des variations, pas toujours simultanées, des débits.

Les principales caractéristiques des eaux de surface doivent se retrouver dans les eaux souterraines, là où la nappe est alimentée par l'infiltration d'eau de surface. C'est le cas en aval de certains cônes de déjection dans la Combe de Savoie, en particulier.

*La minéralisation "acquise".*

La comparaison des caractéristiques physico-chimiques d'une eau souterraine avec celles des eaux de surface ne suffit pas, dans la plupart des cas pour en déterminer la provenance. Les eaux d'origine différentes ne se contentent pas de se mélanger lorsqu'elles arrivent dans la nappe, elles peuvent aussi y acquérir une minéralisation complémentaire qui viendra s'ajouter à la minéralisation "héritée" et parfois la masquer.

Planche hors-texte IX

Diagramme logarithmique : Les eaux de la plaine  
1 : Lancey (12-67) ; 2 : Voreppe (10-67) ; 3 : Sassenage (7-65)

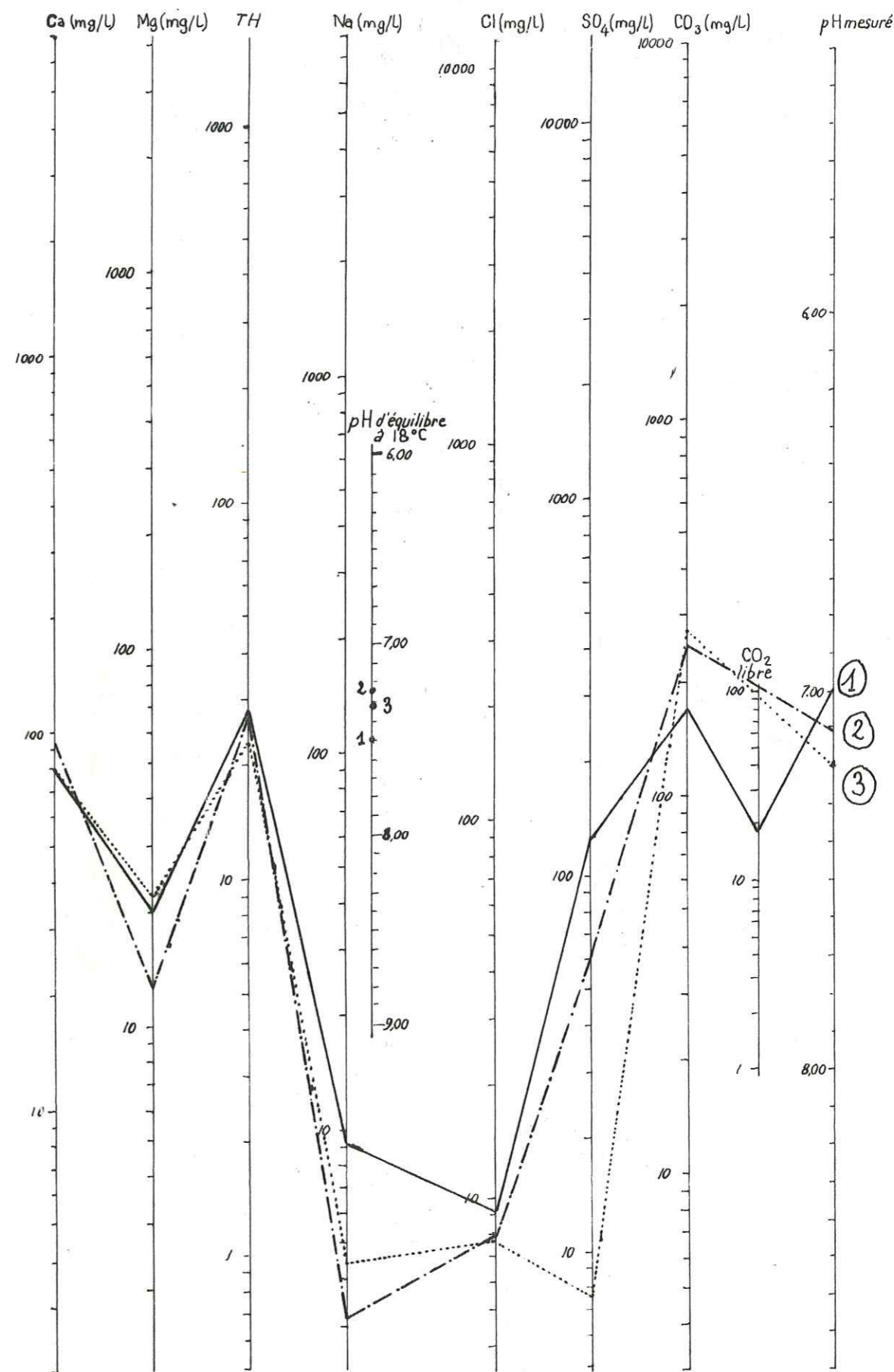
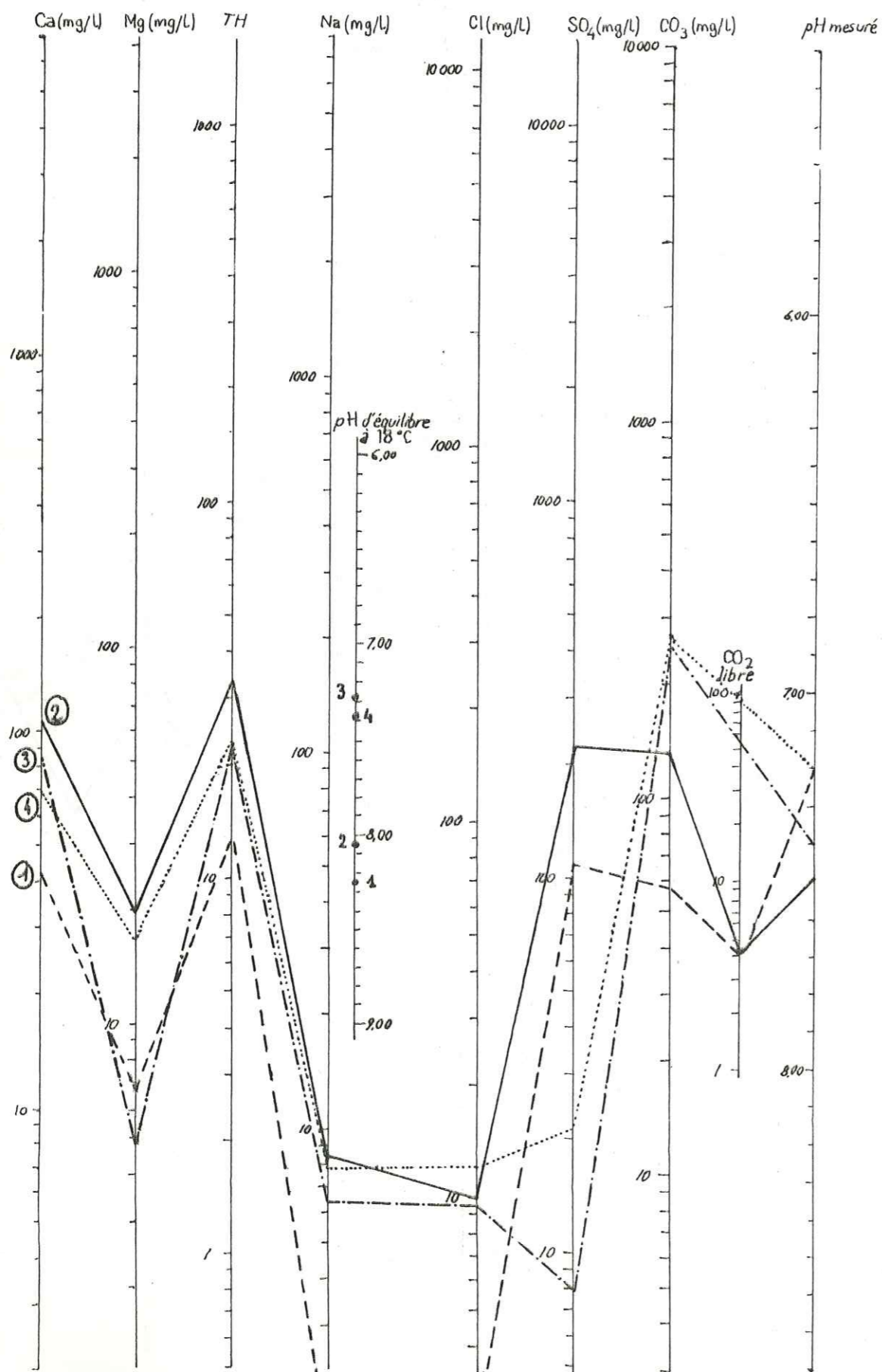


Diagramme logarithmique: quatre types d'eau alimentant la nappe

1 : Le Bréda (12-67); 2 : l'Isère (12-67); 3 : eau des calcaires à La Buisse (4-67); 4 : eau du cône de Saint Egrève (3-65).



Les eaux de l'Isère, par exemple, sont agressives, c'est-à-dire qu'elles attaquent le carbonate de calcium. Cela tient à ce que le pH de ces eaux est inférieur au pH de saturation déterminé par la méthode de R. GIRARD (1967). L'indice d'agressivité est alors donné par la différence entre le pH de saturation et le pH mesuré. Si cet indice est positif, l'eau est agressive et dissout le calcaire alors que si l'indice est négatif, l'eau est incrustante et dépose du calcaire. Un changement des conditions physico-chimiques générales peut amener l'eau d'une nappe à devenir incrustante dans une certaine zone ; elle déposera donc du calcaire et ainsi s'explique la formation de niveaux de conglomérats au sein d'une série d'alluvions.

Lorsque les eaux de l'Isère s'infiltrent et rejoignent la nappe, elles vont se charger en carbone de calcium par attaque des alluvions qui en contiennent. Leur pH va se rapprocher du pH de saturation et leur agressivité va diminuer pour s'annuler au bout d'un certain parcours souterrain, comme le montrent les mesures du tableau ci-dessous :

	ISERE (à Lancey)	PUITS 1 (en bordure de l'Isère)	PUITS 2 (à 300 m de l'Isère)	PUITS 3 (à 600 m)
pH mesuré	7,3	7,3	7,4	7,4
pH de saturation	7,67	7,57	7,47	7,35

Le même phénomène se rencontre avec les eaux du Bréda, qui sont, elles aussi, agressives et se chargent en bicarbonate au fur et à mesure de leurs parcours souterrain.

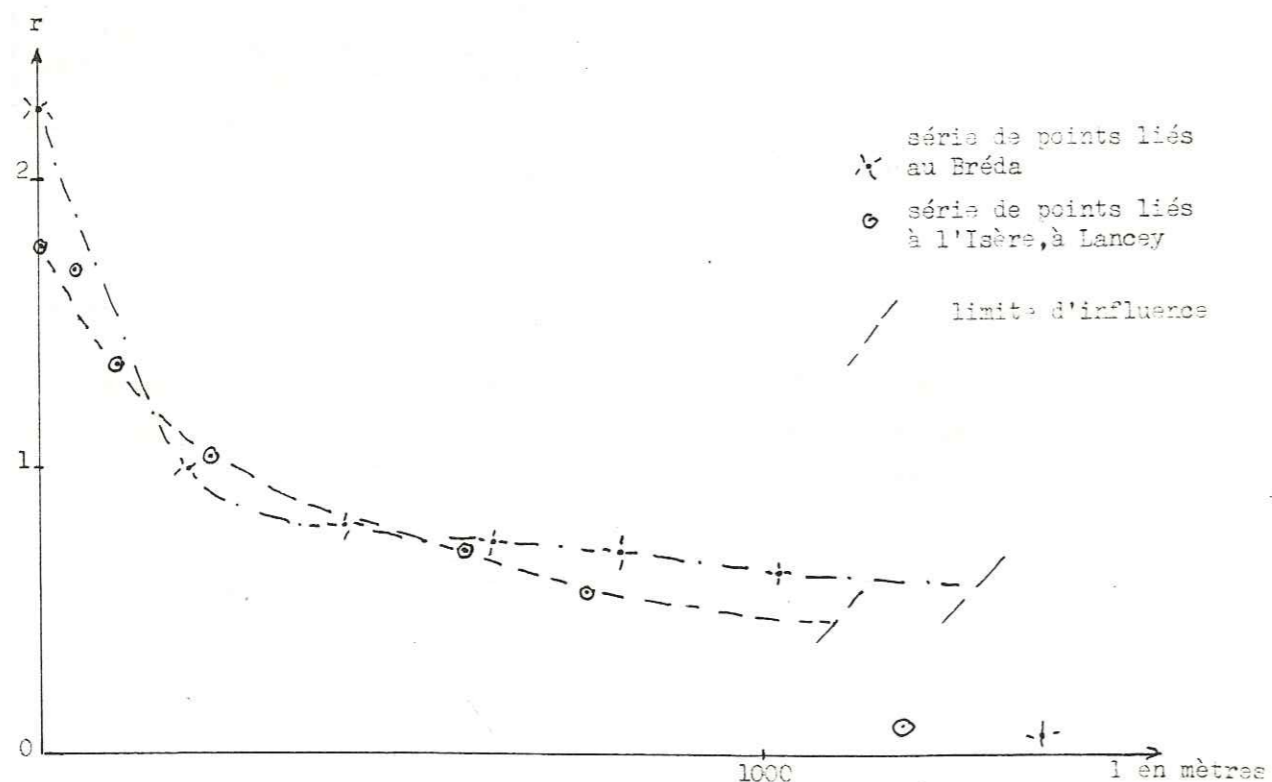
	BREDA (Pontcharra)	PUITS 1 (à 50 m)	PUITS 2 (à 500 m)	PUITS 3 (à 750 m)
pH mesuré	7,2	7,1	7,4	7,25
pH de saturation	8,3	7,8	7,65	7,27

Au fur et à mesure que l'eau infiltrée se charge en bicarbonate, le rapport :

$$r = \frac{SO_4^{--}}{CO_3 H^-}$$

va passer de valeurs supérieures à 1 à des valeurs inférieures à 1. La prédominance des sulfates va faire place à celle des bicarbonates. Si l'on reporte les valeurs de r en fonction de la distance à l'Isère, mesurée selon une ligne de courant, on constate une décroissance régulière jusqu'à une certaine distance puis les points se dispersent ; les valeurs de r deviennent aléatoires. Cela correspond à la limite d'influence entre l'alimentation à partir de l'Isère et l'alimentation à partir du versant.

Figure 61 : Evolution du rapport  $r = \frac{SO_4^{--}}{HCO_3^-}$ , avec la distance l.



Pour les deux exemples représentés sur la figure ci-dessus, la limite entre les zones d'influence est facile à fixer, car les apports latéraux sont quasiment dépourvus de sulfates. Cela n'est, évidemment, pas toujours le cas. On peut se trouver, aussi en présence de trois alimentations différentes.

### 3.3.6. - CONCLUSIONS SUR L'ALIMENTATION DE LA NAPPE.

#### 3.3.6.1. - Evaluation des différentes alimentations.

##### Evaluation quantitative.

Pour chacun des modes d'alimentation de la nappe, il est possible de calculer le volume d'eau susceptible d'être apporté à la nappe, pendant une période donnée. En faisant la somme de ces volumes élémentaires, on obtient le volume total d'eau apportée à la nappe pendant la période choisie. Pour la facilité des comparaisons, il est intéressant de traduire ces volumes en débits, mais il faut bien garder présent à l'esprit les écarts importants qui peuvent exister entre les débits instantanés et les débits moyens pour certaines de ces alimentations.

L'alimentation par la pluie tombée sur la plaine apporte un débit de 19 l/s et par kilomètre carré, avec des écarts de plus ou moins 20 % selon que l'on se trouve en année sèche ou en année humide.

Pour l'alimentation par les versants, les résultats obtenus dans le Grésivaudan donnaient un débit de 150 l/s et par kilomètre de pied de versant pour la rive gauche et 70 l/s et par kilomètre pour la rive droite (J.C. FOURNEAUX, 1968 a). La plus grande partie des débits de la rive gauche est apportée par les cônes de déjection sur lesquels coulent des torrents pérennes et de gros débits. On ne retrouve pas des valeurs aussi importantes en rive gauche dans la Combe de Savoie, en raison des conditions morphologiques et géologiques. Les chiffres obtenus sont de 40 l/s et par kilomètre entre Montmélian et le Pont Royal et 60 l/s et par kilomètre entre le Pont Royal et Aiton Albertville. En rive droite, au contraire, à cause de l'existence des cônes de déjection, le débit par kilomètre atteint des valeurs voisines de 100 l/s. Dans la Cluse de l'Isère les bassins versants adjacents sont beaucoup plus vastes, mais une partie des apports se fait de façon occulte. On obtient des valeurs, pour la rive gauche comme pour la rive droite, très voisines de 80 l/s/km. Dans la plaine de Moirans enfin, les apports latéraux sont beaucoup plus faibles en rive droite, où ils ne dépassent pas 30 l/s/km. En rive gauche les valeurs obtenues donnent des chiffres

de l'ordre de 75 l/s/km. Il n'est pas question de calculer une valeur moyenne qui n'aurait de sens que si l'on envisageait un bilan total de la nappe.

*L'alimentation par les cours d'eau superficiels, l'Isère en particulier, peut difficilement se traduire en débit. En effet, en raison du régime très largement influencé de l'Isère, le débit des infiltrations qui peut atteindre 100 l/s/km, peut aussi être nul et même négatif, au même endroit, quelques heures plus tard.*

Il s'agit surtout d'une alimentation potentielle qui peut effectivement fournir un débit compris entre 100 et 150 l/s/km pour alimenter des ouvrages de pompages par exemple (J.C. FOURNEAUX, 1968 a ; J. DUBUS et J.P. BOMBARD, 1968). C'est ce qui se passe pour les puits de Lancey.

Si l'on veut, tout de même, essayer de dresser un bilan, pour un élément de la nappe, carré de un kilomètre de côté, bordé d'un côté par l'Isère, et de l'autre par un pied de versant, on obtient :

$$Q_a = \text{apport par l'amont} = K S i$$

$$Q_b = \text{apport par les versants} = \text{entre 30 et 150 l/s selon la situation de l'élément considéré dans la vallée}$$

$$Q_c = \text{apports par les précipitations} = 19 \text{ l/s}$$

$$Q_d = \text{apports par l'Isère} = 100 \text{ l/s}$$

Le débit sortant par l'aval de cet élément de la nappe est :

$$Q_e = K_e S_e i_e$$

Dans la plupart des cas,  $Q_a$  est très peu différent de  $Q_e$ . Il existe donc non seulement un drainage par l'Isère qui reprend un débit équivalent à  $Q_d$ , mais, pour obtenir l'équilibre de :

$$Q_e = Q_a + Q_b + Q_c + Q_d$$

il faut un canal de drainage, c'est-à-dire que  $Q_d$  est la plus part du temps négatif.

Pour l'élément de la nappe considérée, chaque terme de cette équation peut être calculé à partir de quelques mesures sur le terrain. Il est alors possible de calculer le débit exploitable théorique. La connaissance de la géométrie de l'aquifère, de sa perméabilité et de la porosité permettront de définir l'ouvrage (ou les ouvrages) nécessaire pour exploiter ce débit.

*Evaluation qualitative.*

La charge minérale des eaux superficielles varie beaucoup au cours d'une année. Elle subit les effets des fluctuations du débit et d'une manière générale, la minéralisation diminue quand le débit augmente et inversement (A.F. CHOUTEAU, 1968) (fig.

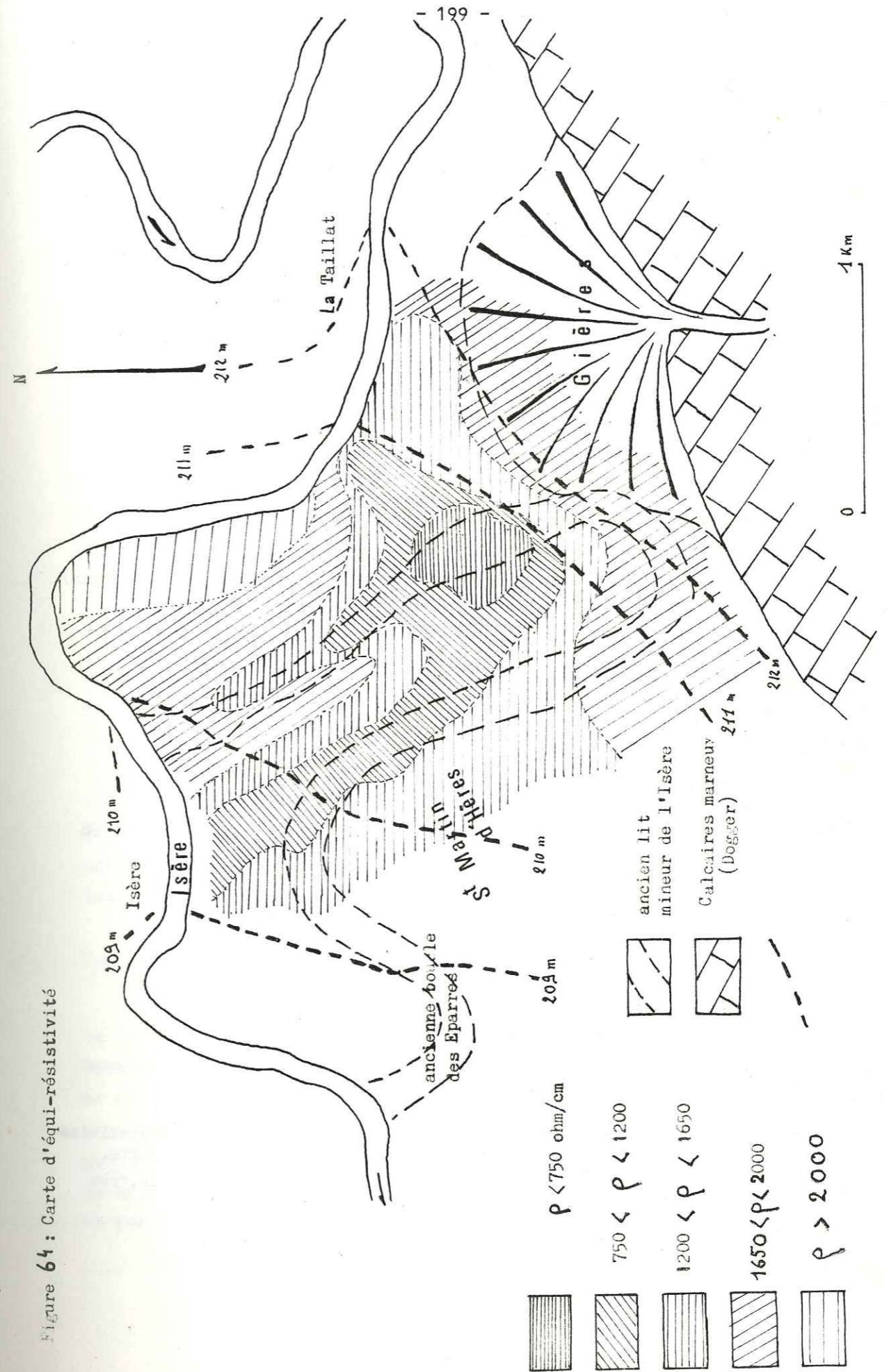
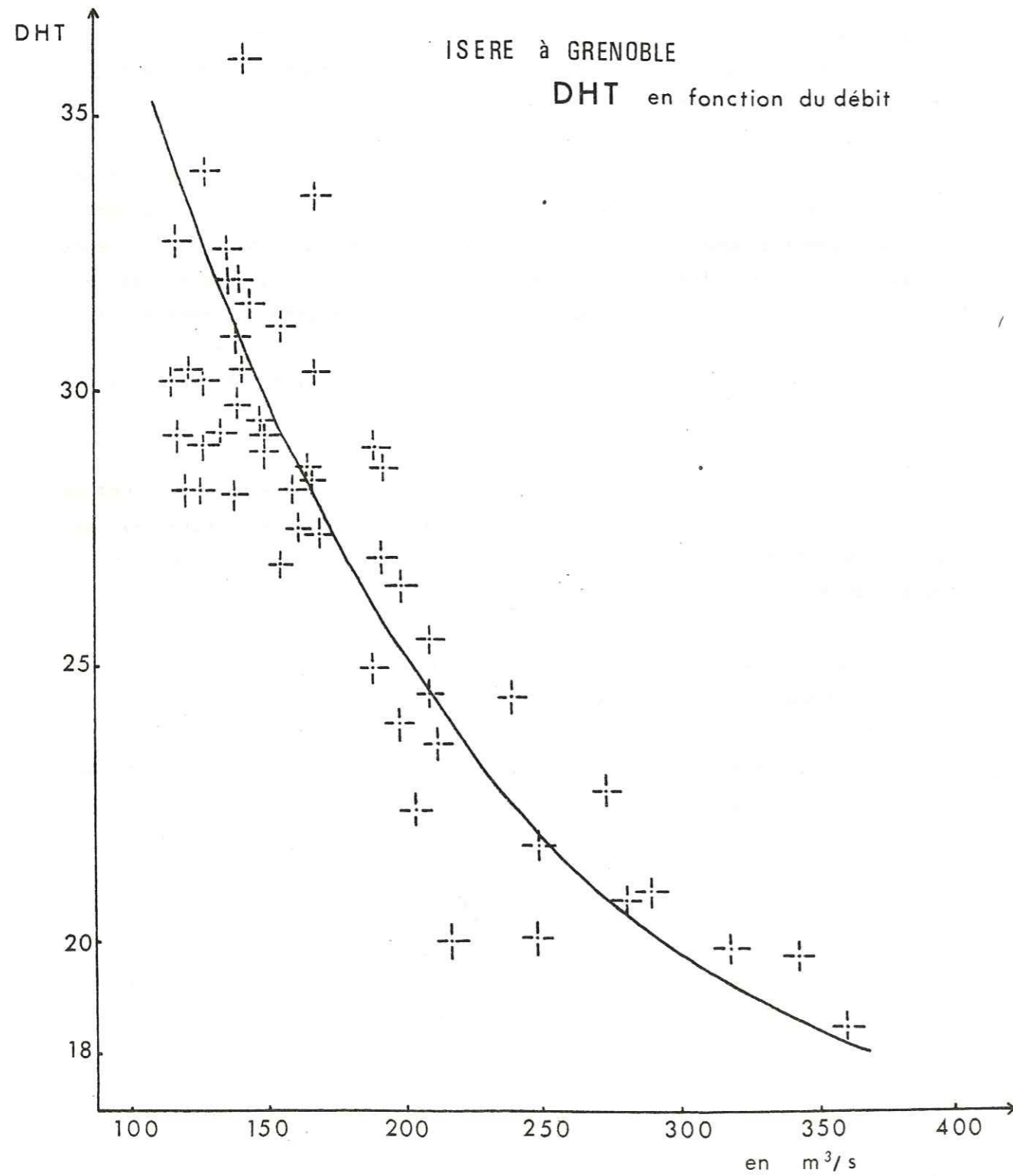
La nappe amortit considérablement ces variations de minéralisation. A titre d'exemple, la figure donne les variations de la résistivité des eaux de l'Isère au pont Albertin, en aval du confluent de l'Arly et celles de la nappe en un point distant de 200 m de l'Isère et où l'alimentation se fait toujours à partir de l'Isère. Pour la nappe, la résistivité est restée comprise entre 2 190  $\Omega$ /cm et 2 540  $\Omega$ /cm du mois de Juillet 1972 au mois d'Août 1973 ; pendant la même période, elle a varié entre 2 520  $\Omega$ /cm et 5 175  $\Omega$ /cm dans l'Isère.

Il ne s'agit pas là d'un point particulier. Les mêmes variations se retrouvent dans l'Arc, dans le Drac, etc... Dans la nappe, au contraire, les variations importantes de résistivité sont très rares et s'expliquent par des alimentations temporaires à partir de cônes de déjection.

Cette stabilité relative des caractéristiques physico-chimiques des eaux de la nappe se conserve même lorsque l'on pompe des débits importants, assez près de la rivière. Ainsi, à Lancey, une batterie de quatre puits alimentant les papeteries de France fournit un débit de 350 m<sup>3</sup>/h. Les puits sont situés à 50 m environ de la rivière et sont profonds de 20 m. Alors que le degré hydrotimétrique des eaux de l'Isère varie, dans l'année entre 16 et 39, les eaux pompées ont un degré hydrotimétrique qui oscille entre 22 et 29.

Les ondes de "minéralisation" induites dans la nappe par l'Isère s'amortissent très vite. Tout se passe comme si l'eau pompée était un mélange des eaux qui s'infiltrèrent au cours de l'année.

Figure 62 : Degré hydrotimétrique des eaux de l'Isère en fonction du Débit



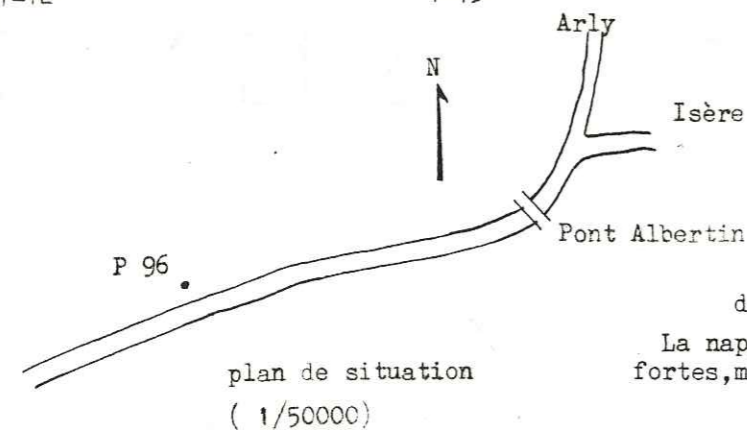
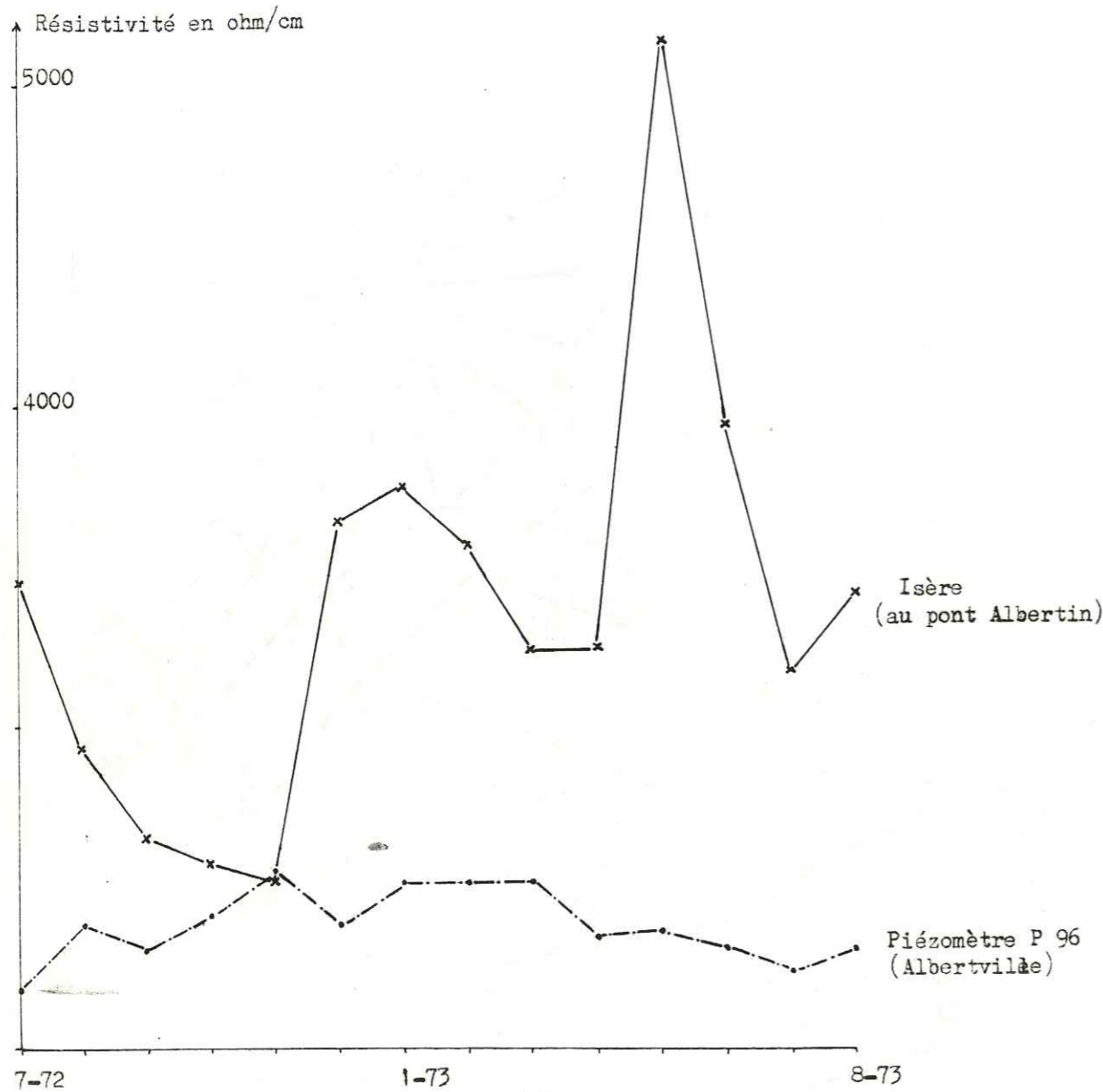


Figure 63 :  
 Comparaison de la résistivité  
 dans l'Isère et dans la nappe.  
 La nappe amortit les variations, très  
 fortes, mesurées dans l'Isère.

Les cas particuliers évoqués plus haut se rencontrent surtout dans la partie amont de la Combe de Savoie, en rive gauche. Là, des torrents temporaires rejoignent la plaine par l'intermédiaire de petits cônes de déjection. Les alluvions qui constituent ces cônes, sont essentiellement siliceuses. Elles ne représentent qu'un aquifère très réduit. En période de fonte des neiges, une eau très peu minéralisée s'infiltré dans ces alluvions où, malgré sa forte agressivité, elle n'augmente que très peu sa minéralisation. Si cette eau se propage dans la nappe au sein de lentilles à forte perméabilité, elle gardera ses caractères propres sur une certaine distance (fig. 41, page 152). Ici, il n'y a plus mélange dans le cône, car celui-ci se vidange entièrement entre deux épisodes humides. Par contre, il est possible de trouver, dans la plaine, des points qui reçoivent, tantôt une alimentation par ce type de cônes, tantôt une alimentation par l'Isère et la résistivité de l'eau, mesurée en de tels points présente des variations importantes. Pour le P 85, situé à Notre Dame des Millières, en bordure du cône, la résistivité en 1973 a varié entre 2 400 Ω/cm et 4 300 Ω/cm.

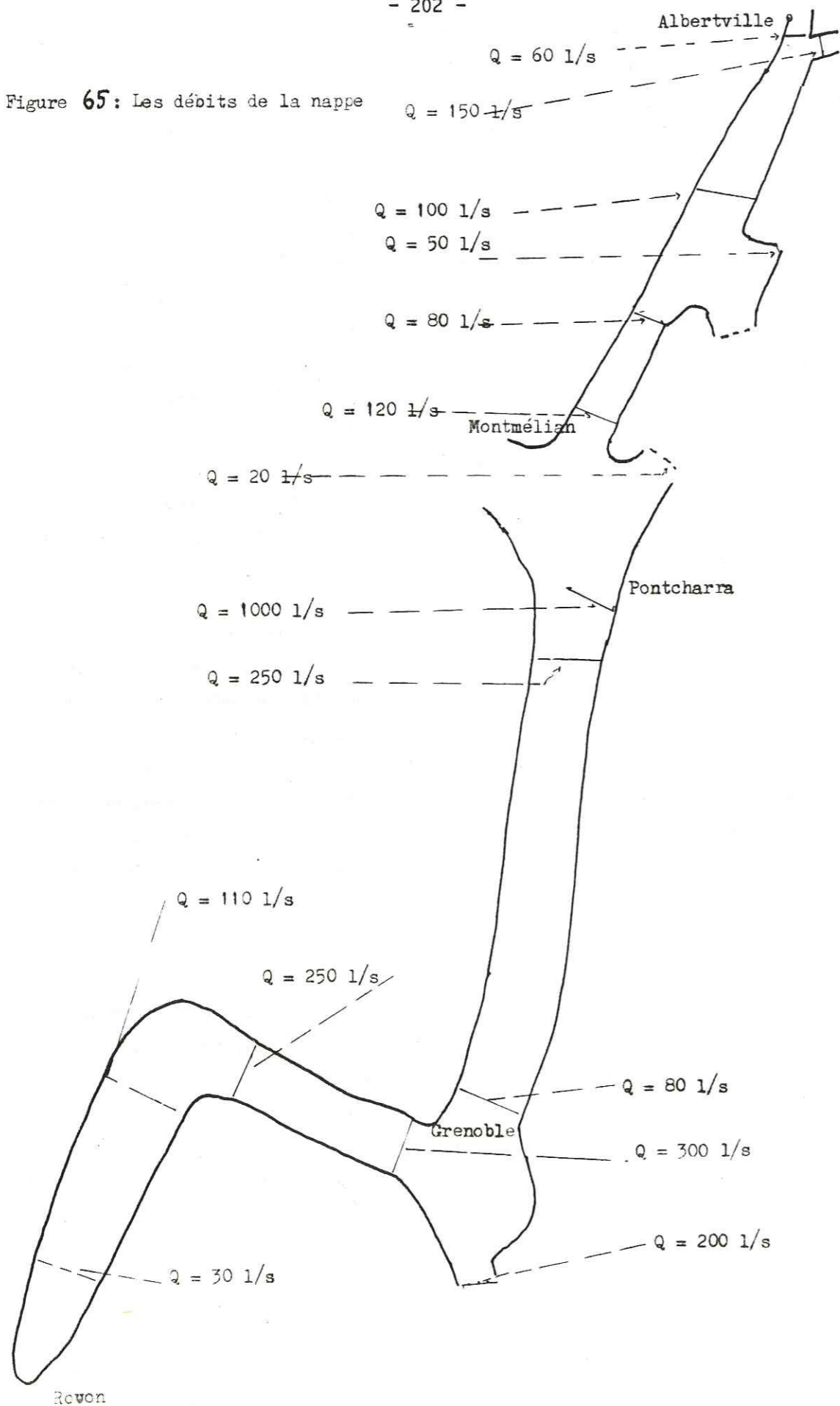
De même que, les lentilles d'alluvions à forte perméabilité peuvent permettre la propagation d'eau faiblement minéralisée et freiner le mélange de ces eaux avec les eaux du reste de la nappe, le phénomène inverse se rencontre. Un chenal à forte perméabilité correspondant à une ancienne boucle de l'Isère facilite la propagation d'eau très minéralisée. C'est le cas de l'ancienne boucle des Eparres dans la partie aval du Grésivaudan. Un dépôt d'ordures ménagères avait été implanté dans une partie de l'ancienne boucle. Les eaux fortement minéralisées par le lessivage des ordures se propagent le long des deux bras de la boucle (fig. 64).

3.3.6.2. - Les débits de la nappe.

Pour évaluer le débit transitant au travers d'une section donnée de la nappe, il faut connaître la surface de cette section, la perméabilité moyenne des alluvions dans cette section, ainsi que le gradient de la nappe en cet endroit. La section est connue grâce aux sondages et aux prospections géophysiques. La perméabilité est connue grâce aux mêmes éléments, complétés par d'éventuels essais de pompages ou des essais sur les sondages. Le gradient se mesure sur une carte isopièze. Il est alors possible d'appliquer la formule de DARCY :

$$Q = K S i$$

Figure 65: Les débits de la nappe



La figure 65 donne les valeurs du débit de la nappe calculées pour des sections bien connues. Il apparaît tout de suite que le débit n'augmente pas de l'amont vers l'aval. Il n'y a pas un débit de la nappe mais un débit relatif à chaque section de la nappe. Ceci découle évidemment de l'équilibre nappe-rivière. La rivière vient compenser les déficits et "perçoit" les trop-plein.

Le débit de la nappe est nul au pont de Saint-Gervais, là où se termine l'Omblic de Grenoble, car la structure géologique de cette zone (argiles compactes reposant sur la molasse) permet d'exclure l'hypothèse de circulations souterraines.

Les débits, au travers des différentes sections, sont compris entre 80 l/s et 1 000 l/s. Le débit de l'Isère au pont de La Gache, à Pontcharra, descend très rarement en-dessous de 80 m<sup>3</sup>/s. Des jaugeages, mêmes très précis, ne permettent pas de "voir" les apports de la nappe ou les infiltrations vers la nappe, comme cela peut se faire sur les canaux de drainage ou certains torrents.

3.3.6.3. - Alimentation réelle et alimentation potentielle.

Chacun des modes d'alimentation est susceptible d'apporter à la nappe un débit considérable. Pour un élément de nappe quelconque la somme de ces apports représente l'alimentation potentielle. Mais le débit qui sort de cet élément de nappe par l'aval n'est pas très différent de celui qui y entre par l'amont. La différence entre le débit aval et le débit amont, lorsqu'elle est positive, représente, elle, l'alimentation réelle. La différence entre alimentation potentielle et alimentation réelle constitue les ressources exploitables théoriques. Dans la réalité, les ressources disponibles sont plus grandes puisque les apports par les cours d'eau superficiels peuvent être considérablement augmentés si l'on déprime artificiellement la nappe en un point, ou dans une zone quelconque.

Si, pour l'élément de nappe considéré, le débit n'augmente pratiquement pas entre l'amont et l'aval, on pourrait penser que les eaux provenant des différentes sources d'alimentation de la nappe rejoignent directement les exutoires, c'est-à-dire l'Isère ou les canaux de drainage. Le débit non utilisé pour l'alimentation réelle de la nappe n'interviendrait en aucune façon dans cette nappe. Il n'en est rien. Les caractéristiques physico-chimique des eaux, sortant de l'élément de nappe considéré, traduisent un



mélange des caractéristiques des eaux des différentes sources d'alimentation. Il en est de même des eaux des canaux de drainage où s'écoule une partie du trop-plein de la nappe. Elles présentent, elles aussi, des caractéristiques moyennes, comme si les eaux apportées par les versants, par les précipitations et par les infiltrations des cours d'eau superficiels se mélangeaient au sein de l'aquifère avant d'être drainées.

Ce mélange n'est d'ailleurs pas toujours ni parfait, ni instantané et l'on peut suivre dans la nappe, la propagation de certaines influences. Cela tient, en grande partie, à la structure lenticulaire de l'aquifère. Une lentille à forte perméabilité au sein d'alluvions plus fines permettra la propagation d'une influence sur de grandes distances, si son axe d'allongement est parallèle aux lignes de courant.

Chacun des modes d'alimentation intervient d'une façon différente vis-à-vis de la nappe. Lorsqu'il pleut, une partie importante des précipitations tombées sur la plaine s'infiltré et rejoint la nappe. L'alimentation ici, est directe ; il n'y a pas d'intermédiaire susceptible de jouer un rôle régulateur. L'alimentation latérale, par contre, se fait toujours avec un intermédiaire. Une partie des eaux s'infiltré au moment de l'averse et rejoint la nappe après un parcours souterrain plus ou moins long ; une autre partie ruisselle d'abord, puis s'infiltré dans des formations "latérales" aux travers desquelles elle ira rejoindre l'aquifère de la plaine. L'alimentation par les cours d'eau superficiels, enfin, correspond le plus souvent à un transfert temporaire qui tend à rétablir un équilibre. Ce transfert ne devient permanent que lorsque les conditions "géométriques" empêchent la réalisation de cet équilibre.

Mais quelque soit le mode d'alimentation qui apporte de l'eau à la nappe, celle-ci restitue rapidement à la rivière un volume d'eau du même ordre de grandeur que celui qu'elle a reçu. Il s'agit beaucoup plus d'un échange que d'un transfert.

### 3.4. - CIRCULATION DES EAUX SOUTERRAINES. ECOULEMENT DE LA NAPPE

#### 3.4.1. - LES DIFFERENTS MODES DE CIRCULATION.

Le dessin des courbes isopièzes permet de retrouver l'influence des diverses alimentations. Les lignes de courant, normales aux courbes isopièzes vont, elles aussi, porter l'empreinte des alimentations diverses. Parcequ'il existe plusieurs types d'alimentation, il va y avoir plusieurs modes de circulation des eaux souterraines au sein des alluvions. Les lignes de courant vont rester identiques à elles-mêmes tout au long de l'année, là où existe une alimentation permanente, alors qu'elles vont osciller autour d'une direction moyenne là où deux modes d'alimentation s'affrontent.

Dans la partie axiale de la vallée, la circulation des eaux de la nappe se fait selon une direction très peu différente de celle de l'axe de la vallée. Les lignes de courant oscillent autour de cette direction. De part et d'autre de cette zone axiale, la circulation des eaux souterraines se fait depuis le versant vers le centre de la vallée. La direction générale de la circulation est perpendiculaire à l'axe de la vallée.

Des circulations obliques par rapport à l'axe de la vallée existent cependant dans certaines zones et cela de façon permanente, mais il s'agit des cas particuliers où la rivière alimente la nappe constamment, en raison de conditions particulières.

Le dessin des lignes de courant donne une image schématique de la circulation des eaux souterraines prises en raison de la densité du réseau de points de mesures. Ainsi, l'influence des variations latérales de perméabilité, qui impliquent des distorsions dans la circulation, n'apparaît que rarement et le rôle des chenaux à forte perméabilité que sont les anciens lits de l'Isère, ne se manifeste pas toujours aussi clairement qu'à Saint-Martin-d'Hères dans la zone du Domaine Universitaire, où existait un réseau assez dense de points d'observation de la nappe.

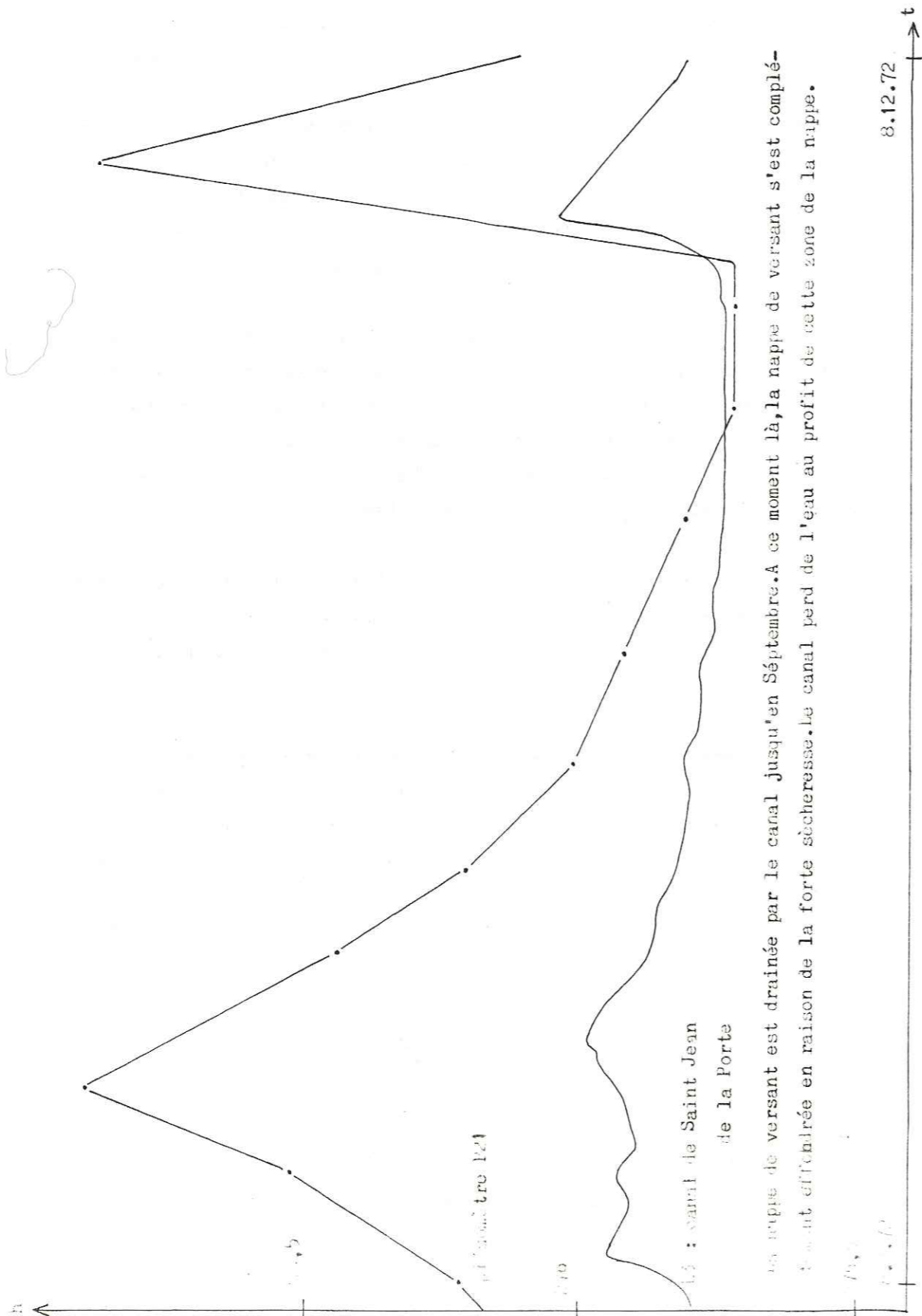
#### 3.4.2. - LES CIRCULATIONS "LATERALES"

##### 3.4.2.1. - Aspect dynamique.

L'analyse des cartes isopièzes permet de déterminer, de façon très précise, les limites entre une zone axiale, où les circulations se font selon

Figure 66 : Relation entre la nappe et un canal de drainage :

Evolution comparée des niveaux piézométriques dans la nappe (zone latérale) et dans le canal de Saint Jean de la Porte



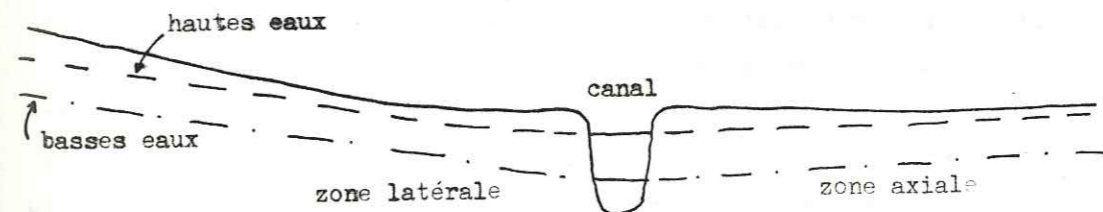
une direction parallèle à celle de la vallée et, de part et d'autre, deux zones latérales où les circulations se font perpendiculairement à l'axe de la vallée.

L'extension des zones latérales est très variable dans l'espace et dans le temps. Dans l'espace d'abord puisqu'en certains points, à Gilly-sur-Isère par exemple, la zone latérale atteint l'Isère en rive droite, alors qu'en rive gauche elle n'a que 100 et 150 m de large. A cet endroit, pourtant, l'Isère coule au centre de la plaine. Il existe des endroits, où, au contraire, cette zone latérale n'existe pas, en rive gauche en amont de Pontcharra, ou en amont de Gières.

Très souvent, la limite entre la zone latérale et la zone centrale est constituée par un canal de drainage. Cette limite est alors artificielle, puisqu'elle est créée par l'existence d'un niveau de base permanent pour la partie de la nappe appuyée sur le pied du versant. C'est le cas dans le Grésivaudan, en rive droite, entre Lumbin et Bernin et à Meylan.

Lorsque ainsi, la nappe est séparée en deux par un canal de drainage, la limite entre la zone latérale et la zone centrale ne varie pas au cours de l'année. Elle reste toujours confondue avec le canal, en hautes eaux comme en basses eaux, ainsi que le montre le schéma de la figure 67.

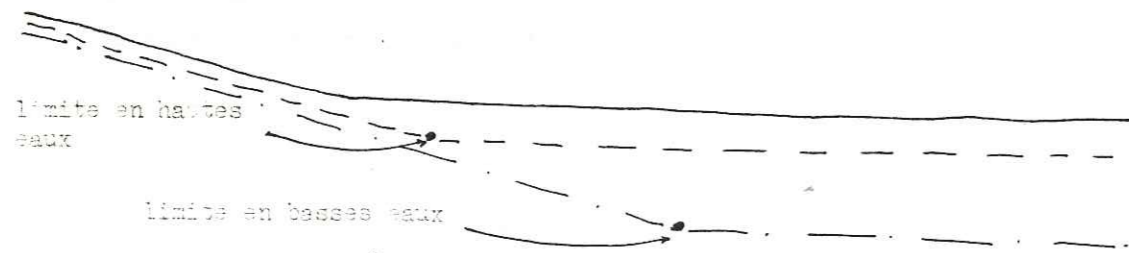
Figure 67 : Limite entre la zone axiale et la zone latérale de la vallée.



Bien que ceci soit la règle générale, il existe des exceptions. La Bialle, sur une longue partie de son cours, limite la zone latérale pratiquement en toutes circonstances ; mais lors des très basses eaux de Septembre et Octobre 1973, la nappe du versant s'est considérablement affaissée et la limite de la zone latérale a reculé en direction du pied du versant. On observe le même phénomène à Saint-Jean-de-la-Porte (fig. 66).

Dans le cas où il n'existe pas de limite artificielle, les variations dans l'extension de la zone latérale ne se font pas toujours dans le même sens lorsque l'on passe des basses eaux aux hautes eaux. Tout dépend des hauteurs de battement de la nappe de part et d'autre de la limite. Dans le cas le plus fréquent, la nappe monte plus du côté du versant que du côté de la plaine ; il y a alors extension de la zone latérale, selon le schéma de la figure 68.

Figure 68 : Variation de la position de la limite entre les deux zones, lorsque la nappe de la zone latérale n'a que de faibles battements.



L'extension de la zone latérale peut atteindre de 100 à 500 m selon les secteurs. A Chamoux sur Gélon, l'extension atteint près d'un kilomètre et dans toute une partie de la plaine la nappe se met en charge pendant plusieurs mois de l'année, car l'alimentation importante se manifeste par plusieurs petits cônes de déjection de façon temporaire (en raison de la faible extension des bassins versants entaillés dans des terrains très peu perméables).

L'avancée vers le centre de la vallée de la zone latérale peut être contenue par un canal de drainage et l'on retombe alors temporairement dans le cas précédent.

Lorsque la nappe du versant n'a que de faibles battements, la zone axiale gagne sur la zone latérale lorsque la nappe monte.

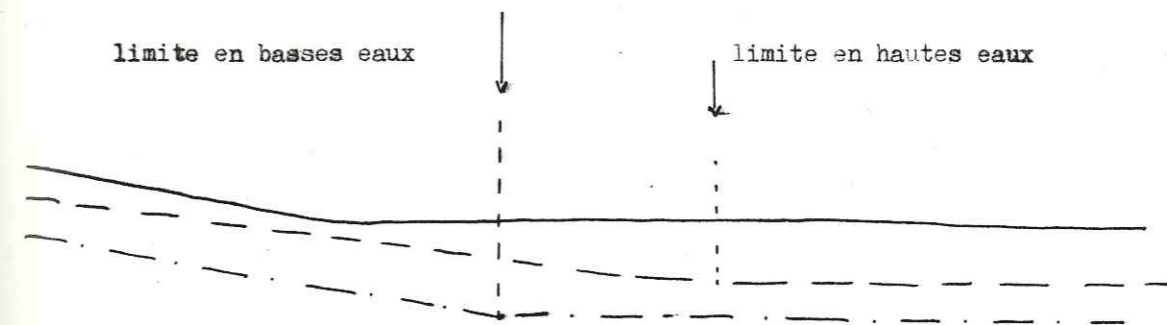


Figure 69 : Variation de la position de la limite entre la zone axiale et la zone latérale de la vallée.

Cela se produit lorsque la nappe reçoit du versant une alimentation constante. L'influence de la zone latérale va augmenter lorsque la nappe baisse dans la partie centrale de la vallée. Ceci intervient aussi dans les zones à faible perméabilité où la nappe reste haute malgré une alimentation latérale peu volumineuse. Cette situation s'observe, en rive droite de l'Isère, dans la plaine de Montmélian. La nappe s'écoule toujours vers l'Isère, avec des variations faibles entre les hautes et les basses eaux. Mais lorsque le niveau monte dans la rivière, celle-ci alimente la nappe et cette influence se fait sentir sur 300 à 500 m de large depuis la sortie du verrou de Montmélian, jusqu'à l'entrée du verrou de La Gache. Dans cette zone, la nappe s'écoule parallèlement à la rivière.

Une situation analogue se retrouve, toujours en rive droite, dans la plaine de Moirans, au débouché de la Cluse de l'Isère. La nappe reçoit là, une alimentation permanente, en provenance des collines de la Buisse et Coublevie ; elle reste toujours assez haute en raison de la faible perméabilité du remplissage alluvial. Les influences induites par la rivière ne peuvent donc se faire sentir que dans une zone assez réduite.

3.4.2.2. - Aspect physico-chimique.

Nous avons vu plus haut l'intérêt de l'étude du rapport :

$$r = \frac{SO_4^{--}}{CO_3H^-}$$

et son évolution dans l'espace, en fonction de la distance à l'Isère. Le point de brisure de la courbe donne la position de la limite entre alimentation latérale et alimentation influencée par l'Isère. Cette limite doit correspondre, à peu de chose près à la limite entre la zone latérale et la zone axiale. Si on reporte sur un profil transversal de la nappe la surface de la nappe et la courbe  $r = f(l)$ , on obtient : (figure 70).

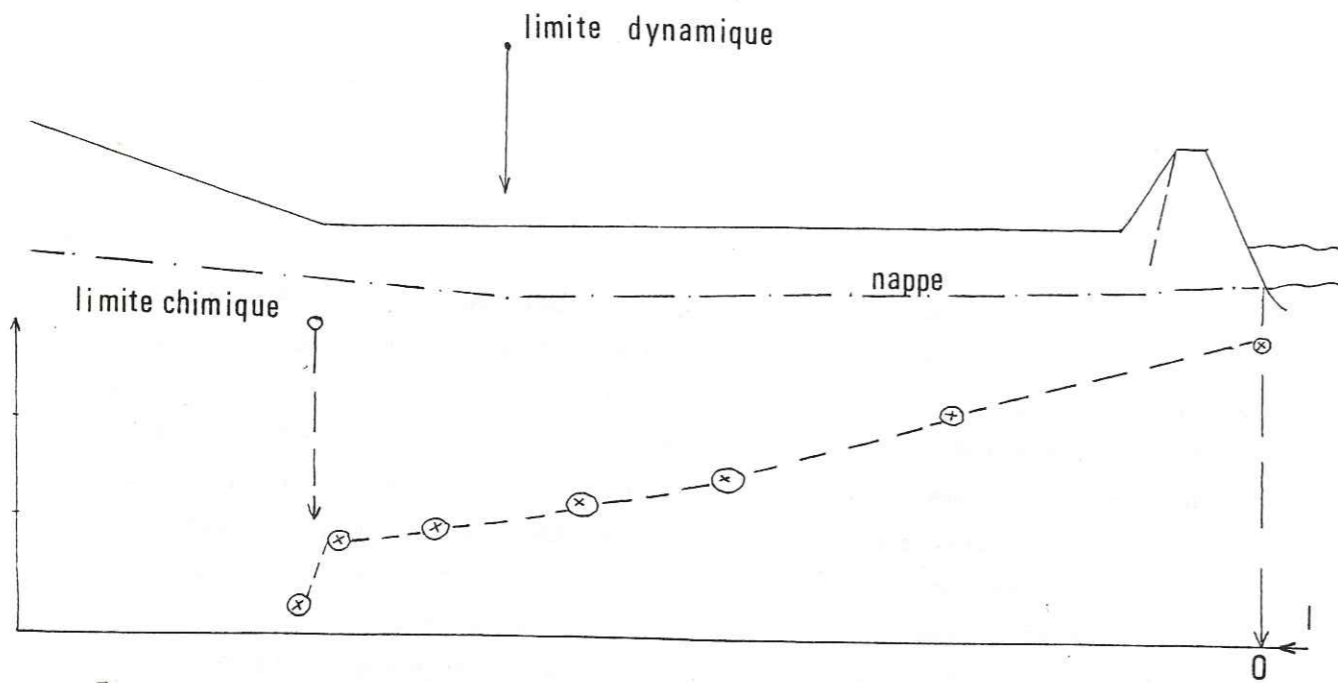


Figure 70 : comparaison entre la limite dynamique et la limite chimique

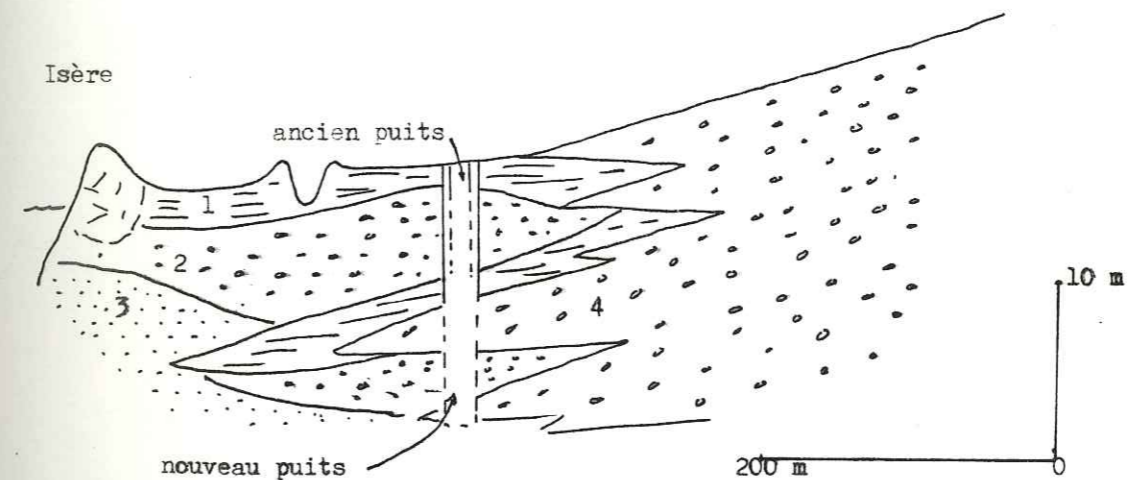
Les deux points, marquant sur le profil la trace de la limite, ne sont pas confondus et la distance horizontale qui les sépare peut atteindre 500 m par endroits. La limite dynamique et la limite chimique ne correspondent pas. L'influence des eaux provenant du versant se propage beaucoup plus loin que ces eaux elles-mêmes. Tout au moins, c'est ce que l'on voit sur cet "instantané" de la nappe. L'influence dynamique se propage beaucoup plus vite que l'eau elle-même.

Dans l'exemple de l'ancienne boucle des Eparres (page 201), à l'aval du Grésivaudan, les doigts de gants de la minéralisation sont tous nettement visibles, par contre, sur les cartes isopièzes, ils sont pratiquement absents : l'influence du chenal à plus forte perméabilité est faible, du point de vue dynamique (fig. 64).

Tout cela tient à la vitesse de propagation des deux types "d'ondes". L'onde de crue se propage pratiquement aussi vite dans les formations à faible perméabilité que dans les chenaux à forte perméabilité. L'influence "chimique" d'une eau dépend elle, de la quantité d'eau déplacée. Cette quantité d'eau est fonction de la perméabilité. Lorsqu'une crue se propage, la nappe accuse un relèvement homogène, mais les chenaux à forte perméabilité voient passer 1 000 à 10 000 fois plus d'eau par mètre carré de section que les zones à faible perméabilité. Mais, qui plus est, l'onde dynamique se déplace, au sein de la nappe à une vitesse moyenne voisine de 1 kilomètre par jour, alors que l'eau au sein de la nappe se déplace à une vitesse qui varie entre 100 m par jour pour les chenaux à forte perméabilité et moins de 1 m par jour pour certaines zones à faible perméabilité.

L'existence de lentilles à perméabilité différente, si elle permet la transmission des ondes dynamiques, s'oppose souvent au mélange intégral des eaux. A Villard Bonnot, toujours en rive gauche du Grésivaudan, un puits approfondi a vu changer la qualité des eaux pompées, alors que la piézométrie ne permet pas de mettre en évidence l'existence de deux nappes. Le schéma ci-dessous montre le mécanisme de l'alimentation de cette partie de la nappe.

Figure 71 : Le puits de la commune de Villard-Bonnot



Légende : 1 : limons; 2 : alluvions de l'Isère; 3 : sables fins; 4 : cône de déjection.

Toutes les eaux souterraines faiblement minéralisées voient aussi leur minéralisation totale augmenter au fur et à mesure qu'elles progressent au sein de l'aquifère. Ainsi, dans la plaine de Montmélian, où la presque totalité de l'alimentation de la nappe se fait par des eaux souterraines, les eaux en provenance des formations quaternaires anciennes qui ceignent la plaine, rejoignent la nappe, au sein d'alluvions souvent peu perméables. Elles se minéralisent au cours de leur trajet souterrain et les courbes d'égale résistivité montrent l'augmentation de la charge minérale, qui devient maximale à la limite entre la zone d'influence des apports des versants et celle des apports de l'Isère. (voir figure 42).

Ici aussi la zone de forte minéralisation ( $\rho < 1\ 000\ \Omega/\text{cm}$ ) correspond à un ancien dépôt d'ordures ménagères.

3.4.3. - LES CIRCULATIONS AXIALES.

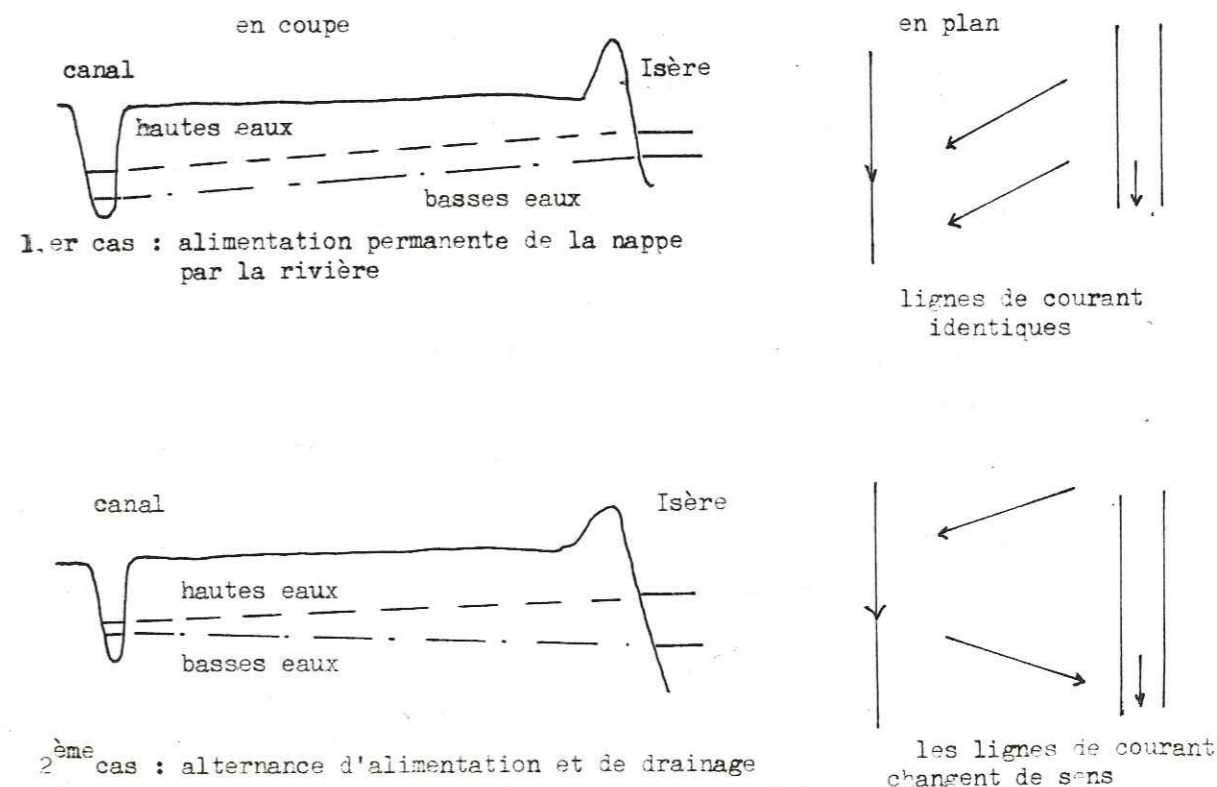
3.4.3.1. - Influence des facteurs superficiels.

Dans la partie centrale de la vallée, la circulation de la nappe se fait selon une direction parallèle à l'axe de la vallée, mais cela n'est pas toujours traduit par les courbes isopièzes qui subissent des modifications liées à l'existence de facteurs qui ne jouent que sur la tranche superficielle de la nappe. Les canaux, lorsqu'ils drainent la nappe, modifient la forme de l'écoulement dans sa tranche superficielle, sur 1 à 2 mètres d'épaisseur. Les lignes de courant sont alors obliques par rapport à l'axe de la vallée, soit de façon permanente, soit de façon temporaire. :

- Si le niveau minimal de la rivière est plus haut que le niveau du canal, l'écoulement se fait obliquement en toutes saisons.

- Si les niveaux sont à peu près identiques dans la rivière et dans le canal, l'écoulement se fait de la rivière vers le canal, en hautes eaux, et du canal vers la rivière, en basses eaux. (figure 72).

Figure 72 : Schéma des circulations, dans la zone axiale.



Le phénomène est identique, bien que beaucoup plus général, dans toutes les zones où la nappe reçoit pendant certaines périodes une alimentation de la rivière. Là aussi, dans la tranche superficielle de la nappe, l'écoulement se fait, par périodes, de l'Isère vers la nappe et par périodes de la nappe vers l'Isère. Dans ce cas là, le calcul de la direction moyenne donne une valeur très voisine de celle de l'axe de la vallée.

Une grande partie de la vallée montre, ainsi, un écoulement superficiel influencé par des facteurs, eux aussi, superficiels. La forme du toit de la nappe traduit le rôle des canaux de drainage, ou le passage d'une onde de crue induite par une montée du niveau dans l'Isère. Si, seule la tranche supérieure de la nappe porte les traces de ces facteurs, le phénomène est malgré tout très important, eu égard aux volumes d'eau mis en jeu, car le débit des canaux de drainage est souvent bien supérieur à celui de la nappe, d'une part, une remontée brutale du niveau de l'Isère peut injecter une grande quantité d'eau dans la nappe, d'autre part. C'est par l'intermédiaire de cette zone que vont se produire les échanges et les mélanges. Comme nous l'avons vu plus haut, l'eau ne transite pas directement de la rivière vers un canal (ou un puits), mais il se produit un mélange. Ces mélanges et ces échanges sont liés à l'anisotropie de l'aquifère où la structure en lentilles de perméabilité différente est la règle.

Les anciens lits mineurs de l'Isère constituent souvent des zones à forte perméabilité et à grande extension longitudinale. Lorsqu'un ancien lit se trouve parallèle à une ligne de courant, il peut faciliter cet écoulement et cela se traduira sur les cartes isopièzes, par une sorte de doigt de gant.

Nous avons vu plus haut, l'importance des écoulements liés à d'anciens lits de l'Isère, dans la propagation des eaux très minéralisées. Dans ce cas là, la convexité du doigt de gant est tournée vers l'aval, car le cône de déjection assure une alimentation permanente (voir fig. ). Dans d'autre cas, le chenal à forte perméabilité sert de drain et le doigt de gant à sa convexité tournée vers l'amont.

3.4.3.2. - *Les circulations profondes.*

Par circulations profondes, il faut entendre, ici, les circulations qui ne sont pas influencées par les facteurs superficiels, c'est-à-dire que l'on rencontre à une profondeur de l'ordre de 3 à 5 mètres au minimum. Il ne

s'agit pas des circulations qui peuvent se produire à la base du remplissage alluvial, à 100 m et plus de la surface, et sur lesquelles nous n'avons, malheureusement, aucun renseignements.

Les cartes isopièzes ne donnent que peu de renseignements sur ce type de circulation, mais elle peut être considérée comme homogène au sein de la masse des alluvions grossières. Par ailleurs, elle se fait selon la direction de l'axe de la vallée et non selon la direction de la rivière, comme on l'observe lorsque l'Isère décrit des méandres et vient à couler perpendiculairement à l'axe de la vallée (le sens d'écoulement de la nappe n'est, en effet, pas affecté comme cela a été montré antérieurement) (J.C. FOURNEAUX, 1967 et 1968 a).

Cette homogénéité apparente n'est que la somme de nombreuses hétérogénéités, car toute la masse des alluvions grossières est constituée de lentilles allongées selon une direction voisine mais non confondue avec celle de la vallée et présentant des perméabilités différentes.

Ici aussi, seule la chimie des eaux va mettre ces hétérogénéités en évidence. Des lentilles à faible perméabilité ayant une très vaste extension latérale peuvent isoler deux niveaux de la nappe où les caractéristiques physico-chimiques sont différentes, sans que, jamais, les mesures piézométriques ne montrent l'existence de deux nappes différentes. L'exemple le plus remarquable se trouve à Saint-Martin-d'Hères, dans une zone qui s'étend de part et d'autre de l'avenue Gabriel Peri (fig. ). Là, sur une grande superficie, les mélanges ne se produisent plus et chacune des tranches de la nappe a sa propre évolution, comme le montre le tableau suivant.

RESULTATS DES ANALYSES FAITES A DEUX NIVEAUX DIFFERENTS SUR UN SONDAGE AU DOMAINE UNIVERSITAIRE

PROFONDEUR	5 m	11 m
0°	11,8°	12°
pH	7,02	7,1
SO <sub>4</sub> <sup>---</sup>	20,8 mg/c	42,72 mg/c
Cl <sup>-</sup>	7,1 mg/c	12,5 mg/c

B. LACROIX (1971) a observé des phénomènes analogues sur plusieurs puits situés de part et d'autre de l'avenue Gabriel Peri.

3.4.4. - LES CAS PARTICULIERS.

La plaine de Grenoble.

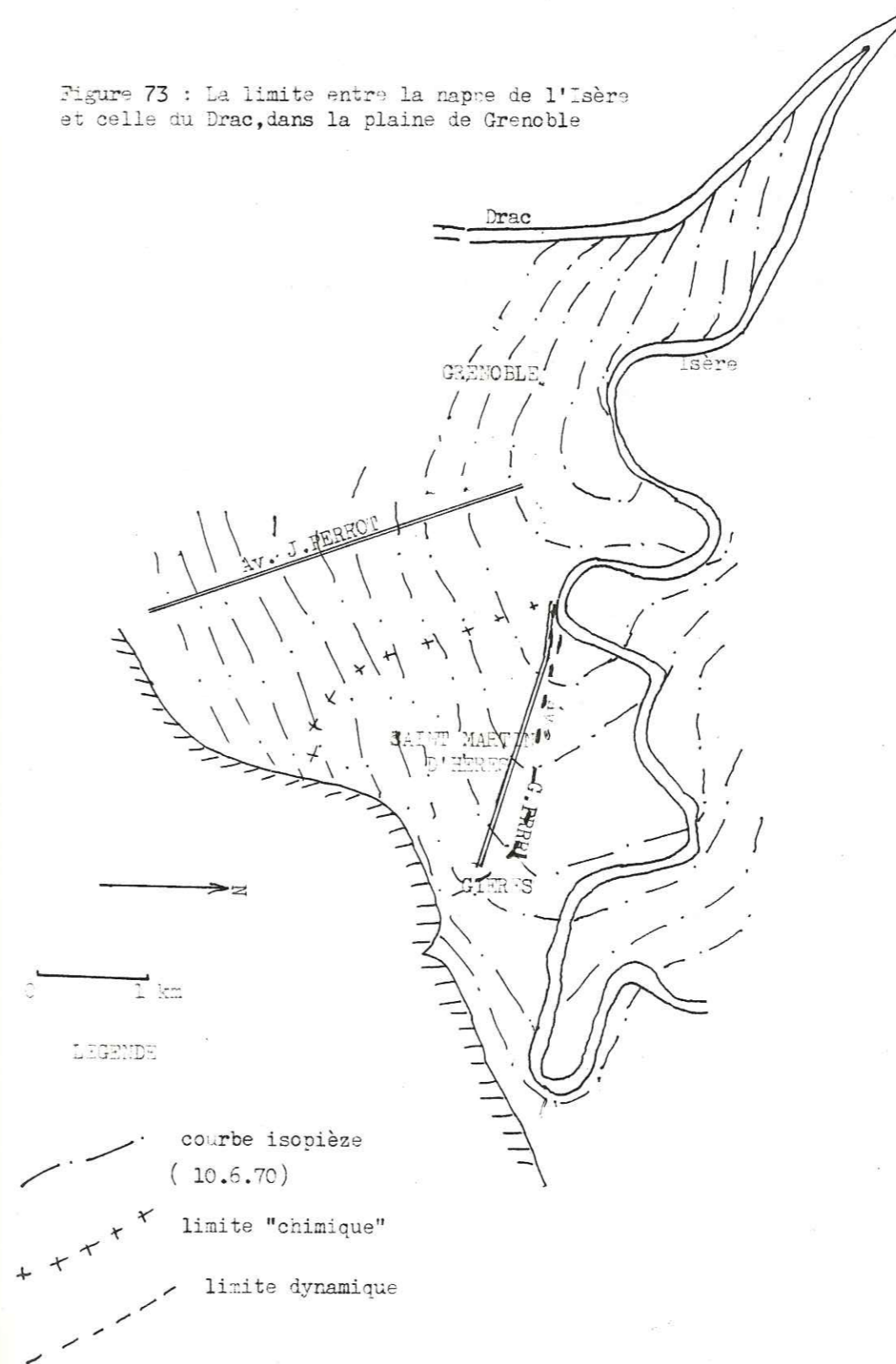
La plaine de Grenoble est la zone de confluence de la nappe du Drac avec celle de l'Isère. En fait, les études (B. LACROIX, 1971), ont montré une très nette prédominance de la nappe du Drac qui vient s'écouler jusqu'à l'Isère depuis le Sablon jusqu'au confluent du Drac. En aval de l'Ile Verte, là où l'Isère coule au pied même des contre-forts de la Chartreuse, il n'y a plus de nappe de l'Isère. Les cartes isopièzes mettent bien en évidence ce phénomène. La nappe de la plaine de Grenoble est constituée uniquement par celle du Drac. Elle vient barrer la progression de la nappe de l'Isère au niveau de Saint-Martin-d'Hères, à l'amont de Grenoble. La ligne de partage entre les deux nappes se déplace en fonction des variations relatives des deux niveaux piézométriques, mais elle ne s'éloigne guère d'une ligne qui correspond à peu près à l'avenue Gabriel Péri, où l'ancienne branche Sud de la boucle des Epares intervient comme drain, et stabilise cette limite.

De part et d'autre de cette zone allongée le long de l'avenue Gabriel Péri, les lignes de courant correspondant à ces deux nappes sont pratiquement perpendiculaires. Dans le Grésivaudan, celles de la nappe de l'Isère sont orientées de l'Est vers l'Ouest, alors que dans la plaine de Grenoble, celles de la nappe du Drac sont orientées du Sud vers le Nord (fig.

Cette limite entre deux écoulements différents n'est qu'une limite dynamique. Une fois de plus, on constate un écart très important entre cette limite et la limite "chimique". En effet, les eaux de la nappe de l'Isère, dans le Bas-Grésivaudan, ont une minéralisation très forte et relativement différente de celle des eaux de la nappe de la plaine de Grenoble. Grossièrement, si la limite dynamique correspond à peu près à l'avenue Gabriel Péri, la limite "chimique" correspond elle, à l'avenue Jean Perrot.

Cette limite "chimique" est, en fait, due à une limite sédimentologique, car la nappe du Grésivaudan, avec sa forte minéralisation se trouve dans les formations fines déposées par l'Isère, alors que de l'autre côté de cette limite, l'aquifère est constitué par les dépôts plus grossiers apportés par le Drac.

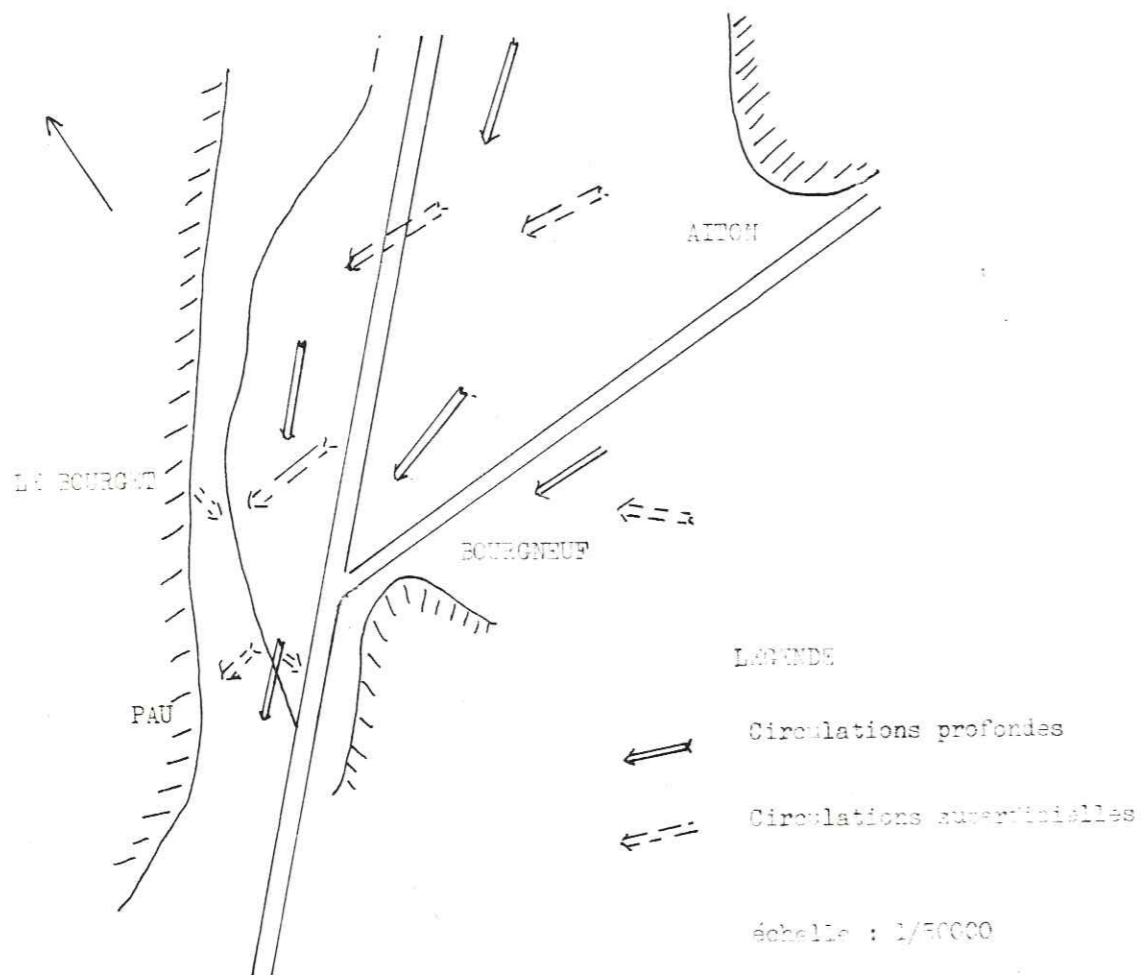
Figure 73 : La limite entre la nappe de l'Isère et celle du Drac, dans la plaine de Grenoble



Le triangle d'Aiton.

Le triangle d'Aiton correspond, lui aussi, à une zone de confluence de nappe. La nappe de l'Arc vient rejoindre celle de l'Isère en amont du confluent des deux rivières. L'Arc a construit au cours des derniers millénaires un véritable cône de déjection qui repoussait l'Isère vers le pied du massif des Bauges, où l'ancien lit de l'Isère est matérialisé par la Bialle, plus basse aujourd'hui que le lit "artificiel (fig. 74) dans lequel l'Isère est obligée de couler. La nappe de l'Arc s'écoule jusqu'à La Bialle, sans être perturbée par le passage de l'Isère. Ceci n'est que le reflet de l'écoulement réel déformé par le drainage de La Bialle, mais les circulations profondes se font selon des directions sensiblement identiques.

Figure 74 : Le triangle d'Aiton : circulations superficielles et profondes.

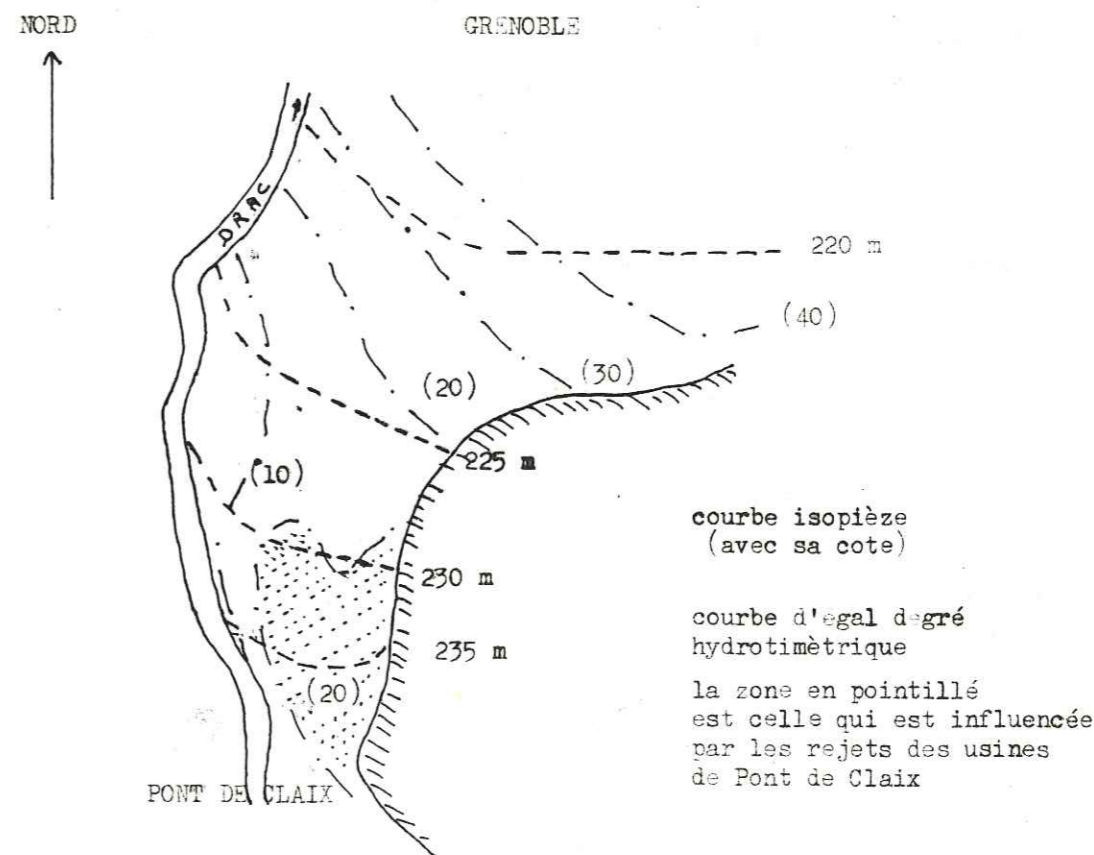


3.4.5. - ASPECT PHYSICO-CHIMIQUE DES CIRCULATIONS AXIALES.

Les eaux de la nappe sont agressives dans la mesure où elles proviennent de l'infiltration d'eaux elles-mêmes agressives, ce qui est souvent le cas dans la zone axiale puisque c'est là que les apports des cours d'eau superficiels sont les plus importants. Dans la nappe, les eaux ont une action chimique sur les alluvions au sein desquelles elles circulent, qui se traduit par une augmentation de la minéralisation.

Ainsi, dans la plaine de Grenoble, la minéralisation totale des eaux augmente de façon assez régulière depuis Pont de Claix jusqu'à l'Isère, puisque cette dernière draine la nappe dans la traversée de la ville. Cette évolution peut se suivre sur les cartes : les courbes d'égal degré hydrotimétrique se calque dans la partie Sud de la plaine, avec les courbes isopièzes (B. LACROIX, 1971). (figure 75).

Figure 75 : Carte isopièze et d'égal hydrotimétrique dans la partie Sud de la plaine de Grenoble





Cette augmentation de la minéralisation se retrouve dans chacun des bassins élémentaires qui constituent l'ombilic de Grenoble. Le degré hydrotimétrique (Th) moyen passe de 22 à 30 entre Albertville et Aiton, par exemple. De même, dans le Grésivaudan, le Th passe de 25 aux environs de Pontcharra, à des valeurs moyennes supérieures à 40 au niveau de la boucle de la Taillat et du Domaine Universitaire. Une évolution semblable se manifeste dans la cluse de l'Isère et dans la plaine de Moirans. Si ce phénomène est bien marqué à l'échelle d'un secteur comme le Grésivaudan, il n'a pas, et de loin, la même régularité que dans la plaine de Grenoble.

Les eaux de la nappe, particulièrement dans la zone axiale, contiennent souvent du fer. Il peut se trouver uniquement sous forme d'ions et les eaux sont alors parfaitement incolores, mais il peut aussi exister sous forme d'oxyde de fer insoluble et les eaux sont alors colorées (rouille). Dans le premier cas, les eaux peuvent d'ailleurs se colorer au bout d'un certain temps après le prélèvement de l'échantillon, s'il y a oxydation du fer dissous, car cela entraîne sa précipitation.

Le passage du fer dans les eaux de la nappe peut se faire par altération des minéraux ferrifères ou ferro-magnésiens, ce qui se produit aussi bien sur les versants qu'au sein du remplissage alluvial. Mais il semble que ce phénomène soit peu développé sous nos climats.

La mise en solution du fer dépend de conditions qui peuvent être biologiques ou chimiques. Dans la plupart des cas, le fer se rencontre à l'état ferrique ( $Fe^{+++}$ ) alors que dans les conditions de pH et de température qui règnent dans les eaux souterraines et superficielles, il ne peut passer en solution que sous forme de fer ferreux ( $Fe^{++}$ ). Il faut donc un milieu réducteur pour que le fer ferrique puisse passer à l'état de fer ferreux, pour qu'il puisse, ensuite, y avoir mise en solution. Certains micro-organismes (*Sporovibrio desulfuricans*, *Microspora desulfuricans*, etc...) peuvent favoriser ces phénomènes de réduction, en consommant l'oxygène du milieu. La présence de matière organique peut, elle aussi, pour la même raison, favoriser la réduction du fer.

De telles conditions se retrouvent en de nombreux points de la partie aval du Grésivaudan, en rive gauche de la cluse de l'Isère et entre Moirans et Tullins.

Les eaux qui s'infiltrent dans la nappe sont souvent agressives ; elles peuvent rester agressives dans la nappe pendant un certain temps. Le  $CO_2$  qui détermine cette agressivité permet aussi l'attaque des hydroxydes ferreux et la mise en solution du fer, en l'absence de micro-organismes. Une fois de plus, cette attaque ne peut se faire qu'en l'absence d'oxygène. Cette mise en solution s'accompagne d'une augmentation du pH de l'eau. Le fer peut s'exprimer sous forme de carbonate ferreux. L'analyse de certaines eaux révèle, en effet, un titre alcalimétrique supérieur à celui correspondant à l'ensemble des carbonates et bicarbonates d'alcalino-terreux et d'alcalins.

La présence de fer, dans des eaux très calcaires, peut surprendre, car en présence de carbonate de calcium, qui existe dans les alluvions, le  $CO_2$  libre, peut être rapidement équilibré par les ions  $Ca^{++}$ . Mais dans ces eaux, le pH d'équilibre est d'autant plus faible que les concentrations en ions  $HCO_3^-$  et  $Ca^{++}$  sont plus grandes et, par conséquent, que les teneurs en  $CO_2$  sont plus grandes.

Les teneurs en fer vont augmenter avec les teneurs en  $Ca^{++}$ , pour des taux de bicarbonates à peu près constants. Ainsi, à Saint-Martin-d'Hères, sur 3 puits du Domaine Universitaire, les concentrations suivantes ont été mesurées :

PUITS	$HCO_3^-$	$Ca^{++}$	Fe (exprimé en fer ferrique)
P1	10,24	8,28	0,33
P2	10,32	8,38	0,43
P3	10,39	9,18	0,8

(Les concentrations sont exprimées en milliéquivalent par litre).

De même que les eaux se chargent en bicarbonate de l'amont vers l'aval, elles se chargeront en fer, lorsque les conditions requises seront réalisées.

Lorsque les eaux chargées en fer arrivent dans la tranche superficielle de la nappe, elles peuvent redissoudre de l'oxygène. Il y a alors oxydation du fer et précipitation, car le fer ferrique n'est pas soluble dans les conditions de pH et de température qui règnent dans la nappe. Les particules d'hydroxyde de fer se déposent au sein de l'aquifère, dans une zone de battement de la nappe. Il y a là un mécanisme analogue à celui de la formation du chapeau de fer.

Lors d'un pompage intensif, il peut y avoir entraînement des particules d'hydroxyde de fer, précédemment déposées. Si la perméabilité est forte et le pompage suffisamment conséquent, il est possible de lessiver complètement le terrain dans le cône de rabattement et l'on voit la teneur en fer diminuer dans les eaux pompées au bout d'un certain temps. Un tel exemple a pu être observé à Saint-Martin-d'Hères (A.F. CHOUTEAU - J.C. FOURNEAUX, 1969).

DATE	17/12/64	28/05/65	28/12/65	15/11/66	26/11/68
FER	1,1	0,88	0,85	Traces	0,08
OBSERVATIONS	Début de l'exploitation				Reprise du pompage après deux ans d'arrêt

Lorsque la perméabilité est faible, il devient impossible de "lessiver" le terrain, d'une part en raison de la difficulté qu'il y a à réaliser un pompage intensif, d'autre part, la quantité de fer déposée au sein des alluvions peut être très grande.

Dans certaines conditions (pH faible, potentiel rédox faible, absence d'oxygène, présence de matières organiques) le carbonate de fer ( $\text{FeCO}_3$ ) peut précipiter sous forme de sulfure de fer (Pyrite =  $\text{FeS}$ ) par réduction des sulfates.

En milieu oxydant, au contraire, c'est le sulfure de fer, la Pyrite en particulier, qui est oxydé et l'on obtient des eaux avec de fortes teneurs en sulfate et en fer, le produit d'altération de la Pyrite, la Mélanterite ( $\text{FeSO}_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ ) est en effet très soluble (265 g/l à 20°) (C. GALTIER, 1963).

D'une manière générale, à la minéralisation "héritée" des eaux qui alimentent la nappe, vient s'ajouter une minéralisation "acquise" au cours de la propagation des eaux au sein de l'aquifère. La minéralisation totale est à base de carbonates, de sulfates avec un peu de chlorures, alors que les cations sont surtout du calcium, du magnésium et du sodium. Les teneurs en fer peuvent varier beaucoup entre deux points voisins. Les teneurs en silice varient entre 4 mg/l et 18 mg/l, sans qu'il soit possible de définir des zones où les eaux sont plus ou moins siliceuses.

### 3.5. - CONCLUSIONS

*Les conditions hydrogéologiques sont relativement homogènes dans l'ensemble de l'ombilic de Grenoble : on retrouve, depuis Albertville, en amont jusqu'au seuil de Rovon, à la fois les mêmes modes d'alimentation de la nappe et les mêmes formes de circulation des eaux souterraines. L'ombilic de Grenoble qui constitue une véritable entité géologique, est aussi une entité hydrogéologique.*

La structure des formations quaternaires, si elle permet à la nappe de recevoir les eaux qui viennent des versants, limite considérablement, pour ne pas dire complètement, les pertes de la nappe au profit des formations du substratum. Les argiles d'Eybens qui enveloppent l'aquifère, sont, en grande partie, responsables de cet état de fait.

*Les différents modes d'alimentation sont susceptibles d'apporter à la nappe des volumes d'eau considérables, bien supérieurs à ceux que la nappe écoule dans les conditions normales. Lorsque la nappe est sollicitée par des pompages, la différence entre l'alimentation potentielle et l'alimentation réelle fournit le débit demandé. L'influence d'un pompage n'est, alors, sensible que dans le cône de rabattement, même lorsque le débit pompé est nettement supérieur au débit naturel de la nappe.*

Deux zones bien distinctes apparaissent dans la nappe. De part et d'autre d'une zone axiale, où les eaux souterraines s'écoulent parallèlement à l'axe de la vallée, on voit les eaux s'écouler depuis le versant vers le centre de la vallée. Cette deuxième forme d'écoulement traduit l'influence dynamique des apports latéraux. La limite entre les deux zones diffère selon que l'on considère cet aspect dynamique où, au contraire, que l'on s'intéresse à l'aspect physico-chimique. Dans certains cas, les eaux apportées par les versants vont plus loin dans la plaine que ne le laisserait penser l'étude des cartes isopièzes, alors qu'au contraire, il est possible de trouver des eaux provenant de la zone axiale, là où les cartes isopièzes laisseraient présager la présence d'eaux venues des versants. Une différence de vitesse très sensible existe entre la propagation des ondes dynamiques et la propagation des ondes "chimiques", c'est-à-dire le transfert de volumes d'eau importants, qui s'accompagne d'un mélange.

Les eaux des zones latérales sont généralement moins minéralisées que celles de la zone axiale. Des exceptions peuvent se rencontrer dans les secteurs à forte perméabilité situés en bordure de l'Isère, soit dans la Combe de Savoie, soit dans la cluse de l'Isère en aval de Grenoble.

Les échanges entre la nappe et les cours d'eau superficiels provoquent un mélange et les eaux pompées, même en bordure de l'Isère, présentent des caractéristiques analogues aux caractéristiques moyennes, des eaux qui alimentent la nappe. Il en est de même pour les eaux des canaux de drainage, qui ont des caractères physico-chimiques beaucoup plus stables que ceux des eaux des cours d'eau superficiels, parcequ'elles représentent, en fait, les eaux de la tranche superficielle de la nappe.

Les cartes isopièzes montrent souvent ces échanges entre eaux souterraines et eaux de surface. Mais elle ne traduisent que la forme de l'écoulement de la tranche superficielle de la nappe qui peut être perturbée par des zones à faible perméabilité où les battements de la nappe sont considérablement amortis, ce qui peut arriver à masquer l'inversion temporaire de certains échanges.

Malgré l'homogénéité générale des conditions, il est possible de définir des bassins élémentaires relativement, si non totalement, indépendants les uns des autres. D'amont en aval, se succèdent ainsi la Combe de Savoie, amont depuis Albertville jusqu'à Aiton, la Combe de Savoie, aval jusqu'à Montmélain, puis la plaine de Montmélian, le Grésivaudan, la plaine de Grenoble, la cluse de l'Isère et la plaine de Moirans. Ces bassins sont séparés, soit par des zones de confluence (confluent Isère-Arc entre les deux bassins de la Combe de Savoie), soit par des verroux (Montmélian), soit enfin par des cônes de déjection qui barrent la vallée (cône du Bréda à Pontcharra, cône de la Roise à Voreppe). La plaine de Grenoble, par contre, n'est pas séparée de la Cluse de l'Isère, où la nappe est le prolongement de la nappe du Drac, alors qu'elle l'est du Grésivaudan, puisque la nappe du Drac, qui coule sous Grenoble vient jusqu'à l'Isère qui est rejetée au pied des dernières pentes de la Chartreuse, dans la traversée de la ville.

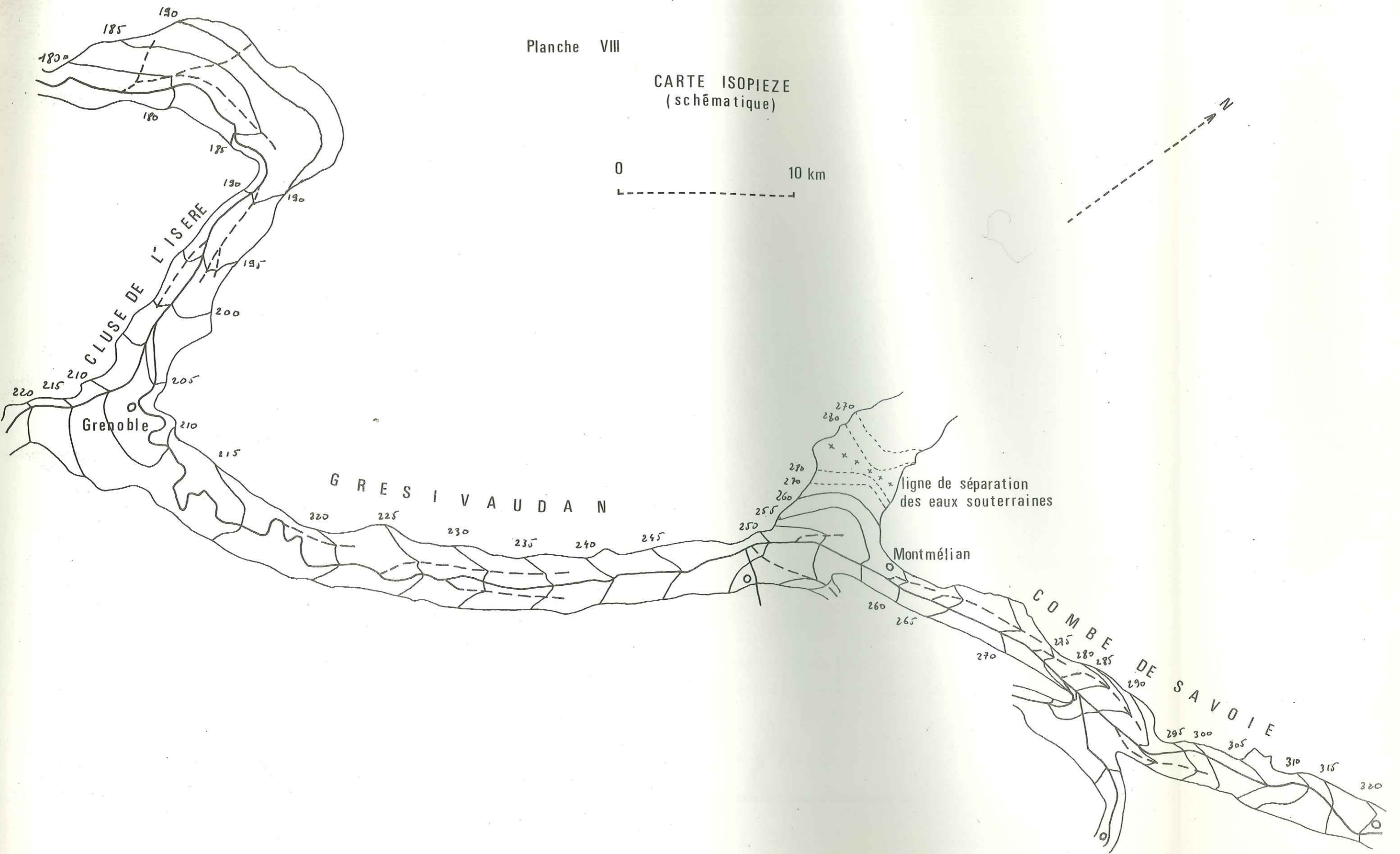
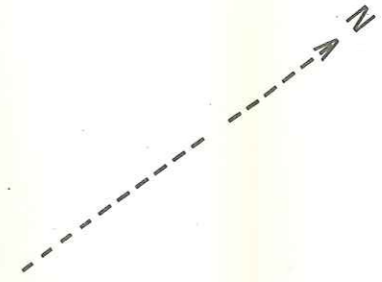
*Les caractères physico-chimiques des eaux évoluent de façon assez sensible dans chacun des bassins élémentaires depuis l'amont vers l'aval. Cette évolution, qui se traduit par une augmentation de la minéralisation*

totale, est le fait de l'action de l'eau, agressive au moment où elle s'in-filtre, sur les alluvions qui constituent l'aquifère.

La connaissance des conditions géologiques, du contexte hydrolo-gique et hydrogéologique, va permettre de déterminer les différents facteurs qui interviennent dans les variations de la nappe. Il paraît, en effet, souhaitable, alors que dans la plus grande partie de la vallée, la nappe est étroitement liée à l'Isère, comme le montre les cartes isopièzes, de pouvoir définir les facteurs dont dépend cette liaison et, de là, les relations qui peuvent exister entre les variations de la nappe et les variations de l'Isère.

S'il est possible de mettre en évidence de telles relations, la connaissance des variations futures de certains paramètres permettra de déterminer les variations concomitantes de la nappe et, éventuellement, de les aménager.

CARTE ISOPIEZE  
(schématique)



Les précédents chapitres ont permis de montrer la nature et la structure de l'aquifère, les différents modes d'alimentation de la nappe, ainsi que les processus de circulation des eaux souterraines au sein de l'aquifère. Ces facteurs doivent permettre de déterminer les conditions de variations de la nappe.

*Les variations saisonnières* sont les plus faciles à mettre en évidence. Il suffit de mesurer régulièrement le niveau piézométrique en un point, pour constater qu'il varie au cours de l'année et que d'une année sur l'autre, on retrouve des variations assez semblables. Ce type de variations dépend essentiellement des facteurs hydrologiques. Ceux-ci varient au cours de l'année mais aussi d'une année sur l'autre. Les variations "annuelles" vont venir s'ajouter aux variations saisonnières.

Mais il existe aussi *des variations* qui se produisent sur des *périodes plus longues* et dont les effets peuvent n'apparaître qu'un temps très long après la mise en place des causes qui les produisent. Ce sont par exemple, les variations liées à des modifications climatiques régionales. Les effets réels d'un tel phénomène peuvent n'être sensibles qu'une ou plusieurs décennies après le commencement du changement. Il n'en sera pas question ici, faute d'éléments susceptibles de prouver l'existence ou la non existence de tels phénomènes.

Par contre, il existe *des variations* plus rapides liées à des *facteurs anthropiques* dont les effets se font sentir relativement vite. Tous les travaux qui modifient, de façon temporaire ou permanente, le niveau de la ligne d'eau dans l'Isère, influent sur la nappe, en raison des liens entre la rivière et la nappe. Les effets de ces travaux peuvent se prolonger bien au-delà de la durée des travaux eux-mêmes.

Nous pourrions ainsi examiner l'influence sur la nappe des travaux d'aménagement récents du lit de l'Isère et des prélèvements de matériaux dans ce lit. Nous verrons que les effets continuent à se faire sentir bien que les travaux soient terminés depuis plusieurs années.

Nous essayerons enfin de déterminer l'influence probable, sur la nappe, de la réalisation de l'aménagement hydro-électrique "Arc-Isère (E.D.F. R.E.H. Alpes-Nord - Chambéry)". Ce projet doit permettre la dérivation

d'une partie importante du débit de l'Arc, en Aval de Saint-Jean de Maurienne, et sa restitution dans l'Isère, au niveau du Cheylas. Le débit de l'Isère sera amputé d'autant entre le Pont Royal et Le Cheylas. Par contre, en aval de la restitution, le débit de la rivière sera considérablement influencé par celle-ci. Nous essayerons de voir ou tout du moins de prévoir, l'influence sur la nappe des variations brutales du niveau de l'eau dans la rivière ; le débit restitué pourra, en effet, atteindre près de trois fois le débit de base de l'Isère en amont de la restitution. Ces restitutions pourront durer plusieurs heures et cela, plusieurs fois par jour, pendant les mois d'hiver essentiellement.

#### 4.1. - LES VARIATIONS SAISONNIERES

##### 4.1.1. - LA MESURE DES VARIATIONS SAISONNIERES.

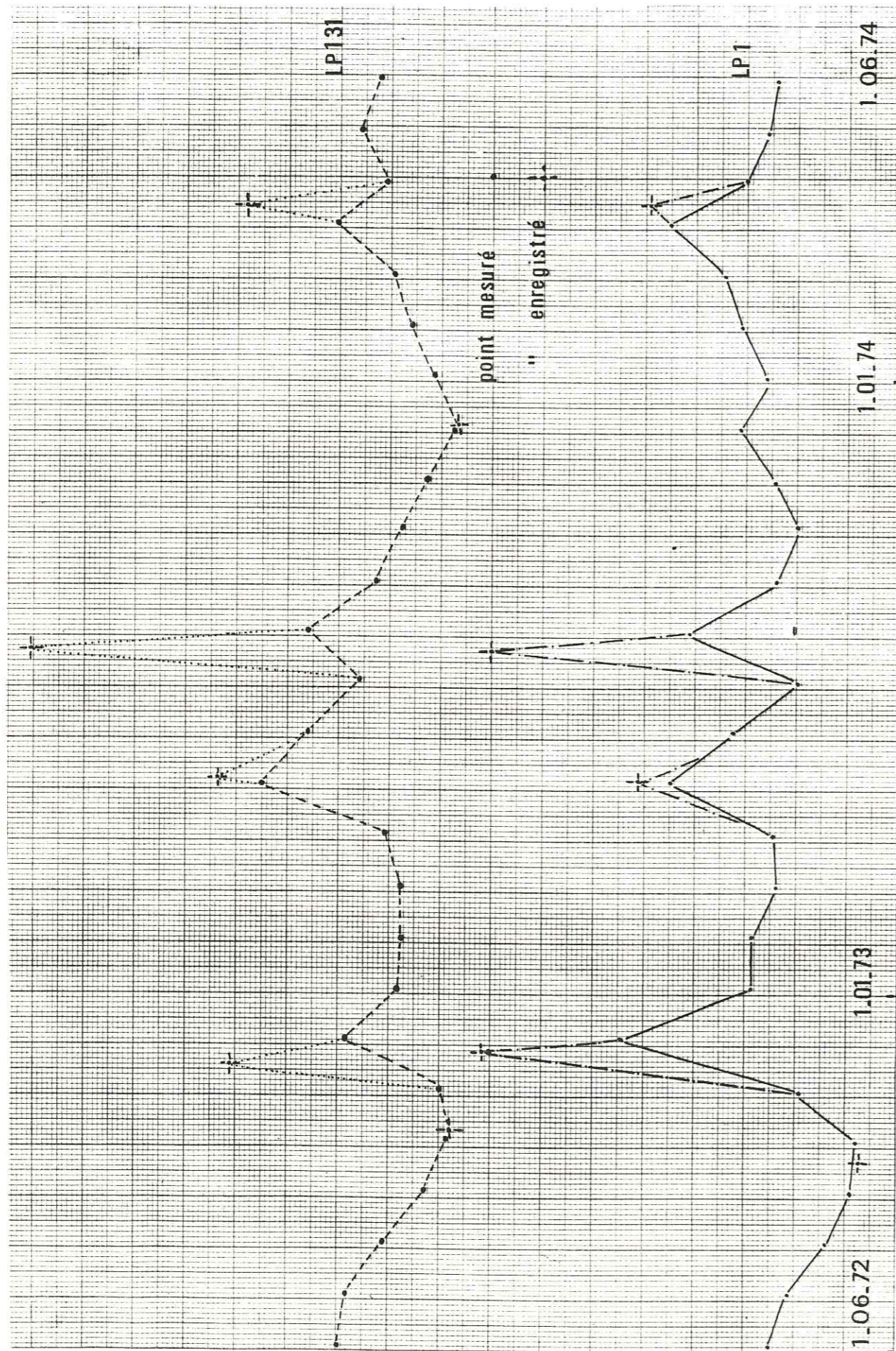
Avant d'aborder l'étude détaillée des variations saisonnières, il convient de dire un mot de la façon de mesurer ce phénomène. Le niveau piézométrique est mesuré dans un certain nombre de piézomètres et, à partir du résultat de ces mesures, il est possible de tracer la courbe donnant le niveau piézométrique en fonction du temps. Cette courbe est construite à partir de 12 points, en cas de mesures mensuelles. Elle ne peut donc donner qu'une idée schématique des variations réelles de la nappe et ne rend pas compte des valeurs extrêmes atteintes par le niveau piézométrique. Pour connaître ces valeurs extrêmes, il faut disposer d'un limnigraphe placé sur un piézomètre.

La comparaison de la courbe tracée, grâce aux mesures mensuelles avec un limnigramme, placé sur le même piézomètre, permet de montrer la représentativité des mesures mensuelles pour les nappes de la zone étudiée.

La figure 76 donne à titre d'exemple les courbes tracées grâce aux mesures mensuelles et les enregistrements limnigraphiques, pour deux points différents et pour une période de deux ans : du mois de juillet 1972 et au mois de juin 1974. Pour les valeurs minimales, correspondant aux basses eaux, les mesures sont parfaitement représentatives et l'écart entre les mesures et l'enregistrement reste toujours très faible. Par contre, pour les hautes eaux, il n'en est pas de même. La nappe subit des "crues" brutales et brèves que les mesures mensuelles ne peuvent pas saisir, sauf cas très particulier. Les écarts entre les valeurs maximales mesurées et enregistrées sont assez grands.

La mesure mensuelle des niveaux piézométriques permet de connaître le niveau des plus basses eaux avec une erreur nettement inférieure à 5 % puisqu'elle est de l'ordre de 1 % à 2 % dans les trois exemples étudiés. Par contre, l'écart entre les hautes eaux mesurées et les hautes eaux enregistrées atteint des valeurs très fortes qui peuvent être supérieures au battement mesuré.

Figure 76 : Comparaison d'un enregistrement limnigraphique avec des mesures mensuelles, pour deux piézomètres de la vallée de l'Isère



D'une manière générale, la mesure mensuelle suffit pour la recherche de la position des basses eaux (dans tous les cas où l'on envisage une exploitation des eaux souterraines), alors que le limnigraphe est indispensable pour connaître la position des hautes eaux avec précision.

4.1.2. - PRINCIPE DES VARIATIONS SAISONNIERES.

Si l'on considère un élément de la nappe de dimensions suffisamment réduites pour que l'on puisse admettre que certaines conditions y sont identiques, la hauteur piézométrique H, en un point, va dépendre de plusieurs paramètres qui sont, d'une part, les caractéristiques de l'aquifère (sa perméabilité K, sa porosité efficace S, son épaisseur h) et, d'autre part, le débit entrant dans notre élément de la nappe et enfin le débit sortant. On peut donc écrire :

$$H = f(T, S, \text{débit entrant}, \text{débit sortant}) \quad (1)$$

avec  $T = Kh$

On néglige, ici, l'influence de la pression barométrique, l'influence de la température sur la perméabilité, c'est-à-dire des facteurs dont l'action sur H se mesure en millimètres ou en centimètres, alors que les variations saisonnières se mesurent en décimètres et même en mètres.

Le débit entrant  $Q_e$  est fonction des différentes alimentations de la nappe ainsi que des caractéristiques de l'aquifère. On peut écrire :

$$Q_e = f(K, S, A_l, A_p, A_r) \quad (2)$$

avec  $A_l$  = alimentation latérale

$A_p$  = alimentation par la pluie tombée sur la plaine

$A_r$  = alimentation par la rivière

Le débit sortant  $Q_s$  dépend lui aussi des caractéristiques de l'aquifère mais aussi des conditions aux limites ; par exemple, si notre élément de nappe est bordé, vers l'aval, par un canal, les conditions aux limites sont données par la loi de variation de la hauteur d'eau dans le canal. On peut écrire :



$$Q_s = f(K, S, CI) \quad (3)$$

On peut donc écrire :

$$H = f(K, S, A_l, A_p, A_r, CI, x, y, t) \quad (4)$$

Si la perméabilité et la porosité ne varient pas avec le temps, il n'en est pas de même des autres facteurs, qui sont tous liés à la lame d'eau précipitée, d'une manière ou d'une autre.

Pour un élément de nappe suffisamment petit, l'un des modes d'alimentation devient prépondérant. Le niveau de la surface piézométrique va donc varier, soit avec l'alimentation par la rivière, soit avec la lame d'eau précipitée. En effet, les facteurs  $A_l$  et  $A_p$  de l'équation (4) dépendent tous les deux des précipitations, alors que  $A_r$  dépend lui du niveau de l'eau dans la rivière. Il est important de noter à nouveau ici que c'est bien le niveau de l'eau dans la rivière et non le débit qui influe sur la valeur de  $A_r$ .

En un point de la rivière, et à un instant donné, le niveau de l'eau dans la rivière est tout de même lié très étroitement au débit, lequel débit est, lui, fonction de la hauteur d'eau tombée sur le versant. Mais des décalages importants peuvent apparaître dans les effets d'une précipitation sur l'alimentation latérale et sur le débit dans la rivière, en raison de la différence de taille des bassins de l'Arc et de l'Isère par rapport aux versants de la plaine qui fournissent l'alimentation latérale ; les aménagements hydro-électriques interviennent, eux aussi, dans ce décalage. La forme des précipitations, pluie ou neige, contribue, elle aussi, à ce phénomène.

Les variations du niveau de la nappe dépendent donc de la répartition des précipitations au cours de l'année et de la forme de l'hydrogramme de l'Isère.

Mais pour chaque point de la nappe, ou tout du moins, pour la plupart d'entre eux, un des facteurs influe de façon prépondérante sinon totale sur les variations du niveau piézométrique. Il est bon de pouvoir séparer les points soumis à l'une ou l'autre des influences.

#### 4.1.3. - LIAISON ENTRE LE NIVEAU PIEZOMETRIQUE ET LA PLUVIOMETRIE.

Considérons donc un élément de la nappe, situé en bordure de la plaine distant de  $x$  du versant, où l'alimentation se fait uniquement par les apports du versant et où l'écoulement se fait toujours dans la même direction : on se trouve ici devant un problème à deux dimensions et "y" n'intervient plus.

Le problème se pose de façon identique selon que l'on prend un élément de nappe alimenté uniquement par le versant, ou un élément de la nappe alimenté uniquement par la pluie tombée à sa surface. Dans les deux cas, la lame d'eau apportée à la nappe est fonction de la lame d'eau précipitée. Seul change le facteur, constant, lié à la surface du bassin versant d'alimentation. Le deuxième cas ne se rencontre d'ailleurs pas dans toute la zone étudiée ; par contre, la pluie tombée sur la surface de l'élément de nappe s'infiltré et rejoint la nappe, venant ainsi s'ajouter à l'alimentation latérale.

Dans notre élément de nappe, au temps  $t^0$ , la cote de la nappe est  $H^0$ . Survient alors une averse de hauteur  $P$  : La cote de la nappe, au temps  $t$ , sera alors  $H$ , dont la valeur va dépendre de  $P$  ( $^0$ ), mais aussi de la perméabilité  $K$  et de la porosité  $S$  de l'aquifère, et des conditions aux limites, c'est-à-dire la cote  $N^0$  du niveau de base à l'instant  $t^0$  et de la loi de variation de ce niveau de base (LN). On peut donc écrire :

$$H(x,t) = f(H^0, P, K, S, N^0(LN),) \quad (1)$$

L'enregistrement limnigraphique du niveau piézométrique, en un point de la zone considéré, donne la courbe :

$$H(x) = f(t) \quad (2)$$

Pour que l'on puisse envisager de résoudre la relation (1), il faut d'abord que la relation (2) existe, c'est-à-dire que pour deux averses d'importance identique, la courbe de décrue, en un point, soit, elle aussi, identique dans les deux cas ; et pour deux averses de hauteur différente, on doit obtenir des courbes semblables (homothétiques).

---

( $^0$ ) - Nous admettons ici, qu'à une averse  $P$  correspond une évapotranspiration  $P/n$ , donc que pour deux averses identiques, la lame d'eau qui rejoint la nappe est identique.

Cette condition est nécessaire mais pas suffisante. Il faut, en outre, qu'il existe une relation entre l'amplitude maximale de la remontée du niveau piézométrique  $H_m$ , et la hauteur de l'averse  $P$ . Il faut donc que l'on puisse établir la relation :

$$\Delta H_{m(x)} = f(P) \quad (3)$$

La connaissance des relations (2) et (3) n'est pas suffisante. Il faut, en outre, connaître (ou pouvoir assimiler à une constante) la relation (LN) donnant la variation du niveau de base. La perméabilité et la porosité de l'aquifère ne varient évidemment pas d'une averse à l'autre, puisque, en effet, dans toute cette étude, l'influence de la température sur la viscosité de l'eau, donc sur la perméabilité, ainsi que l'influence des variations de la pression atmosphérique, sont négligées.

Avant de voir ce que peut apporter la résolution de la relation (1), voyons d'un peu plus près les relations (2) et (3).

- Analyse de la relation  $h = f(t)$ .

Après une averse, le niveau de la nappe, étant monté brutalement, va redescendre, d'abord assez vite, puis de plus en plus lentement. La courbe  $h = f(t)$  est voisine d'une exponentielle. Par ailleurs, l'intervalle de temps entre deux averses consécutives dépasse rarement 10 jours. Il n'est donc pas aisé de comparer entre elles, des courbes relatives à des averses différentes car il s'agit, le plus souvent, d'un épisode pluvieux ayant une durée importante, avec une remontée de la nappe qui dure aussi longtemps que le tarissement qui vient après.

Les parties hautes des courbes de "tarissement" présentent toujours des différences d'une averse à l'autre alors que les parties basses de ces mêmes courbes se retrouvent identiques. La décrue de la nappe dépend, en effet, dans sa première partie, beaucoup de la forme de l'averse, de son intensité en fonction du temps mais aussi de l'état du terrain avant cette averse. Si cette décrue se poursuit un certain temps, sans qu'aucun autre apport ne parvienne à la nappe, elle ne sera plus, alors, influencée que par les caractéristiques de l'aquifère et les conditions aux limites. L'étude des courbes de décrues tracées sur papier semi-logarithmique permet de préciser ce point.

Différentes courbes de décrues établies, pour plusieurs piézomètres, à différentes époques de l'année, donnent toujours des coefficients de "tarissement" voisins, avec des décrues qui portent sur des périodes de plusieurs dizaines de jours (figure

La comparaison des enregistrements limnigraphiques et des mesures mensuelles montre que l'on peut utiliser ces dernières pour les périodes où n'existent pas des crues brutales, c'est-à-dire pour toute la partie où la décroissance se fait de façon "régulière". On peut alors, à partir de trois mesures seulement, tracer une courbe qui, si elle est une droite, en coordonnées semi-logarithmiques, permet de calculer le coefficient  $\alpha$  pour ces piézomètres.

On obtient :  $h(t) = h(o) - \alpha \log t$

et  $\alpha = \frac{h(t) - h(o)}{\log t}$

$$\alpha = \frac{h_n - h_1}{\log t} \text{ avec } t = n - 1$$

Dans certains secteurs, la nappe "se vidange" toujours de la même façon. Après un épisode pluvieux et une réaction "épidermique", on voit le niveau piézométrique baisser de façon régulière avec le logarithme du temps.

Le coefficient qui donne la pente de la droite, donc la "vitesse" d'abaissement du niveau piézométrique, est lié aux caractéristiques de l'aquifère : sa perméabilité, sa porosité utile (coefficient d'emmagasinement) et son épaisseur.

On peut écrire :

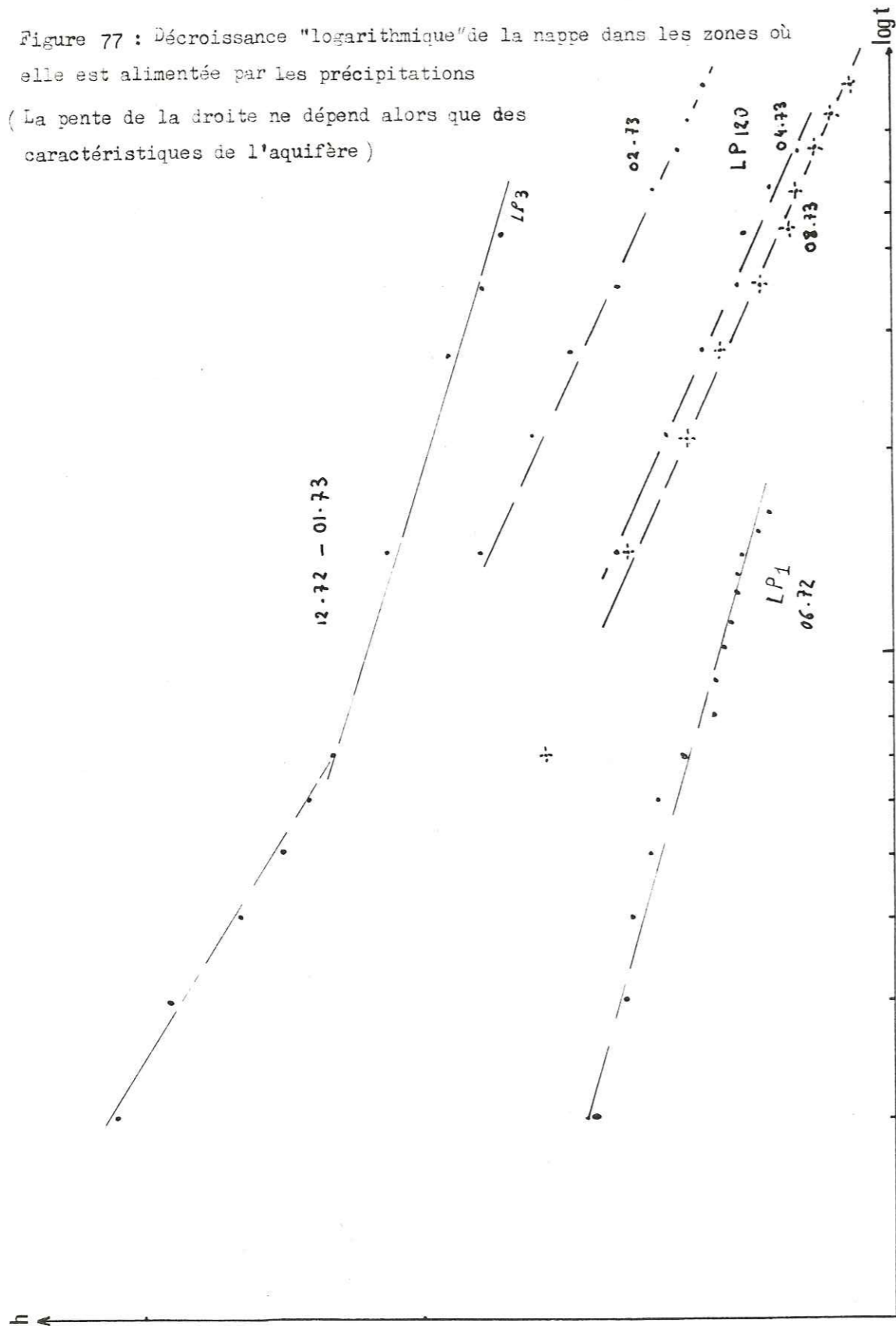
$$\alpha = f(T, S)$$

avec  $T = h \times k = \text{Transmissivité}$

$S = \text{porosité utile ou coefficient d'emmagasinement}$

Figure 77 : Décroissance "logarithmique" de la nappe dans les zones où elle est alimentée par les précipitations

(La pente de la droite ne dépend alors que des caractéristiques de l'aquifère)



- Analyse de la relation  $\Delta H_m = f(P)$ .

Il convient maintenant de vérifier qu'à une averse de hauteur P donnée, correspond bien une remontée de la nappe H et qu'il existe une relation entre H, la remontée de la nappe et l'importance de l'averse :

$$\Delta H_m = f(P)$$

avec  $\Delta H_m$  : hauteur de la remontée de la nappe ;

P : hauteur de l'averse.

La nappe ne bouge pas tant que l'averse n'atteint pas une certaine hauteur (fig. ), assimilable au seuil pluviométrique, et voisine de 6 mm pour le point considéré (LP 3). Ce chiffre est à rapprocher des 4 mm trouvés par ailleurs, pour des roches de types différents (calcaire) dans le Dévoluy (V. LUPARINI, 1975).

Pour les faibles valeurs de P, il n'existe pas de loi univoque liant P et  $\Delta H_m$ , mais dès que P dépasse 35 à 40 mm, au contraire, les points s'alignent sur une droite d'équation :

$$\Delta H_m = 0,64 P - 0,06$$

avec  $\Delta H_m$  en mètre et P en décimètre.

Le facteur 0,64 est un paramètre qui dépend de la superficie du bassin d'alimentation, et du volume de nappe alimenté.

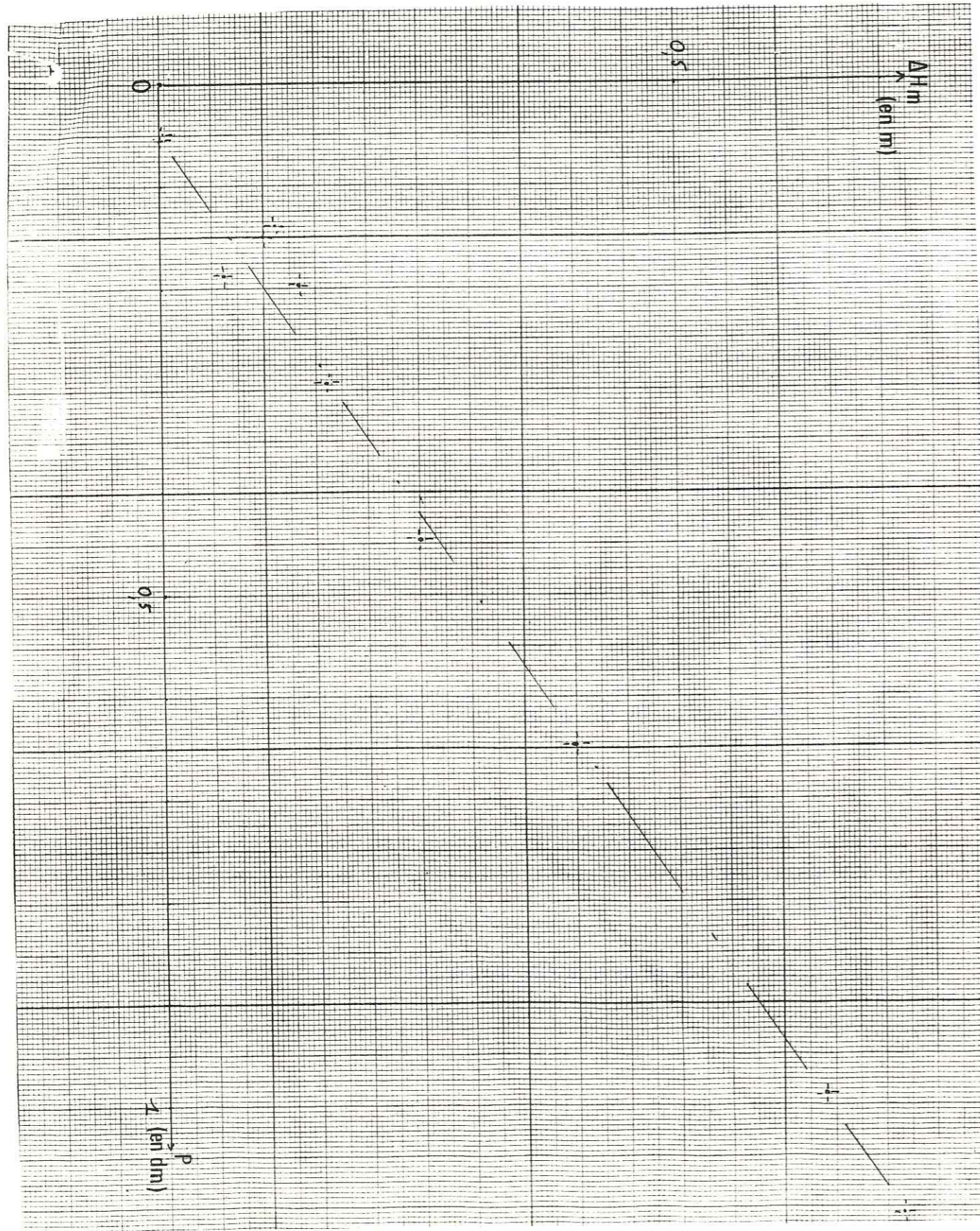
La dispersion des points, pour les faibles valeurs de P, marque l'influence de l'évapotranspiration beaucoup plus importante à certaines saisons qu'à d'autres. Cette influence n'est plus visible lorsque l'averse dépasse une certaine valeur.

Pour chaque secteur alimenté par des apports latéraux, existe une relation :

$$\Delta H_m = f(P)$$

Figure 78 : Remontée de la nappe, en fonction de l'importance de l'averse (piézomètre LP 3, à Bourgneuf)

$$\Delta H_m = 0,64 P - 0,06$$



Mais dans certains cas, la remontée de la nappe est limitée vers le haut.  $\Delta H_m$  tend vers une limite, soit parce qu'il existe un niveau de trop plein et la nappe peut s'écouler par des sources temporaires lorsqu'elle dépasse une certaine cote, comme c'est le cas en aval de Lumbin, soit parce qu'il existe un niveau à partir duquel la nappe est drainée.

- Détermination des caractéristiques de l'aquifère.

Si nous revenons à l'équation (1) de la page

$$H(x,t) = f(H^0, P, K, N^0, (LN),)$$

L'influence de la perméabilité et de la porosité peut se remplacer par la loi :  $H f(t)$ , qui traduit le mode de "vidange" de l'aquifère après une recharge due à une averse de hauteur P et ne dépend que de ces deux facteurs si les conditions aux limites sont constantes. Elle peut être déterminée par l'enregistrement ou la mesure point par point de plusieurs courbes de tarissement sur le piézomètre considéré.

Ainsi, pour une averse de hauteur P, suffisamment importante, on peut connaître  $H_m$ , c'est-à-dire la cote de la nappe atteinte après cette recharge dans le piézomètre considéré. La connaissance de la loi  $H(t)$ , pour ce même piézomètre, permet de déduire quelle sera l'évolution de la nappe dans cette zone, en l'absence de nouvelle recharge et, en particulier, au bout de combien de temps la nappe descendra au-dessous d'un niveau donné, considéré comme critique pour l'exploitation, par exemple.

Dans le cas particulier où le secteur de nappe choisi ne subit qu'une alimentation directement liée aux précipitations, il est possible de résoudre ce problème. Il n'en est plus de même si l'alimentation latérale passe par l'intermédiaire d'un épisode de ruissellement. Lorsque, dans un cône de déjection, une partie du débit du torrent s'infiltré et vient rejoindre la nappe, la loi qui donne le débit infiltré va venir s'ajouter aux relations  $H(t)$  et  $H_m(P)$ , avec, en plus, des décalages dans le temps.

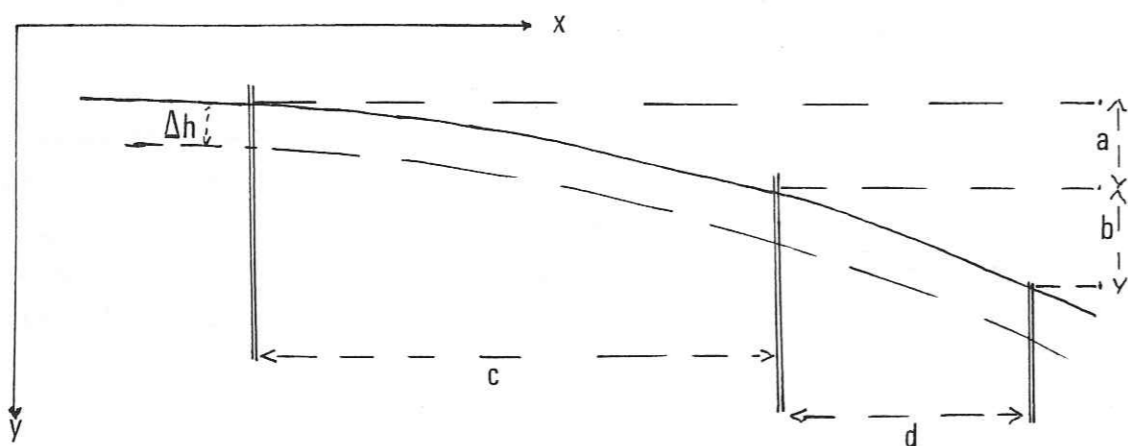
La vidange de la nappe est, dans ce cas là, entretenue. Cet apport vient s'ajouter à la recharge par l'averse et il n'est pas possible de savoir lorsque l'un de ces deux phénomènes agit seul, c'est-à-dire si les conditions sont réunies pour que l'on puisse lier la décharge de la nappe aux caractéristiques de l'aquifère. Si les apports par un cône de déjection sont constants, l'évolution de la nappe dans le secteur considéré ne tardera pas à dépendre uniquement des conditions aux limites, même si celles-ci pourraient être négligées

auparavant. Si les apports varient, eux aussi, l'interférence des différents facteurs ne permettra que très rarement l'observation de courbes de décrues similaires.

Si les conditions aux limites sont constantes (ou leur influence négligeable), la pente de la courbe de tarissement dépendra donc uniquement des caractéristiques de l'aquifère (\*), ce qui permet alors, avec plusieurs points (au moins trois) sur une même ligne de courant, de déterminer le rapport T/S entre la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement en appliquant les formules établies par M.I. RORABAUGH (1969), qui donne :

$$\frac{T}{S} = \frac{\Delta H}{\Delta t} \times \frac{cd(c+d)}{2(bc-ad)}$$

où  $\Delta H$  correspond à l'abaissement de la nappe pendant le temps  $\Delta t$  ; ce temps correspond à une période sans pluie. Les paramètres a, b, c et d sont donnés sur la figure 79.



(\*) - Une fois passé la première partie de la décrue, qui, elle, est très influencée par la forme de l'averse.

Ce calcul peut être fait à Saint-Jean de la Porte, où l'on dispose de trois piézomètres alignés selon une ligne de courant. Pour la période comprise entre le 6 juillet 1972 et le 9 septembre de la même année, l'abaissement de la nappe fut de 0,40 m. La distance entre les piézomètres est de 450 m dans les deux cas. La valeur des paramètres a et b est respectivement de 1,38 m et de 1,69 m. On a donc :

$h : 0,40 \text{ m}$	$a = 1,38 \text{ m}$	$c = 450 \text{ m}$
$t : 5616000 \text{ secondes}$	$b = 1,69 \text{ m}$	$d = 450 \text{ m}$

On en tire donc :

$$\frac{T}{S} = \frac{450.450.900.0,4}{5616000.2(450.1,69 - 450.1,38)}$$

$$\frac{T}{S} = 0,04$$

ce qui, pour une transmissivité moyenne de l'ordre de  $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  nous donne un coefficient d'emmagasinement de l'ordre de 5 %. En fait, la transmissivité et donc le coefficient d'emmagasinement sont un peu plus faible (3 % environ pour S), car la vidange de la nappe intéresse uniquement la tranche relativement superficielle du terrain (la zone comprise entre 1 m et 2,5 m), c'est-à-dire une zone où l'on trouve des formations plus fines que dans l'aquifère exploitable constitué par les graviers et galets que l'on trouve sous 2 à 5 m de ces formations superficielles dans la zone de Saint-Jean de la Porte.

Le calcul fait sur trois piézomètres, dans la plaine de Montmélian, à l'Est du village des Marches donne, pour :

$\Delta h : 0,62 \text{ m}$	$a = 0,5 \text{ m}$	$c = 625 \text{ m}$
$\Delta t : 6566400 \text{ secondes}$	$b = 1,15 \text{ m}$	$d = 750 \text{ m}$

$$\frac{T}{S} = 0,1$$

soit un coefficient d'emmagasinement voisin de 1 % pour une transmissivité de l'ordre de  $10^{-3} \text{ m}^2/\text{seconde}$ .

Pour trois piézomètres de la zone de Bois-Claret, au droit de Lancey :

$\Delta h$ : 0,45 m	$a = 0,75$	$c = 475$
$\Delta t$ : 5184000 secondes	$b = 1,40$	$d = 775$

$$\frac{T}{S} = 0,24$$

soit  $S$  : 4 %  
pour  $T$  :  $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$

L'examen de ce qui précède tend à prouver que la connaissance précise de la pluviométrie permettrait de définir d'une façon assez précise la loi de variation du niveau piézométrique, en un point de la vallée soumis uniquement à l'alimentation latérale. En fait, le problème se complique lorsque, après une averse, une partie de l'eau précipitée ruisselle avant de s'infiltrer et de venir alimenter la nappe. C'est le cas des cônes de déjection comme nous l'avons vu plus haut, au chapitre 3. Nous avons vu, en effet, que plusieurs solutions existaient. Dans certains cas, le débit infiltré est à peu près constant, alors que dans d'autres, il est étroitement lié à la hauteur de la lame d'eau précipitée, et tous les cas intermédiaires peuvent se rencontrer.

L'exploitation des mesures demande donc, pour apporter des résultats représentatifs, une analyse géologique et hydrogéologique très complète de l'ensemble du versant, dont les apports sont susceptibles d'alimenter la nappe, dans un secteur donné. A partir de là, si un certain nombre de conditions sont réunies, il est possible de lier de façon formelle, les variations du niveau piézométrique, les données hydrologiques et les caractéristiques de l'aquifère.

#### 4.1.4. - LIAISON ENTRE LE NIVEAU PIEZOMETRIQUE ET LE NIVEAU DE L'ISERE.

Dans une grande partie de la vallée, le niveau piézométrique dépend, d'une manière ou d'une autre, de celui de l'Isère, comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent. Deux cas se présentent selon que l'écoulement se fait toujours dans la même direction ou, au contraire, qu'il change de sens à certaines périodes.

D'une manière générale, entre le niveau  $H$  de la nappe, en un point d'abscisse  $x$ , au temps  $t$ , et les différents facteurs en présence, existe une relation :

$$H(x,t) = f(K, S, H^0, I^0, (LI), N^0, (LN),)$$

où l'on retrouve la perméabilité  $K$  et le coefficient d'emménagement  $S$ ,  $H^0$ , le niveau de la nappe au temps  $t^0$ ,  $I^0$ , le niveau de l'Isère au temps  $t^0$ ,  $LI$  la loi de variation du niveau de l'Isère,  $N^0$  la cote du niveau de base au temps  $t^0$  et  $LN$  la loi de variation de ce niveau.

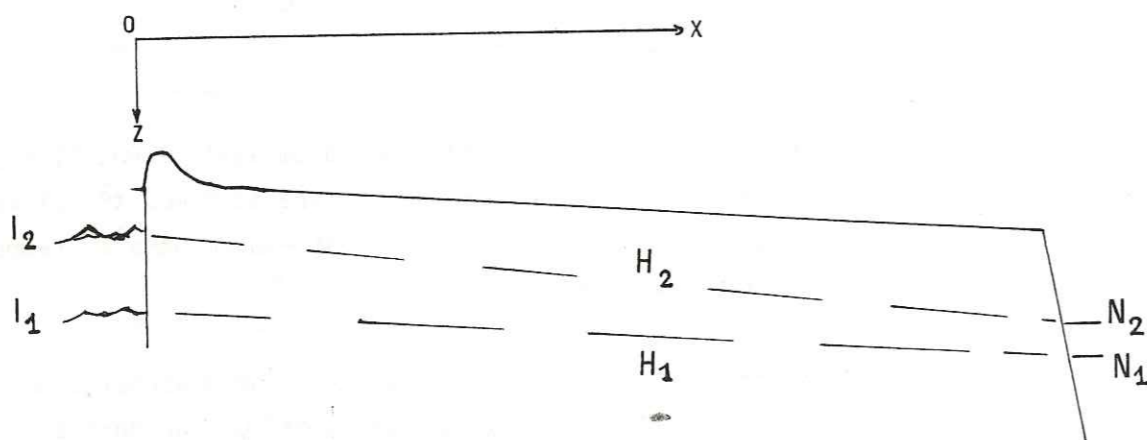
Pour que cette relation puisse s'appliquer il faut disposer d'un axe des abscisses sur lequel repérer  $x$ , l'abscisse du point où l'on désire connaître  $H$  ; cette mesure ne peut se faire que si l'écoulement se fait toujours dans le même sens ; " $x$ " sera alors compté sur une ligne de courant, comme dans le cas d'un écoulement latéral se dirigeant vers le centre de la vallée, où l'origine était choisie au pied du versant. La direction de cet écoulement, donc les lignes de courant, était quasiment fixe et l'abscisse  $x$  représentait la distance du point considéré au bord de la vallée, par exemple. Ici, l'abscisse  $x$  va représenter la distance entre le bord de l'Isère et le point choisi, toujours mesurée sur une ligne de courant. Dans le cas le plus général, cette distance varie et la relation ne peut plus être appliquée sans faire certaines hypothèses et approximations.

Dans le cas où l'écoulement de la nappe se fait selon une direction constante, celle-ci peut aller de l'Isère vers la nappe ou inversement.

Écoulement à direction constante.

Lorsque l'écoulement a une direction constante, il se fait entre une zone d'alimentation permanente et une zone de drainage permanent. Entre ces deux zones la surface de la nappe peut être assimilée à un plan, ce qui donne en coupe (selon une ligne de courant), le schéma de la figure 80.

Figure 80 : Les variations de la nappe dans le cas d'un écoulement à direction complète



Le niveau de la nappe, à chaque instant, va se trouver compris entre les deux plans dont la trace, en coupe, se matérialise par les droites  $I_2 N_2$  et  $I_1 N_1$ ; la première de ces droites,  $I_2 N_2$ , représente une coupe de la nappe supposée à l'équilibre, pour les plus hautes eaux et la seconde représente une coupe de la nappe à l'équilibre, en période de basses eaux. On admet que l'Isère ne descend pas en dessous du niveau  $I_1$  et ne monte pratiquement jamais au dessus du niveau  $I_2$  et la même chose pour le niveau de base N. En fait, dans le cas d'une crue dépassant la cote  $I_2$  pendant un temps relativement bref, inférieur à 24 heures par exemple, l'onde de crue sera rapidement amortie et ne se traduira que dans une partie très réduite de la nappe, dans une tranche comprise entre 5 et 50 m au-delà du bord de la rivière (voir plus bas, page

Nous avons vu plus haut que s'il existe des crues brutales et rapides, il n'en est pas de même des basses eaux. Au-dessous d'un certain niveau, la nappe, comme l'Isère et les canaux, baisse très lentement. Le niveau  $I_1$ , comme le niveau  $N_1$ , va être connu avec une bonne précision.

Les battements mesurés sur la nappe, entre la rivière et le canal servant de limite, vont décroître, si, comme cela est le cas sur la figure les variations de niveau sont plus importantes dans la rivière que dans le canal.

En cas de très fortes pluies, même localisées, la nappe ne peut pas monter plus vite que le canal et la rivière. Il n'est pas possible d'utiliser une vidange de la nappe pour calculer les caractéristiques de l'aquifère comme dans le cas des pieds de versants.

Les variations de la nappe, en un point d'une ligne de courant à direction constante, vont reproduire les variations du niveau de la rivière mais avec un coefficient d'amortissement d'autant plus fort que la perméabilité est plus faible et la distance plus grande.

Cela se traduit par un battement plus important de la nappe dans les chenaux à forte perméabilité que sont, par exemple, les anciens lits mineurs de la rivière qui peuvent atteindre jusqu'à 90 % des battements mesurés sur l'Isère aux mêmes périodes.

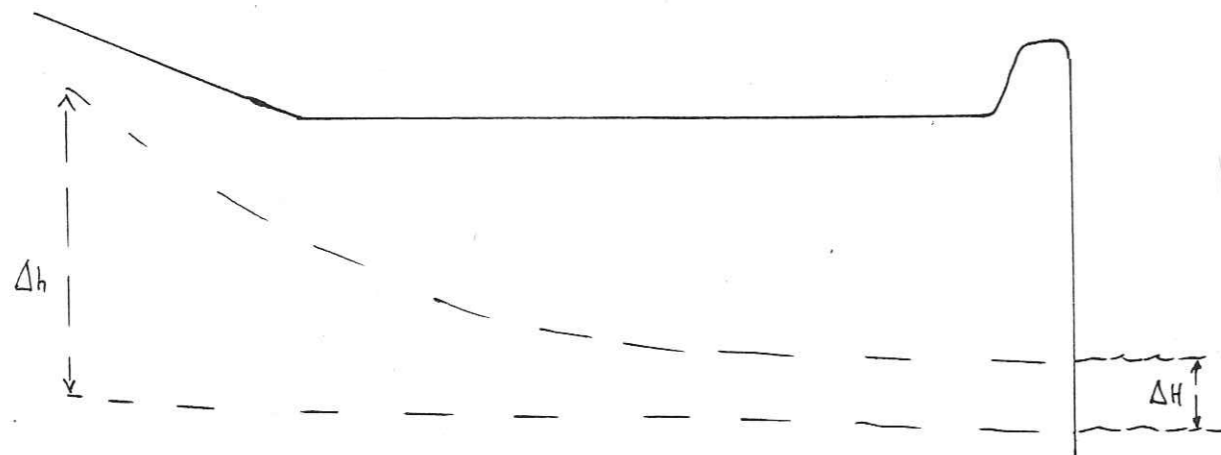
Le tableau ci-après donne les chiffres pour ces battements entre le mois de novembre 1972 et le mois de mars 1973, pour quelques points du bassin de la Bialle, où existe un écoulement à direction permanente comme nous l'avons vu plus haut (voir figure

	distance sur la ligne de courant	perméabilité	battement
Isère	0	"	1,6 m
P 50	100 m	$10^{-5}$	0,91 m
P 48	1 500 m	$10^{-4}$	0,87 m
P 37	750 m	$10^{-3}$	1,34 m
P 34	500 m	$10^{-4}$	0,62 m
P 36	3 500 m	$10^{-3}$	1,05 m
La Bialle			0,5 m

Lorsque la direction de l'écoulement va de la rivière vers le pied des versants, les variations de la nappe dépendent directement des variations de l'Isère, ou de l'Arc (pour le triangle d'Aiton), et du Drac (pour la partie Nord-Ouest de la plaine de Grenoble). L'amplitude de ces variations sera d'autant plus faible que la perméabilité sera, elle-même, faible ; elle sera, donc, inférieure à l'amplitude des variations de la rivière.

Lorsque la direction de l'écoulement est inverse, c'est-à-dire du versant vers la rivière, il n'en est plus de même, car l'amplitude des variations des "conditions aux limites", si elle reste faible dans le cas d'un canal, peut, au contraire, être très forte, dans le cas d'une alimentation latérale. Certaines zones de la nappe, soumises à l'influence d'une alimentation latérale, montrent des variations de niveau dont l'amplitude dépasse deux mètres et même quatre, par endroits. De même que pour l'alimentation en provenance de la rivière, on aura ici, un amortissement des ondes de crues. L'amplitude des variations va diminuer depuis le pied du versant jusqu'à l'Isère, comme le montre le schéma de la figure 81.

Figure 81 : Amplitude des variations du niveau piézométrique en pied de versant



$\Delta H$  = amplitude des variations du niveau moyen de la rivière

$\Delta h$  = amplitude des variations du niveau moyen de la nappe au pied du versant

Écoulement à direction variable.

Dans une grande partie de la vallée, l'écoulement de la nappe se fait, tantôt depuis le versant vers la rivière et tantôt, depuis la rivière vers le versant, toujours obliquement par rapport à l'axe de la vallée. Cela tient au fait que dans le premier cas, la rivière draine la nappe et dans le deuxième, elle alimente la nappe avec, évidemment, des épisodes intermédiaires où la nappe est en équilibre avec la rivière et où l'écoulement se fait alors selon une direction parallèle à celle de la rivière.

En un point de la nappe, de coordonnées  $x$  et  $y$ , au temps  $t$ , la cote de la nappe va dépendre de :

- la perméabilité et la porosité de l'aquifère,
- de la cote  $H^0$  au temps  $t^0$ ,
- de la cote  $I^0$  de l'Isère au même temps  $T^0$ ,
- de la cote  $L$  de la nappe de versant qui peut influencer sur la zone de la nappe considérée,
- de la valeur relative de  $I^0$  par rapport à  $L^0$ ,
- de la loi de variation  $L(i)$  de l'Isère après une averse de hauteur  $P$ , sur le bassin versant (\*),
- de la loi de variation  $L(I)$  de l'alimentation latérale après la même averse toujours de hauteur  $P$ .
- enfin, évidemment de  $P$ .

Les éléments dynamiques de cette "relation" vont se traduire par des vecteurs qui ont des orientations quelconques par rapport à  $x$  et  $y$ , si l'on considère que  $x$  est mesuré perpendiculairement à l'axe de la rivière et  $y$  le long de cet axe.

Par ailleurs, les réactions de l'Isère peuvent intervenir avec un certain retard par rapport aux réactions des versants, pour une même averse. Or, le calcul de la probabilité de retour d'une averse supérieure à 10 mm, c'est-à-dire d'une hauteur suffisante pour influencer de façon notable sur la nappe, donne une période de l'ordre de 10 jours. Il devient donc très difficile de lier

(\*) - Il est d'ailleurs bien difficile, compte tenu de la taille du bassin versant et des aménagements hydro-électriques, de lier les variations du niveau de l'Isère avec la hauteur d'une averse !



les variations de la nappe à une averse précise. De plus, *les variations saisonnières de l'Isère vont avoir une importance beaucoup plus grande que les recharges liées à des averses.* Mais, en l'absence de lignes de courant à direction constante, il n'est plus possible de lier une remontée de la nappe, à une crue précise de l'Isère. En effet, une crue dans l'Isère, ne provoque pas partout la même remontée du niveau de la rivière, car le lit mineur n'a pas, et de loin, une section constante.

Dans ce cas là, l'étude des variations de la nappe ne peut se faire que de manière statistique. Dans certaines zones, le niveau de la nappe oscille autour d'une valeur moyenne. Il peut descendre pendant un temps assez long et de façon continue au-dessous de cette valeur moyenne mais sans s'en écarter beaucoup, par contre, il peut monter brutalement au-dessus de cette valeur moyenne, mais il y revient, le plus souvent, assez rapidement. Au contraire, dans certaines zones, la cote moyenne de la nappe n'est que la moyenne arithmétique des cotes de la nappe pendant l'année.

Si la nappe liée à l'Isère, tend à se mettre en équilibre avec la rivière, les variations de celle-ci doivent se retrouver dans la nappe, amorties par le fait qu'ici, aussi, la perméabilité des terrains et leur coefficient d'emmagasinement interviennent, ainsi que l'épaisseur de l'aquifère. Comment voir les variations de la rivière induites dans la nappe ? Comment savoir que les variations que l'on enregistre ou que l'on mesure sur la nappe sont bien induites par des variations de la rivière ? Telles sont les questions auxquelles nous allons essayer d'apporter une réponse.

Les variations de l'Isère, pour ne considérer qu'elles pour l'instant, se décomposent en variations journalières, liées surtout aux effets du fonctionnement des centrales hydro-électriques, des variations de périodes plus longues, liées aux épisodes pluvieux importants et des variations à longue période, liées à la fonte des neiges par exemple. La comparaison des courbes de débits moyens journaliers établies pour différentes années met bien en évidence ce phénomène (voir figure n° ). Mais il est difficile de traduire toutes ces variations de débits en variations de hauteurs piézométriques et, de plus, de savoir si toutes les variations du niveau de la nappe sont bien induites par la rivière, car lorsque l'Isère réagit à un épisode pluvieux, la nappe, elle aussi, le plus souvent, reçoit des précipitations. Il est très rare que de violents orages se produisent sur une partie restreinte du bassin versant total de l'Isère, sans que le reste ne reçoive aucune précipitation.

Essayons d'aborder le problème sous l'angle statistique. Si les variations enregistrées dans la nappe et celles enregistrées dans la rivière obéissent toujours aux mêmes lois c'est parce qu'il existe un lien entre elles et inversement. Considérons donc les courbes de "débits moyens journaliers classés" pour l'Isère établies au Pont Royal, à Grenoble et au Pont de Veurey, c'est-à-dire aux trois stations de la zone étudiée où le débit de l'Isère est mesuré de façon régulière et où il est possible de disposer des résultats.

Les débits de la rivière sont établis à partir de mesures de niveau et de la courbe de tarage de la station. Or ce qui influe sur la nappe ce n'est pas le débit, mais la cote de la ligne d'eau. Si, donc, on ne possède que des hauteurs pour une station, on peut tracer la courbe des hauteurs moyennes journalières classées de la même façon que l'on trace la courbe des débits classés. C'est ce qui a été fait pour l'Arc, au pont de Chamousset, où un limnigraphe enregistre les hauteurs mais où aucun jaugeage n'a été fait et où l'on ne connaît donc pas les débits.

La rivière a un débit qui s'écarte peu d'une fourchette assez étroite, sauf en période de crue et en très basses eaux. Il en est de même pour les niveaux piézométriques. Il faut donc trouver un moyen de comparer les hauteurs piézométriques et les débits (ou les niveaux) dans la rivière.

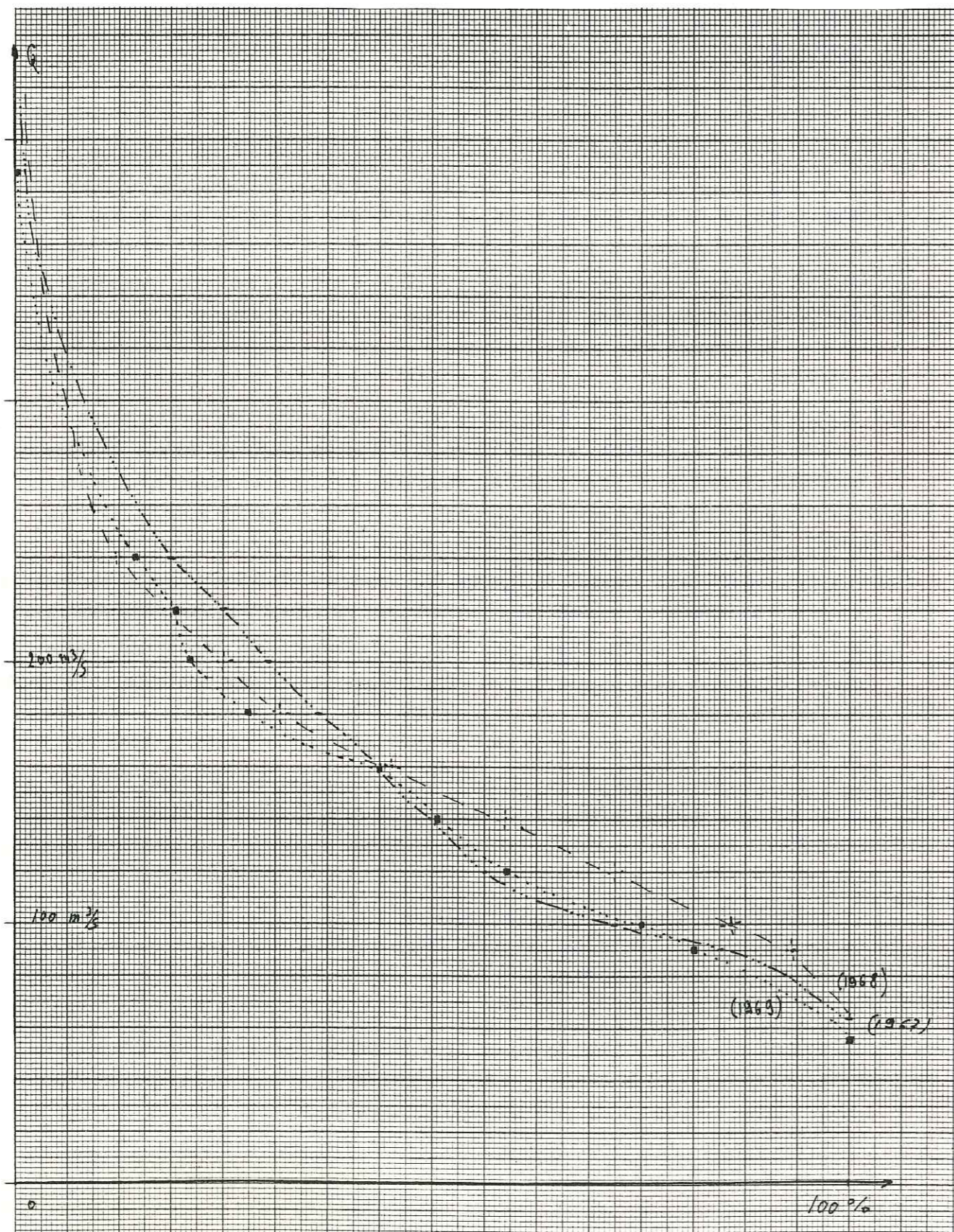
Pour cela traçons la courbe des hauteurs classées pour un piézomètre à partir des enregistrements limnigraphiques. La hauteur moyenne journalière est très facile à évaluer car, sauf cas très exceptionnel, le niveau varie peu en 24 heures dans un piézomètre. On obtient une courbe analogue à la courbe des débits classés.

Si le piézomètre choisi est dans un secteur de la nappe très lié à l'Isère, cela doit se traduire sur la courbe et inversement. De plus, si ce piézomètre n'est influencé que par l'Isère, les ondes de crue induites dans la nappe, par la rivière, doivent être amorties : la courbe des hauteurs classées relative à ce piézomètre sera plus aplatie que la courbe des débits classés de la rivière.

Si le piézomètre est influencé, à la fois par l'Isère et par une alimentation latérale, par exemple, cela se traduira par des différences qui sont, évidemment, bien difficiles à lire directement sur la courbe. Il faut donc trouver un indice relatif à chaque courbe aussi bien pour la rivière que pour les piézomètres, indices que l'on puisse comparer entre eux.

Figure 82 : Courbes des débits classés de l'Isère au Pont Royal pour 1967, 1968, 1969.

Les courbes conservent des formes semblables même si les volumes d'eau écoulés sont très différents.



Soit H la hauteur piézométrique. Sur la courbe des hauteurs,  $H_{100}$  représente la plus basse hauteur enregistrée en  $H_0$  la plus haute. On peut, de même, lire  $H_{90}$  et  $H_{10}$  qui sont les hauteurs dépassées, respectivement dans 90 % et 10 % des cas. Le rapport :

$$\frac{H_{90} - H_{10}}{H_{100} - H_0}$$

donne un indice toujours inférieur à l'unité traduisant, pour la nappe, l'importance des écarts extrêmes par rapport aux écarts "moyens".

De même, pour une courbe des débits classés, le rapport :

$$\frac{Q_{10} - Q_{90}}{Q_0 - Q_{100}}$$

correspond à la même chose, puisqu'aux forts débits (entre  $Q_0$  et  $Q_{10}$ ) correspondent les hautes eaux (entre  $H_0$  et  $H_{10}$ ) mais alors que  $Q_0 > Q_{10}$ ,  $H_0 < H_{10}$ . Cette manière d'opérer permet d'avoir des nombres toujours positifs.

Le choix de cet indice est lié à la forme de la courbe telle qu'on peut l'observer, aussi bien pour l'Isère que pour des piézomètres situés près de l'Isère et pour lesquels les études hydrogéologiques et les cartes de nappes, en particulier, ont montré la dépendance vis-à-vis de la rivière.

Le rapport entre l'indice ainsi établi pour un piézomètre est l'indice établi pour la courbe des débits moyens journaliers classés de la rivière en un point susceptible d'être représentatif des influences que la rivière peut exercer sur la zone où se trouve le piézomètre, donne ce que j'appelle le coefficient d'influence,  $C_i$ .

$$C_i = \frac{\text{indice du piézomètre}}{\text{indice de la rivière}}$$

Pour différents piézomètres de la vallée de l'Isère pour l'année 1973, le calcul des indices a fourni les résultats reportés sur le tableau ci-dessous.

piézomètre	H <sub>100</sub>	H <sub>90</sub>	H <sub>10</sub>	H <sub>0</sub>	indice/1973
LP 1	3,66	3,57	3,22	2,40	0,26
LP 2	4,41	4,31	3,90	3,18	0,31
LP 131	3,32	3,02	2,67	1,80	0,23
LP forges	3,96	3,85	3,38	2,62	0,35
LP 4	4,90	4,71	4,24	3,80	0,30
LP 120	7,25	7,09	5,92	5,50	0,61
LP Sierg	18,25	17,94	16,76	16,25	0,59

Pour l'Isère la même année on obtient :

au pont Royal	0,26
à Grenoble	0,24
Arc au pont de Chamousset (hauteurs classées)	0,35

Figure 83 : Courbes des débits moyens journaliers classés de l'Isère à Pont royal et à Grenoble (Pont Marius Donard)

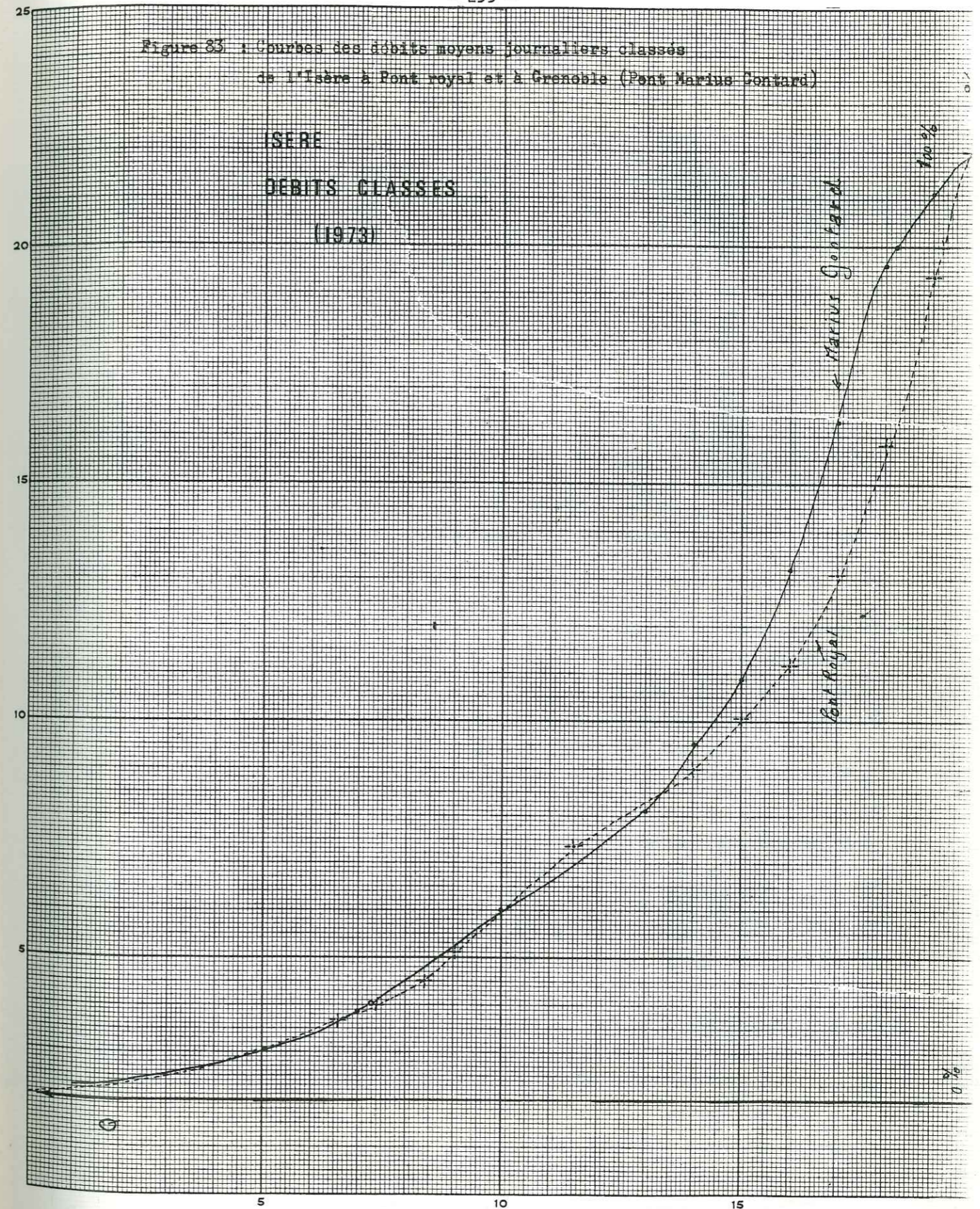
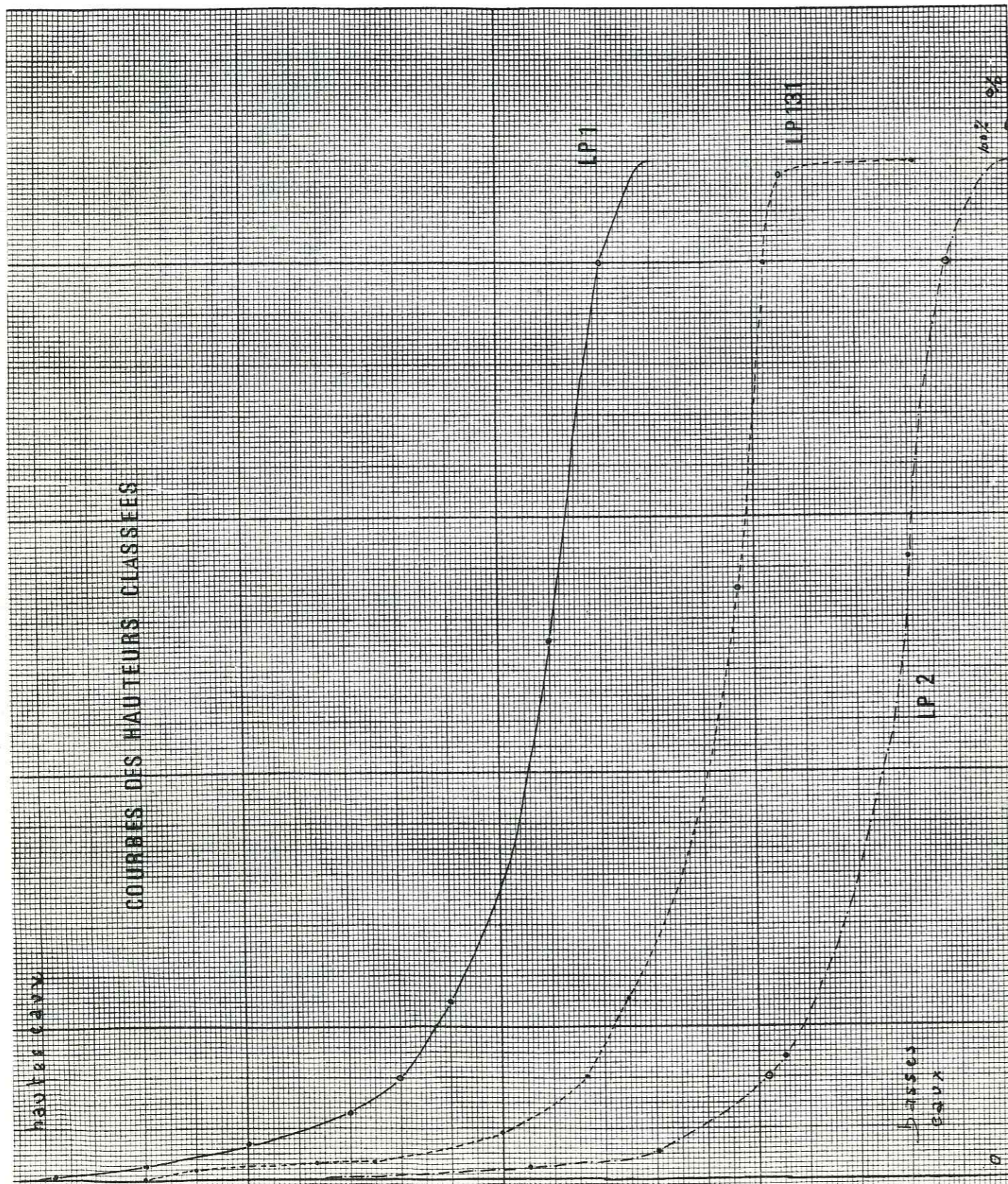


Figure 84 : Courbe des hauteurs moyennes journalières classées pour trois piézomètres de la vallée de l'Isère.



Le calcul du coefficient d'influence pour chacun des piézomètres du tableau précédent donne les valeurs suivantes :

piézomètres	Coefficient d'influence
LP 1	1,0
LP 2	1,19
LP 131	0,88
LP forges	1,35
LP 4	1,15
LP 120	2,35
LP Sierg	2,27

Considérons, maintenant, la position "géologique" et "hydrogéologique" des différents piézomètres pour lesquels le coefficient d'influence a été calculé.

Les deux points, LP 120 et LP Sierg, sont situés dans la zone latérale, là où l'écoulement se fait depuis le versant vers le centre de la vallée. Comme nous venons de le voir, dans cette zone, la nappe se "vidange" après chaque averse et n'est pas influencée par les variations du niveau de l'eau dans la rivière. Cela se traduit par un coefficient d'influence très différent de 1.

Les quatre points, LP 1, LP 2, LP 131 et LP 4, sont situés, eux, dans la zone axiale. Le point LP 1, implanté à proximité de l'Isère, dans une lentille d'alluvions à forte perméabilité (un ancien lit de l'Arc, voir fig. montre des variations très liées à celles de la rivière. Le point LP 2, situé sur le tracé du même ancien lit de l'Arc, subit des variations plus fortes que celles de l'Isère. En fait ce piézomètre est dans une zone où la nappe est influencée par l'Arc (voir figure ) et le calcul du coefficient d'influence par rapport à l'Arc donne une valeur de 0,89.

Le point LP 131 montre un amortissement léger des variations de la rivière, en raison de la plus faible perméabilité de l'aquifère dans cette zone. Le point LP 4 reçoit les influences de l'Isère et celles d'un canal, ce qui explique la valeur, supérieure à 1, du coefficient d'influence.

Le point LP Forges, enfin, subit les influences conjuguées de la rivière et des apports du versant. Ceux-ci, en faisant monter la nappe assez haut, expliquent la valeur déjà élevée du coefficient d'influence.

Les variations de la nappe, dans toute la zone où elle tend à se mettre en équilibre avec la rivière, reproduisent statistiquement les variations de la rivière. Il est possible d'affecter à chaque point de la nappe (pour lequel des mesures de niveau sont faites en continu) un coefficient d'influence qui traduit la dépendance, plus ou moins étroite, de la nappe vis-à-vis de la rivière dans ce secteur. L'amortissement constaté sur certains piézomètres est lié uniquement aux caractéristiques de l'aquifère, mais il serait identique si l'amortissement provenait du piézomètre lui-même, à cause d'un tassement du terrain autour du tube, ou d'un colmatage partiel. Si le piézomètre est un puits de diamètre important (supérieur à 0,5 m) creusé dans des formations à faible perméabilité, le volume d'eau nécessaire pour que le piézomètre répercute toutes les variations de la nappe peut être une cause d'amortissement. Ainsi les variations d'un vaste plan d'eau (comme celui du lac de la Terrasse), même situé très près de l'Isère, montreraient un coefficient d'influence nettement inférieur à 1.

Il existe donc une relation statistique entre la cote H de l'Isère et la cote h de la nappe, qui peut s'écrire :

$$H = C_i \times h$$

où  $C_i$  représente le coefficient d'influence. Cette relation est valable dans la zone où la nappe s'écoule parallèlement à l'axe de la vallée.

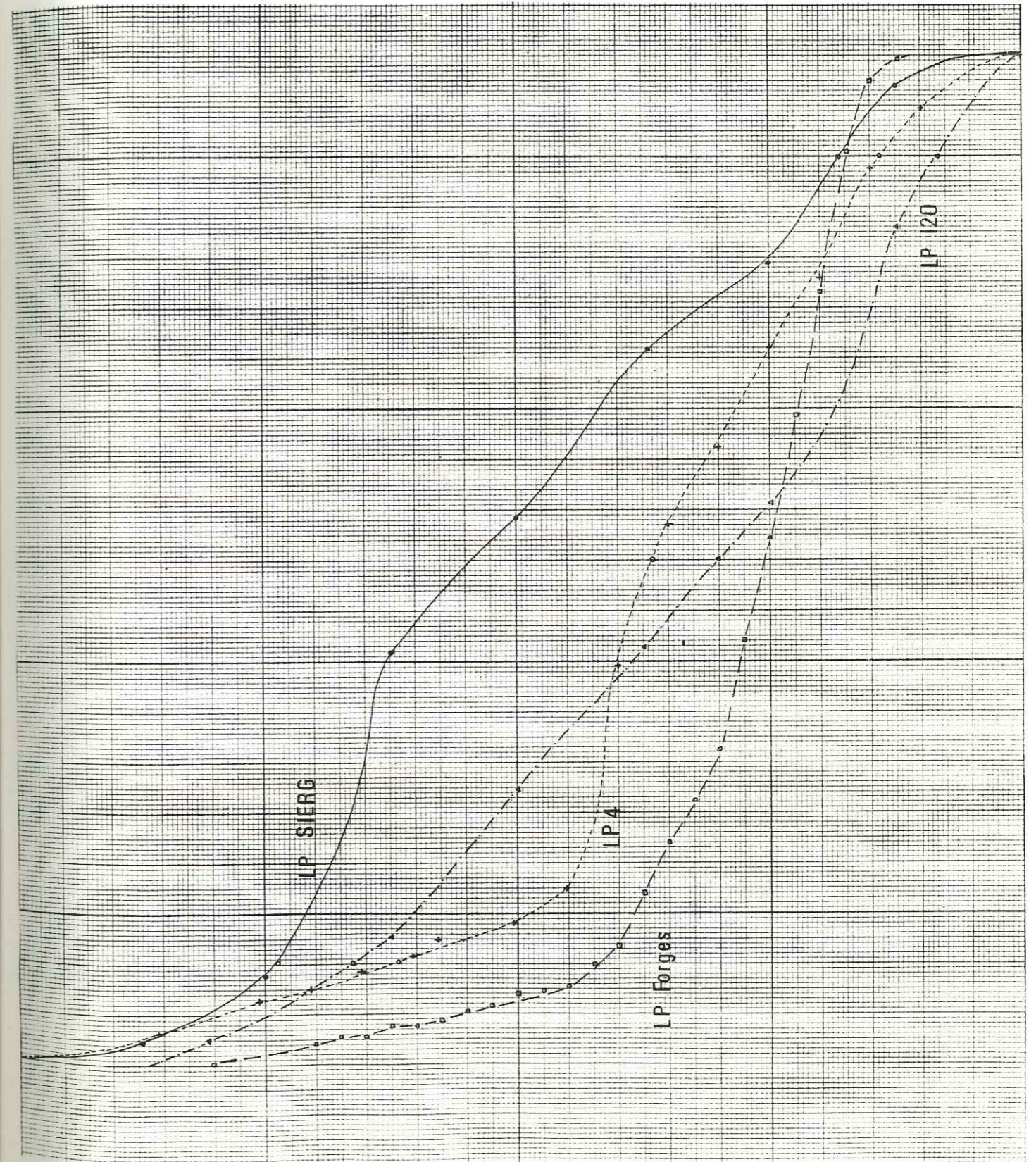
Cette relation est valable quelle que soit la période de référence. Ainsi pour la période du 28 Mars 1972 (début des enregistrements limnigraphiques) et le 27 Mars 1973, on obtient, pour le LP 131, un indice égal à 0,31 et pour l'Isère au Pont Royal, un indice de 0,36, ce qui donne un coefficient d'influence de 0,87 au lieu de 0,88 pour l'année 1973.

Le coefficient d'influence,  $C_i$ , traduit l'amortissement, dans la nappe, des influences induites par la rivière ; cet amortissement ne dépend que des caractéristiques de l'aquifère et de la distance à l'Isère, ce qu'on peut donc écrire :

$$C_i = f(T, S, x)$$

où x représente alors la distance entre le point de mesure et l'Isère comptée

Courbes de hauteurs classées pour différents piézomètres de la "zone latérale", (LP SIERG, LP 4, LP 120) et d'un piézomètre de la zone "axiale" (LP Forges). Seule cette dernière présente un palier assez sensible.



selon une ligne de courant.

Si la direction de l'écoulement varie beaucoup au cours d'une année, c'est-à-dire si au point considéré la nappe est tantôt alimentée par la rivière, tantôt drainée, il devient difficile de connaître la ligne de courant moyenne selon laquelle mesurer  $x$ .

De plus, il est bien rare qu'un vaste secteur de la nappe ne soit influencé que par la rivière. L'existence d'un coefficient d'influence supérieur à 1 permet de déceler l'existence d'influences supplémentaires ; il n'est plus possible, alors, de lier le coefficient d'influence avec les seules caractéristiques de l'aquifère.

Par contre, dans les zones où  $C_1$  descend en dessous de l'unité, plus l'amortissement des ondes induites par la rivière sera fort et inversement, plus la perméabilité sera faible.

#### 4.1.5. - CONCLUSIONS SUR LES VARIATIONS SAISONNIERES.

Les différents types de variations de la nappe recouvrent les différents modes d'écoulement qui ont été définis au chapitre précédent. Dans la zone dite "latérale", les variations sont liées de façon étroite aux précipitations, alors que dans la zone axiale, les variations de la nappe dépendent de celles du débit de l'Isère, de l'Arc ou du Drac. Les aménagements hydro-électriques tendent souvent à régulariser ces débits moyens journaliers et, en tous cas, une partie des crues est stockée, pour être turbinée à certaines époques de basses eaux. Il en résulte que la zone axiale sera beaucoup moins sensible que la zone latérale aux écarts pluviométriques qui existent d'une année sur l'autre.

Par ailleurs, l'alimentation de la nappe, aussi bien dans la zone latérale que dans la zone axiale, apporte un volume d'eau beaucoup plus important que le volume écoulé par la nappe. Cela se traduit par une sensibilité beaucoup plus grande aux événements "mensuels" ou même "hebdomadaires" qu'aux valeurs annuelles, tant de la pluviométrie que des débits moyens. C'est ainsi qu'en novembre 1972 après un épisode pluvieux très important mais bref, 10 à 12 jours de pluie, la nappe a atteint en certains points des cotes qui n'avaient jamais été atteintes depuis le début des mesures en novembre 1971 et qui n'ont pas été

retrouvées depuis, alors que 15 jours auparavant la nappe était très basse et affichait des cotes qui n'ont pas été retrouvées, non plus, depuis.

Dans la zone axiale, les variations de la nappe vont suivre celles de la rivière en les amortissant lorsque la perméabilité des formations superficielles est faible, ou en les amplifiant par moment lorsque d'autres influences viennent s'ajouter aux apports de la rivière. Dans la zone latérale, la nappe va réagir aux différents épisodes pluvieux. L'amplitude et la rapidité des variations dépendront aussi de la forme de ces précipitations.

#### 4.2. - LES VARIATIONS A LONG TERME

Les chapitres qui précèdent ont montré les liens étroits entre la nappe de la zone dite "axiale" avec le niveau de l'eau dans l'Isère, la ligne d'eau. Si, par le jeu des aménagements hydro-électriques, la nappe, dans cette zone, amortit notablement les écarts pluviométriques d'une année sur l'autre, elle sera, par contre, très sensible aux variations de la ligne d'eau.

Une baisse de la ligne d'eau moyenne se répercutera, inévitablement, sur le niveau moyen de la nappe qui accusera une baisse analogue.

Le niveau moyen de la ligne d'eau, en un point quelconque du profil en long de la rivière, dépend à la fois de conditions hydrologiques et de conditions géométriques. Les conditions hydrologiques déterminent, en effet, la quantité d'eau qui doit transiter par ce point, en un an. Les observations actuelles montrent que la pluviométrie n'a pas varié de façon notable, depuis les trente dernières années et même depuis 70 ans si l'on s'en réfère aux mesures faites à Grenoble. Il ne semble pas que soient intervenus des changements climatiques susceptibles de modifier de façon importante le stock d'eau conservé sous forme de glace, dans l'ensemble du bassin versant de l'Isère.

Les conditions géométriques sont celles qui définissent la section par laquelle transite le débit de la rivière. Elles peuvent varier par le jeu de l'érosion ou, au contraire, des phénomènes d'accumulation, mais elles peuvent aussi être modifiées de façon artificielle, par des travaux d'aménagements, en particulier.

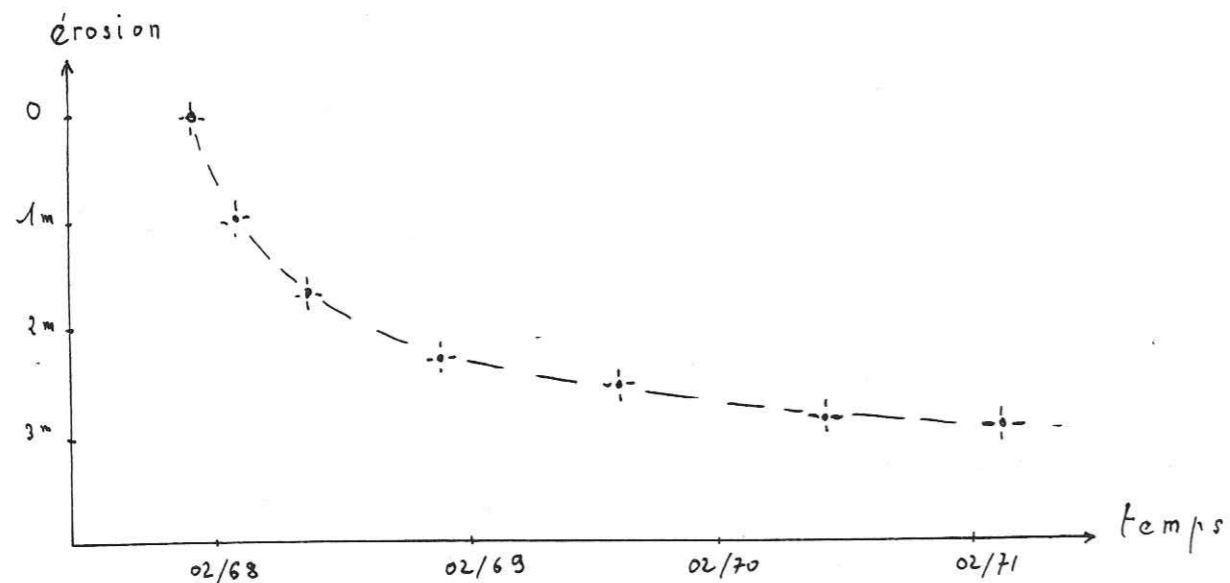
##### 4.2.1. - LES TRAVAUX D'AMENAGEMENT DU LIT DE L'ISERE DANS LE GRESIVAUDAN.

Au début de l'année 1968, la coupure de la Boucle de Bois-Français était terminée. Ainsi, une ligne droite d'un peu plus de 1 000 m de long remplaçait une boucle de plus de 3 000 m. Cette coupure faisait suite à de nombreux emprunts de matériaux dans le lit même de l'Isère pour la construction de la voie express Grenoble-Le Touvet. Il faut ajouter que les prélèvements de matériaux dans le lit de l'Isère existaient avant la mise en chantier de cet ouvrage et se sont poursuivis bien après.

Les résultats de ces deux opérations n'ont pas tardé à se faire sentir. Si, à l'aval de la coupure les apports plus importants de matériaux ont, en grande partie, compensé les prélèvements de graviers et galets, il n'en est pas de même à l'amont. Alors qu'à l'aval, le lit mineur de l'Isère restait à peu de choses près à la même cote, au contraire, il s'enfonçait très rapidement en amont de la coupure. Cet enfoncement atteignait déjà plus d'un mètre un mois après la mise en eau de la coupure, au pont de la Bathie à Lancey, où il dépasse actuellement 3 mètres.

Les mesures faites au limnigraphe du pont de la Bathie permettent de tracer une courbe de l'enfoncement du lit de l'Isère en fonction du temps et donc de prévoir l'évolution du phénomène, si tout du moins, la courbe montre une variation uniforme. En effet, l'érosion, très rapide après la coupure, a rapidement diminué d'intensité pour tendre vers une valeur nulle c'est-à-dire vers un nouvel équilibre. Il apparaît une sorte de décroissance exponentielle de l'érosion en fonction du temps.

Figure 85 : Erosion, au pont de la Bathie, en fonction du temps

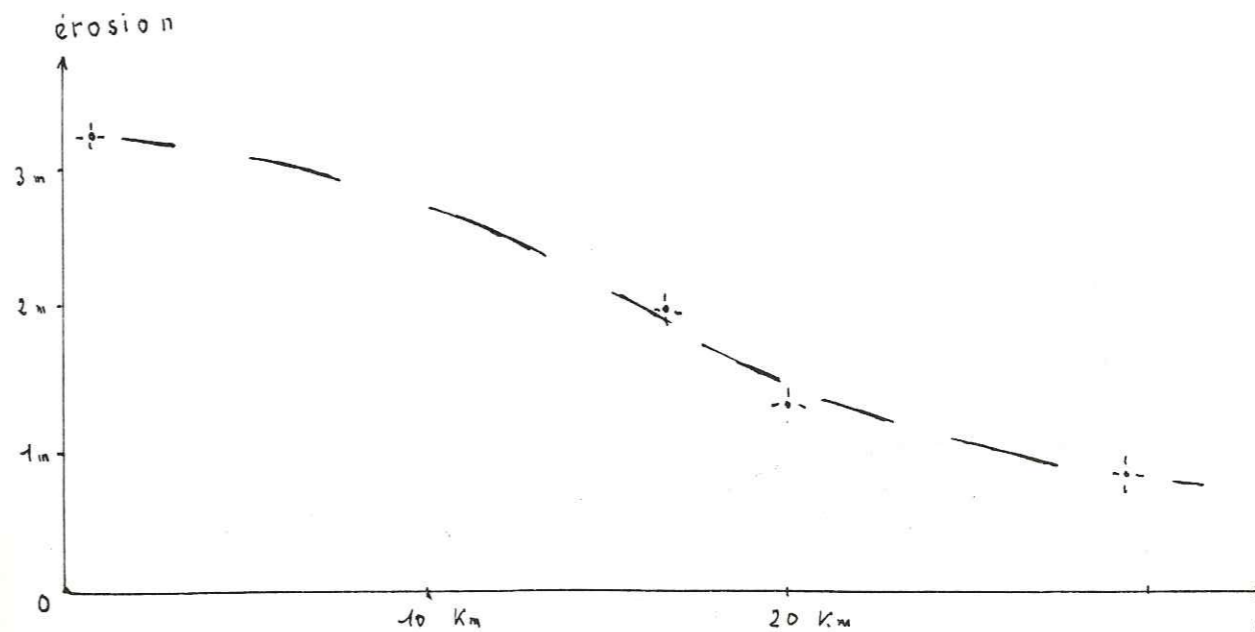


Donc, un abaissement du lit mineur de l'Isère se traduit immédiatement par un abaissement de la ligne d'eau. Pour un même débit transitant au pont de la Bathie, la ligne d'eau a baissé comme le fond du lit, c'est-à-dire de plus de 3 m actuellement. Cet enfoncement est d'autant plus important, nous l'avons vu, que les prélèvements de matériaux dans le lit de la rivière venaient ajouter leur effet à ceux de l'érosion régressive. Ceci explique peut-être la différence observée entre les prévisions qui situaient l'abaissement autour de 1,4 m et la réalité qui le montre à plus de 3 m.

A cet enfoncement du lit de l'Isère, de plus en plus lent avec le temps, vient s'ajouter une diminution de l'importance de l'érosion avec la distance. A Sainte-Marie d'Alloix, l'abaissement du lit de l'Isère est inférieur à deux mètres. Il atteint encore 1 mètre en amont de Pontcharra, d'autant qu'il y a eu, là, une légère rectification du lit de l'Isère accompagnée de prélèvements de matériaux dans le lit même de la rivière pendant plusieurs mois, entraînant, elle aussi, une certaine érosion régressive.

Cette érosion régressive, dans le lit de l'Isère, s'est fait sentir jusqu'à Montmélian même, où les piles du pont de La Chavane ont dû être consolidées après avoir été affouillées.

Figure 86 : Importance de l'érosion régressive, en fonction de la distance





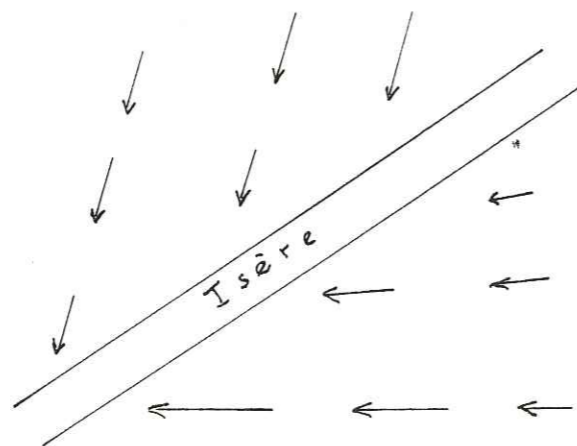
4.2.2. - LES RESULTATS DES ETUDES RECENTES.

A partir de mesures faites en 1972 et 1973, il a été possible de dresser de nouvelles cartes isopièzes pour la partie aval du Grésivaudan (entre Brignoud et Grenoble) et pour la partie amont (entre Pontcharra et Le Cheylas) (B. COUTURIER, 1974 ; J.C. FOURNEAUX, 1973).

Les cartes isopièzes montrent des différences sensibles avec celles dressées en 1967 et 1968, surtout marquées dans la zone située en amont du Versoud, c'est-à-dire en amont de la coupure de la boucle de Bois-Français.

La nappe est drainée par la rivière aussi bien en basses eaux qu'en hautes eaux. L'écoulement se fait, alors, depuis le versant vers la rivière comme le montre le schéma de la figure 87.

Figure 87 : Ecoulement dans la zone axiale après la coupure de Bois-Français



Ce schéma est valable aussi bien en rive gauche qu'en rive droite. Une inversion du phénomène, c'est-à-dire une alimentation de la nappe par la rivière, ne se produit que lorsque les eaux montent rapidement dans l'Isère après une longue période sèche. La nappe se trouve alors, pour un temps très bref, plus basse que la ligne d'eau dans la rivière.

Figure 88 : Comparaison des cartes isopièzes de hautes eaux, avant et après la coupure de la boucle de Bois-Français, dans la partie aval du Grésivaudan.

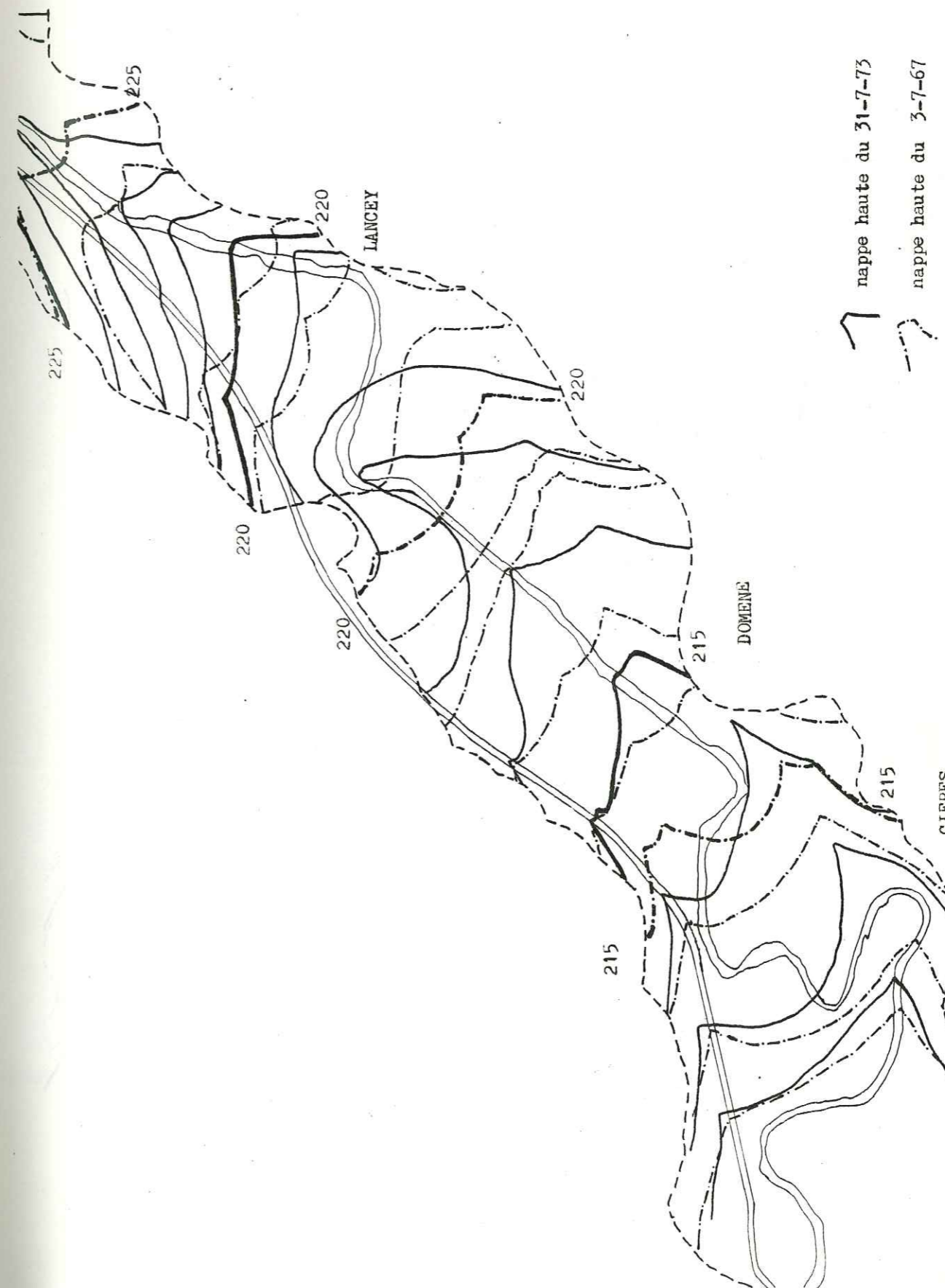
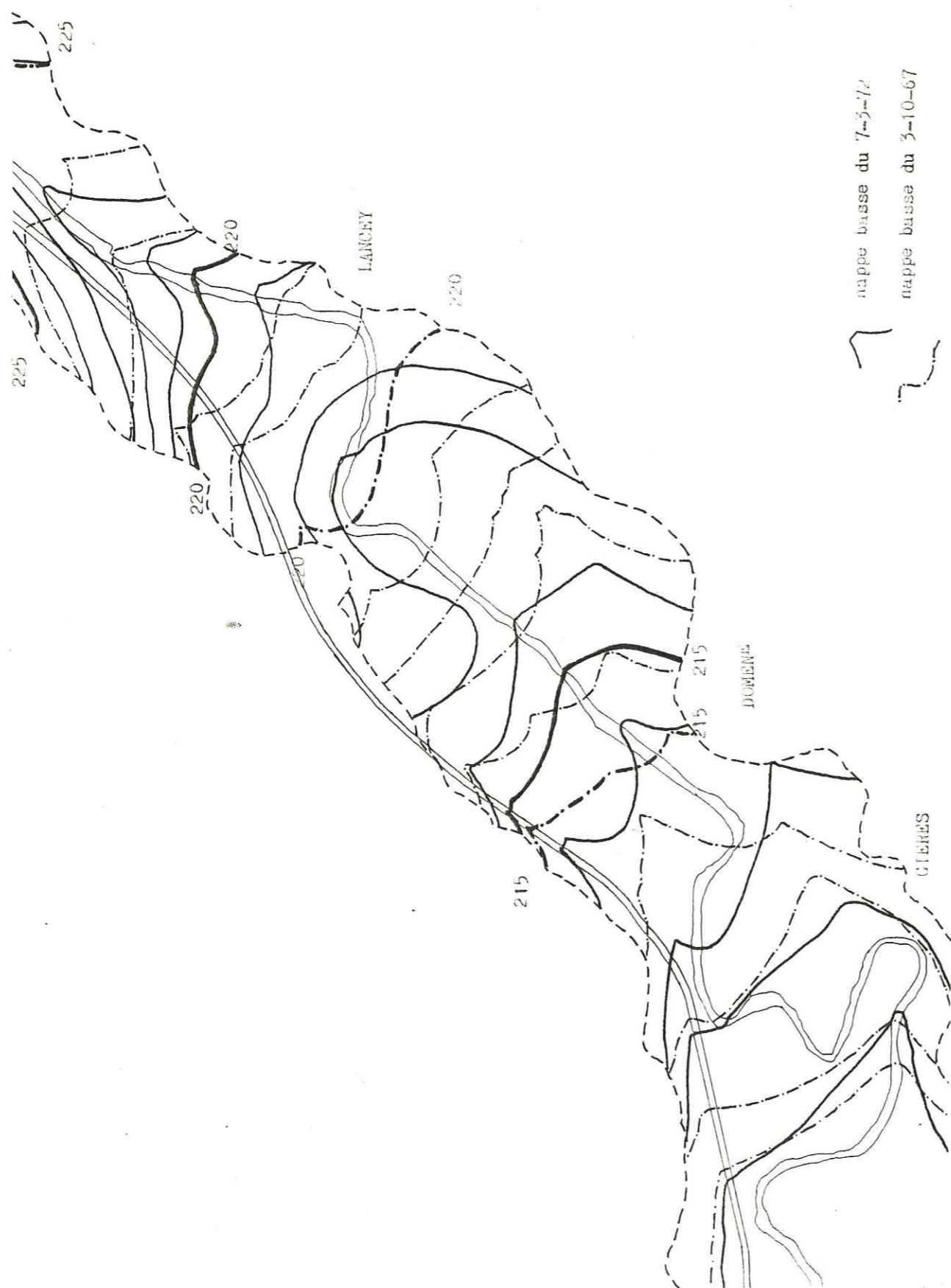


Figure 89 : Comparaison des cartes isopièzes de basses eaux, avant et après la coupure de la boucle de Bois-Français.



En aval du Versoud, le dessin des courbes isopièzes est peu différent de ce qu'il était auparavant (J.C. FOURNEAUX, 1968 a). On retrouve la zone axiale avec écoulement parallèle à l'axe de la vallée et les zones latérales avec écoulement perpendiculaire à cet axe.

Il est possible, à partir des anciens relevés et des récents, de comparer le profil en long de la nappe moyenne en 1967 et en 1973. D'amont en aval, on observe, d'abord un recul du "rapide de Pontcharra", lié aux travaux réalisés en amont du pont de la Gache et aux extractions de graviers qui ont lieu dans cette zone. Le "rapide" de Goncelin reste net mais au-delà on voit se manifester l'abaissement de la nappe, alors que le "rapide" de Tencin a pratiquement disparu ; l'érosion régressive est venue gommer le seuil qui déterminait cette zone où la nappe avait une pente légèrement plus forte. Sur le profil de 1967, une zone à forte pente existe en aval du pont de la Bathie, traduisant l'indépendance de l'écoulement de la nappe vis-à-vis de la boucle de Bois-Français. Au niveau du pont de Domène, l'écart entre les deux profils est trop faible (moins de 50 cm en moyenne) pour que l'on puisse affirmer qu'il s'agit là d'une manifestation liée à des facteurs artificiels, comme la coupure de la boucle, ou les prélèvements de matériaux, ou s'il tient uniquement à des facteurs naturels, comme les précipitations, par exemple.

4.2.3. - LES CAUSES DE L'EVOLUTION DE LA NAPPE.

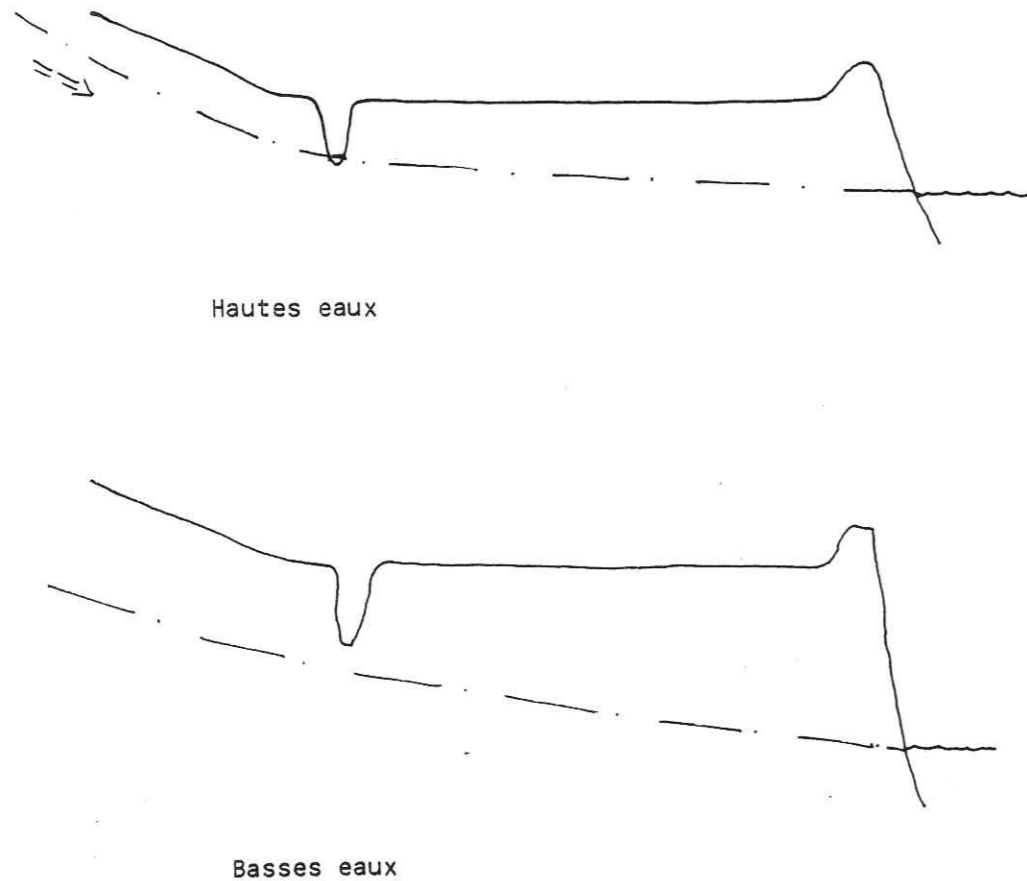
4.2.3.1. - Les actions sur le lit de l'Isère.

L'abaissement de la nappe mesuré depuis 1968 est lié à la coupure de la boucle de Bois-Français, cela ne fait aucun doute, car cet abaissement se manifeste seulement en amont de la coupure ; de plus, il est très fort au niveau de Lancey et diminue vers l'amont ; enfin très prononcée après la coupure de la boucle, la vitesse "d'enfoncement du lit" n'a fait que décroître depuis. Cela n'a évidemment rien d'étonnant puisque les différentes études hydrogéologiques ont montré l'étroite relation existant entre la nappe et la rivière, particulièrement dans toute la partie centrale de la vallée où la nappe est directement influencée par la rivière et plus particulièrement par le niveau de la ligne d'eau.

Cet abaissement se manifeste d'autant plus, dans le dessin des courbes isopièzes, que l'alimentation latérale n'a pas changé, elle. Cette alimentation

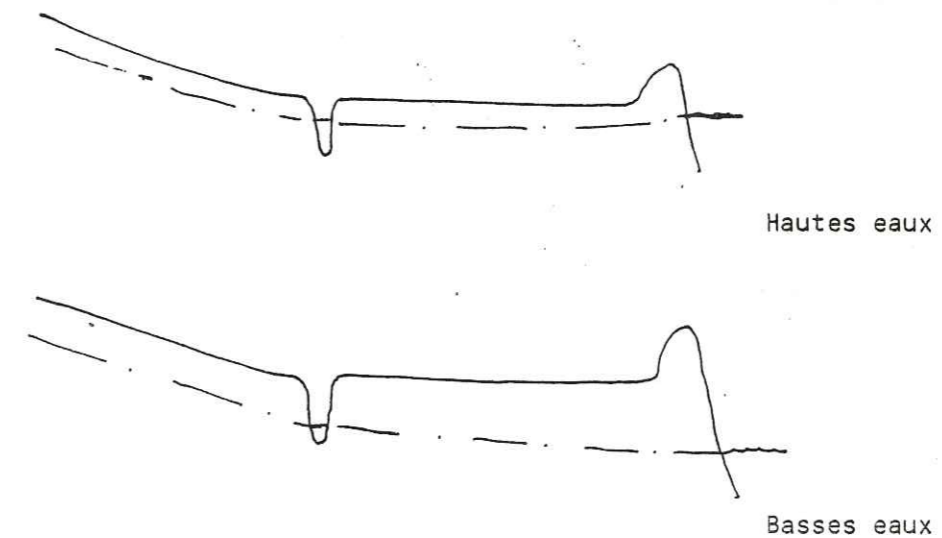
latérale est liée à des niveaux fixes qu'ils soient géologiques ou hydrologiques. On aboutit en fait au schéma suivant :

Figure 90 : Coupe de la nappe dans la situation actuelle



En hautes eaux comme en basses eaux, la nappe de la plaine n'est qu'un relais entre la nappe de versant et la rivière. La rivière, ou plutôt la ligne d'eau se trouve toujours plus basse que la nappe de la plaine. Il y a toujours drainage de la nappe par la rivière. Alors qu'auparavant on avait le schéma suivant :

Figure 91 : Coupe de la nappe avant la coupure de la boucle de Bois-Français



Les canaux de drainage ne drainent plus rien et beaucoup d'entre eux sont secs en permanence. Les autres, ceux qui ont de l'eau, sont alimentés, soit par des torrents descendant des versants et rejoignant les canaux, au lieu de rejoindre directement la rivière, soit aussi par des rejets d'eaux usées, soit enfin qu'ils sont creusés dans des formations très imperméables. Dans ce cas là, ils ne peuvent rendre à la nappe l'eau qu'ils ont reçue d'une manière ou d'une autre.

En raison de la permanence de l'alimentation latérale liée en particulier à la faible perméabilité des formations qui assurent, souvent, le relais entre le versant et la plaine, l'équilibre n'est pratiquement jamais atteint, sauf dans des zones particulières et les échanges se font surtout dans le sens nappe → rivière.

4.2.3.2. - Les facteurs hydrologiques.

Si la répartition dans l'espace de l'abaissement de la nappe aussi bien que la comparaison des profils en long avant et après la coupure de la boucle de Bois-Français ne laissent aucun doute quant à l'influence de cette réalisation sur l'évolution de la nappe, il convient tout de même de voir si les conditions naturelles, et surtout les précipitations, ne portent pas, aussi, une part des responsabilités.

Le tableau ci-dessous donne la hauteur de la lame d'eau précipitée aux deux stations de Tencin et La Terrasse, toutes deux bien représentatives du Grésivaudan. L'année 1967 fut une année sèche et si l'année 1968 apparaît comme une année humide, cela reste dû, en grande partie, aux très fortes pluies de la fin du mois de décembre de cette année là. L'année 1973 apparaît comme une année très légèrement inférieure à la moyenne intervenant après deux années déficitaires. Il ressort donc en première approximation que la comparaison de cartes isopièzes établies en 1967-68 ou en 1973 se fait dans des conditions de précipitations analogues.

années	La Terrasse (Z = 234 m)	Tencin (Z = 236 m)
1973	1 012	998
1972	824	788
1971	978	1 000
1970	1 340	1 293
1969	1 076	1 111
1968	1 356	1 407
1967	851	974
1966	1 256	1 160
1965	1 350	1 361
1964	970	813
1963	1 081	880
1962	994	805
moyenne sur 12 ans	1 090	1 049

Par ailleurs la comparaison des moyennes pluviométriques sur les dix dernières années, tant à La Terrasse qu'à Tencin, avec les moyennes établies sur 30 ans, fait apparaître une légère augmentation comme le montre le tableau suivant :

	Moyenne sur 30 ans	moyenne sur les 10 dernières années
Tencin	1 009	1 090
La Terrasse	1 099	1 101

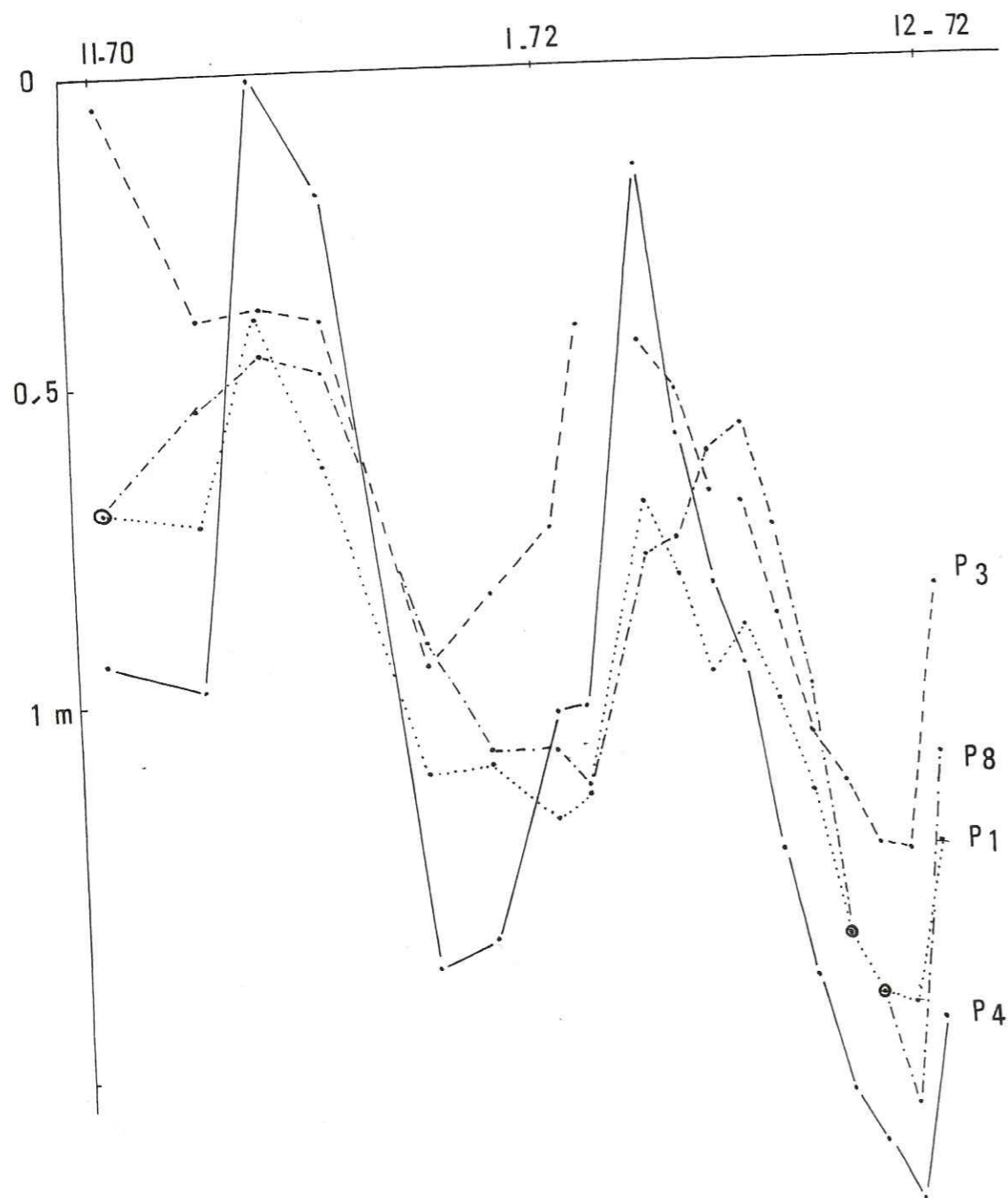
Il n'est donc pas possible d'invoquer une diminution des précipitations pour expliquer un abaissement du niveau moyen de la nappe.

Conclusions.

Dans la partie axiale de la vallée, sur une largeur plus ou moins grande, la nappe est liée, de façon étroite, à la hauteur de la ligne d'eau dans le lit mineur de l'Isère. Toute variation importante de cette ligne d'eau se répercute sur le niveau de la nappe, donc toute action agissant sur cette ligne d'eau va entraîner, par contre-coup, une réaction du niveau de la nappe ; cela concerne aussi bien les prélèvements de matériaux, dans le lit même de l'Isère, que les modifications, même peu importantes, du tracé de ce lit.

L'influence des aménagements hydro-électriques n'est pas sensible, pour l'instant, dans cette partie de la vallée de l'Isère. Il apparaît, d'ailleurs, que cette influence, lorsqu'elle se manifeste, tend à régulariser les débits (J.C. FOURNEAUX, 1973 a).

Figure 92 : Decroissance du niveau piézométrique dans la plaine de Montmélian, entre le mois de Novembre 1970 et le mois Novembre 1972.



#### 4.3. - LES VARIATIONS DE LA NAPPE EN LIAISON AVEC LA MISE EN EAU DE L'AMENAGEMENT ARC-ISERE

Dans une grande partie de la vallée, la nappe tend à se mettre en équilibre avec la rivière. Nous venons de voir qu'une action sur la géométrie du lit entraînait une réaction de la nappe. Il doit en être de même, si la forme du lit restant constante, on intervient sur le régime de la rivière.

Dans le cadre de l'aménagement Arc-Isère, Electricité de France va dériver une partie du débit de l'Arc, en aval de Saint-Jean de Maurienne, pour le turbiner au Cheylas, avant de le restituer à l'Isère. Deux problèmes se posent donc. D'une part entre le pont d'Aiton et le Cheylas, un volume d'eau moins grand transitera, désormais, puisqu'une partie du débit de l'Arc sera dérivée et ne viendra plus passer au pont d'Aiton. D'autre part, en aval du Cheylas, la forme des restitutions modifiera de façon sensible le régime de l'Isère.

##### 4.3.1. - LA ZONE PONT D'AITON-LE CHEYLAS.

Les études hydrogéologiques détaillées, menées depuis plusieurs années, ont montré l'existence de quatre secteurs, où les effets de la réalisation du projet Arc-Isère seront différents.

Entre le pont d'Aiton et le confluent de l'Arc avec l'Isère, la baisse moyenne du niveau de l'Arc sera de 20 cm, mais sera surtout marquée en période de hautes eaux où elle pourra atteindre 40 cm, alors qu'elle pourra être inférieure à 10 cm en période de basses eaux. Il faut, en effet, souligner l'importance des débits turbinés à Randens, qui représentent plus de 75 % du débit de l'Arc en période de basses eaux au pont d'Aiton et la réalisation du projet de La Coche (sur la Haute-Isère) doit accroître les débits turbinés à Randens.

Il en résultera une légère baisse de la nappe, ou plus exactement une remontée légèrement plus faible de la nappe, en période de hautes eaux. En période de basses eaux, l'influence sera pratiquement nulle. Il faut toutefois insister sur l'hypothèse selon laquelle le profil en long, comme le profil en

travers, reste fixe. Si, par contre, pour quelques raisons que ce soit, la forme du lit venait à changer, une réaction sur la nappe interviendrait aussitôt.

Entre le Pont Royal et Montmélian, la nappe s'écoule dans une sorte de goulet où, alternativement, elle est drainée puis alimentée par l'Isère. Le drainage intervient en période de basses eaux. Si celles-ci se prolongent plus longtemps, cela se traduira par des apports moins importants de la rivière vers la nappe. Mais, là aussi, les apports latéraux dépassent les possibilités d'absorption de la nappe et une grande partie de l'eau qui arrive des versants va rejoindre les canaux de drainage. Si, donc, la rivière vient à drainer sa nappe pendant un temps plus long cela se traduira peut-être par une légère baisse de débit sur certains canaux. Mais, il semble très possible d'après les prévisions d'exploitation des aménagements nouveaux, que si les basses eaux durent plus longtemps, le débit moyen de basses eaux soit, lui, plus élevé qu'actuellement. Cette situation compenserait très largement l'influence de la prolongation des basses eaux. L'équilibre entre la nappe et la rivière serait atteint plus rapidement et se maintiendrait pendant des périodes plus longues. Si l'on en revient aux courbes de hauteurs classées évoquées plus haut, on assistera à une diminution de la pente dans la partie centrale de la courbe et une diminution concomitante de la valeur du rapport :

$$r = \frac{h_{90} - h_{10}}{h_{100} - h_0}$$

Dans cette zone, la mise en eau de l'aménagement Arc-Isère ne doit pas apporter de modification au régime de la nappe ; il n'en est pas de même des exploitations de graviers dans le lit même de la rivière qui peuvent, elles, entraîner un abaissement sensible du niveau moyen de la nappe en venant ajouter leur influence à celle de l'érosion régressive liée à la coupure de Bois-Français et aux prélèvements massifs de matériaux intervenus en Grésivaudan et dont les effets atteignent Montmélian, comme nous l'avons vu plus haut.

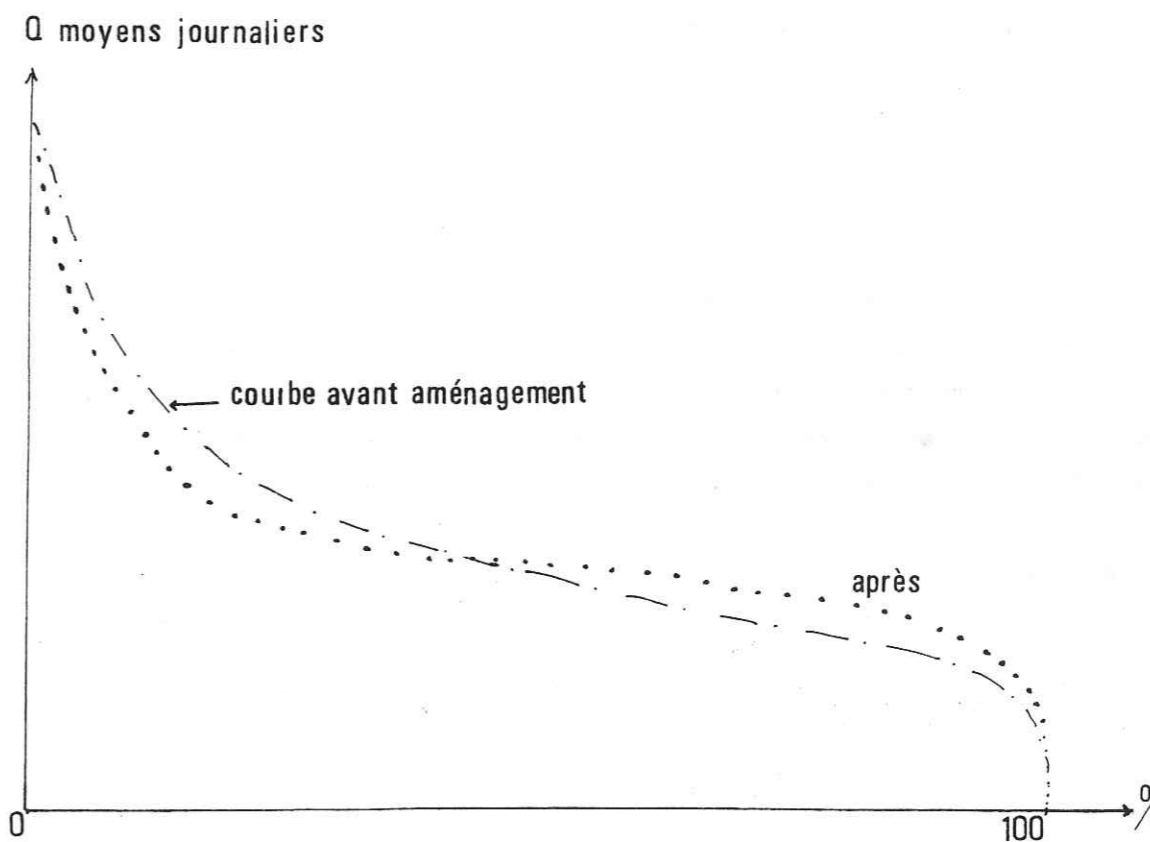
Dans la plaine de Montmélian, la nappe est relativement indépendante de l'Isère. Celle-ci se trouve déjà plus basse que le niveau de la nappe dans la plus grande partie de la plaine. Sauf en cas de débit important (plus de 200 m<sup>3</sup>/s), la rivière n'alimente pratiquement pas la nappe. Un abaissement relatif du débit en période de hautes eaux n'aurait donc qu'une influence très faible sur les échanges nappe-rivière.

Cette zone n'a pas fini de ressentir les effets des prélèvements de matériaux et des rectifications de lit dont le Grésivaudan a été témoin.

Enfin, entre le verrou de La Gache et Le Cheylas, les effets induits par le projet Arc-Isère ne seront pas sensibles car ils seront masqués par les effets des travaux évoqués plus haut. Les ressources exploitables, en particulier, ne peuvent être affectées puisqu'elles sont beaucoup plus dépendantes des basses eaux que des hautes eaux. Là aussi, l'influence en basses eaux doit être nulle.

L'étude hydrogéologique générale a permis de déterminer les différentes zones où la nappe tend à se mettre en équilibre avec la rivière. Là, une baisse du niveau moyen des eaux entraînera une réaction de la nappe. Mais les aménagements hydro-électriques tendent au contraire, à une régularisation du débit moyen journalier. On assiste donc, en théorie, à une déformation des courbes de débits classées comme l'indique la figure ci-dessous :

Figure 93 : Courbes des débits classés de l'Isère, à Pont Royal, avant et après la mise en eau de l'aménagement Arc-Isère



Si les valeurs extrêmes restent pratiquement identiques, la pente, autour du point d'inflexion de la courbe, diminue de façon assez nette dans la partie qui correspond aux débits les plus fréquents. Cela implique simplement un léger relèvement des débits moyens de basses eaux et une légère baisse, concomitante, des débits moyens de hautes eaux.

Les zones de la nappe où l'influence de la rivière se fait sentir de façon très marquée (coefficient voisin de 1), verront, de même, les basses eaux remonter légèrement et les hautes eaux baisser un peu, si, bien entendu, les autres facteurs ne varient pas, et en particulier, le profil en long de la rivière.

Cela va se traduire par une diminution du  $Q_{10}$  et une augmentation du  $Q_{90}$  de la courbe des débits classés de la rivière, alors que le  $Q_0$  et le  $Q_{100}$  restent identiques (pour une lame d'eau précipitée identique, autant dans la quantité que dans la forme). L'indice relatif à cette courbe baissera donc. Il en sera de même pour les niveaux de la nappe, dans les zones où celle-ci est influencée. Les valeurs de  $H_{90}$  baisseront et celles de  $H_{10}$  augmenteront, alors que, comme pour la rivière, les valeurs de  $H_{100}$  et  $H_0$  devraient rester stables.

Il en résultera, donc, une légère remontée du niveau moyen des basses eaux et une légère baisse du niveau moyen des hautes eaux. Mais ces variations seront inférieures aux écarts enregistrés, dans l'état actuel des choses, d'une année sur l'autre.

Les chiffres avancés (\*) pour la nouvelle courbe des débits classés de l'Isère à Pont Royal permettent de prévoir des écarts de l'ordre de plus de  $5 \text{ m}^3/\text{s}$  pour le  $Q_{90}$  et de moins de  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  pour le  $Q_{10}$ , soit pour l'année 1972 un indice qui passerait de 0,31 dans l'état actuel à 0,26 après la mise en eau des aménagements Arc-Isère et de la Coche. Avec un coefficient d'influence de 0,87 ou 0,88 le piézomètre LP 131 devrait avoir un indice de 0,23 ce qui implique, pour des écarts constants entre les minima et les maxima, une diminution de 15 cm dans la différence  $H_{90} - H_{10}$  ce qui représente la différence mesurée pour ce même piézomètre, entre les années 1972 et 1973.

---

(\*) - E.D.F. - R.E.H. Alpes-nord Chambéry.

L'ensemble de cette zone, comprise entre le confluent de l'Arc avec l'Isère au Pont Royal et le Cheylas, ne doit pas ressentir de perturbations en relation avec la mise en eau des aménagements, qui doit, au contraire, apporter une légère amélioration de la situation, dans la mesure où moins une nappe "bat", plus elle est facile à exploiter ou à drainer.

#### 4.3.2. - ZONE AVAL DU CHEYLAS.

En aval du Cheylas, l'Isère, pendant la période de basses eaux d'hiver, verra son débit passer brusquement de  $80 \text{ m}^3/\text{s}$  à près de  $300 \text{ m}^3/\text{s}$  en un temps très court, et ce, pour une durée de quelques heures puis le débit retombera aux alentours de la valeur de  $80 \text{ m}^3/\text{s}$  pour une durée équivalente et ainsi de suite.

Il ne s'agit pas ici, d'étudier l'influence de ces restitutions sur le lit de l'Isère, sur la stabilité des digues, etc... Ceci a été fait et bien fait par les services compétents. Mais il est intéressant de voir quelles seront les répercussions de telles restitutions sur la nappe, dans le Grésivaudan.

Les études sur modèle mathématique (SOGREAH, 1965) ont montré l'évolution des ondes de crues au cours de leur propagation depuis le Cheylas jusqu'au Pont de Veurey et, ce, pour différentes formes de restitutions. Il apparaît de façon très nette une conservation de l'amplitude des variations de niveaux qui se maintient jusqu'à Grenoble, dans tous les cas de figures. Cela implique que pour une restitution de l'ordre de  $220 \text{ m}^3/\text{s}$  entraînant une remontée du niveau de l'eau dans l'Isère de 2 m environ au Cheylas, provoquera, encore, une crue d'amplitude identique à Grenoble.

Dans le cas général, pour des restitutions de l'ordre de celles évoquées ci-dessus, se produisant pendant des périodes de 6 heures, séparées par des périodes de même durée où la restitution serait nulle, le modèle montre que l'on continuera à avoir des écarts de l'ordre de 2 m entre les hautes eaux et les basses eaux mais que les unes comme les autres ne dureront que 2 à 3 heures ; bien évidemment, les hauteurs d'eau intermédiaires se rencontreront pendant des temps d'autant plus longs que les paliers de hautes et de basses eaux deviendront plus courts, c'est-à-dire que l'on s'éloignera de l'origine des restitutions.

Lorsque l'aménagement Arc-Isère entrera en fonctionnement, le niveau de l'Isère variera, en aval du Cheylas, de façon brutale et importante, plusieurs fois par jour. Telle est la conclusion que l'on peut tirer pour l'ensemble du Grésivaudan.

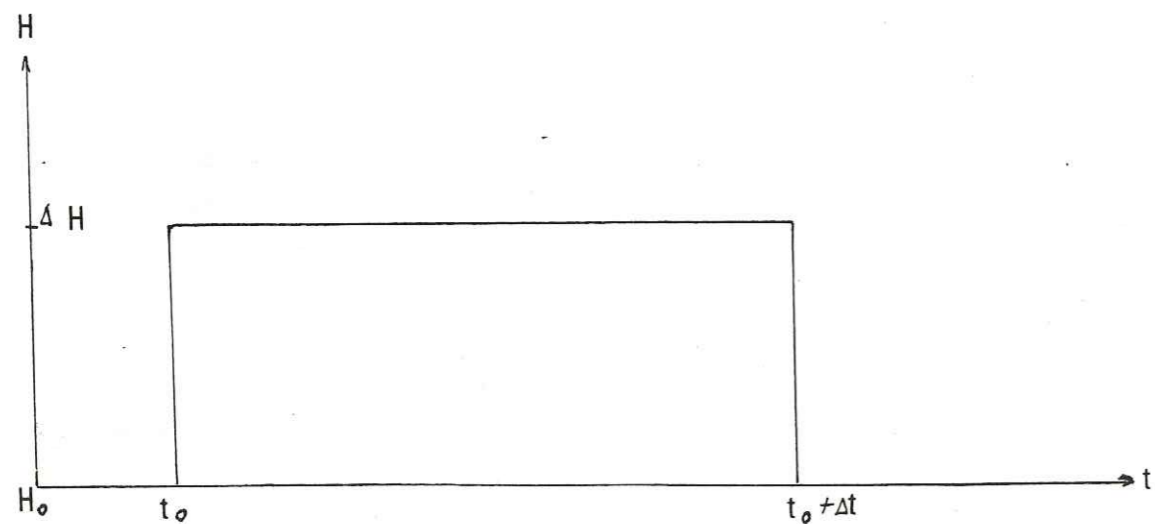
Quelle sera l'influence de ces variations brutales sur la nappe dans l'ensemble de la zone comprise entre le Cheylas et Grenoble ? (\*).

Deux approches sont possibles pour évaluer l'influence sur la nappe des restitutions du Cheylas. On peut d'abord, en faisant quelques hypothèses, essayer de calculer cette influence à partir des lois de l'hydrodynamique souterraine. Mais on peut aussi aborder la question de façon plus pratique à partir des études hydrogéologiques et en particulier des cartes isopièzes. Cette méthode donnera des résultats, certes imprécis, mais dont on saura où ils se placent par rapport à la réalité, c'est-à-dire dans quel sens est commise l'erreur.

4.3.2.1. - Cas d'une restitution unique de durée limitée.

Voyons ce qui se passe dans la nappe, lorsque la rivière monte brutalement d'une hauteur  $\Delta H$ , se maintient à un niveau constant  $H_0 + \Delta H$  pendant un temps  $\Delta t$  et revient ensuite au niveau initial  $H_0$ , la nappe étant au repos à l'instant initial  $t_0$  où la rivière commence à monter.

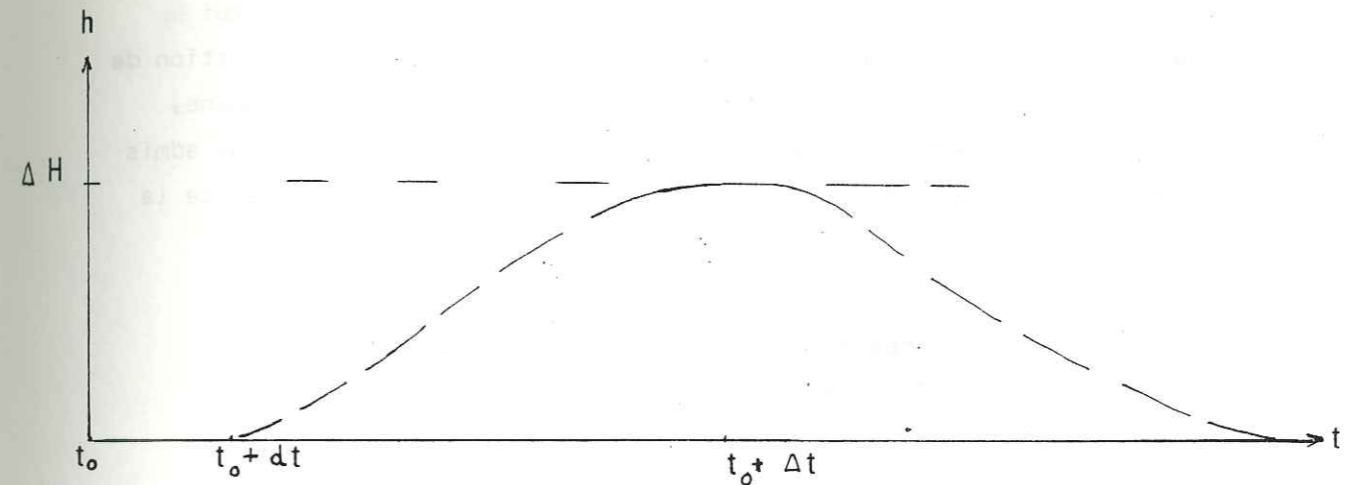
Figure 94 : Cas d'une restitution unique



(\*) - A l'aval de Grenoble, les apports du Drac, dont le débit est aussi très influencé, ne permettent plus une approche théorique du problème.

Une onde va se propager au sein de la nappe ; elle va atteindre un point situé à une distance x du bord de la rivière, avec un certain retard dt. Le niveau h de la nappe en ce point, va alors monter.

Figure 95 : Influence d'une restitution unique sur la nappe



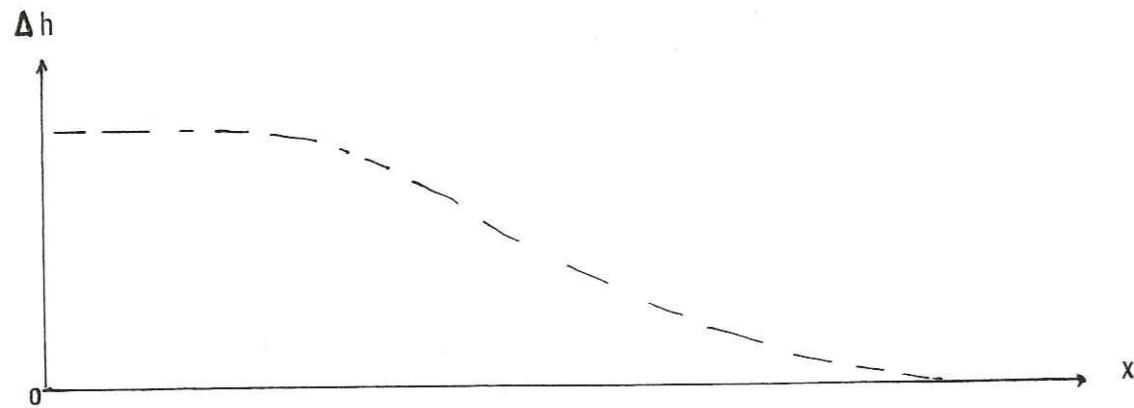
Si le temps dt est petit devant le temps Δt que dure la crue dans la rivière, le niveau de la nappe atteindra finalement la même cote que la rivière en crue, c'est-à-dire  $(H_0 + \Delta H)$  ; la nappe retrouvera ensuite le niveau initial  $(h_0)$  avec, là aussi, un retard sur la rivière. Ceci découle de ce que nous avons vu lors de l'étude de l'alimentation de la nappe par la rivière, en cas de crue. La rivière commence par alimenter la nappe tant que le niveau de celle-ci est plus bas que celui de la rivière, puis lorsque la rivière se met à baisser, la nappe restitue une partie de l'eau que lui avait fournie la rivière, comme le montre la courbe de la figure 50.



Cette courbe donne le débit qui transite entre la rivière et la nappe (dans un sens ou dans l'autre), à partir du début de la crue dans la rivière et jusqu'au retour à l'équilibre, le débit étant compté positivement lorsqu'il va de la rivière vers la nappe et négativement dans le cas contraire.

Si le retard  $dt$ , avec lequel l'onde de crue dans la nappe atteint le point situé à la distance  $x$  de la rivière, est du même ordre de grandeur que  $\Delta t$ , la nappe n'atteindra pas le palier où son niveau serait égal à celui de la rivière. Il est donc possible de tracer une courbe  $\Delta h = f(x)$  qui donnerait la hauteur de remontée de la nappe pour une crue  $\Delta H$ , en fonction de la distance  $x$ , à laquelle se trouve le point où l'on mesure le phénomène, puisque, bien évidemment, si  $x$  augmente,  $dt$  augmente aussi (nous avons admis que la perméabilité, entre autres, était constante). Cette courbe est de la forme :

Figure 96 : Propagation de l'onde de crue, en fonction de la distance



Le palier de début de la courbe dépend de la valeur de  $t$  ; la pente de la courbe dépend, elle, de la perméabilité et de la porosité de l'aquifère. Chaque valeur de ces éléments détermine une courbe différente. Plus la perméabilité est forte, plus la pente de la courbe le sera aussi.

Nous avons une relation entre la hauteur  $h$  de la nappe en un point distant de  $x$  du bord de la rivière, et la hauteur  $H$  de l'eau dans la rivière, relation qui intègre les effets conjugués de la perméabilité  $K$ , de la porosité  $\epsilon$  et des conditions aux limites.

Cette relation découle de la loi de Darcy :

$$v = - K \text{ grad } h \quad (v = \text{vitesse})$$

$$\text{ou } v = - K \frac{\partial h}{\partial x}$$

La conservation de la masse pour un volume de largeur unité entraîne :

$h(x) \cdot v(x)$  la masse qui entre et  $h(x + dx) \cdot v(x + dx)$  la masse qui sort sont tels que :

$$\rho \int [h(x + dx) \cdot v(x + dx) - h(x) \cdot v(x)] = \rho S \frac{\partial h}{\partial t} dx$$

avec :

$$\rho S \frac{\partial h}{\partial t} = \text{quantité d'eau qui s'en va lorsque la surface libre varie de la hauteur } h ;$$

où  $\rho$  représente la densité de l'eau et  $S$  le coefficient d'emménagement. On peut donc écrire :

$$\frac{\partial h v}{\partial x} = - S \frac{\partial h}{\partial t}$$

$$\frac{\partial h}{\partial x} v + h \frac{\partial v}{\partial x} = - S \frac{\partial h}{\partial t}$$

or :  $v = - K \frac{\partial h}{\partial x}$

$$\text{d'où : } -Kv^2 + h \left( -K \frac{\partial h}{\partial x} \right) = +S \frac{\partial h}{\partial t}$$

$$-Kv^2 - Kh \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = S \frac{\partial h}{\partial t}$$

Par hypothèse la vitesse  $v$  est petite et il devient possible de négliger le terme  $Kv^2$  devant  $Kh \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$

La relation s'écrit donc :

$$Kh \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = -S \frac{\partial h}{\partial t}$$

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S}{Kh} \frac{\partial h}{\partial t}$$

Cette équation non linéaire ne peut être résolue, si l'on connaît la fonction à laquelle obéit  $h$  au point  $x = 0$ , c'est-à-dire la loi de variation du niveau de la rivière, que si l'on fait encore certaines hypothèses supplémentaires.

Si  $Kh$  est constant, c'est-à-dire si la transmissivité est constante, ce que l'on peut admettre facilement depuis que l'on a admis l'isotropie et l'homogénéité du milieu, on peut écrire :

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = -\frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}$$

Cette équation générale n'admet pas de solution sauf si les conditions géologiques permettent de faire certaines hypothèses simplificatrices. Il faut admettre, en particulier, que la nappe est au repos, dans un milieu assimilable à un milieu isotrope et homogène (E. de CASENOVE, 1956).

Cette analyse théorique des effets induits dans la nappe par une crue brutale dans la rivière ne correspond (malheureusement) pas à la réalité car le milieu est loin d'être homogène et isotrope. La réalité montre, de façon très nette, que l'influence, dans la nappe, d'une remontée de la rivière, n'est pas inversement proportionnelle à la distance. Il apparaît, en effet, pour une

remontée du niveau de la rivière de 1,5 m, des remontées de la nappe de 1,2 m à plus de 500 m du bord de celle-ci et de moins de 0,5 m à 50 m environ. Cela tient à la structure lenticulaire de l'aquifère. Les lentilles de graviers, galets, sables, etc... n'ont pas forcément leur grand axe (axe d'allongement) parallèle à l'axe de la rivière actuelle, mais la plupart d'entre elles sont obliques par rapport à la direction d'écoulement de la rivière, qui les recoupe donc. Celles qui ont une forte perméabilité peuvent, donc, permettre la transmission des ondes de crues de la rivière dans la nappe, avec un amortissement très faible, alors que dans une lentille à faible perméabilité, les ondes induites dans la nappe seront amorties presque totalement au bout de 50 à 80 m. Il est très difficile de saisir ce phénomène avec précision, sur le terrain, car les piézomètres peuvent introduire une source d'erreur supplémentaire. Il peut y avoir, et il y a souvent, un temps de décalage entre le mouvement de la nappe et la réaction du piézomètre lorsqu'il s'agit d'un piézomètre battu, en particulier, mais aussi lorsque le piézomètre est un puits de ferme, dont les variations nécessitent le déplacement d'un important volume d'eau par rapport à la porosité utile du terrain encaissant dont nous avons vu qu'elle varie entre 1 et 5 %.

Tout ce qui précède correspond à la schématisation de phénomènes réels observés dans la nappe. Dans la réalité, il est bien rare que des crues suffisamment importantes pour influencer la nappe, se produisent dans l'Isère, sans que d'autres influences ne viennent se faire sentir sur la nappe, la pluie ou l'alimentation latérale, ou encore, une crue sur un canal de drainage. Il n'existe évidemment pas de crue naturelle, analogue à une restitution, où le débit passe instantanément de  $Q_1$  à  $Q_2$ , pour revenir ensuite au débit  $Q_1$ , toujours aussi rapidement.

Mais toutes les courbes tracées se déduisent les unes des autres puisque l'onde de crue dans la rivière induit une onde de crue dans la nappe où interviennent les caractéristiques de l'aquifère, c'est-à-dire du milieu où se propage cette onde de crue induite. Plus l'onde de crue dans la rivière sera complexe, plus l'onde induite le sera aussi.

#### 4.3.2.2. - Cas d'une restitution sinusoïdale.

Malgré les réserves qui viennent d'être faites, nous allons voir quels seraient les effets induits dans la nappe par des variations régulières du niveau de la ligne d'eau dans la rivière, en relation avec les lâchures de l'usine du Cheylas.

Admettons, comme loi de variation du niveau H, de la ligne d'eau dans la rivière :

$$H = H_0 \sin \omega t$$

- Si, en outre, nous supposons que :
- la nappe est à fond horizontal,
  - les vitesses d'écoulement sont faibles,
  - les variations de pressions sont, elles aussi, faibles,

nous pouvons chercher une solution à l'équation :

$$\frac{\delta^2 H}{\delta x^2} = - \frac{S}{T} \frac{\delta H}{\delta t}$$

avec pour  $x = 0$ ,  $H = H_0 \sin \omega t$

Une solution de cette équation doit être de la forme :

$$h = h_0 e^{-\lambda x} \sin (\omega t - \lambda x)$$

qui peut s'écrire, avec :

$$\lambda = \sqrt{\frac{\omega}{2} \frac{S}{T}}$$

$$h = h_0 e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2} \frac{S}{T}} x} \sin \left( \omega t - \sqrt{\frac{\omega}{2} \frac{S}{T}} x \right) \quad (1)$$

ce qui permet de tracer les courbes enveloppes de h pour un coefficient d'emmagasinement S et une transmissivité T donnés. Si le niveau de la rivière oscille entre  $H_0$  et  $H_m$ , la courbe enveloppe de (1) est constituée de deux branches symétriques par rapport à l'horizontale  $H_m/2$ , comme le montre la figure

Nous pouvons, alors, calculer à quelle distance (théorique) x, les battements de la nappe seront inférieurs à une valeur donnée h. Le calcul a été fait pour 5 valeurs du rapport T/S, pour une variation d'amplitude 2 m dans la rivière, une période de 12 heures et h inférieur à 0,1 m.

Figure 97 :

Enveloppes des battements de la nappe, dans le cas d'une restitution sinusoïdale

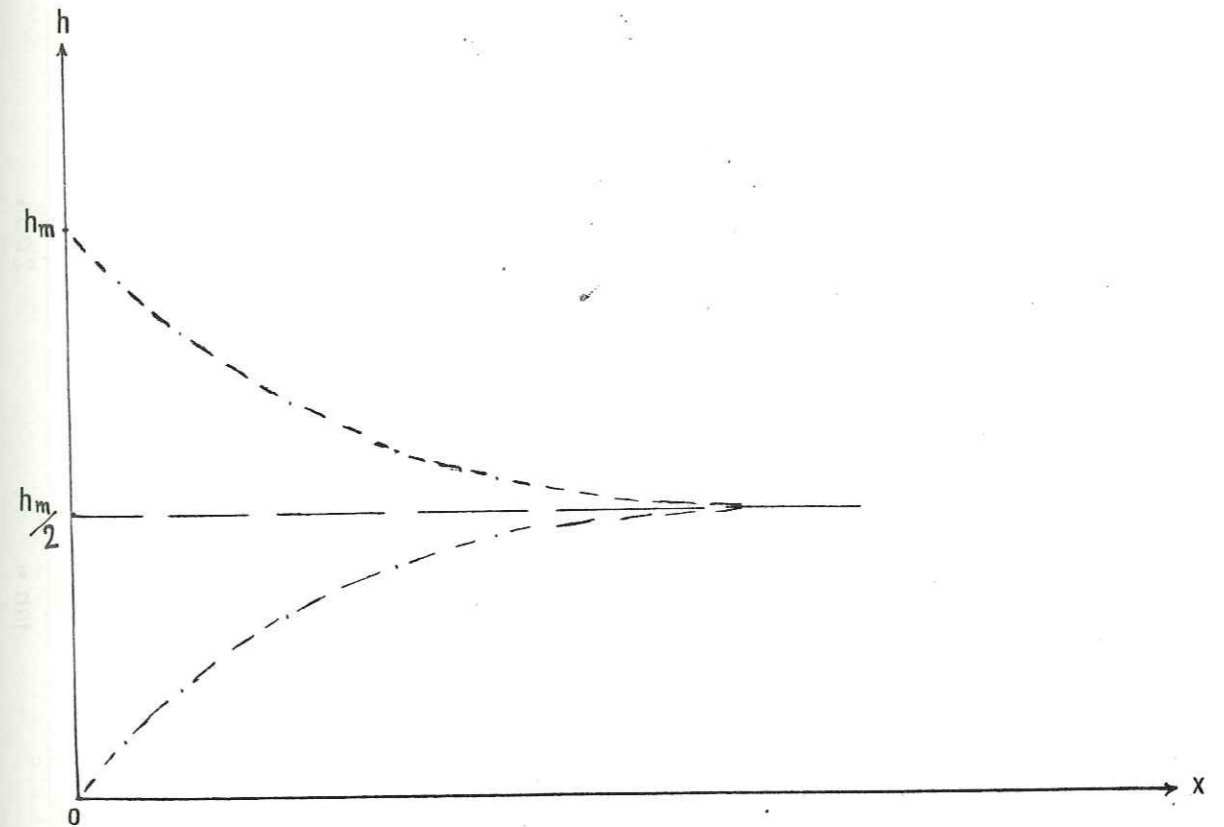
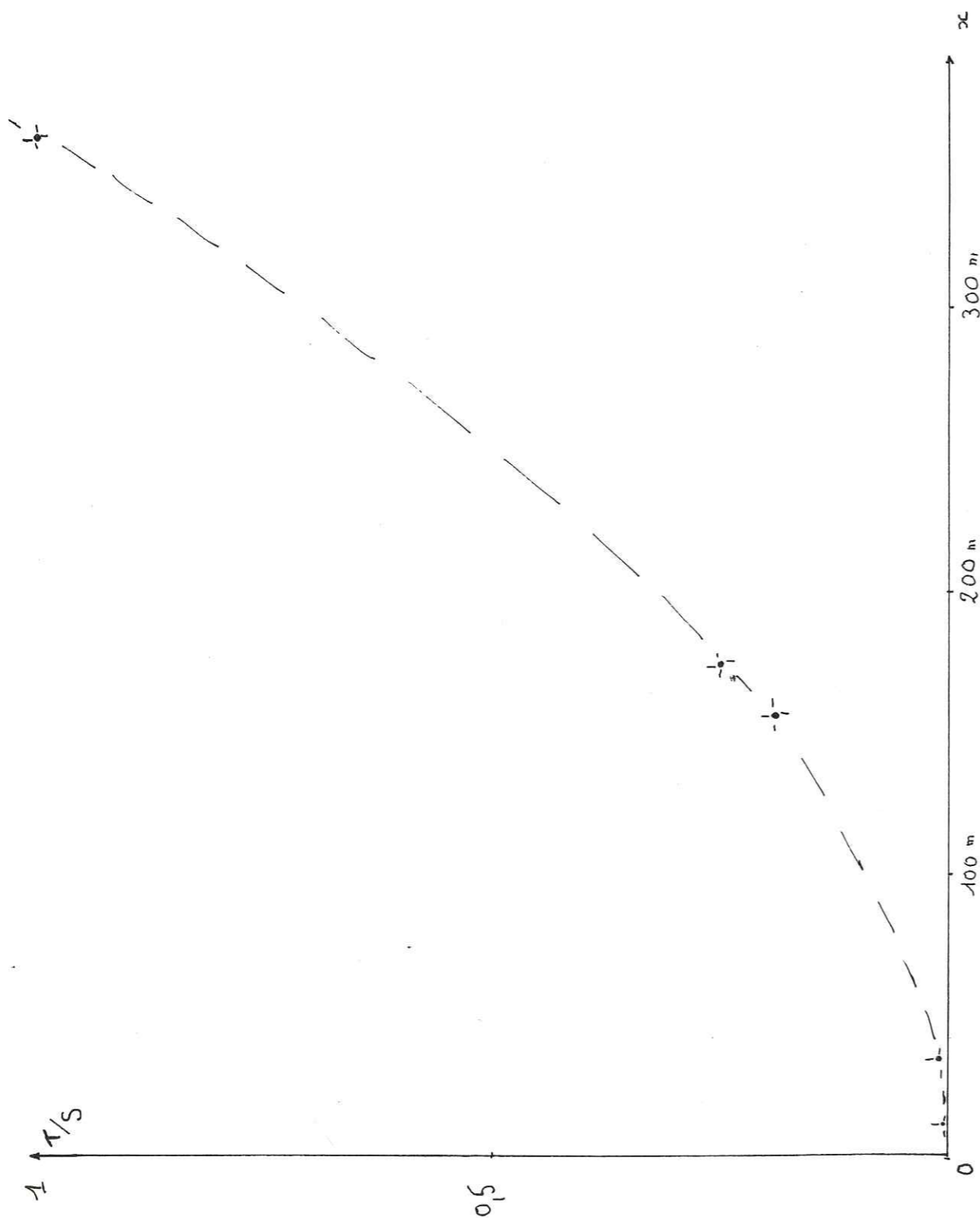


Figure 98 : Distance pour laquelle les battements de la nappe sont inférieurs à 10 cm, en fonction de T/S



Pour cela, il suffit de reporter les valeurs numériques choisies dans la relation :

$$h = h_0 e^{-\sqrt{\frac{\omega S}{2T}} x}$$

en considérant le terme en sinus comme égal à 1 (ou - 1), puisque c'est lorsque le sinus prend cette valeur que l'amplitude du battement est maximale.

Le calcul donne les valeurs suivantes :

T/S	x
0,001	11 m
0,01	35 m
0,20	157 m
0,25	175 m
1	351 m

À partir de ces valeurs nous pouvons tracer :

$$x = f(T/S) \quad (\text{Fig. 98})$$

soit :

$$x = -\frac{1}{\sqrt{\frac{\omega S}{2T}}} \text{Log} \frac{h}{h_0}$$

La comparaison des données théoriques telles qu'elles ont été calculées, avec la réalité, mesurée sur le terrain, ne peut se faire dans le Grésivaudan, puisque l'aménagement n'est pas encore en service. Mais une situation analogue existe au niveau du triangle d'Aiton. A quelques kilomètres en amont du pont d'Aiton, en effet, la centrale de Randens restituée à l'Arc, des eaux prélevées dans l'Isère, en aval de Moutiers. Ces lâchures, qui se produisent une ou deux fois par jour, font monter le niveau de l'Arc de 50 cm environ, pour un débit turbiné voisin de 80 m<sup>3</sup>/s.

Trois limnigraphes enregistrent les niveaux; l'un de l'Arc, les deux autres de la nappe, de part et d'autre de la rivière. L'un de ces deux derniers est implanté dans un chenal à forte perméabilité, à 1 500 m environ de l'endroit où celui-ci est recoupé par l'Arc. La nappe varie, là, de 25 cm lorsque la rivière varie de 50 cm, avec un retard de l'ordre de 4 heures. Par contre, le deuxième limnigraphe, situé dans une zone où la perméabilité est plus faible, à moins de 300 m de l'Arc, montre que la nappe est, là, parfaitement insensible aux variations journalières de la rivière (figure 99).

De plus, dans le premier cas, la propagation des ondes de crues induites par l'Arc, se fait selon une ligne de courant (figure , page alors que dans le deuxième cas, la rivière a tendance à drainer la nappe. L'influence de l'écoulement de la nappe, que nous avons considérée comme nulle, dans le calcul théorique, semble avoir des effets considérables qui viennent s'ajouter aux influences des caractéristiques de l'aquifère, dans le cas présent.

En fait, dans la réalité, l'écoulement naturel de la nappe interviendra aussi. Cet écoulement, dans le Grésivaudan, en aval du Cheylas, est souvent oblique par rapport à la direction de la rivière puisque celle-ci draine la nappe pratiquement partout. Cet écoulement aura tendance à limiter la propagation des ondes de battement induites dans la nappe par la rivière.

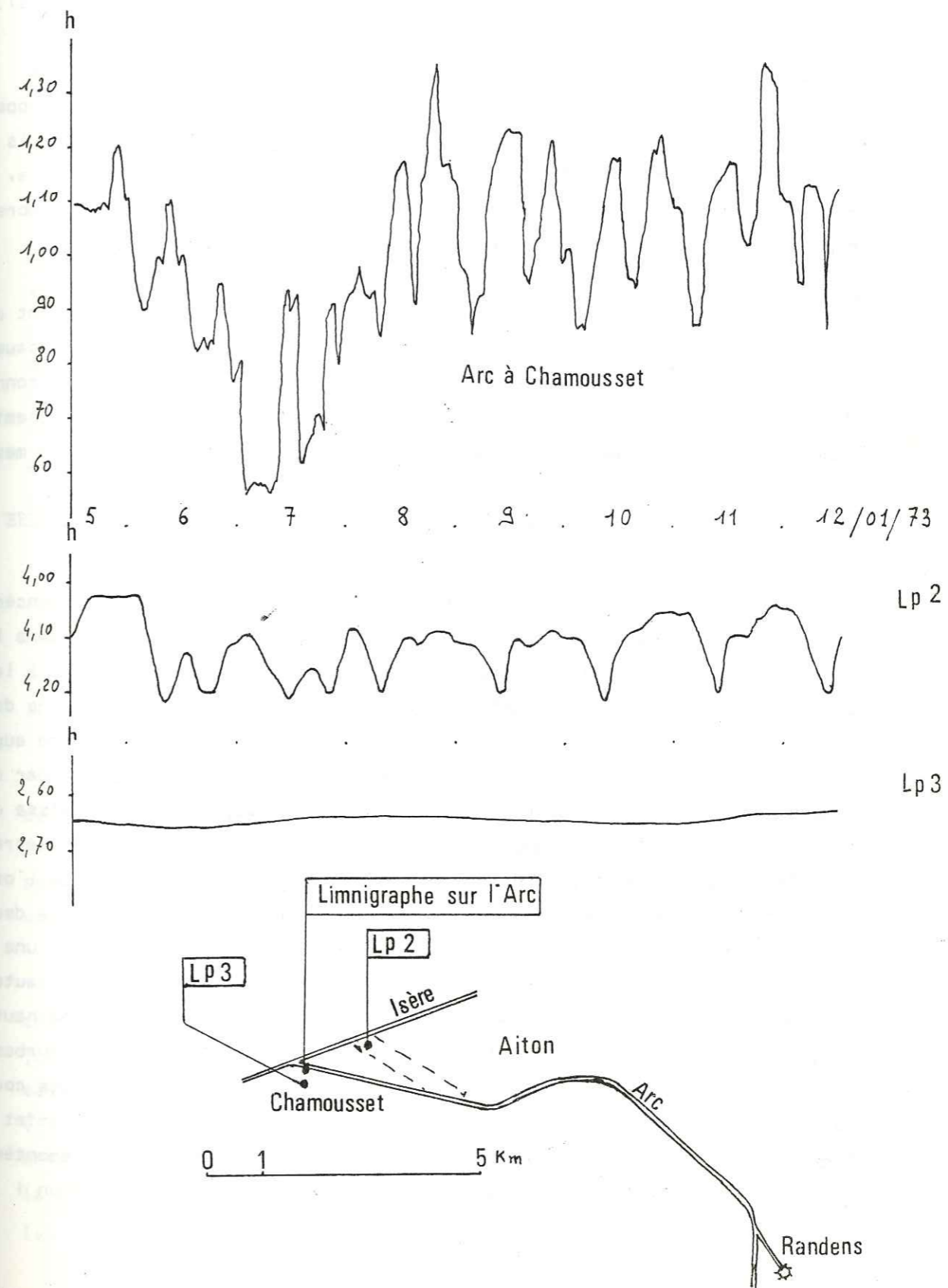
D'une manière plus générale, le niveau "moyen" de la rivière remontera d'un mètre environ, pendant les périodes de restitution. Partout où le niveau de l'Isère sert de niveau de base à la nappe, celle-ci aura donc tendance à remonter, aussi, d'une valeur égale.

Entre le Cheylas et la coupure de la boucle de Bois-Français, le drainage de la nappe par la rivière diminuera de façon sensible, surtout dans la partie amont de cette zone (entre le Cheylas et Brignoud). A l'aval de la coupure, où dans de vastes zones la nappe est en équilibre avec la rivière cela équivaldra, en fait, à une remontée d'un mètre du niveau moyen de la nappe de "basses eaux", en hiver.

Les prévisions d'Electricité de France (\*) ne laissent apparaître que peu de changements dans les débits moyens mensuels à l'aval du Cheylas. Les

(\*) - Electricité de France - Juin 1974.

Figure 99 : Influence des lâchures de Randens sur l'Arc et sur la nappe



remontées de la nappe seront donc de courtes durées par rapport à la situation actuelle. En effet, la capacité de stockage ne change pas dans le bassin de l'Arc (318 millions de m<sup>3</sup> entre Aussois, Bissorte et le lac du Mont-Cenis).

Si la méthode statistique du coefficient d'influence permet de prévoir, avec une bonne précision, ce que seront les variations de la nappe liées aux variations des débits moyens journaliers de l'Isère, les calculs théoriques, à partir des lois de l'hydrodynamique souterraine, par contre, restent, dans le cas présent, nettement insuffisants. Cela tient aux nombreuses hypothèses qui doivent être faites pour pouvoir appliquer ces lois.

La connaissance des caractéristiques de l'aquifère, en un point de la nappe, ne suffit pas pour calculer les variations piézométriques, à cause de la structure lenticulaire du remplissage alluvial, qui ne peut être connue dans le détail. En effet, il n'est pas possible de savoir quel est le cheminement de l'onde de crue qui atteint le point de la nappe où est faite la mesure.

#### 4.3.3. - CONCLUSIONS SUR LES REACTIONS DE LA NAPPE APRES LA MISE EN EAU D'ARC-ISERE.

Dans la Combe de Savoie, la nappe, partout où elle est influencée par l'Isère, subira le contre-coup des variations qui interviendront dans le régime de la rivière. Si la courbe des débits classés, à Pont-Royal ou à la Gâche, évolue comme le prévoient les essais et les calculs, c'est-à-dire dans le sens d'une légère diminution des débits de hautes eaux et une légère augmentation des débits de basses eaux, cela se traduira, dans la nappe, par des symptômes identiques : légère remontée de la nappe basse et légère baisse de la nappe haute. Ces variations seront très faibles, de l'ordre du décimètre dans les zones les plus influencées par l'Isère. De telles valeurs, de l'ordre du décimètre, représentent les écarts du niveau moyen de la nappe entre deux années consécutives. De plus, si la notion de nappe basse correspond à une image relativement précise, il n'en est pas de même de celle de nappe haute. Il semble bien qu'à chaque épisode très pluvieux corresponde une nappe haute différente. Cela tient aux différences constatées dans la forme des courbes de décrues à leur début, alors que la nappe basse est liée à la fin des courbes de décrues, partie qui est identique d'un épisode à l'autre. Le seul effet que doit donc induire dans la nappe la mise en eau, est une légère remontée de la nappe basse, ce qui ne peut être considéré comme une perturbation !

Tout ce qui précède implique que la relation qui lie la courbe des débits classés avec la courbe des hauteurs classées reste applicable. Cette relation dépend des caractéristiques de l'aquifère mais aussi des conditions aux limites et en particulier de la hauteur de la ligne d'eau dans la rivière. Il importe donc que le profil en long de l'Isère ne subisse pas de modifications importantes qui pourraient entraîner, elles, de graves perturbations dans la nappe.

Dans le Grésivaudan, à l'aval de la restitution du Cheylas, et jusqu'aux portes de Grenoble, il n'en sera pas de même. La nappe va évoluer de façon très sensible. Elle se trouvera au niveau des hautes eaux actuelles, non plus deux mois "consécutifs" par an, mais pendant neuf ou dix mois par an, quelques jours par mois. En fait, la nappe va remonter de 1 m environ, dans toute une zone qui s'allonge de part et d'autre de la rivière et dont les limites externes sont constituées, le plus souvent par des canaux de drainage, et cela, non pas de façon permanente, mais par périodes, tout au long de l'année.

Le phénomène sera assez sensible entre le Cheylas et Tencin, où existent des zones où la nappe se trouve, actuellement, très près du sol. Par contre, il sera peu sensible entre Tencin et Lancey où il ne ramènera pas la nappe au niveau qu'elle occupait avant la coupure de Bois Français. Enfin, il sera à nouveau sensible, sinon très sensible, entre Lancey et Grenoble.

En fait, le résultat de la dérivation de l'Arc et des aménagements de la Coche en Tarentaise, ne peut entraîner qu'une variation dans les débits, car le volume d'eau qui transitera par le Grésivaudan, lui, n'aura pas changé. Dans le Grésivaudan, comme dans la Combe de Savoie, un resserrement des écarts entre les hautes eaux et les basses eaux va se produire.

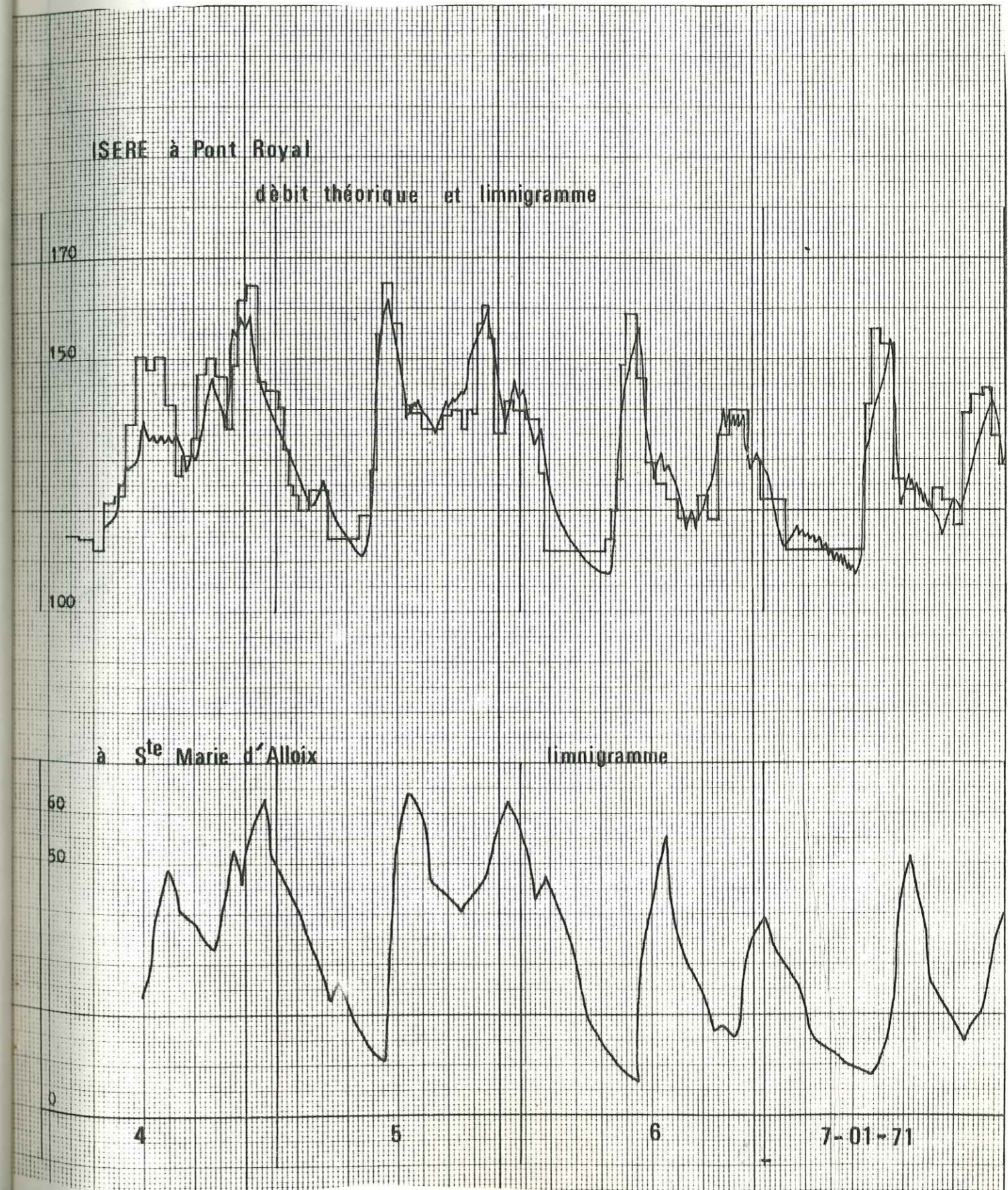
Il n'est pas impossible qu'à l'aval immédiat de la zone de restitution à l'Isère, une certaine érosion ne se manifeste par suite de l'effet conjugué des variations brutales de débit et de l'arrivée, dans la rivière, d'une eau beaucoup moins chargée. Cette érosion entraînera une plus grande perméabilité du lit de l'Isère et facilitera donc les échanges nappe-rivière. Une baisse, même faible, du fond du lit qui provoquera une baisse corrélative de la ligne d'eau, se répercutera rapidement sur la nappe, déjà sensibilisée par les travaux récents comme nous venons de le voir.

Même s'il n'y a pas de véritable érosion dans le lit de la rivière, le nouveau régime entraînera des changements dans les taux de matières en suspension, ainsi que sur la chimie des eaux, mais cela sort un peu du domaine de cette étude et il appartiendra à d'autres de se pencher sur ces questions.

Planche hors-texte XI

Comparaison des limnigramme enregistrés à Pont Royal et à Sainte Marie d'Alloix.

Les ondes de crues liées aux restitutions des ouvrages hydro-électriques sont à peine amorties sur 20 km de parcours dans la rivière.



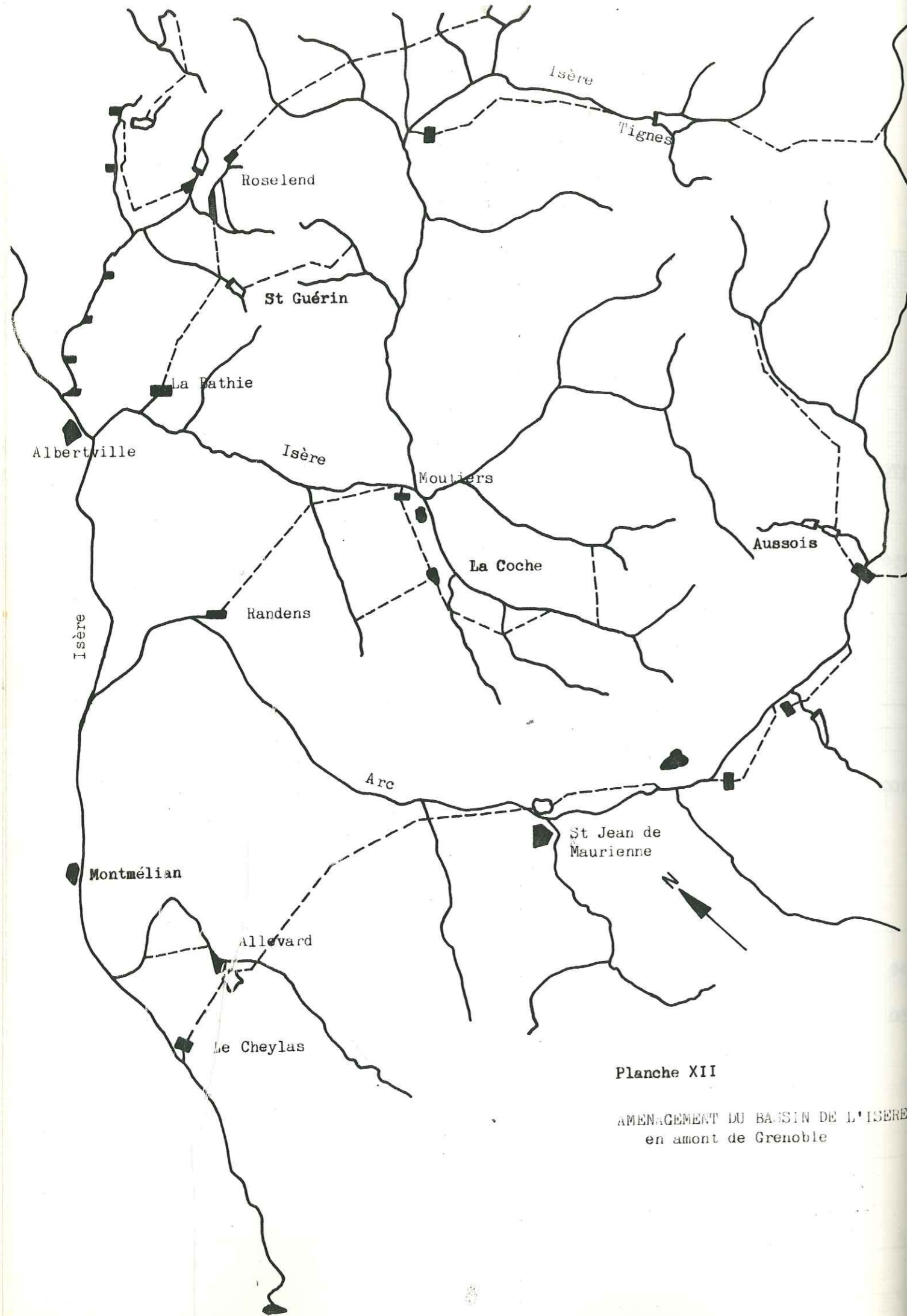


Planche XII

AMENAGEMENT DU BASSIN DE L'ISERE  
en amont de Grenoble

4.4. - CONCLUSIONS SUR LES VARIATIONS DE LA NAPPE

Les variations de la nappe dépendent de deux types de facteurs. Il y a, d'une part, les facteurs hydrologiques que sont la pluviométrie, tant du point de vue quantitatif que qualitatif, et l'hydrométrie (régime et courbe des débits classés), et, d'autre part, les facteurs physiques, c'est-à-dire les caractéristiques de l'aquifère, comme la perméabilité, la transmissivité, le coefficient d'emménagement, ainsi que la géométrie de l'aquifère et les caractéristiques géométriques du lit de la rivière. Ces deux types de facteurs interviennent dans toutes les variations.

Le niveau de la nappe, en un point quelconque de la vallée, dépend à la fois des caractéristiques de l'aquifère autour de ce point, des conditions aux limites, donc de la géométrie de cet aquifère ; ce sont là des facteurs que l'on peut considérer comme constants à l'échelle des variations annuelles. Mais le niveau de la nappe dépend aussi de la lame d'eau précipitée dans un passé assez récent. Et, c'est sur la durée de ce passé récent qu'il est très souvent difficile de se prononcer.

Deux cas généraux vont donc se présenter. Dans le premier cas, il existe une relation temporelle entre le niveau de la nappe et un (ou plusieurs) facteur (s) hydrologique (s) et l'on pourra envisager de préciser l'ordre de grandeur du temps de réponse de la nappe à une averse, dans le secteur. Dans le deuxième cas, il n'existe qu'une relation statistique entre le niveau de la nappe et les conditions hydrologiques. Il existe, évidemment des cas où aucune relation ne peut être mise en avant. Cela tient à ce que l'on ne peut associer les bonnes données numériques entre elles, soit parce que la pluviométrie qui tombe sur ce secteur n'est que très mal connue, soit qu'il existe des apports occultes que l'on n'a pas décelé.

La détermination du type de relation qui existe entre le niveau de la nappe et les facteurs hydrologiques, et dans laquelle les caractéristiques de l'aquifère interviennent comme paramètres, peut se faire par l'analyse des données numériques, mais l'étude hydrogéologique générale et en particulier, l'étude des conditions géologiques, permet de guider les recherches et souvent de justifier les relations établies.



Lorsqu'il s'agit de variations à plus long terme, il faut lier l'évolution constatée, ou prévisible, de la nappe avec le (ou les) facteur (s) qui a (ou va) changé. C'est ainsi que les importants changements survenus dans le profil en long de l'Isère à la suite de la coupure de la boucle de Bois-Français et des prélèvements massifs de matériaux dans le lit mineur de la rivière, ont entraîné un abaissement de la nappe, dont l'importance est directement proportionnelle à celle de l'érosion du fond du lit.

De même, une nouvelle courbe des débits classés de l'Isère entraînera une nouvelle courbe des hauteurs classées dans la nappe, par action du coefficient d'influence. Mais, il faut bien le constater, la prévision de ce qui va se passer est plus difficile que l'analyse de ce qui se passe. On ne peut que définir des zones dans lesquelles tel type de réaction se produira sans qu'il soit possible d'être précis sur l'importance et même l'ordre de grandeur de ces réactions.

*Les limites de l'analyse théorique.*

Des facteurs qui interviennent sur le niveau de la nappe en un point quelconque, l'un au moins, est parfaitement aléatoire : la lame d'eau précipitée. S'il est possible, statistiquement, de déterminer la probabilité pour que l'année qui vient, voie tomber une hauteur d'eau donnée, il est bien évident que cette probabilité est identique pour que l'on enregistre un écart à la moyenne calculée sur 30 ou 70 ans, que cet écart soit positif ou négatif ! Par ailleurs, les réactions de la nappe à une averse ne sont pas identiques si cette averse tombe totalement, ou partiellement, sous forme de neige, ou si elle tombe entièrement sous forme de pluie. Il y a là un facteur qui, s'il apparaît clairement avoir une influence, n'en reste pas moins très difficile à traduire en chiffres.

Dans le cas de la vallée de l'Isère, une grande partie de l'alimentation potentielle ne parvient pas à la nappe mais s'écoule directement par des "trop plein" et, pourtant, la nappe varie. La nappe réagit donc aux averses avec un temps de réponse inférieur à un an. En effet, pas plus que l'aquifère de la nappe, les formations géologiques qui constituent les bassins versants ne sont homogènes. Dans un même bassin, après une averse même tombée entièrement sous forme de pluie, les réactions vont se succéder dans le temps avec des forces différentes selon la forme et l'intensité de l'averse considérée.

Par ailleurs, aucune relation mathématique ne peut prendre en compte, ou ne peut rendre compte, de la structure lenticulaire de l'aquifère. Le remplissage alluvial de la plaine est constitué de lentilles, présentant des perméabilités et des dimensions différentes, avec des axes d'allongement qui ne sont pas parallèles entre eux. Le calcul des caractéristiques de l'aquifère, à partir de relations quelconques, ne peut se faire qu'en admettant que cet aquifère est homogène et isotrope. Il n'existe pas de milieu répondant à ces critères dans la nature. Mais certains milieux complexes peuvent se conduire, dans certaines circonstances comme s'ils étaient ainsi, et les résultats ou les relations obtenus sont alors représentatifs de la réalité. Encore faut-il soumettre ces résultats et ces relations à la critique de cette réalité et cela ne peut se faire que si l'étude hydrogéologique générale et l'étude des conditions géologiques ne présentent pas de lacunes.

5 - CONCLUSIONS

Il apparaît souhaitable, au terme de cette étude de revenir sur les principaux points, où des éléments nouveaux ont été apportés.

L'étude de la géologie du quaternaire a montré l'existence d'un cordon continu d'alluvions grossières reposant, presque partout, sur des formations beaucoup moins perméables, sinon parfaitement imperméables. La structure lenticulaire est de règle dans cet empilement de galets, graviers, sables, et argiles, sur lesquels coulent l'Isère et ses principaux affluents. C'est cette structure qui permet les échanges entre la rivière et la nappe.

La morphologie, tant actuelle que fossile, confirme le rôle de l'érosion glaciaire dans le creusement et le surcreusement des grandes vallées. Mais elle apporte surtout la preuve que cette érosion ne s'exerce pas de façon uniforme. De même, que sur un profil longitudinal d'une vallée glaciaire, on va trouver des ombilics séparés par des "verroux", de même sur un profil transversal, on va rencontrer une succession de crêtes séparées par des sillons. Ces oscillations, sur le profil transversal, sont la véritable marque de l'érosion glaciaire alors que la vallée en U n'est qu'un cas particulier, lié à des conditions lithologiques et structurales spéciales.

La comparaison des différentes observations faites dans toute la vallée depuis le confluent de l'Arc, dans la Combe de Savoie, jusqu'au seuil de Rovon, tant dans le remplissage alluvial qu'au pied des versants, permet de dresser une stratigraphie relativement simple des dépôts quaternaires postérieurs au Riss.

Les argiles d'Eybens qui représentent une formation aux caractères très constants dans l'ensemble de la vallée de l'Isère, nous permettent d'imaginer un vaste lac qui occupait, non seulement, la vallée de l'Isère jusqu'en amont d'Albertville, mais aussi, les abords du lac du Bourget et une partie de la vallée du Rhône, entre Yenne et Seyssel. Cette formation va jouer un grand rôle dans l'hydrogéologie puisqu'elle isole les alluvions grossières récentes du substratum.

L'étude hydrogéologique fait apparaître une différence importante entre les débits apportés à la nappe par les différentes sources d'alimentation et les débits écoulés par la nappe. Celle-ci se comporte comme un lieu d'échange ; elle reçoit de l'eau et en restitue à chaque instant. Mais elle

est aussi un lieu de mélange puisque les eaux restituées aux canaux de drainage ou lors d'un pompage, ont une minéralisation identique à la moyenne des minéralisations des eaux qui constituent l'alimentation de la nappe dans le secteur considéré.

L'alimentation potentielle permet des pompages importants dans la nappe, sans qu'aucun changement notable n'apparaisse en dehors du cône de rabattement. Dans ce cas-là, l'aquifère joue simplement le rôle d'un filtre et d'un mélangeur. Il constitue un véritable volant qui emmagasine les eaux apportées par les différentes impulsions et les restitue, après les avoir mélangées, lorsqu'il est sollicité par pompage ou par drainage.

C'est là un point très important. Il permet de rapprocher les valeurs des débits exploitables des valeurs de l'alimentation potentielle. On peut envisager de pomper, dans un secteur donné de la nappe, des volumes d'eau du même ordre de grandeur que celui des volumes d'eau susceptibles d'être apportés à la nappe, par les différentes alimentations, les cours d'eau superficiels représentant alors une alimentation potentielle très importante, dans la mesure où la rivière et la nappe sont en équilibre, ou ont tendance à se mettre en équilibre.

Les caractéristiques physiques de l'aquifère et sa transmissivité en particulier, seront alors les seules limites aux débits exploitables, pour un ouvrage choisi. Le calcul avait donné le chiffre de  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  exploitables dans le Grésivaudan lors des études de 1968 (J.C. FOURNEAUX, 1968 a). Des débits identiques peuvent être trouvés dans la Combe de Savoie dans des conditions identiques ainsi que dans la cluse de l'Isère.

A l'heure actuelle, les débits fournis par la nappe de la plaine de l'Isère, et par les nappes de ses principaux affluents, atteignent 8 à  $9 \text{ m}^3/\text{s}$ , si l'on tient compte de ce qui est prélevé dans la plaine de Reymure pour le compte de la ville de Grenoble ; on dépasse  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  si l'on remonte jusqu'aux puits de Jouchy, en amont de Vizille.

L'importance des débits exploitables est liée pour une grande partie aux relations étroites qui existent entre la nappe et la rivière. Dans toute la partie centrale de la vallée, la nappe tend à se mettre en équilibre avec la rivière. Dès qu'elle se trouve à un niveau inférieur à celui de la ligne d'eau dans la rivière, elle est alimentée par les infiltrations qui se produisent à partir de cette même rivière.

Le niveau piézométrique subit des variations ; les unes sont saisonnières et les autres à plus long terme. La mesure des variations saisonnières peut se faire par mesures mensuelles, si l'on recherche les valeurs les plus basses que peut atteindre le niveau piézométrique, alors qu'il faut un enregistrement limnographique, si l'on veut connaître les valeurs maximales.

Lorsque la nappe n'est alimentée, directement ou indirectement, que par la pluviométrie, les variations du niveau piézométrique vont dépendre de façon étroite des caractéristiques de l'aquifère. Cela va se traduire par des vidanges toujours similaires, une fois passée "l'onde de crue" qui dépend, elle, de la forme de l'averse, de la saison etc... Il est alors possible de calculer le rapport T/S si l'on dispose de trois piézomètres sur une même ligne de courant.

Lorsque la nappe est en relation plus ou moins grande avec la rivière, il n'est plus possible de lier les variations du niveau piézométrique avec un épisode hydrologique donné. Mais la comparaison des courbes de débits moyens journaliers classés, établies pour l'Isère, avec les courbes de hauteurs moyennes journalières classées, établies pour différents piézomètres, permet de mettre en évidence, de manière statistique, les relations existantes. Pour cela on calcule le coefficient d'influence, c'est-à-dire le rapport entre l'indice  $\frac{H_{90} - H_{10}}{H_{100} - H_0}$  établi pour le piézomètre avec l'indice  $\frac{Q_{10} - Q_{90}}{Q_0 - Q_{100}}$  établi pour la rivière. Lorsque la nappe n'est alimentée que par la rivière, elle va amortir les ondes de crues et le coefficient d'influence sera inférieur à 1. L'amortissement est fonction, alors, des caractéristiques de l'aquifère et de la distance. Si, au contraire, d'autres influences se font sentir au point considéré, le coefficient d'influence sera plus grand que 1. Enfin, lorsque la nappe est totalement indépendante de la rivière, le coefficient d'influence prendra des valeurs quelconques.

L'équilibre entre la nappe et la rivière implique que si la ligne d'eau baisse dans la rivière, cette baisse se fasse sentir sur la nappe. C'est ce qui s'est passé dans le Grésivaudan et la plaine de Montmélian, après la coupure de la boucle de Bois-Français qui a entraîné une forte érosion régressive dans le lit de l'Isère.

De même, si l'on intervient sur le régime de la rivière, on apporte des modifications à la courbe des débits classés. Cela se traduira dans toutes les zones où la nappe dépend de la rivière. C'est le résultat prévu des différents aménagements hydro-électriques en cours de réalisation dans le bassin de l'Isère (La Coche, Arc-Isère). On en attend une légère diminution des hautes eaux et une augmentation corrélative des basses eaux. Cela doit être sensible sur la nappe entre Albertville et Le Cheylas. En aval du Cheylas, les restitutions bi-quotidiennes provoqueront des battements dans la nappe, dans une zone relativement réduite qui s'étend de part et d'autre de la rivière jusqu'à Grenoble. La largeur de cette zone dépend uniquement des caractéristiques de l'aquifère.

Il convient, pour terminer, de souligner l'intérêt pratique du phénomène d'échange nappe-rivière, tel qu'il a été analysé sur l'exemple de l'ombilic de Grenoble. En effet, comme nous l'avons vu, ces échanges s'accompagnent d'un mélange. Les eaux infiltrées à partir de l'Isère, viennent se mélanger aux eaux de la nappe, au sein de l'aquifère. Partout où les conditions géologiques et hydrogéologiques permettront l'existence d'une liaison entre le niveau de la nappe et celui de la ligne d'eau dans la rivière, ce phénomène d'échange et de mélange va se rencontrer. Or, dans de telles conditions, le pompage provoque une augmentation du volume des transferts de la rivière vers la nappe, avec, pourtant, une persistance du mélange. Les ressources exploitables vont alors dépendre des débits susceptibles de transiter depuis la rivière jusqu'à la zone sollicitée par pompage, débits qui ne sont limités que par les caractéristiques de l'aquifère tant qu'ils restent faibles par rapport à ceux de la rivière.

La mise en évidence du phénomène d'échange, par comparaison des courbes de débits moyens journaliers classés avec les courbes de hauteurs classées peut se faire rapidement, avec un risque d'erreurs très faible, si le contexte géologique est bien connu. A partir de là, quelques analyses chimiques simples, ou même des mesures de résistivité, apportent la preuve de l'existence (ou de l'absence) de mélanges accompagnant les échanges.

#### BIBLIOGRAPHIE

*Abréviations :*

- A.C.E.S. - Annales du Centre d'Enseignement Supérieur (CHAMBERY).  
B.R.G.M. - Bureau de la Recherche Géologique et Minière (ORLEANS).  
C.R.A.S. - Compte Rendu de l'Académie des Sciences (PARIS).  
C.R.S.S.G.F. - Compte Rendu Sommaire de la Société Géologique de France (PARIS).  
O.N.M. - Office National de la Météorologie (PARIS).  
R.G.A. - Revue de Géographie Alpine (GRENOBLE).  
T.L.G. - Travaux du Laboratoire de Géologie (GRENOBLE).

AGARD (M) - 1942. L'endiguement de l'Isère en Grésivaudan. R.G.A., t. 30, fasc. 4, p. 761-771.

ALIX (A) - 1914. La morphologie glaciaire en Vercors. Imp. Allier, Grenoble.

ALIX (A) - 1917. Vizille et le bassin inférieur de la Romanche. Essai de monographie régionale. R.G.A., t. 5, p. 1-119.

APRAHAMIAN (J), FOURNEAUX (J.C.), LACROIX (B), USELLE (J.P.) - 1970. Observations nouvelles sur les argiles interglaciaires de la vallée de l'Isère. C.R.A.S., t. 271, p. 1071-1074.

APRAHAMIAN (J), CHOUTEAU (A.F.), FOURNEAUX (J.C.) - 1972. Examen des matières en suspension totale de l'Isère à Grenoble. IIème Colloque sur la Pollution des Eaux. Lyon, Décembre 1972.

ARMAND (G) - 1950. Les crues de l'Isère en Juin et Septembre 1948. R.G.A., t. 38, fasc. 3, p. 541-554.

ARNAUD (H) - 1968. Quelques précisions sur l'hydrogéologie karstique du Vercors méridional. Colloque sur l'hydrogéologie karstique. Mémoires n° 8 des T.L.G.

ASTIER (J.L.) - 1971. Géophysique appliquée à l'hydrogéologie. Masson ed. Paris.

- AUDINET (H), ANDRE (H) - 1968. Quelques résultats du contrôle de débits faits par E.D.F., Mémoires n° 8 des T.L.G.
- BADIN (L), MICHEL (R) - 1955. Etude hydrogéologique des nappes d'alluvions de l'Allier et de la Dore, département du Puy de Dome. Résultats d'une première campagne de sondages. Rev. Sci. Nat. Auvergne, fasc. 1-2, p. 41-100.
- BALSEINTE (R) - 1957. Les changements intervenus dans les régimes pluviométriques moyens des Alpes Françaises du Nord entre 1935 et 1950. R.G.A., t. 45, p. 401-407.
- BARBIER (J.L.) - 1972. Etude hydrogéologique de la haute vallée de la Vernaion. Thèse 3ème cycle Sciences, Grenoble.
- BARBIER (R) - 1950. Observations géologiques dans la région de Villard de Lans (Isère). C.R.S.S.G.F., n° 5-6, p. 87-89.
- BARBIER (R) - 1952. Une curieuse forme d'érosion : les entonnoirs d'ablation. T.L.G., t. 30, p. 183-188.
- BARBIER (R), GIGNOUX (M) - 1955. Géologie des barrages et des aménagements hydro-électriques. Masson ed. Paris.
- BARBIER (R) - 1960. Les conditions géologiques de la chute de Sassenage près de Grenoble. Bull. Soc. Géol. Fr., 7 Série, t. 2, p. 284-308.
- BARFETY (J.C.), GIDON (M) - 1969. Carte géologique Montmélian au 1/50.000. B.R.G.M.
- BARTALA (R), BOMBARD (J.P.), DUBUS (J), DURAFOUR (C) - 1968. Etude du transfert précipitation-débit d'un réseau karstique ; les cuves de Sassenage. Mémoires n° 8 des T.L.G.
- BELLAIR (P), MONTJUVENT (G), SARROT-REYNAULD (J) - 1970. Les argiles d'Eybens et le lac du Grésivaudan. C.R.A.S., t. 270, p. 7-10.
- BENEDETTI-CROUZET (E) - 1973. Etude géodynamique du lac d'Annecy et de son bassin versant. Thèse 3ème cycle Sciences, Paris VI.

- BENTALL (R) - 1963. Méthodes d'études des nappes souterraines. Geological Survey Water Supply Paper, n° 1544 H.
- BENEVENT (E) - 1915. Le Manival : étude d'un cône de déjections. R.G.A., t. 3, p. 69-100.
- BENEVENT (E) - 1926. Le climat des Alpes Françaises. Paris, O.N.M.
- BERTHOIS (L) - 1969. Apports en solution par les eaux de la Loire. C.R.A.S., t. 269, p. 2072-2075.
- BILLET (A) - 1823. Notice sur les lignites de Sonaz. Bibliothèques Université Genève, t. 24, 8ème année.
- BILLET (J) - 1957. Terminaison méridionale du gradin supérieur de Belledonne. DES Géographie. Grenoble.
- BILLET (J), JAIL (M) - 1972. Caractéristiques climatiques et développement urbain : l'exemple de la cuvette grenobloise. R.G.A., t. 60, fasc. 2.
- BLACHE (J) - 1914. Le bord de l'auge glaciaire du Grésivaudan. R.G.A., t. 2, p. 353-407.
- BLACHE (J) - 1925. Relief préalpin et relief jurassien. Annales de Géographie, t. 34, p. 398-412.
- BLANCHARD (R) - 1911. Sur les phases glaciaires du seuil de Rives. C.R.A.S., t. 152, p. 1714-1715.
- BLANCHARD (R) - 1922. A propos du sous-sol du Grésivaudan. R.G.A., t. 5, p. 473-485.
- BLANCHARD (R) - 1928. Comment sauver la vallée moyenne du Grésivaudan. R.G.A., t. 16, fasc. 1, p. 216-219.
- BLANCHARD (R) - 1934. Le prétendu niveau d'érosion du Haut-Grésivaudan. R.G.A., t. 22, p. 637-647.

- BLANCHARD (R) - 1941. Formes d'obturation glaciaire latérale dans la partie centrale du sillon alpin. R.G.A., t. 29, fasc. 2, p. 137-152.
- BLANCHARD (R) - 1944. Les Alpes occidentales. T. I, Artaud ed., Grenoble.
- BLANCHARD (R) - 1956. Les Alpes occidentales. T. VII, Artaud ed., Grenoble.
- BLANCHET (C), BRISSAUD (M) - 1968. Type de protection adopté, après étude sur modèle pour les ponts de Catane, Berriat et Vercors. Evolution du lit du Drac dans la traversée de Grenoble. Soc. Hydr. de France, Xème journée de l'Hydraulique.
- BLANIC (R) - 1974. L'aménagement de l'Isère et du Drac - son influence sur l'activité agricole et l'urbanisme dans les vallées autour de Grenoble. La Houille Blanche, n° 3, p. 181-197.
- BLAVOUX (B) - 1965. Les eaux minérales d'Evian. Thèse 3ème cycle, Paris.
- BLAVOUX (B), DRAY (M) - 1971. Les sondages dans le complexe quaternaire du Bas-Chablais et leurs enseignements stratigraphiques, leur intérêt pour l'hydrogéologie et l'hydrochimie régionales. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., vol. 13, fasc. 1.
- BOCQUET (A), BOCQUET (J) - 1969. Nouvelles observations pour servir à l'étude du lac Würmien du Grésivaudan. R.G.A., t. 57, fasc. 3.
- BOLLON (F) - 1955. Morphologie des massifs centraux entre Arc et Isère. Thèse Géogra., Grenoble.
- BONHOMME (J.L.) - 1972. Etude hydrogéologique et hydrodynamique du karst des calcaires sénoniens-Dévoluy. Thèse Ingénieur-Docteur, C.N.A.M., Paris.
- BONIFAY (E) - 1967. Glaciaire et fluvio-glaciaire duranciens dans la région de Sisteron. Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire, n° 12, p. 179-191.

- BOSCH (C), FOURNEAUX (J.C.), MARCET (A), SARROT-REYNAULD (J) - 1972. L'origine des sulfates dans les eaux en liaison avec les isotopes du soufre. IIème Colloque sur la Pollution des Eaux, Lyon, Décembre 1972.
- BOUCHAYER (A) - 1925. Le Drac et la plaine de Grenoble de 1280 à 1651. R.G.A., t. 13, p. 115-172.
- BOUCHAYER (A) - 1925. Le Drac et ses affluents. R.G.A., t. 13, p. 287-357.
- BOUCHAYER (A) - 1925. L'aménagement du Drac. R.G.A., t. 13, p. 546-621.
- BOUCHAYER (A) - 1945. Les déplacements de l'embouchure du Drac depuis le Moyen-Age. Bull. Soc. Sc., Isère, t. 45.
- BOURDIER (F) - 1935. Stratigraphie des alluvions quaternaires antéwürmiennes du Grésivaudan et de la vallée de Chambéry. C.R.A.S., t. 201, p. 977-979.
- BOURDIER (F), GOURC (J) - 1937. Analyse polinique et position stratigraphique des lignites quaternaires de la région de Chambéry. C.R.A.S., t. 205, p. 12-16.
- BOURDIER (F) - 1939. Moraines du Würm, Riss et Mindel en Bas-Dauphiné. C.R.A.S., t. 208, p. 530-532.
- BOURDIER (F) - 1941. A propos d'une note récente de R. BLANCHARD sur le quaternaire alpin. R.G.A., t. 29, fasc. 3, p. 499-503.
- BOURDIER (F) - 1962. Le bassin du Rhône au quaternaire. Ed. du C.N.R.S., PARIS.
- BOURGIN (A) - 1941. La Bourne et ses affluents souterrains. R.G.A., t. 29, p. 39-89.
- BOURGIN (A) - 1942. Le Dauphiné souterrain. Artaud ed., Grenoble.
- BOURGIN (A) - 1945. Hydrogéologie karstique, la question du niveau de base. R.G.A., t. 23, p. 99-107.
- BOURGIN (A) - 1950. Rivière de la nuit. Artaud ed., Grenoble.



- BOURGIN (A) - 1952. A propos du réseau souterrain du Vercors, Goule Noire. R.G.A., t. 40, p. 307-330.
- BRAVARD (Y) - 1959. La vallée supérieure de la Bourbe. R.G.A., t. 47, p. 225-243.
- BRAVARD (Y) - 1963. Le Bas-Dauphiné, une morphologie du Piémont. Imprimerie ALLIER, GRENOBLE.
- BREMONT (R) - 1965. Contribution à l'interprétation des mesures de débit et de rabattement dans les nappes souterraines. Gauthiers et Villars ed. Paris.
- BRUNE (A) - 1966. Révision de la stratigraphie des dépôts quaternaires dans la basse vallée de la Dranse. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., vol. 13, fasc. 1.
- BOINEAU (A.M.) - 1965. Contribution à l'étude de la pollution chimique et bactériologique des eaux de l'Isère. Thèse médecine, Grenoble.
- BUYDENS (R) - 1964. Evolution de la composition de l'eau d'une nappe alluvionnaire sollicitée par pompage. Techniques des Sciences Municipales, n° 12.
- CALI (F) - 1965. Les Alpes enchantées. Artaud ed., Grenoble.
- CAMBREFORT (H) - 1966. Forages et sondages ; leurs emplois dans les travaux publics. Eyrolles ed., Paris.
- CAMPOROTA (P) - 1963. Etude hydrogéologique de la région de la Mure. Thèse 3ème cycle Sciences, Grenoble.
- CAROZZI (A) - 1946. Essai sur la géographie glaciaire du bassin de l'Arve genevoise. Le Globe. Soc. Géol. de Genève, t. 84.
- CASENOVE (E. de) - 1956. Conséquences pratiques de l'anisotropie des terrains meubles. Ass. Intern. des Hydrogéologues. Paris, mémoires I et II, p. 115-132.
- CASTANY (G) - 1967. Traité pratique des eaux souterraines. Dunod ed., Paris.

- CASTANY (G) - 1967. Introduction à l'étude des courbes de décrue et de tarissement. Chronique d'Hydrogéologie, n° 10.
- CASTANY (G) - 1968. Prospection et exploitation des eaux souterraines. Dunod ed., Paris.
- CATALAN (C) - 1969. Quimica del agua. Blume ed., Madrid.
- C.E.R.I.C. - 1969. Etude de la nappe alluviale de l'Isère à l'amont de Grenoble. Rapport inédit. Les Milles.
- CHAMLEY (H) - 1968. Sur le rôle de la fraction sédimentaire issue du continent comme indicateur climatique durant le Quaternaire. C.R.A.S., t. 267, p. 1262-1265.
- CHARRIERE (R) - 1974. Perfectionnement à la mesure de traceurs fluorescents ; application à l'hydrogéologie. Thèse 3ème cycle Sciences, Grenoble.
- CHOUTEAU (A.F.) - 1968. Influence de la pollution chimique sur les populations animales de l'Isère. DES Sciences, Grenoble.
- CHOUTEAU (A.F.) - FOURNEAUX (J.C.) - 1968. Etude de la chimie des eaux souterraines de la plaine du Grésivaudan. T.L.G., t. 47, (1971).
- CHOUTEAU (A.F.), FOURNEAUX (J.C.) - 1969. Contribution à l'étude du problème du fer dans les eaux souterraines de la plaine du Grésivaudan. Mémoires du B.R.G.M., n° 76, p. 533-545.
- CHOUTEAU (A.F.), FOURNEAUX (J.C.) - 1972. Exemple de l'influence d'une décharge d'ordures ménagères sur la composition des eaux d'une nappe. IIème Colloque sur la Pollution des Eaux. Lyon, Décembre 1972.
- COLAS (C) - 1946. L'écoulement des eaux dans les terrains perméables. L'Eau, n° 10, 11, 12.

- COMPAGNIE DE PROSPECTION GEOPHYSIQUE FRANCAISE. Nombreux rapports inédits sur des travaux réalisés dans le Grésivaudan, la vallée de l'Isère à l'aval de Grenoble et la Combe de Savoie.
- COMBAZ (P) - 1909. Le glaciaire de la partie supérieure de la Cluse de Chambéry. Bull. Hist. Nat., Savoie, t. 14, p. 81-147.
- CORBEL (J) - 1956. Le karst du Vercors. Rev. Géogr. Lyon, t. 31, p. 221-241.
- CORDEAU (F), CORDEAU (J), FOURNEAUX (J.C.), SARROT-REYNAULD (J) - 1972. Modification de la composition chimique des eaux de nappes aux abords des piézomètres et relation avec leur mise en place. IIème Colloque sur la Pollution des Eaux, Lyon, Décembre 1972.
- CORDEAU (F), CORDEAU (J), FOURNEAUX (J.C.), SARROT-REYNAULD (J) - 1973. Hydrogéologie du versant oriental du Vercors entre Saint-Nizier et le col de l'Arc. IIème Colloque d'Hydrogéologie karstique. Grenoble, Octobre 1973.
- COUTAGNE (A) - 1948. Etude du bassin de la Shil. La Houille Blanche, n° 3.
- COUTURIER (B) - 1974. Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et géotechnique du Bas-Grésivaudan. Thèse 3ème cycle, Sciences, Grenoble.
- CROUZET (E), HUBERT (P), OLIVE (Ph.), SIWERTZ (E), MARCE (A) - 1970. Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface : détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. Journal of Hydrology, t. 2.
- DAVID (L) - 1967. Etude des formations glaciaires et fluvioglaciaires de la région lyonnaise. Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n° 22.
- DEBELMAS (J) - 1963. Plissement paroxismal et surrection des Alpes franco-italiennes. T.L.G., t. 39.
- DEBELMAS (J) - 1965. Quelques observations sur l'extrémité orientale du massif du Vercors. T.L.G., t. 41, p. 275-281.

- DEBELMAS (J) - 1966. Structure géologique du massif du Moucherotte. T.L.G., t. 42, p. 109-116.
- DENIZOT (G) - 1952. Les argiles lacustres d'Eybens et les dépôts lacustres du Grésivaudan. T.L.G., t. 30, p. 61-62.
- DERRUAU (M) - 1962. Précis de géomorphologie. Masson ed., Paris.
- DIENERT (F) - 1931. Contribution à l'étude de l'origine des eaux du sous-sol. C.R.A.S., t. 192, p. 1402-1403.
- DROGUE (C) - 1967. Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures. Chronique d'Hydrogéologie, n° 10.
- DROGUE (C) - 1968. Hydrogéologie des karsts de la région Nord-Montpellier. Mém. CERH, t. 1, Montpellier.
- DUBUS (J), FOURNEAUX (J.C.) - 1967. Les ressources en eau de la vallée de l'Isère. D.D.A. de l'Isère, Grenoble.
- DUBUS (J), FOURNEAUX (J.C.) - 1968. Les ressources en eaux souterraines de la plaine du Grésivaudan. R.G.A., t. 56, fasc. 3 et 4.
- DUBUS (J), MICHEL (M) - 1968. Etude des ressources en eaux de la vallée de l'Isère : les versants de Belledonne, Chartreuse et Vercors. D.D.A. de l'Isère, Grenoble.
- DUBUS (J), MICHEL (R) - 1969. Etude des ressources en eaux de la vallée de l'Isère, la Cluse de l'Isère. D.D.A. de l'Isère, Grenoble.
- DUBUS (J), BOMBARD (J.P.) - 1968. Etude des ressources en eaux de la vallée de l'Isère. Seuil de Rives - plaine de Moirans-avant pays de Chartreuse. D.D.A. de l'Isère, Grenoble.
- DULUC (P) - 1974. Etude hydrogéologique du bassin versant du Petit-Buech, Hautes-Alpes. Thèse 3ème cycle, Sciences, Grenoble.

- DUPLESSY (J.C.) et al - 1970. Continental climatic variations between 130000 and 90000 years BP. *Nature*, vol. 226, May 70.
- ELECTRICITE DE FRANCE R.E.H. ALPES NORD - 1971. Fluctuations journalières des débits de l'Isère au Pont-Royal et au Cheylas en hiver. Note technique, 26 Octobre 1971, Chambéry.
- ELECTRICITE DE FRANCE R.E.H. ALPES NORD - 1972. Influences de l'aménagement hydroélectrique Arc-Isère sur le régime des eaux. Rapport inédit, Avril 1972, Chambéry.
- ELECTRICITE DE FRANCE R.E.H. ALPES NORD - 1973. Débit d'étiage de l'Arc entre Saint-Jean-de-Maurienne et Randens. Note technique 27 Janvier 1973, Chambéry.
- ELECTRICITE DE FRANCE R.E.H. ALPES NORD - 1974. Chute Arc-Isère : projet d'exécution de l'usine de Cheylas. Note générale, Juin 1974, Chambéry.
- FIORAVANTE (J), LAFOSSE (J) - 1968. Inventaire des ressources en eaux superficielles et souterraines dans le Vercors. Mém. n° 8 des T.L.G.
- FONTANNES (F) - 1882. Note sur les terrains traversés par les sondages dans l'Isère, la Drôme et le Vaucluse. *Ann. Soc. Agri. Lyon*, t. 5.
- FORAST (R) - 1954. Les basses terres ; étude morphologique, *R.G.A.*, t. 42, p. 675-712.
- FOURMARIER (P) - 1958. Hydrogéologie. Masson ed., Paris.
- FOURNEAUX (J.C.) - 1967. Résultats préliminaires de l'étude hydrogéologique de la plaine du Grésivaudan. *C.R.A.S.*, t. 266, p. 64-67.
- FOURNEAUX (J.C.) - 1968 a. Hydrogéologie du Grésivaudan. Thèse 3ème cycle Sciences, Grenoble.
- FOURNEAUX (J.C.) - 1968 b. Hydrogéologie du plateau de Saint-Nizier (Vercors). Mém. n° 8, T.L.G.

- FOURNEAUX (J.C.), MONJUVENT (G), SARROT-REYNAULD (J) - 1969. Sur l'extension des argiles d'Eybens (Isère) et leurs rapports avec les formations quaternaires voisines. *C.R.A.S.*, t. 268, p. 2640-2644.
- FOURNEAUX (J.C.) - 1969. Contribution à l'étude des formations quaternaires de la vallée de l'Isère : la Banquette de Planaise (Savoie). *C.R.A.S.*, t. 269, p. 1607-1610.
- FOURNEAUX (J.C.) - 1970 a. Note préliminaire sur l'hydrogéologie de la plaine de Montmélian (Savoie). *R.G.A.*, t. 58, fasc. 3.
- FOURNEAUX (J.C.), GIDON (M) - 1970. Aperçu géologique sur la vallée du Grésivaudan. *C.R.D.P.*, Grenoble.
- FOURNEAUX (J.C.) - 1970 b. Sur la présence d'argiles d'Eybens dans la vallée de l'Isère, l'aval de Moirans. *C.R.S.S.G.F.*, fasc. 8, p. 318.
- FOURNEAUX (J.C.) - 1972. La nappe de la plaine de l'Isère à l'aval de Montmélian : Influence des facteurs artificiels. IIème Colloque sur la Pollution des Eaux, Lyon, Décembre 1972.
- FOURNEAUX (J.C.) - 1973 a. Les ressources en eaux de la Combe de Savoie. *D.D.A. de Savoie*, Chambéry.
- FOURNEAUX (J.C.) - 1973 b. Hydrogéologie du plateau des Petites Roches. IIème Colloque Hydro. Karstique, Grenoble, Octobre 1973.
- FOURNEAUX (J.C.) - 1973 c. Schéma hydrogéologique du synclinal Dent de Crolles - Granier. IIème Colloque Hydro. Karstique, Grenoble, Octobre 1973.
- FOURNIER (D) - 1974. Etude hydrogéologique du versant sud de la plaine de Bièvre-Bas Dauphiné bassin versant du Haut-Rival. Thèse 3ème cycle, Sciences, Grenoble I.
- FRECAULT (R), STRAUSS (R) - 1969. Composition chimique des eaux souterraines et nature lithologique des bassins. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. 10, fasc. 3.
- FREY (R) - 1933. Les analyses d'eaux et leur interprétation. Rabat. Imprimerie officielle.

- FREYMOND (P) - 1971. Les dépôts quaternaires de la vallée du Rhône entre Saint-Maurice et le Léman - d'après les sondages d'étude de l'auto-route et de l'aménagement hydroélectrique du Bas-Rhône. Rev. Lab. Géol. Min. Géophy., Université de Lausanne, n° 189.
- GALABOV (M) - 1972. Etude sur l'expression mathématique des hydrogrammes de sources. Chronique d'Hydrogéologie, n° 2.
- GALTIER (C) - 1963. Rôle des bactéries dans la corrosion par les eaux. Corrosion et anti-corrosion, vol. II, n° 7 et 8, Juillet 1963.
- GARNIER (J), POMMIERS (C) - 1965. Exploration en Vercors. Ann. Spélé. Spélunca, t. 10, fasc. 1.
- GEZE (B) - 1965. La spéléologie scientifique. Edition du Seuil, Paris.
- GIDON (M), GIDON (P), LUNSKI (S) - 1965. Caractères singuliers des nappes-aquifères du sous-sol chambérien. A.C.E.S., n° 3, Chambéry.
- GIDON (M), GIDON (P), LUNSKI (S) - 1966. Un procédé d'identification des failles sous une couverture de terrains meubles. A.C.E.S., n° 4, Chambéry.
- GIDON (M), MONJUVENT (G) - 1968. Sur la morphologie fluvio-glaciaire aux marges des glaciers würmiens alpins. Le dispositif "moraine-chenal-marginal". Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire, n° 15, p. 125-149.
- GIDON (M), MONJUVENT (G) - 1969. Essai de coordination des formations quaternaires de la moyenne Durance et du Haut-Drac. Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire, n° 19, p. 145-161.
- GIDON (M) - 1970. Feuille Voiron de la carte géologique au 1/50.000ème. B.R.G.M.
- GIDON (P) - 1964. Géologie chambérienne, guide du géologue et de l'amateur dans la région chambérienne. A.C.E.S., n° 2, p. 7-25, Chambéry.
- GIDON (P) - 1969. Documents pour servir à l'étude de l'histoire quaternaire du lac du Bourget. A.C.E.S., n° 7, Chambéry.

- GIGNOUX (C) - 1958. Perforation d'une galerie au voisinage d'une source thermo-minérale. L'Hydraulique souterraine, p. 505-510.
- GIGNOUX (M) - 1910. Terrasses fluvio-glaciaires de la Bièvre-Valloire et de la basse Isère. Bull. Soc. Géol. de Fr., t. 21.
- GIGNOUX (M) - 1931. La carte des fronts pléistocènes en France. C.R. Congrès Inter. Géogra., Paris, fasc. 1-2.
- GIGNOUX (M) - 1944. L'épaisseur des dépôts quaternaires dans la plaine de Grenoble. C.R.S.S.G.F., p. 77-78.
- GIGNOUX (M) - 1946. Les nappes d'eau souterraines profondes dans les alluvions des vallées alpines. T.L.G., t. 24.
- GIGNOUX (M) - 1952. Argiles quaternaires préconsolidées de la région grenobloise ; exemple de collaboration possible entre ingénieurs et géologues. Congrès des Sociétés Savantes, tenu à Grenoble en 1952, p. 185.
- GIGNOUX (M), MORET (L) - 1952. Géologie dauphinoise, 2ème édition, Masson ed., Paris.
- GIRARD (R) - 1963. La corrosion des métaux ferreux par les eaux naturelles. L'Eau, n° 50.
- GIRARD (R) - 1967. Méthode d'étude des eaux naturelles. L'Eau, n° 54.
- GOGUEL (J), PACHOUD (A) - 1972. Géologie et dynamique de l'écoulement du Mont-Granier, dans le massif de la Chartreuse en Novembre 1248. Bull. B.R.G.M., 2ème série, section III, n° 1, p. 29-38.
- GORON (L) - 1910. Les systèmes fluvio-glaciaires de la Bièvre-Valloire et leur raccordement aux terrasses rhodaniennes. R.G.A., t. 39, fasc. 4.
- GRARD (R) - 1970. Recherche des valeurs des crues exceptionnelles. La crue du 22 Décembre 1968 sur la Bourne. R.G.A., t. 58, fasc. 2, p. 355-365.
- GUEYMARD (E) - 1831. La minéralogie, la géologie et la métallurgie du département de l'Isère. Bardin frères, ed., Grenoble.

- GUEYMARD (E) - 1839. Notice sur le sondage de Bois-Rolland près de Grenoble. Bull. Stat. de l'Isère, t. 1.
- GUILLOT (P) - 1968. La méthode du Gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. Xème journées de l'Hydraulique, Soc. Hydr. de France.
- GUILLOT (P), DUBAND (R) - 1968. La prévision des crues de l'Ain à Coiselet. Bull. Ass. Int. des Hydr. Sci., t. 13, n° 4.
- HAMELIN (L) - 1951. La morphologie du Massif des Terres Froides et du bassin de la Bourbe moyenne. Thèse, Université Grenoble.
- HAMELIN (L) - 1952. La position structurale du Bas-Dauphiné. R.G.A., t. 40, p. 567-581.
- HANNS (C) - 1974. Premières indications par une datation au  $C^{14}$  pour l'âge inter-stadiaire Würmien des dépôts fluviatiles de la banquette de Barraux. R.G.A., t. 64, fasc. 4.
- HAUDOUR (J) - 1961. Le bassin quaternaire de la Motte d'Aveillans. T.L.G., t. 37.
- HERGEZ (C) - 1965. Etude analytique des eaux de rivières de la région Rhône-Alpes. Thèse Médecine, Lyon.
- JAIL (M) - 1966. Note préliminaire sur les précipitations à Grenoble depuis 1878. R.G.A., t. 56, fasc. 3.
- JAYET (A), AMBERGER (G) - 1969. L'inter-glaciaire Riss-Würm de Sous-Terre à Genève. C.R.S.G., Suisse. Eclogae Geologicae Helvetiae, vol. 62, n° 2.
- JONTE (A) - 1965. Les coupures des boucles de l'Isère. Etudes et essais de laboratoire. Rapport inédit.
- JOUKOWSKI (E) - 1941. Géologie et eaux souterraines du pays de Genève. Kundig ed., Genève.
- JUSSERAND (C) - 1973. Contribution à l'étude de l'hydrogéologie karstique du haut bassin du Colin. Ann. Spéléo., t. 27, fasc. 3, p. 507-524.

- KORDAS (B) - 1964. Etude expérimentale de l'influence d'une crue sur l'évolution d'une nappe phréatique placée à proximité d'une rivière. Rapport inédit. Lab. Méca. Fluide, Grenoble.
- KERCKHOVE (C), ANTOINE (P) - 1964. Sur l'existence de failles de décrochement dans le massif des Bauges. T.L.G., t. 40.
- KILLIAN (N), GIGNOUX (M) - 1909. Les formations fluvioglaciales du Bas-Dauphiné. Bull. Serv. Carte Géol. France, n° 129, t. 21, p. 84.
- LACROIX-COSTES (B) - 1971. Hydrogéologie de la plaine de Grenoble. Thèse 3ème cycle, Grenoble I.
- LECLERC (E) - 1960. Test d'agressivité des eaux à l'égard des matériaux métalliques, pierreux et organiques. Corrosion et anti-corrosion, vol. 8, n° 1.
- LELLIAVSKI (S) - 1961. Précis d'hydraulique fluviale. Dunod ed., Paris.
- LEMOINE (J) - 1963. Méthode d'interprétation graphique des relations entre la pluviométrie et le régime des nappes aquifères libres. Terres et Eaux, n° 40, 2ème trimestre.
- LEPRIOL (J) - 1974. Etude hydrogéologique du bassin versant de la Bourbe. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- LETOUZE (F) - 1970. Etude géologique et hydrogéologique de la vallée du Rhône entre Vienne et Andance. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- LLIBOUTRY (L) - 1965. Traité de glaciologie. Masson ed., Paris.
- LORY (C) - 1874. Analyses des eaux de rivières et de sources. P.V. du Conseil Général de l'Isère.
- LORY (P) - 1902. Quelques observations sur le Pléistocène de la région grenobloise. T.L.G., VI, fasc. 2, p. 282-286.
- LORY (P) - 1904. Sur les vallées de la région grenobloise. Bull. Soc. Sc. Isère, t. 4, p. 645.

- LORY (P) - 1923. Le glacier entre la plaine de Grenoble et Chamrousse. Bull. Soc. Sci. Isère, t. 45, p. 430-431.
- LORY (P) - 1941. Dépôts d'obturation glaciaires : Les argiles d'Eybens. R.G.A., t. 29, p. 493-497.
- LUPARINI (V) - 1975. Etude hydrogéologique du massif du Dévoluy. Thèse 3ème cycle, Grenoble I.
- MALENFANT (M) - 1969. Industrie moustérienne sur la moraine des Guillets. C.R.A.S., t. 268, p. 1380-1383.
- MANGIN (A) - 1970. Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrues et de tarissement. Annales de Spéléologie, t. 25, fasc. 3, p. 581-609.
- MARCHAND (M) - 1957. Les nappes souterraines des vallées du Drac de la Romanche et de la Gresse. Revue l'Ingénieur.
- MARGALHAN-FERRAT (H) - 1975. Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et géotechnique de la cluse de l'Isère. Thèse 3ème cycle, Grenoble I.
- MEYER (R) - 1955-1956. Quelques résultats théoriques récents concernant les écoulements des nappes d'eau souterraines. La Houille Blanche, n° 1-1955 ; n° 5-1955 ; n° 1-1956.
- MICHEL (M) - 1971. Hydrogéologie du bassin versant de Theys. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- MICHEL (R), ROTHE (J) - 1959. Sur la nature et l'épaisseur des alluvions quaternaires dans le bassin de Vizille. T.L.G., t. 35.
- MICHEL (R) - 1960. Contribution à l'étude de la température des sources dans le département de l'Isère. T.L.G., t. 36.
- MICHEL (R) - 1961. Aperçu d'ensemble sur la structure du département de l'Isère dans ses rapports avec l'hydrologie souterraine. R.G.A., t. 49, fasc. 1.
- MICHEL (R) - 1967. Aménagement du massif des Sept Laux. Rapport inédit.

- MICHEL (R), LETOURNEUR (J) - 1971. Géologie du Génie Civil. Armand Colin ed., Paris.
- MIEGE (J) - 1951. A propos de l'aménagement du Grésivaudan. R.G.A., t. 39, fasc. 1.
- MILLOT (G) - 1964. Géologie des argiles. Masson ed., Paris.
- MONTANDON (F) - 1933. Chronologie des éboulements alpins. Soc. Géographie de Genève, n° 4.
- MONJUVENT (G) - 1969. Nouvelles datations absolues dans les formations quaternaires du sillon alpin. R.G.A., t. 57, fasc. 3.
- MONJUVENT (G) - 1969. Essais morphologiques sur un piedmont alpin. La vallée morte de Bièvre. R.G.A., t. 57, fasc. 4, p. 487-514.
- MONJUVENT (G) - 1973. La transfluence Durance-Isère. Essai de synthèse du quaternaire du bassin du Drac. R.G.A., t. 49.
- MORET (L), DEBELMAS (J) - 1959. Structure géologique et hydrogéologique du bassin de Vif et de Pont de Claix. T.L.G., v. 35, p. 137-160.
- MONJUVENT (G), USELLE (J.P.) - 1974. Interprétations des argiles d'Eybens d'après la sédimentologie du sondage INQUA-1969. Bull. Ass. Franc. Etude du Quaternaire, fasc. 2.
- MUNTZ (A), LAINE (E) - 1915. Etude sur la formation des limons et leur charriage par les cours d'eau dans les Alpes françaises et les Pyrénées. C.R.A.S., t. 160.
- NICOUD (G) - 1973. Hydrogéologie de la haute vallée du Chéran. Massif des Bauges (Savoie). Thèse 3ème cycle, Grenoble I.
- OLIVE (Ph.) - 1970. Contribution à l'étude géodynamique du cycle de l'eau, dans l'hémisphère Nord, par la méthode du tritium. Thèse de Doctorat d'Etat, Paris VI.

- OLIVE (Ph), HUBERT (P), MARIN (E), MEYBECK (M), SIWERTZ (E) - 1969. Aspects hydrogéologique, géochimique et sédimentologique de la crue exceptionnelle de la Dranse du Chablais du 22/9/1968. Arch. Sc. Genève, vol. 22.
- OLIVE (Ph), CROUZET (E), HUBERT (P), MARCE (A), SIWERTZ (E) - 1970. Le tritium dans les mesures d'hydrogéologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. Journ. of Hydrology, t. II.
- OZDEMIR (M) - 1970. Prospection magnétique et gravimétrique dans la vallée de l'Isère. Thèse Université, Grenoble I.
- OZENDA (P) - 1964. Biogéographie végétale. Doin ed., Paris.
- PARDE (M) - 1925. Le régime du Rhône. Ed. Rhodaniennes, Lyon.
- PARDE (M) - 1940. Transport de matières solides et remblaiement de la cluse de Grenoble. R.G.A., t. 28, fasc. 3.
- PARDE (M) - 1948. Fleuves et rivières. Armand Collin ed., Paris.
- PENK (A), BRUCKNER (E) - 1907. Les Alpes françaises à l'époque glaciaire (traduit de l'allemand par Chandel). T.L.G., t. 8.
- PENK (A), BRUCKNER (E) - 1908. Les glaciations des Alpes du Sud. (Traduction Arbos). T.L.G., t. 9.
- PIRAUD (V) - 1924. Le sous-sol de la vallée du Grésivaudan. Bull. Soc. Sci. Isère, t. 45, p. 405-406.
- PIRAUD (V) - 1936 a. Arbre sub-fossile trouvé dans le sous-sol de Grenoble. Bull. Soc. Dauphi. Ethnologie, t. 29.
- PIRAUD (V) - 1936 b. Présence d'une couche de tourbe dans le sous-sol de Grenoble. P.V. de la Soc. Dauphinoise d'Etudes Biologiques, 15e année, n° 277.
- PIRAUD (V) - 1938. Cailloux du Drac et argiles de l'Isère. Bull. Soc. Sci. Isère, t. 58, p. 373-374.

- PLOTNIKOV (N.A.) - 1962. Ressources en eaux souterraines. Gauthiers-Villars ed., Paris.
- POTIE (L) - 1968. Etude du plateau de Sornin. Observations sur le gouffre Berger et son réseau. Mémoire des T.L.G., n° 8.
- PUNTOUS (R) - 1967. Mesures sismiques effectuées lors de tirs d'explosifs chimiques à Bois-Français. Inédit. Cadaraches.
- RAMBEAUD (P), LEMOINE (L), DUBUS (J) - 1967. La formation de la Bourbe et les risques de contamination de ses nappes alluviales. Rev. n° 4 de l'Institut Pasteur, t. 1, n° 2, Lyon.
- RAVIER (F) - 1954. Méthode d'investigation basée sur la mesure des résistivités des eaux courantes. La Houille Blanche, n° A.
- REMINERAS (G) - 1960. L'hydrologie de l'Ingénieur. Eyrolles ed., Paris.
- RENAULT (P) - 1971. La formation des cavernes. Que sais-je ? P.U.F., ed. Paris.
- REVIL (J), COMBAZ (P) - 1919. Sur l'âge et les conditions de formation des lignites de Voglans, dans la région de Chambéry. C.R.A.S., t. 169, p. 658-660.
- RIMBAUT (M) - 1949. Etude géologique de la région Saint-Gervais-Rovon. DES Sciences, Grenoble.
- ROCHE (M) - 1963. Hydrogéologie de surface. Gauthiers-Villars ed., Paris.
- ROCHE (M) - 1967. Essais de définition d'un hydrogramme standard. Bull. A.I.H.S., n° 4.
- RODIER (J) - 1966. L'analyse chimique et physico-chimique de l'eau. Dunod ed., Paris.
- RORABAUGH (M.I.) - 1963. Stream-bed percolation in development of water supplies. Geological Survey Water Supply Paper, n° 1544 H.

- RORABAUGH (M.I.) - 1969. L'emploi des niveaux d'eau pour l'estimation des constantes hydrauliques dans un aquifère de dimensions finies.  
Trad. R. DEGALLIER. Chronique du B.R.G.M., section IV, Hydrogéologie n° 2.
- RORABAUGH (M.I.) - 1969. L'estimation de la contribution à l'écoulement des variations de réserve des berges et des nappes souterraines.  
Chronique du B.R.G.M., section IV, Hydrogéologie, n° 2.
- ROUSSIN (D) - 1969. Contribution à l'étude et l'exploration des cuves de Sessenage. Spelunca, n° 2.
- SARROT-REYNAULD (J) - 1953. Observations sur la nature physico-chimique des argiles d'Eybens. T.L.G., t. 31.
- SARROT-REYNAULD (J) - 1960. Rôle des failles transverses dans la structure de la bordure orientale du Vercors au Sud de Grenoble. C.R.S.S.G.F., n° 7.
- SARROT-REYNAULD (J) - 1962. Hydrogéologie karstique dans le massif du Vercors. Mém. du Congrès International de Géologie d'Athènes.
- SARROT-REYNAULD (J) - 1963 a. Le glaciaire et fluvio-glaciaire du Drac et de la Romanche à la périphérie du Dôme de La Mure. T.L.G., t. 37.
- SARROT-REYNAULD (J) - 1963 b. Deux exemples de régime hydrogéologique dans les collines du Bas-Dauphiné. T.L.G., t. 39.
- SARROT-REYNAULD (J) - 1967. Conditions de captage et de protection des eaux potables dans la région grenobloise. Rev. Inst. Pasteur Lyon, t. 1, n° 2, p. 255-270.
- SARROT-REYNAULD (J) - 1968. Hydrogéologie du synclinal de Villard-de-Lans. Colloque sur l'Hydrogéologie karstique du massif du Vercors, Grenoble, Mém. des T.L.G., n° 8.
- SAUZE (F) - 1973. Regards sur une technique qui se développe ; le langage des eaux résiduaires. T.S.M., l'Eau, Juillet.

- SCHAUDEL (L) - 1909. Rapport sur le sondage effectué en 1907 dans la vallée de Chambéry. Bull. Soc. Hist. Nat. de Savoie, t. 14, p. 5-10.
- SCHOELLER (H) - 1949. Les eaux souterraines. Ed. Masson, Paris.
- SCHOELLER (H) - 1935. Utilité de la notion d'échange de base pour la comparaison des eaux souterraines vadoses. B.S.G.F., t. 5.
- SCHOELLER (H) - 1948. Variation de la composition chimique dans une même nappe. A.G., Oslo de l'A.I.H.S.
- SCHOELLER (H) - 1950. Variation de la teneur en CO<sub>2</sub> des eaux souterraines. C.R.A.S., Paris, t. 230.
- SCHOELLER (H) - 1955. La solubilité du fer dans les eaux souterraines. Ann. Institut Hydrologie et Climatologie, t. XXVI, fasc. 1, n° 78.
- SCHOELLER (H) - 1962. Les eaux souterraines. Masson ed., Paris.
- SCHOELLER (H) - 1970. L'acide carbonique des eaux souterraines. Publication B.R.G.M.
- SCHOELLER (H) - 1973. Hydrogéologie - in Géologie, t. 2, Encyclopédie de la Pléiade ed. N.R.F., Paris.
- SERRA (L) - 1971. Hydrologie des eaux de surface - in géophysique, Encyclopédie de la Pléiade, ed. N.R.F., Paris.
- SERRUYA (C) - 1969. Contribution à l'étude des dépôts du Lac Léman en relation avec l'évolution du bassin versant sédimentaire et les caractères du milieu lacustre. Arch. Sci. Genève, vol. 22, fasc. 1.
- S.O.G.R.E.A.H. - 1961. Etude hydrogéologique de la vallée alluviale de l'Isère entre Lumbin et Crolles. Rapport inédit.
- S.O.G.R.E.A.H. - 1964. Etude du lit de l'Isère dans les départements de l'Isère et de la Savoie. Rapport inédit.



- S.O.G.R.E.A.H. - 1965. Influence dans l'Isère des restitutions de l'usine du Cheylas. Rapport inédit.
- S.O.G.R.E.A.H. - 1968. Etude agro-pédologique préliminaire à l'aménagement agricole du Grésivaudan. Rapport inédit.
- SIWERTZ (E) - 1973. Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène-18 de l'infiltration sur les lysimètres et le bassin de Thonon. Thèse 3ème cycle, Paris VI.
- TRICART (J) - 1934. Périglaciaire et fluvio-glaciaire. Essai de corrélation du quaternaire de la Durance. C.N.R.S., Paris.
- TROMBE (F) - 1951. Traité de spéléologie. Ed. Payot, Lausanne.
- TURC (L) - 1951. Bilan d'eau des sols. Relations précipitations-températures-écoulements. C.R.A.S., Paris, t. 233, n° 11.
- THORAL (M) - 1951. Quelques observations relatives aux formations glaciaires et péri-glaciaires de la région lyonnaise. Bull. Carte Géol. France, n° 232, t. 49, p. 127-156.
- URBAIN (P) - 1967. Géochimie et hydrogéologie des enveloppes aqueuses des eaux thermo-minérales. Librairie A. BLANCHARD, Paris.
- VEYRET (P) - 1936. La vallée de l'Isère hors des Alpes. R.G.A., t. 24, fasc. 3, p. 577-644.
- VEYRET (P) - 1972. Le climat ; in Guide du Naturaliste dans les Alpes. ed. Delachaux et Niestlé.
- VACHER (J.P.) - 1971. Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin de l'Isère. Thèse 3ème cycle, Bordeaux.
- VIVIAN (M) - 1969. Les crues de l'Isère à Grenoble et l'aménagement actuel des digues. R.G.A., t. 58, fasc. 1.

- WIDMANN (M) - 1955. Un exemple de formation de laves torrentielles : le torrent du Rabioux. La Cluse en Dévoluy (Hautes-Alpes). Revue Forestière Française, p. 179-186.
- WILHELM (I) - 1925. Les modifications du lit de l'Isère en aval de Grenoble. Rapport inédit.

