



**HAL**  
open science

# Hydrogéologie de la haute vallée du Chéran, massif des Bauges (Savoie) - Alpes françaises

Gérard Nicoud

► **To cite this version:**

Gérard Nicoud. Hydrogéologie de la haute vallée du Chéran, massif des Bauges (Savoie) - Alpes françaises. Hydrologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1973. Français. NNT : . tel-00578477

**HAL Id: tel-00578477**

**<https://theses.hal.science/tel-00578477>**

Submitted on 21 Mar 2011

**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.

**UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE**

**THESE**

présentée pour obtenir le grade de

Docteur de 3eme Cycle

Spécialité: SCIENCES DE LA TERRE

Mention: GEOLOGIE APPLIQUEE

---

**HYDROGÉOLOGIE DE LA HAUTE VALLÉE DU CHÉRAN**

**MASSIF DES BAUGES (Savoie)**

par

Gérard NICOUD



14 JUIN 1978

Thèse soutenue le 6 Décembre 1973 devant le jury d'examen

M. R. BARBIER

Professeur

Président

MM. P. GIDON

Professeur

} Examineurs

J. SARROT-REYNAULD Professeur Rapporteur

Sous-directeur

Invité

M. Ph. OLIVE

du C.R.G. Thonon

1041313 0

## AVANT - PROPOS

Au moment de conclure ce travail, j'exprime ma plus sincère reconnaissance :

- A tous les enseignants et chercheurs de l'Institut Dolomieu qui ont su me faire profiter de leur savoir et de leur expérience.

Je remercie tout spécialement Monsieur le Professeur R. BARBIER qui m'a fait l'honneur de présider le jury.

Je suis aussi très reconnaissant envers Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAULD, qui, malgré ses nombreuses occupations, n'a ménagé ni son temps, ni ses conseils pour que ce travail de recherche puisse voir le jour.

Je remercie également Monsieur l'Assistant J.P. MOUGIN qui m'a prêté son concours lors des reconnaissances géophysiques.

- A tous les membres du Laboratoire de Géologie du Centre Universitaire de Savoie, qui m'ont tout d'abord initié à la Géologie, puis ensuite accordé les plus grandes facilités de travail. Que Monsieur le Professeur P. GIDON sache ma profonde gratitude.

Je tiens particulièrement à remercier Monsieur le Maître-Assistant B. DOUDOUX qui m'a fait partager ses connaissances sur la Géologie du Massif des Bauges à travers de nombreux stages d'étudiants. De plus, tout au long de la rédaction de cet ouvrage, il m'a apporté conseils et réconfort.

Il me faut remercier Madame S. GINET, la dévouée secrétaire du Laboratoire, qui a réalisé la frappe de ce texte.

Je n'oublierai pas mes amis étudiants B. COLETTA, P. LANDRY et B. RODDAZ, ni mon camarade S. FUDRAL pour les clichés qu'il a pris dans les Bauges.

- A tout le personnel du Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon; en particulier, Monsieur Ph. OLIVE, son Sous-Directeur, Madame A. NOIR et Monsieur B. CHASSAING pour les analyses chimiques qu'ils m'ont effectuées, Messieurs E. SIWERTZ, F. CHESSEL et G. OLIVIER pour la réalisa-

tion des mesures hydrologiques.

- Aux services d'hydrométéorologie de l'E.D.F. de Lyon, Chambéry et Grenoble.

- Aux municipalités du Châtelard, Ecole, Doucy, Jarsy, La Compôte et Sainte-Reine.

- Au personnel des Ponts et Chaussées du Châtelard, et notamment à Monsieur l'Ingénieur T.P.E. A. COUX.

- Au syndicat intercommunal des Eaux du Haut-Chéran, par l'intermédiaire de son président Monsieur BOUVIER.

- A Messieurs R. DUBOIS, E. PETIT et L. TURPIN qui, avec conscience, m'ont relevé les données pluviométriques.

- Aux familles G. BARBIER et J. MAZIN qui ont accueilli, nourri et logé un étudiant bien démuni.

- Aux membres de mon club de Rugby, le Racing Club Chambérien. J'ai toujours trouvé auprès d'eux une totale compréhension et d'incessants encouragements. Que mon Président J. TROSSET, son comité et les joueurs en soient récompensés.

Je remercie particulièrement mes camarades rugbymen : J.P. BETTEGA pour ses nombreuses sorties sur mon terrain, Y. CHENAL pour ses conseils lors de la rédaction de ce texte et J.P. HUGUENIOT pour son consciencieux travail d'imprimerie.

Enfin, et surtout, je remercie toute ma famille qui a consenti de durs sacrifices tout au long de mes années universitaires.

## TABLE DES MATIERES

<u>INTRODUCTION</u> :	1
1. Origine de l'étude .....	3
2. Cadre géographique général .....	4
3. Cadre hydrogéologique sommaire .....	5
4. Cadre de l'étude .....	6
5. Principales caractéristiques du bassin versant du Haut-Chéran .....	8
<u>CHAPITRE 1</u> : Aspects hydrologiques de la Haute-Vallée du Chéran. Principaux facteurs .....	15
I. Les vents .....	17
1. La "bise" .....	17
2. Le "vent" .....	17
3. La "traverse" .....	17
4. Le "foehn" .....	17
5. Brises diurnes .....	18
II. La pluviométrie .....	18
1. Réseau existant dans l'ensemble du Massif des Bauges ....	18
2. Réseau de la Haute-Vallée du Chéran .....	20
2.1. Appareillage .....	20
2.2. Comparaison entre les résultats obtenus à l'aide d'un tube totalisateur ( $\varnothing$ 12 cm) et d'un pluviomètre (type 400 cm <sup>2</sup> ) .....	21
2.3. Résultats .....	21
2.4. Conclusion .....	27
III. La température .....	31
1. Réseau existant dans le Massif des Bauges .....	31
2. Gradient altimétrique de température .....	32
3. Variations mensuelles .....	35
IV. Humidité atmosphérique .....	37
1. Mesures .....	37
2. Représentation d'une synthèse thermoévaporométrique à Ecole .....	37
V. Evaporation et évapotranspiration .....	38
1. Généralités .....	38
2. Calcul .....	39
2.1. Evapotranspiration annuelle selon TURC .....	39
2.2. Selon COUTAGNE .....	40
2.3. Evapotranspiration potentielle mensuelle selon THORNTHWAITE .....	40
3. Conclusion .....	41
VI. Mesure de la lame d'eau écoulée .....	42
1. Equipement de la station de jaugeage .....	43

2. Tarage de la station .....	43
2.1. Méthode .....	43
2.2. Matériel utilisé .....	45
2.3. Précision de la méthode .....	45
3. Calcul de la lame d'eau écoulée .....	47
4. Remarques sur la courbe des débits journaliers du Chéran et son rapport avec les précipitations journalières .....	49
 <u>CHAPITRE II</u> : Géologie de la Haute-Vallée du Chéran. Possibilités hydrologiques des terrains et fractures .....	51
I. Stratigraphie - Lithologie - Hydrologie .....	52
1. Le Jurassique supérieur .....	52
2. L'ensemble Berriasien - Valanginien - Hauterivien .....	55
3. Le Barrémien-aptien .....	56
4. L'Albien .....	58
5. Le Crétacé supérieur .....	59
6. L'Eocène .....	61
7. Le Quaternaire .....	63
7.1. Les éboulis .....	65
7.2. Les argiles d'altération .....	66
7.3. Les formations glaciaires et fluvio-glaciaires du Massif des Bauges internes .....	66
7.4. Les glissements de terrains .....	77
7.5. Les alluvions .....	80
8. Conclusion générale .....	81
II. Tectonique et rôle dans les circulations actuelles .....	81
1. Tectonique générale .....	81
2. La fracturation .....	88
3. Synthèse générale .....	89
4. Rôle de la tectonique dans les circulations souterraines ..	89
III. Conclusion .....	90
 <u>CHAPITRE III</u> : Les sources et les circulations .....	93
I. Sources d'origine karstique .....	95
1. L'ensemble "tithonique" .....	95
2. L'ensemble "urgonien" .....	98
3. L'ensemble Sénonien .....	103
4. Synthèse générale des différentes sources karstiques .....	105
II. Sources liées à des fracturations superficielles .....	109
III. Sources liées à des éboulis .....	111
IV. Sources liées aux dépôts glaciaires .....	114
V. Sources liées aux cônes de déjection .....	119
VI. Sources mixtes .....	123
VII. Source minérale de La Compôte .....	125
1. Situation géographique .....	125
2. Situation géologique .....	127
3. Caractères physico-chimiques .....	127
4. Conclusion .....	131

VIII. Conclusion .....	132
1. Résultats .....	132
2. Critique de la méthode .....	134
3. Annexe .....	135
<u>CHAPITRE IV</u> : La plaine alluviale d'Ecole - La Compôte .....	139
I. Situation géographique sommaire .....	141
II. Géologie des terrains anté-quaternaires .....	141
1. La plaine à l'amont de La Compôte .....	141
2. La plaine à l'aval de La Compôte .....	142
3. Conclusion .....	143
III. Géologie du remplissage quaternaire .....	143
1. Le glaciaire .....	143
2. Les cônes de déjection .....	144
3. Les terrasses .....	145
4. Conclusion .....	147
IV. Etude géophysique sommaire .....	148
1. Matériel employé .....	148
2. Résultats .....	149
2.1. Interprétation générale .....	149
2.2. Interprétation détaillée .....	151
3. Conclusion .....	155
V. Estimation des ressources en eau de la nappe d'Ecole .....	158
1. Jaugeage des écoulements superficiels .....	158
1.1. Résultats .....	158
1.2. Conclusions .....	161
2. Etude des courbes de tarissement .....	162
2.1. Principe .....	162
2.2. Résultats .....	164
2.3. Conclusion .....	165
3. Conclusion .....	167
<u>CHAPITRE V</u> : Approche du bilan hydrologique. Utilisation des eaux	
Conclusion générale .....	169
I. Approche du bilan .....	170
1. Estimation de $\Delta R$ .....	171
2. Valeur du déficit d'écoulement réel .....	172
3. Conclusion .....	173
II. Utilisation des eaux .....	173
1. Utilisation humaine .....	173
2. Utilisation industrielle .....	174
3. Utilisation agricole .....	174
4. Conséquences .....	174
III. Conclusion générale .....	175
Bibliographie .....	179

## LISTE DES PLANCHES

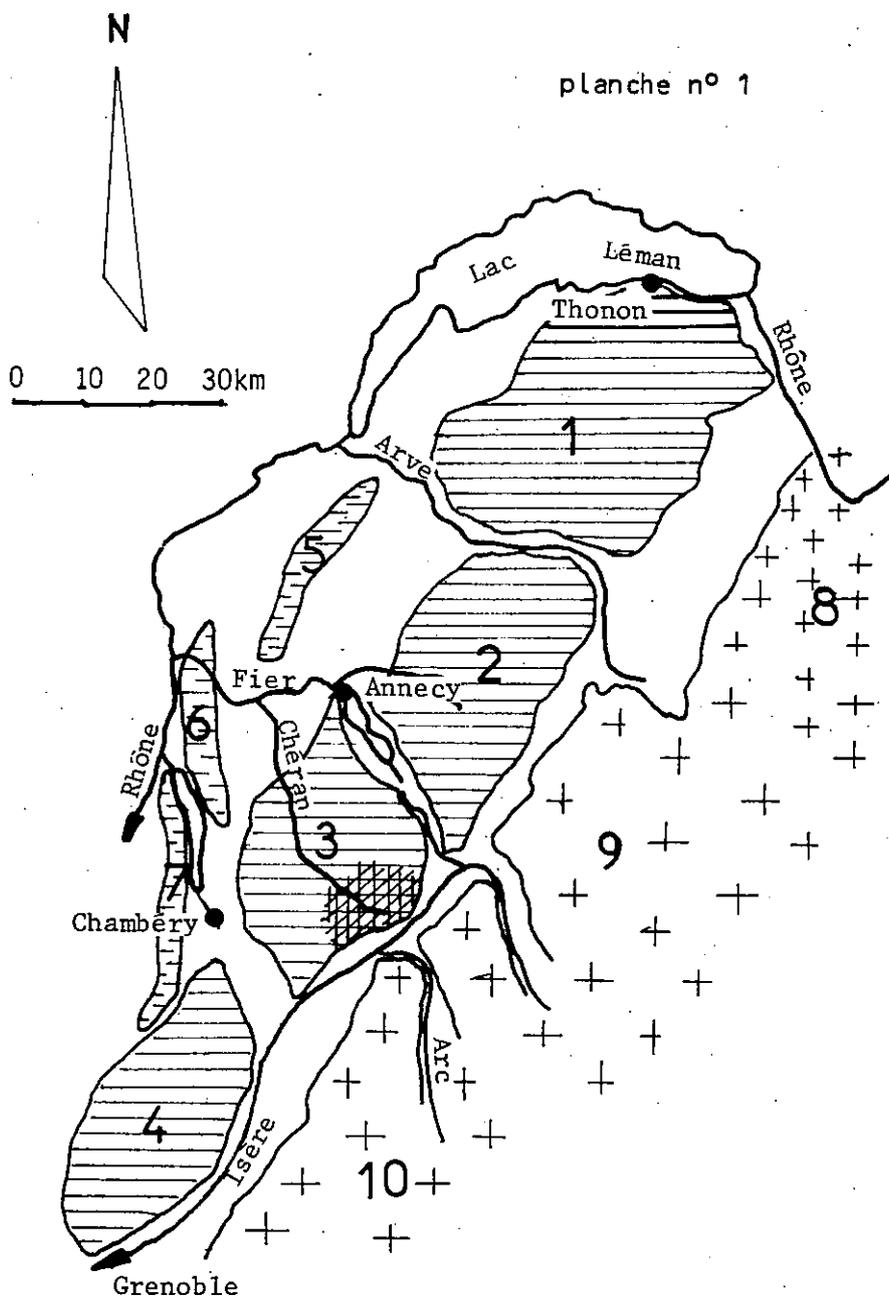
	<u>pages</u>
1. La Haute-Vallée du Chéran dans les Alpes Occidentales .....	2
2. Schéma orohydrographique .....	7
3. Caractères morphométriques .....	9
4. Carte des lithofaciès .....	11
5. Profil en long des principaux affluents du Chéran .....	13
6. Equipement hydrologique. Système des vents .....	16
7. Précipitations mensuelles à Ecole. Classification des climats.	22
8. Relation pluviométrie-altitude dans le Massif des Bauges .....	26
9. Courbes isohyètes 1972-1973 .....	29
10. Relation température-altitude des principales sources .....	33
11. Températures mensuelles à Ecole. Cycle thermoévaporométrique à Ecole .....	35
12. Climogramme de Lescheraines (1946-1960). Courbe ombro-thermi- que de Lescheraines (1946-1960) .....	36
13. Courbes de tarage du Chéran au pont d'Escorchevel et au pont d'Ecole .....	44
14. Débits journaliers du Chéran au pont d'Escorchevel .....	46
15. Courbe des débits classés du Chéran au pont d'Escorchevel .....	48
16. Géologie du quaternaire .....	64
17. Glaciaires et fluvio-glaciaire. Analyses granulométriques .....	68
18. Glissement de terrain du Roc de Poyez. Coulée boueuse de Rières-Bellevaux .....	78
19. Schéma structural .....	82
20. Coupes géologiques .....	83
21. Sources du Bois de Leyat (Tithonique) .....	94
22. Sources et circulations karstiques dans le synclinal d'Arclusaz	99
23. Source de Bellevaux (Sénonien). Source des Chaudannes (Urgonien)	101
24. Sources karstiques. Diagrammes logarithmiques.....	107
25. Sources liées aux éboulis .....	112
26. Sources liées au glaciaire .....	115
27. Sources du glaciaire. Diagrammes logarithmiques .....	118
28. Sources liées à un cône de déjection .....	120

29. Sources du quaternaire. Source minérale de La Compôte. Diagrammes logarithmiques .....	122
30. Source bicarbonatée sodique de La Compôte .....	126
31. Evolution des caractères physico-chimiques lors d'une fonte des neiges	136
32. Géologie de la plaine d'Ecole - La Compôte .....	140
33. Vue partielle de la plaine d'Ecole - La Compôte .....	146
34. Interprétation de sondages électriques .....	150
35. Profil probable de la plaine d'Ecole - La Compôte. Circulations souterraines. ....	156
36. Plaine d'Ecole - La Compôte : facteurs hydrologiques. Alimentation et drainage .....	159
37. Courbes et coefficients de tarissement du Chéran au pont d'Escorchevel	163

I N T R O D U C T I O N

# LA HAUTE - VALLEE DU CHERAN

## DANS LES ALPES OCCIDENTALES



- Haute-vallée du Chéran
- Massifs subalpins
- Massifs jurassiens
- Massifs cristallins

- 1 Chablais
- 2 Bornes
- 3 Bauges
- 4 Chartreuse
- 5 Salève
- 6 Gros Foug
- 7 L'Epine
- 8 Mont Blanc
- 9 Beaufortin
- 10 Belledonne

## 1 - ORIGINE DE L'ETUDE

. La géologie du Massif des Bauges est encore peu connue, les études générales datant de la fin du siècle dernier. Seuls les récents travaux de P. GIDON (1952), de R. PERRIER (1958), de L. CHABERTY (1961) et de B. DOUDOUX (depuis 1965) contribuent à la sortir de son anonymat.

. De plus, l'hydrogéologie d'un tel massif n'a, jusqu'aujourd'hui, fait l'objet d'aucune publication.

Par contre, la bordure Nord du massif a servi de cadre aux études d'E. BENEDETTI-CROUZET, du Centre de Recherches géodynamiques de Thonon (Paris VI) qui a présenté une thèse sur "*Etude géodynamique du Lac d'Annecy et de son bassin versant*". Quant au rebord Sud, J.C. FOURNEAUX, de l'Institut Dolomieu (Grenoble I) l'insère dans ses travaux d'hydrogéologie sur la plaine de l'Isère entre Albertville et Pontcharra.

C'est ainsi que toute la partie centrale du Massif des Bauges, donnant naissance au Chéran, restait à étudier, pour permettre la liaison entre la cluse d'Annecy au Nord et la vallée de l'Isère au Sud.

D'autre part, à l'intérieur de ce vaste massif, existent deux bassins, d'origine glaciaire, et remplis d'alluvions. Or, un seul était susceptible d'être aquifère. C'est autour de celui-ci qu'est centrée cette étude hydrogéologique.

Du fait de l'éloignement relatif des grands centres urbains (Chambéry, Rumilly, Annecy), la région d'Ecole-La Compôte semblait ignorée. C'est pourquoi j'ai rencontré, notamment au départ, quelques difficultés pour équiper en matériel, le bassin versant du Haut-Chéran.

Au cours de notre étude, nous allons successivement considérer l'inventaire des ressources en eau gravitaire puis un bilan de la nappe alluviale d'Ecole-La Compôte. A travers ces deux grands thèmes, nous essaierons de faire ressortir les particularités géologiques et leurs répercussions sur les circula-

tions souterraines, sur la chimie des eaux et sur les volumes emmagasinés. Dans un dernier temps, nous pourrions dresser le bilan hydrique de l'année d'étude (juillet 1972 - août 1973).

## 2 - CADRE GEOGRAPHIQUE GENERAL

H. de Verneilh disait : *"Le territoire des Bauges est un grand espace de terrain environné de toutes parts de vallées profondes, de sorte qu'on n'y peut pénétrer que par un petit nombre de cols, plus ou moins difficiles"*.

En effet, complètement isolé des massifs voisins de Chartreuse au Sud et des Bornes au Nord, le Massif des Bauges forme une unité bien individualisée parmi les chaînes subalpines. Il est limité, sur chacune de ses faces, par de larges vallées : cluse de Chambéry à Montmélian au S.W., sillon subalpin de Montmélian à Ugine au S.E., cluse d'Ugine - Faverges - Annecy au Nord, enfin, la dépression molassique d'Aix-les-Bains - Annecy à l'Ouest. L'accès à l'intérieur du massif se fera par des routes sinueuses, franchissant les cols de Tamié (907m), du Frêne (950m), des Prés (1135m), de Plaimpalais (1173m) au Sud, le col de Leschaux (900m) au Nord, et surtout la cluse du Chéran, à travers l'anticlinal du Semnoz-Revard, avec le célèbre Pont de l'Abyme (550m) à l'Ouest.

Du fait de la structure géologique et de l'érosion glaciaire, en particulier, l'intérieur du Massif des Bauges est une suite de vallées, sensiblement orientées N.-N.E. - S.-S.W. qui viennent se raccorder à la vallée transversale du Chéran, orientée N.W. - S.E. Ces "vallées des Bauges" soulignent les conditions favorables que l'homme y a toujours rencontrées malgré l'étymologie du mot "Bauges" qui voudrait y voir un repaire de sangliers ou un endroit sauvage.

### 3- CADRE HYDROGEOLOGIQUE SOMMAIRE

Comme dans tous les massifs subalpins, la structure géologique joue un rôle capital dans l'hydrogéologie. Dans le Massif des Bauges, tout comme en Chartreuse d'ailleurs, et contrairement au Vercors plus au Sud, le relief est inverse : les synclinaux sont perchés et les anticlinaux fortement érodés.

L'existence de barres calcaires, épaisses, bien différenciées et perméables en grand ("Tithonique", "Urgonien", Sénonien) séparées par des horizons peu perméables (Callovo-Oxfordien, Crétacé inférieur, Albien, Priabonien marneux ...) permettra, et des circulations souterraines, et des émergences bien caractéristiques.

D'autre part, les glaciations, tant "locales" qu'"alpines" ont encore érodé fortement les anciennes structures géologiques pour y superposer un style particulier. Les dépôts fluvio-glaciaires, au fond de l'auge glaciaire, faciliteront la présence d'une nappe aquifère dont l'étude hydrogéologique très classique sera fonction des moyens mis à notre disposition.

Les récentes études tectoniques, entreprises sous la direction de B. DOUDOUX, font apparaître trois types de fracturations que nous définirons plus loin, ainsi que leur rôle hydrogéologique.

L'étude géologique proprement dite comprendra donc :

- La cartographie détaillée des terrains anté-quaternaires - leur lithologie et leur tectonique ;
- L'analyse systématique des terrains quaternaires (sédimentologie, cartographie ...).

#### 4 - CADRE DE L'ETUDE

La vallée transversale du Chéran évacue toutes les eaux de l'intérieur du massif. Les vallées latérales se groupent principalement autour de deux bassins : celui d'Ecole au Sud et de Lescheraines au Nord, correspondant à la distinction entre haute et basse vallée. La première (ou Bauges "devant") correspond au bassin d'Ecole-La Compôte, la seconde (ou Bauges "derrière") au bassin de Lescheraines. Entre les deux, s'élève le verrou du Châtelard, limite aval de l'étude hydrogéologique que nous entreprenons.

La basse vallée du Chéran correspond à un surcreusement glaciaire derrière la montagne de Bange (W) avec un comblement important d'alluvions fluvio-glaciaires et de dépôts morainiques. Malheureusement, l'existence d'une nappe aquifère dans ces alluvions semble compromise. En effet, le Chéran a fortement surcreusé ce bassin et circule, en grande partie, sur le substratum molassique. Il draine ainsi toutes les alluvions.

Il n'en est pas de même dans le bassin d'Ecole-La Compôte, derrière le verrou du Châtelard. Le Chéran circule ici dans ses propres alluvions, faiblement déblayées. La morphologie glaciaire est d'ailleurs, dans cette haute vallée du Chéran très bien conservée, avec de nombreux vestiges déposés par les glaciers locaux, des moraines encore fraîches, et une vallée à fond plat. La cote moyenne de la vallée est de l'ordre de 730m, tandis que les sommets calcaires, limitant de tous côtés le secteur étudié, s'élèvent à plus de 2000m. C'est ainsi que nous rencontrons : le Mont Colombier (2043m) à l'Ouest, la Dent d'Arclusaz (2040m), le Mont Pécloz (2197m) au Sud, la Pointe de Chaurionde (2173m), l'Arcalod (2217m) à l'Est, et le Mont Trélod (2181m) au Nord.

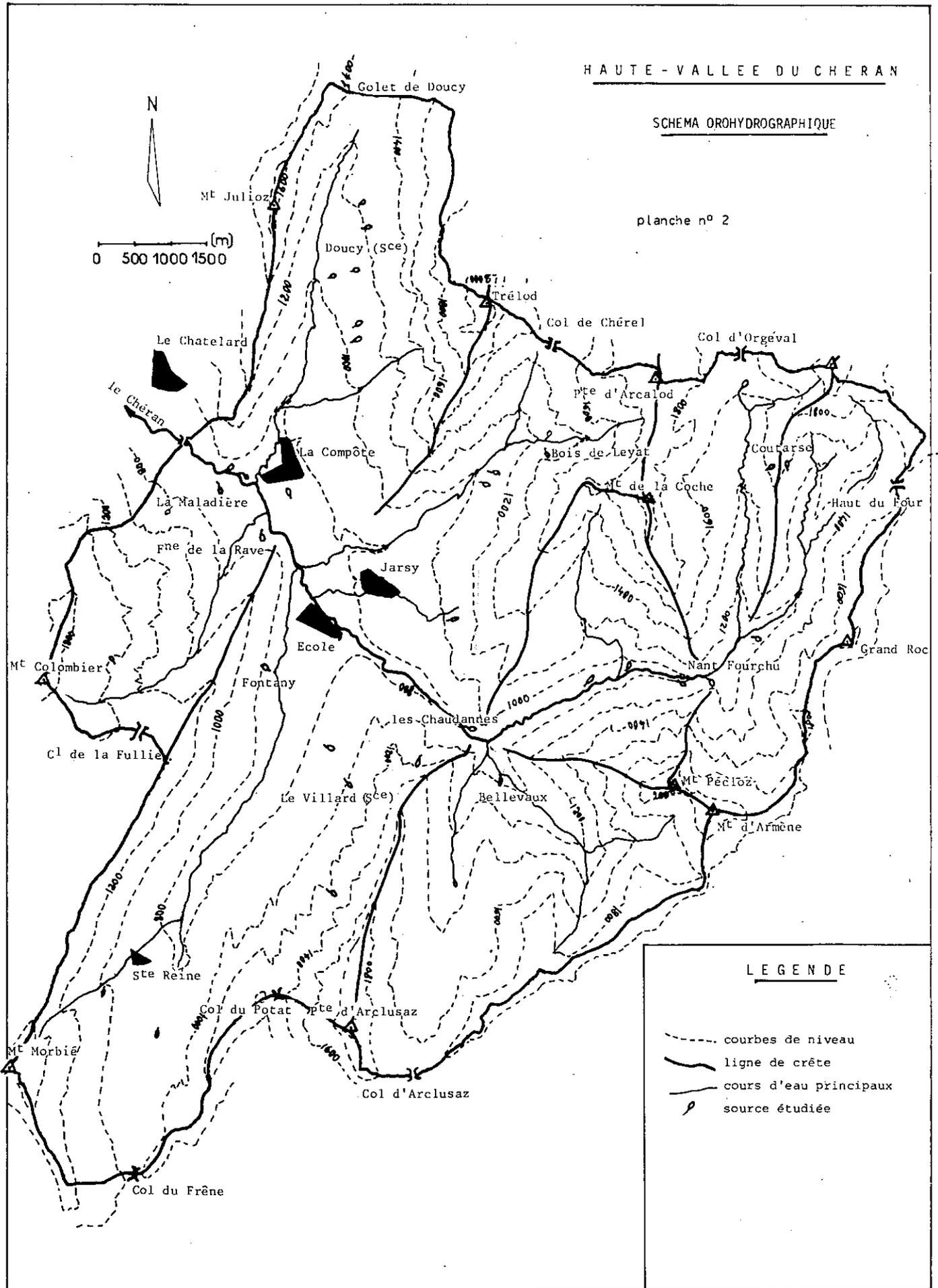
Les principales vallées affluentes sont celles de Rossanaz à l'Ouest, de Sainte Reine au Sud, de Rières-Bellevaux et Orgeval à l'Est, de Précherel et Doucy au Nord.

Au point de vue hydrologique, le verrou glaciaire du Châtelard permettra un contrôle des débits, à l'aval du bassin du Haut-Chéran.

HAUTE - VALLEE DU CHERAN

SCHEMA OROHYDROGRAPHIQUE

planche n° 2



LEGENDE

- courbes de niveau
- ligne de crête
- cours d'eau principaux
- o source étudiée

## 5 - PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DU BASSIN VERSANT DU HAUT-CHERAN

### 5.1. Limite du bassin versant (cf. planche n° 2, page 7).

#### - Géographique :

Le secteur étudié est limité . à l'Ouest par le Mont Julioz (1640m), le verrou du Châtelard, le Massif du Colombier (2100m), les Chalets de la Fullie, le Mont du Chardonnet (1400m) et la Crête du Mont Morbié (1600m).

. au Nord, par le col du Golet de Doucy (1330m), la Dent des Portes, le Mont Trélod (2180m), le col de Chérel (1500m), la Pointe d'Arcalod (2217m), le col d'Orgeval (2732m) et la Pointe de Chaurionde (2173m).

. au Sud, par le col du Frêne (950m), le col de Potat (1350m), la Dent d'Arclusaz (2040m), le col d'Arclusaz (1710m), la Pointe des Arlicots (2060m), la Pointe des Arces (2076m) et le Mont d'Arménaz (2157m).

. à l'Est, par le col du Haut du Four (1518m), le Mont d'Orchair (1762m), le Grand Roc (1814m) et la Pointe de Chamosséran (1935m).

Ce qui représente une superficie de 103 km<sup>2</sup>.

#### - Réel :

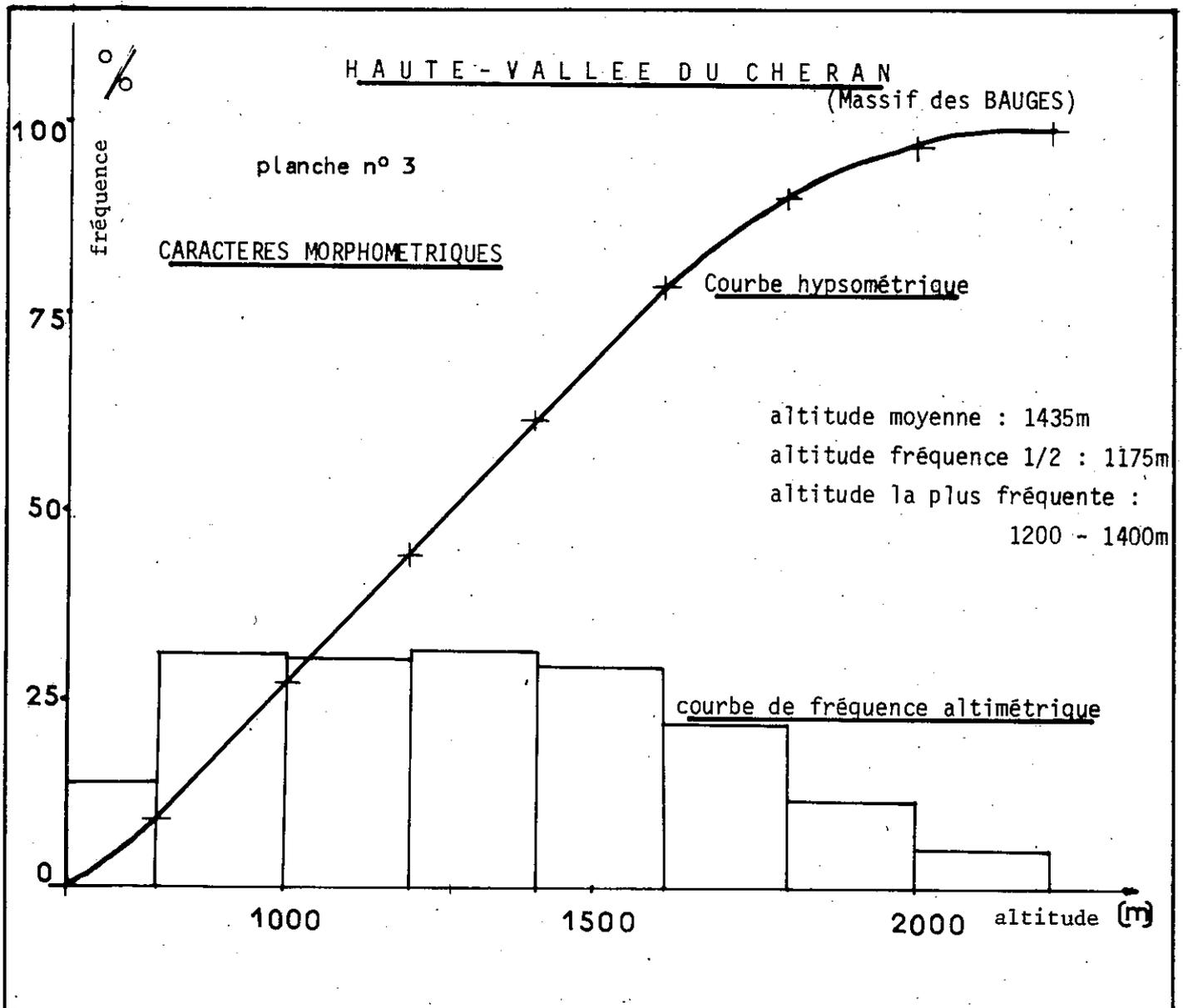
Le bassin versant réel est légèrement inférieur au bassin versant géographique.

En effet, les bordures Sud vers le col du Frêne et le Mont Morbié sont hydrogéologiquement tournées vers le Sud, tandis que l'axe du synclinal de l'Arcalod est penté vers le Nord, drainant ainsi les eaux vers le vallon de Saint Ruph.

A la suite de ces remarques nous estimerons, pour l'instant, le bassin versant réel à 96 km<sup>2</sup>.

REPARTITION HYSOMETRIQUE ET FREQUENCE ALTIMETRIQUE

TRANCHES D'ALTITUDE (en m)	SURFACE (Km <sup>2</sup> )	SOMME DES SURFACES	%	SOMME DES %
660 - 800	7,51	-	7,7	-
800 - 1000	17,20	24,71	17,85	25,55
1000 - 1200	17,15	41,86	17,75	43,30
1200 - 1400	17,66	59,52	18,3	61,60
1400 - 1600	16,54	75,06	17,1	78,70
1600 - 1800	12,17	87,23	12,5	91,20
1800 - 2000	6,148	93,81	6,3	97,50
2000 - 2217	2,44	96,25	2,5	100,00



## 5.2. Ses caractéristiques de forme (cf. planche n° 3, page 9)

. La courbe de fréquence altimétrique ne présente pas un pic bien caractéristique mais plutôt un palier correspondant aux altitudes comprises entre 800 et 1600m.

. La courbe hypsométrique appelle quelques commentaires :

- l'altitude de fréquence 1/2 (1175m) est nettement inférieure à l'altitude moyenne (1435m) du bassin versant du Mont Chéran. Ceci traduit une prédominance des zones d'altitudes modérées, que l'on peut immédiatement constater dans la topographie : présence de la plaine d'Ecole-La Compôte et de la plate-forme de Jarsy-Le Villard.

- elle indique aussi une relation linéaire entre les tranches d'altitudes de 800 à 1600m et la somme des fréquences (jusqu'à 80%). Au-dessus, la fréquence diminue très vite pour s'annuler à 2217m. De tout ceci, nous en déduirons que des sommets se dressent, à partir de 1600m, et ce d'environ 600m, au-dessus de pentes régulières.

En effet, et dans la réalité, les longues pentes sont, en général, les marnes et marno-calcaires du Néocomien, tandis que les sommets correspondent aux synclinaux perchés, avec leur substratum de calcaires urgoniens.

. Le périmètre du bassin est d'environ 58 km, pour une surface de 96 km<sup>2</sup>. Nous pouvons en déduire l'indice de GRAVELIUS, ou indice K de forme :

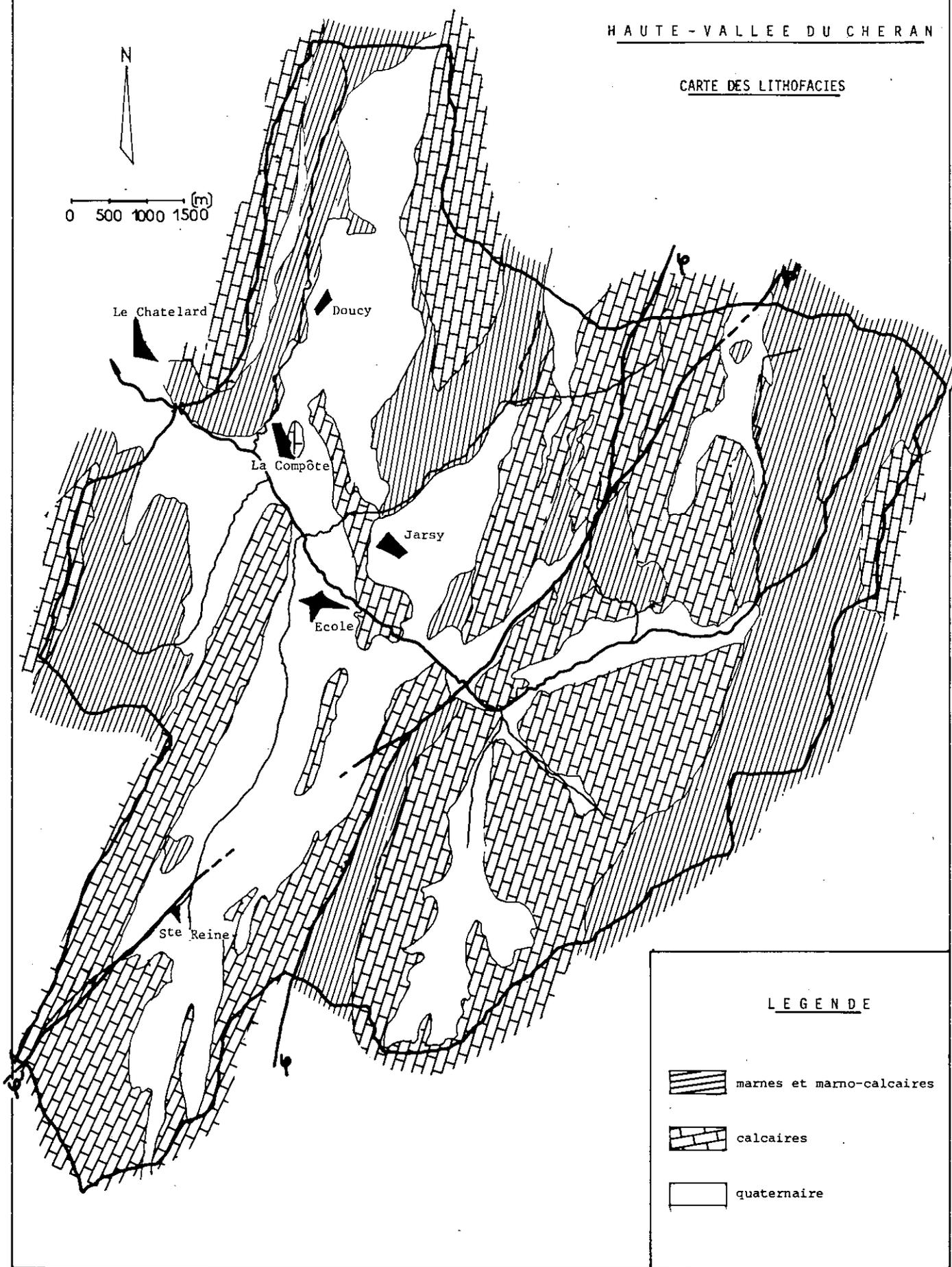
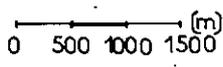
$$K = \frac{P}{2 \sqrt{\pi A}} \quad \text{où } P \text{ représente le périmètre et } A \text{ la surface.}$$

$$\text{ce qui donne } K \approx 0,28 \frac{58}{\sqrt{96}} \approx 1,62$$

Ceci représente aussi le rapport du périmètre du bassin sur le périmètre du cercle de surface équivalente. Dans notre cas, le bassin a une forme assez ramassée, ce qui s'est traduit par un rapport peu supérieur à 1.

## 5.3. Ses caractéristiques lithologiques (cf. planche n° 4, page 11)

L'étude hydrogéologique du sol et sous-sol a très souvent pour



LEGENDE

-  marnes et marno-calcaires
-  calcaires
-  quaternaire

but de classer ces derniers d'après leur plus ou moins grande perméabilité. Celle-ci intervient sur le réseau hydrographique et sa densité, puis sur le soutien apporté au débit d'étiage par les nappes souterraines (ce que nous verrons ultérieurement).

Le bassin du Haut-Chéran se décompose de la façon suivante :

- . Calcaires (affleurants ou sub-affleurants) : 36 km<sup>2</sup>.
- . Marnes et marno-calcaires : 28 km<sup>2</sup>.
- . Formations quaternaires (glaciaire, éboulis, alluvions) : 32 km<sup>2</sup>.

Nous notons déjà une prédominance des zones calcaires (très perméable en grand) et quaternaire (ici assez perméable) ce qui représente les 70% environ du bassin versant. Ceci nous laisse supposer une faible densité de drainage du bassin.

#### 5.4. Profil en long des principaux affluents du Haut-Chéran (cf. planche n° 5, page 13)

Tous les torrents présentent de fortes pentes jusqu'à leur confluence avec le torrent principal qui est le Chéran.

La densité du réseau hydrographique, directement fonction de la nature du sol et de la pente, est relativement peu élevée.

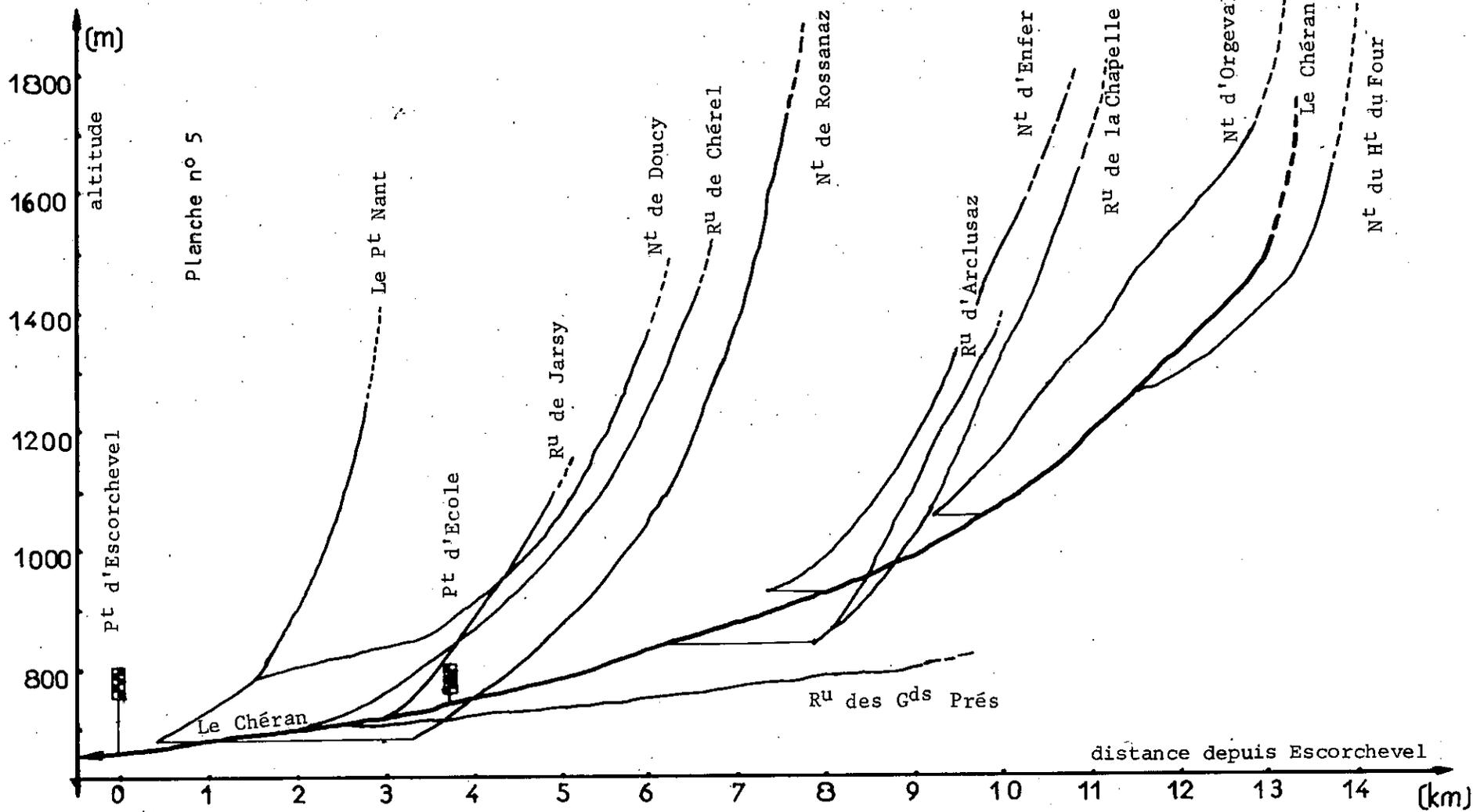
$$D \approx \frac{\text{Nombre de cours d'eau}}{\text{surface drainée (Km}^2\text{)}} \approx \frac{50}{96} \approx 0,5$$

Nous pouvons expliquer cette faible valeur par le fait que seules les pentes marneuses du Néocomien présentent des traces de ruissellement, du fait de leur imperméabilité relative.

Le glaciaire, pourtant peu perméable, est moins marqué par les torrents car il n'affleure que localement et par placage. De plus, sa porosité est plus élevée. Ce glaciaire fixe donc davantage les eaux que les séries marneuses. Quant aux masses calcaires, elles sont très karstifiées et permettent des circulations souterraines.

HAUTE - VALLEE DU CHERAN

PROFIL EN LONG DES PRINCIPAUX AFFLUENTS DU CHERAN



## C H A P I T R E I

### ASPECTS HYDROLOGIQUES DE LA HAUTE-VALLEE DU CHERAN.

#### PRINCIPAUX FACTEURS

-----

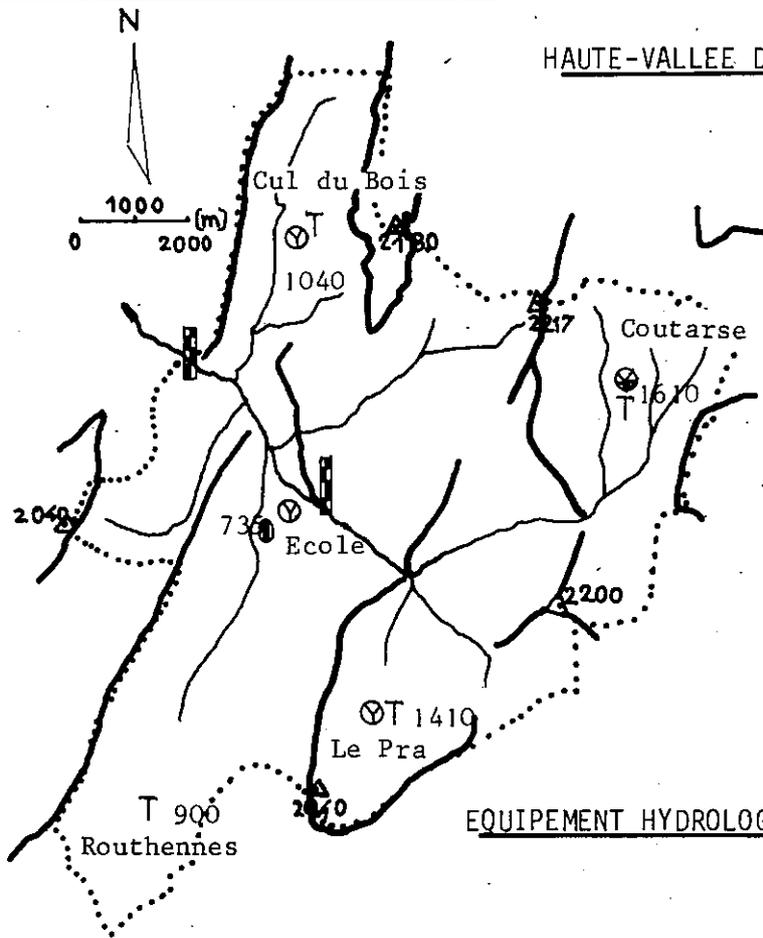
Dans le cas de l'étude hydrologique d'une région, les principaux caractères climatiques comprennent plusieurs éléments :

Tout d'abord, la pluviométrie dont les modalités sont très variées ;

puis un certain nombre de facteurs annexes, avec en particulier la température qui influe sur le bilan hydrique par l'intermédiaire de l'évaporation, l'humidité atmosphérique, l'ensoleillement, les vents dont l'influence sur la pluviométrie est particulièrement marquée dans notre région ...

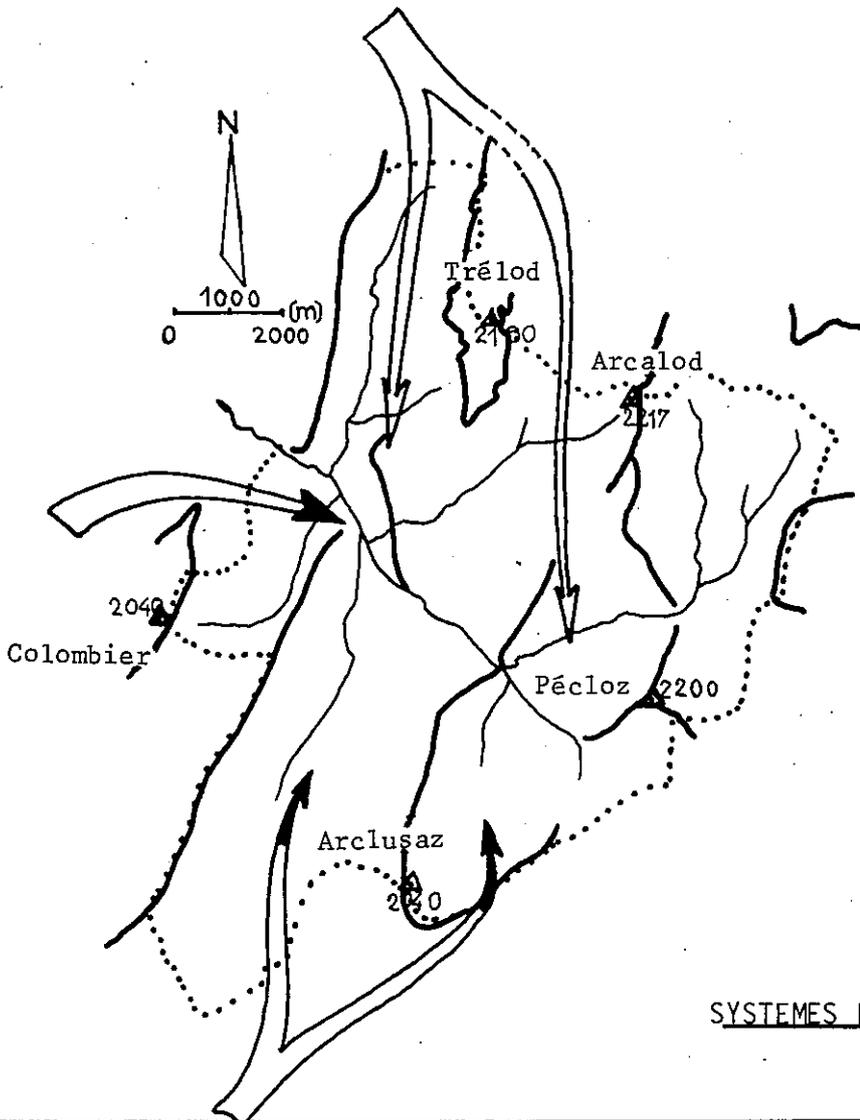
HAUTE-VALLEE DU CHERAN

Planche n° 6



- ⊕ pluviomètre
- ⊗ pluviographe
- T tube à neige
- ⊖ baro-thermo-hygrographe
- ▬ échelle limnimétrique

EQUIPEMENT HYDROLOGIQUE



- ↪ "Bise"
- "Traverse"
- ↙ "Vent"

SYSTEMES DES VENTS

## I - LES VENTS (figure 2, planche n° 6, page 16)

Toutes les vallées du Haut-Chéran sont soumises à de fortes influences aériennes, variables en intensité suivant leurs directions. Les répercussions sur la pluviométrie seront bien marquées.

### 1- LA "BISE" OU VENT DU NORD.

C'est le vent le plus fréquent durant l'année. Venant du Nord, avec une intensité assez variable, la "bise" est un signe de beau temps pendant l'été. Elle est accompagnée par de faibles pluies. Durant l'hiver, elle amène la neige avec un abaissement de la température. Au printemps, la bise est synonyme de gelées tardives, alors qu'en automne, elle implique les gelées et neige précoces.

Dans son ensemble, la bise est plus froide que le vent du Sud.

### 2- LE "VENT" OU VENT DU SUD.

Il souffle souvent avec violence. Il amène un temps orageux avec des pluies fréquentes l'été. De plus, sur les sommets, ce vent violent est accompagné par de terribles orages. La foudre crée d'importants dégâts dans les alpages et forêts. Durant l'hiver, c'est le redoux qui occasionne de nombreuses avalanches.

### 3- LA "TRAVERSE" OU VENT DE L'W.-N.W.

C'est un vent qui prend, par le travers, toutes les lignes générales du relief. Il est très redouté par les habitants de notre région en raison de sa violence et des dégâts qu'il occasionne.

C'est la grêle ou les trombes d'eau l'été (ex. La Compôte - 1972). C'est la neige et bourrasque, avec un ciel gris et bas, l'hiver. Heureusement, sa fréquence est faible (30 j. par an).

### 4- LE "FOEHN" OU VENT DU SUD et S.W.

C'est un vent chaud, qui assèche l'air et la peau. Il est dû à la

différence de pression entre les deux versants d'une montagne, le vent du Sud étant contraint d'escalader le versant qui lui fait face. Ce foehn annonce la pluie, aide à la fonte des neiges et favorise alors les crues rapides des torrents (ex.: novembre 1972). Il est peu fréquent.

5- Il existe des brises diurnes, d'intensité variable du jour au lendemain. Elles sont peu marquées en altitude.

## II - LA PLUVIOMETRIE

Le premier travail a consisté à examiner les données sur l'ensemble du Massif des Bauges. Dans une deuxième phase, nous avons aménagé nos propres stations de mesure dans la Haute-Vallée du Chéran. Ainsi nous avons précisé l'influence de la position géographique des stations et calculé la lame d'eau tombée pendant l'année d'étude.

### 1- RESEAU EXISTANT DANS LE MASSIF DES BAUGES

1.1. Le Massif est bien équipé, grâce aux efforts de l'Electricité de France, en pluviomètres type 400 cm<sup>2</sup>, relevé journalièrement, et ce, depuis 1936 pour la plupart des stations. En général, elles sont situées à des altitudes inférieures à 1000 m.

Nous pouvons relever les noms de :

- Annecy : 450 m
- Faverges : 530 m sur le front Nord
  
- Rumilly : 330 m
- Alby sur Chéran : 400 m sur le front Ouest
- Saint Offenges : 600 m
  
- Challes-les-Eaux : 290 m
- Albertville : 350 m sur le front Sud

Peu ou pas de station sur le rebord Est

- Lescheraines : 590 m
- Ecole : 740 m
- Aillon-le-Jeune : 900 m à l'intérieur du Massif
- Les Déserts : 1010 m

Grâce au travail de E. BENEVENT (1925), nous avons pu retrouver des résultats portant sur la période 1881-1910. Mais il apparait que les valeurs d'hiver sont nettement inférieures à leur valeur réelle. La technique, permettant de recueillir la neige, n'était pas encore au point à ce moment là.

## 1.2. Résultats

A partir de toutes les données, le tracé des courbes isohyètes, que nous pouvons consulter au service météorologique de l'E.D.F., amène quelques commentaires.

### 1.2.1. A l'échelle du Massif.

Le phénomène le plus notable est la présence d'un fort gradient pluviométrique, centré sur Aillon-le-Jeune (900m) (pluviométrie supérieure à 2200 mm par an).

A cela, plusieurs explications :

- Présence du Massif du Colombier (2100m) à l'Est. C'est le premier rempart important des Bauges, sur la bordure occidentale. Il arrête tous les vents humides venant de l'Ouest.

- Confluence de trois grandes vallées (cluse de l'Isère, cluse d'Albertville et cluse de Chambéry) immédiatement au S.W. de la région. Elle provoque une convergence, à ce niveau, des courants pluvieux.

### 1.2.2. A l'échelle de la région.

Les courbes isohyètes sont, en général, conformes au relief et, ainsi, la présence des massifs subalpins est frappante.

Toutefois, le Massif de la Chartreuse est le plus humide, tandis que le Massif des Bauges est protégé, en partie, par la chaîne du Jura. Ceci

aura pour effet de diminuer l'enneigement (les vents neigeux venant du N.W.).

## 2- RESEAU DE LA HAUTE VALLEE DU CHERAN (figure 1, planche n° 6, page 16).

### 2.1. Appareillage.

A l'échelle de notre étude ( $100 \text{ km}^2$ ), la densité des appareils pouvait s'avérer faible. Pour pallier cet inconvénient, autour de la station d'Ecole qui occupe une position centrale, nous avons installé plusieurs appareils. De plus, il était nécessaire d'équiper le bassin versant de stations de relevés à des altitudes supérieures à 1000 m, afin de vérifier :

- le gradient altimétrique de la pluviosité.
- l'influence du relief sur cette pluviométrie.

C'est ainsi que nous possédons

- pluviographe (type  $2000 \text{ cm}^2$ ) puis tube totalisateur ( $\emptyset 12 \text{ cm}$ ) à la maison forestière de Coutarse (1610 m), au plein centre d'une très vaste zone abritée des vents d'Ouest par le Mont Pécloz (2200 m) et la Pointe de l'Arcalod (2217 m).

- pluviomètre (type  $400 \text{ cm}^2$ ) puis tube totalisateur ( $\emptyset 12 \text{ cm}$ ) dans le synclinal d'Arclusaz, au chalet du Pra (1410 m). Il est abrité des vents de l'Ouest, du Sud et de l'Est mais est nettement ouvert au Nord.

- pluviomètre (type  $400 \text{ cm}^2$ ) et tube totalisateur ( $\emptyset 12 \text{ cm}$ ) au Cul-du-Bois (1040 m), protégé des vents d'Est par le Massif du Trélod, et d'Ouest par le Mont Julioz, mais nettement ouvert au Sud.

- tube totalisateur ( $\emptyset 12 \text{ cm}$ ) à Routhennes (900 m) protégé aussi à l'Est par l'Arclusaz, à l'Ouest par le Massif du Colombier, mais nettement ouvert au Nord.

- Enfin, pluviomètre (type  $400 \text{ cm}^2$ ) à Ecole (740 m) au centre de la plaine.

## 2.2. Comparaison entre les résultats obtenus à l'aide d'un tube totalisateur (Ø 12 cm) et d'un pluviomètre (type 400 cm<sup>2</sup>)

L'expérience de contrôle a été effectuée au Cul-du-Bois (1030 m) pour les mois de mai-juin-juillet, fortement pluvieux.

### Mesures au pluviomètre :

mai	: 112,4 mm		soit 561,5 mm
juin	: 138,3 mm		
juillet	: 310,8 mm		

### Mesures au tube totalisateur :

mai		505 mm
juin		
juillet		

Ce qui représente un déficit de 11,3% pour le tube totalisateur.

Ce résultat est analogue à celui fourni par la division technique de l'E.D.F. (Lyon) : 10 à 15% d'écart entre les tubes à neige et les pluviomètres.

Par la suite, nous tiendrons compte de ce facteur correctif (11,3%) pour donner les totaux pluviométriques des stations équipées d'un tube totalisateur.

## 2.3. Résultats

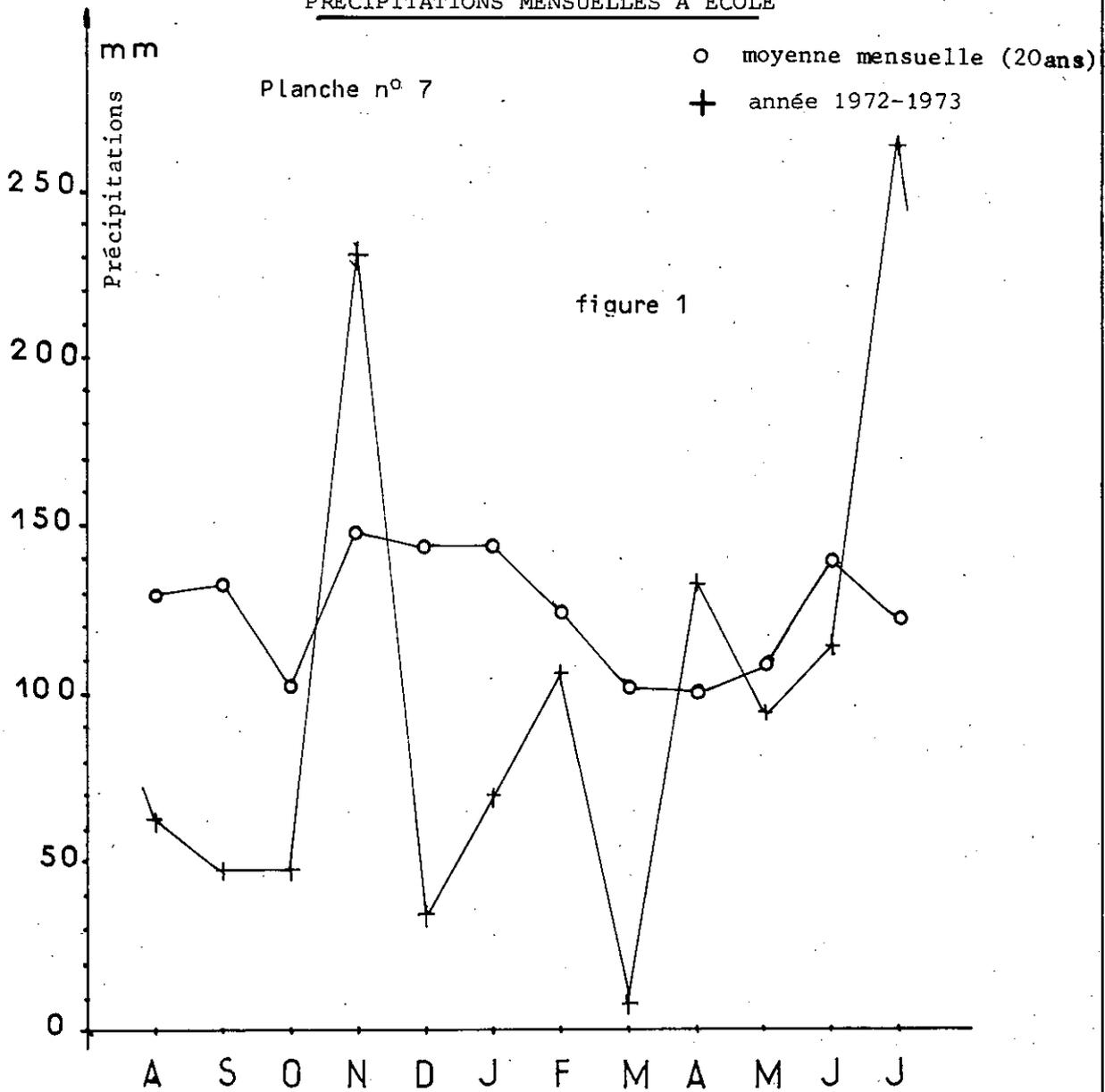
### 2.3.1. Pluviométrie moyenne mensuelle à Ecole (740 m) (pendant 15 ans)

(figure 1, planche n° 7, page 22)

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
145 (mm)	125	102	101	110	140	122	129	133	102	148	144

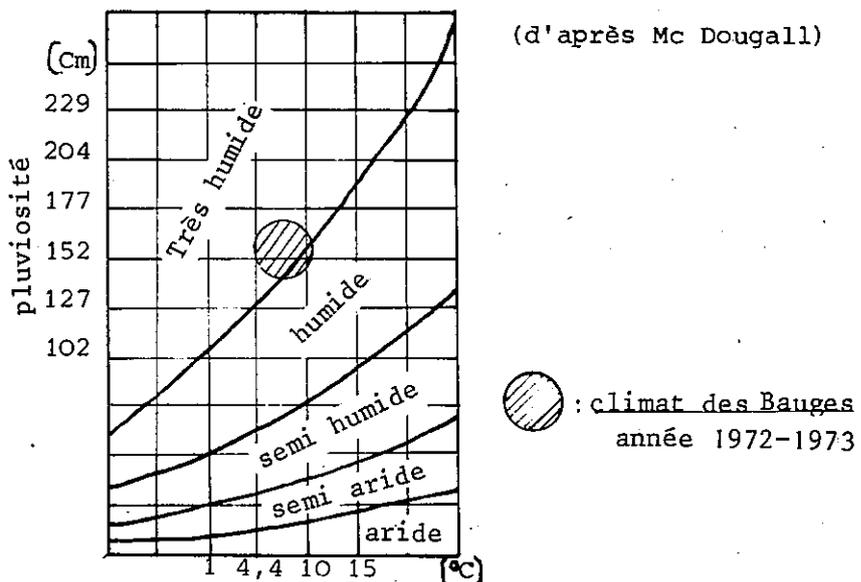
Soit au total 1501 mm

PRECIPITATIONS MENSUELLES A ECOLE



CLASSIFICATION DES CLIMATS EN FONCTION DE LA TEMPERATURE ET DE LA PLUVIOSITE.

figure 2



Ce que nous pouvons déjà constater en regardant ces chiffres, c'est le faible écart mensuel. Tout au long de l'année, la répartition homogène des précipitations devrait favoriser une alimentation régulière du réseau hydrographique. Mais les précipitations sont, pour une bonne part, sous forme de neige (décembre à avril). L'enneigement du massif dure environ cinq mois, pendant lesquels ce stockage, sous forme solide, représente un certain volume d'eau qui sera libéré assez rapidement par la suite. Tout cela amènera un déséquilibre important dans la répartition de l'écoulement.

Les répartitions moyennes mensuelles et saisonnières sont les suivantes :

HIVER	décembre	: 144 mm	414 mm soit 27,6 %
	janvier	: 145 mm	
	février	: 125 mm	
PRINTEMPS	mars	: 102 mm	313 mm soit 20,9 %
	avril	: 101 mm	
	mai	: 110 mm	
ETE	juin	: 140 mm	391 mm soit 26 %
	juillet	: 122 mm	
	août	: 129 mm	
AUTOMNE	septembre	: 133 mm	383 mm soit 25,5 %
	octobre	: 102 mm	
	novembre	: 148 mm	

Nous en déduisons l'indicatif saisonnier : Hiver - Eté - Automne - Printemps (H.E.A.P.). C'est celui relatif au climat rhodanien.

2.3.2. Pluviométrie mensuelle pour l'année d'étude (août 1972 - juillet 1973)

. A Ecole. (figure 1, planche n° 7, page 22)

A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J
63 mm	48,1	48,2	230,8	35,2	70,2	107,3	9,6	132,8	94,9	115,1	263,3

Ce qui représente un total annuel de 1220 mm donc nettement inférieur à la moyenne annuelle (1501 mm) calculée sur 15 ans.

La répartition a très fortement varié :

Eté	: 441,4 mm	c'est-à-dire un indicatif saisonnier : <u>E.A.H.P.</u> (figure 2, planche n° 7, page 22)
Automne	: 327,1 mm	
Hiver	: 212,7 mm	
Printemps	: 187,8 mm	

. Dans les autres stations du Haut-Chéran et de ses environs  
(août 1972 - juillet 1973)

	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	TOTAL (mm)
Routhennes					770								
Cul-du-Bois	88,2	77,5	51	210	487				112,4	138,3	310,8	1460	
Arclusaz	68,2	51	59	1315									1494
Coutarse	100,5	51	51,2	1800									2002
Faverges	1027												1027
Les Aillons	1503												1503
Les Déserts	1332												1332
Rumilly	816												816

Ces résultats étaient, dans leur ensemble, prévisibles :

. Nettement abritée des vents pluvieux du Sud, et de l'Ouest, la grande combe synclinale de l'Arclusaz marque un important déficit pluviométrique.

. Coutarse, le Cul-du-Bois et Ecole montrent un fort gradient pluviométrique de 85 mm pour 100 m ce qui est conforme à la valeur moyenne calculée sur un grand nombre d'années.

. La comparaison entre le Cul-du-Bois, Ecole et Routhennes, pour huit mois de l'année est intéressante :

- Ecole occupe une position centrale, soumise à toutes les influences pluvieuses.

- Le Cul-du-Bois est très proche, avec des caractéristiques semblables. Le gradient pluviométrique est de 80 mm pour 100 m entre ces deux stations.

- Routhennes, bien que située à une altitude supérieure à Ecole, reçoit peu d'eau. Les vents pluvieux du Sud débordent cette station pour retomber vers Ecole. C'est l'effet du foehn qui domine ici. Nous pouvons estimer à 1100 m le total annuel à Routhennes.

. La station des Aillons est toujours très arrosée, alors que celle des Déserts est plus abritée.

. Tous les résultats, entre août 1972 et juillet 1973, serviront à établir le gradient pluviométrique lors de notre année de mesure.

### 2.3.3. Nivométrie moyenne annuelle à Ecole

Nous avons déjà noté le rôle important que peut jouer le manteau neigeux - stockage sous forme solide ;  
- libération sous forme liquide.

Nous avons, par ailleurs, remarqué que les Bauges sont abritées du N.W. par les chaînes jurassiennes. C'est pourquoi le massif est nettement défavorisé au point de vue enneigement par rapport aux massifs subalpins de la Chartreuse et du Vercors.

L'enneigement moyen est de 120 jours à Ecole et se répartit de la façon suivante :

	O	N	D	J	F	M	A	M
e (mm)	82	112	427	486	386	249	72	27

pour une fréquence moyenne de :

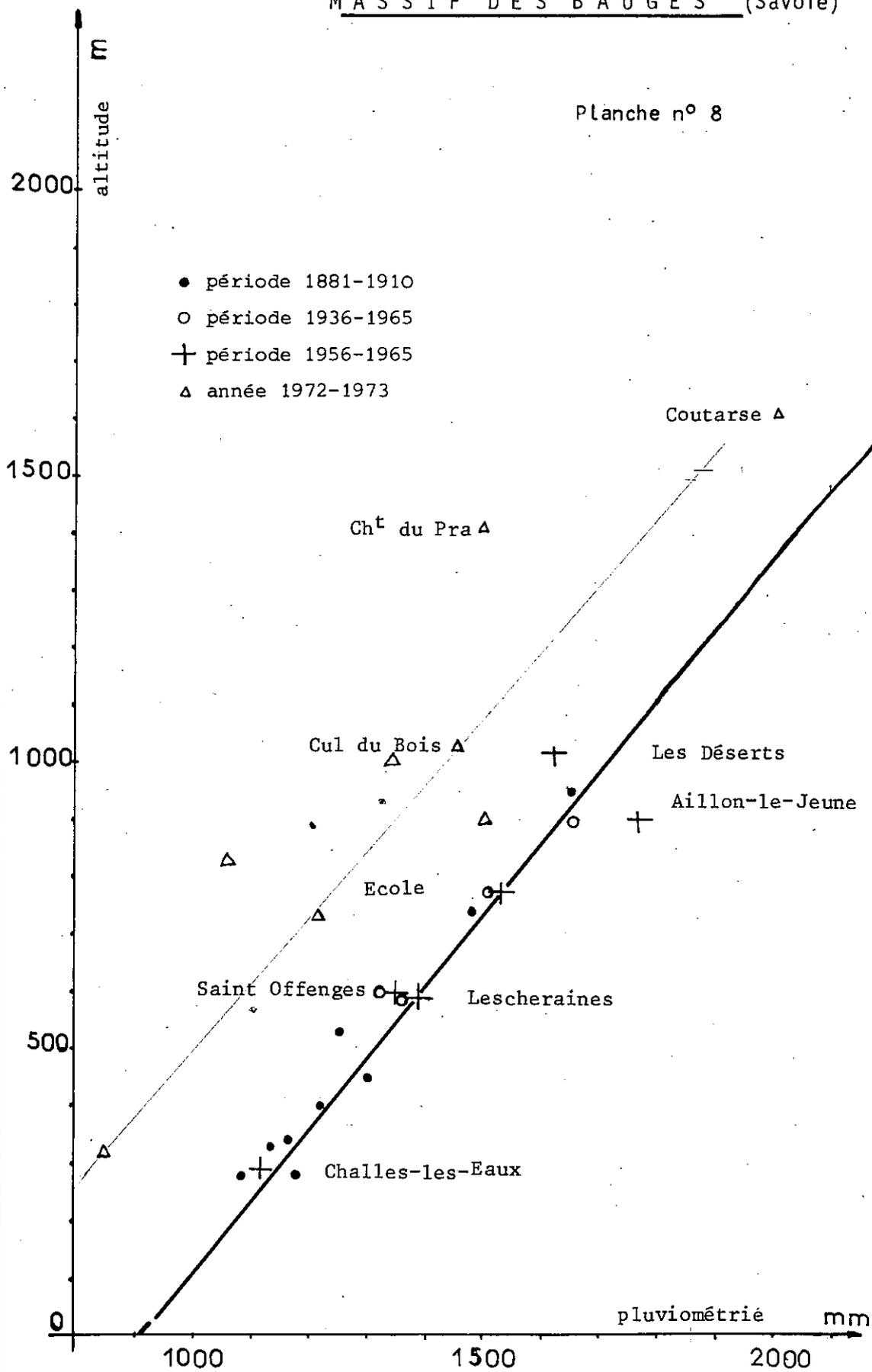
	O	N	D	J	F	M	A	M
durée (J.)	0,5	1,7	5,8	5,2	5,1	2,6	1,4	0,2

soit environ 22,5 j/an.

RELATION PLUVIOMETRIE-ALTITUDE

MASSIF DES BAUGES (Savoie)

Planche n° 8



## 2.4. Conclusion

### 2.4.1. Gradient altimétrique des précipitations (planche n° 8, page 26)

. A partir des mesures faites entre 1956-1965, 1936-1965 et 1881-1910, nous avons pu tracer une courbe liant altitude et précipitations. Nous avons ainsi déterminé un fort gradient pluviométrique de 85 mm pour 100 m, et ce pour l'ensemble du Massif des Bauges.

Ce résultat est à comparer avec les observations faites dans le Chablais (BLAVOUX - 1969) : 65 mm / 100 m ; (E. SIWERTZ, 1966-1970) : 60 mm / 100 m, et dans l'ensemble du Massif de Belledonne (BENEVENT - 1925) : 63 mm / 100 m.

Les massifs subalpins de Chartreuse et Bauges semblent montrer un gradient pluviométrique nettement marqué du fait de leur position plus occidentale et de leur altitude moyenne élevée.

. En reportant les mesures effectuées entre août 1972 et juillet 1973, sur un graphique précipitation - altitude, il nous est possible de calculer l'équation de la droite obtenue . Elle s'écrit :

$$P = 0,9 h + 513 \quad \text{avec} \quad \begin{array}{l} P = \text{pluviométrie annuelle} \\ h = \text{altitude} \end{array}$$

Elle indique un très fort gradient altimétrique de pluviosité (90 mm / 100 m). Ce résultat, obtenu à l'échelle de l'année, est très comparable à celui obtenu à partir de données moyennes sur de nombreuses années (85 mm / 100 m).

Il ressort que la valeur du gradient est nettement supérieure aux valeurs admises généralement en moyenne montagne (63 mm / 100 m).

### 2.4.2. Influence du relief

Nous avons déjà décrit, dans un paragraphe précédent, l'emplacement des pluviomètres et tubes totalisateurs. Nous pouvons maintenant noter les variations pluviométriques apportées par la position géographique de ces stations de relevés.

- Les vallées, parallèles aux grands courants humides, les canalisent. La pluviométrie sera donc homogène dans toute la vallée. Il ne faudra alors tenir compte que de l'altitude.

- Les vallées, normales aux courants humides, subissent de grosses variations de pluviométrie. Le côté "sous-le-vent" présente une pluviosité inférieure à celle que lui assignerait son altitude. Par contre, le centre d'une telle vallée, est soumis à toutes les influences et la pluviométrie sera nettement supérieure à celle des deux versants que l'on pourra considérer comme abrités, en moyenne, une fois sur trois.

- L'enneigement, provoqué par les vents du N.W., est très marqué sur les vallées ouvertes au N.W., tandis que ces mêmes vallées sont peu réceptrices aux pluies d'été et d'automne, venues en général du Sud et S.W. L'Arclusaz en est l'exemple type.

#### 2.4.3. Calcul de la lame d'eau tombée

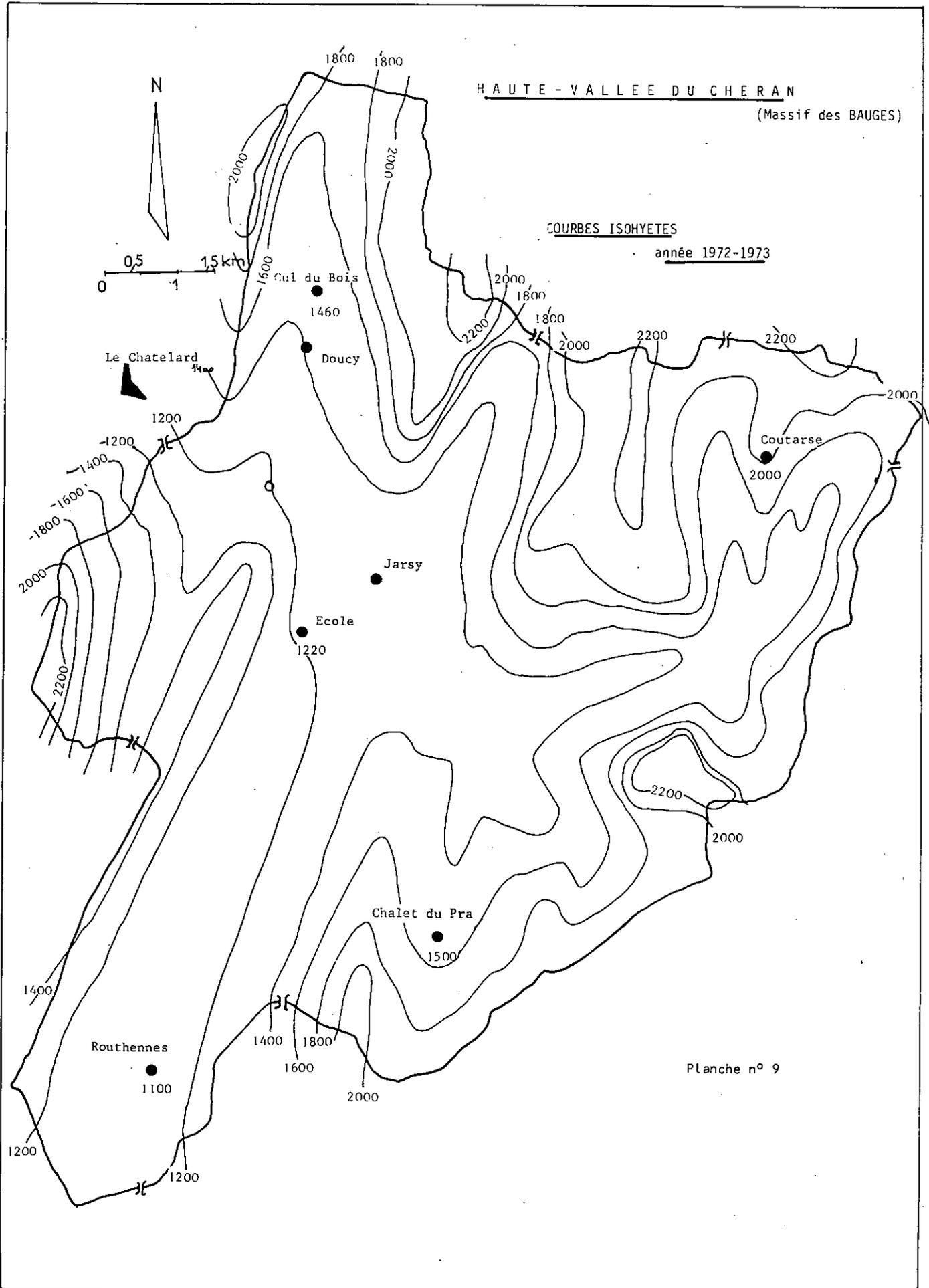
Il consiste à répartir, sur l'ensemble du bassin versant, les mesures ponctuelles obtenues à partir des stations d'Ecole, Doucy, Routhennes, Arclusaz et Coutarse. Nous avons fait appel à deux méthodes de calcul, toutes deux rapides.

##### - METHODE DE ISOHYETES (planche n° 9, page 29)

Après avoir reporté sur une carte les différentes stations de mesure, il nous faut relier les points d'égale pluviosité en tenant compte du gradient précédemment défini. Nous calculons alors les surfaces comprises entre les courbes successives et affectons, à chacune de ces surfaces, la pluviométrie moyenne entre les totaux pluviométriques relatifs aux deux courbes qui délimitent chaque surface. Nous obtenons ainsi des volumes partiels.

La lame d'eau tombée s'obtient alors par le quotient de la somme des volumes partiels, calculée précédemment, par la surface totale du bassin.

Sur la planche n° 9, nous avons reporté les isohyètes pour l'année d'étude 1972-1973. Le planimétrage, puis les différents calculs donnent les résultats suivants :



HAUTE-VALLEE DU CHERAN

(Massif des BAUGES)

COURBES ISOHYETES

année 1972-1973



N

Le Chatelard  
1400

Cui du Bois  
1460

Doucy

Coutarse  
2000

Jarsy

Ecole  
1220

Chalet du Pra  
1500

Routhennes  
1100

Planche n° 9

précipitations (mm d'eau)		superficies délimitées		volume d'eau reçu	
limites des isohyètes	valeur moyenne (mm)	Km <sup>2</sup>	%	annuellement 10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup> /s.
< 1200	1150	14,00	14,6	16 100	0,50
1200 < <1400	1300	23,75	24,2	30 875	0,97
1400 < <1600	1500	20,25	21,2	30 375	0,91
1600 < <1800	1700	14,00	14,6	23 800	0,75
1800 < <2000	1900	14,25	15,1	27 075	0,85
< 2000	2100 $\pm$ 200	9,75	10,5	20 475	0,64
TOTAL ou moyenne	1610	96,25	100	148 700	4,62

Pour l'ensemble du bassin versant, nous obtenons une lame d'eau voisine de :

$$\frac{148\ 700}{96,25} \approx 1546 \text{ mm.}$$

#### - METHODE ARITHMETIQUE

Elle est très rapide mais aussi plus grossière. Nous remarquons que nous avons trois stations à des altitudes inférieures à 1050 m (Ecole, Routhennes, Cul-du-Bois) pour deux stations (Arclusaz, Coutarse) seulement sur le reste du bassin. L'altitude moyenne du bassin versant étant de 1440 m et celle de fréquence  $\frac{1}{2}$  1135 m, il nous faut tenir compte du déséquilibre dans la répartition des stations, afin d'éviter une trop forte influence des valeurs extrêmes (celles de basses altitude en l'occurrence). Pour cela, nous doublerons les résultats des stations hautes, ce qui revient à doubler le nombre de ces stations, d'où :

Ecole (740 m)	: 1220 mm
Routhennes (900 m)	: 1460 mm
Cul-du-Bois (1040 m)	: 1100 mm

Arclusaz (1410 m) : 1500 mm x 2  
Coutarse (1610 m) : 2000 mm x 2

Soit une valeur moyenne de :

$$\frac{10\ 780}{7} \approx 1540 \text{ mm}$$

Cette dernière méthode peut paraître hasardeuse voire non conforme au calcul habituel, mais elle présente l'avantage d'obtenir très rapidement un résultat qui sera proche de la réalité.

Les résultats obtenus, soit par la méthode des isohyètes, soit par le calcul arithmétique, sont très proches. Pour la suite de notre étude, nous prendrons la valeur de :

$P = 1540 \text{ mm} \pm 150 \text{ mm}$
--

en admettant une erreur relative de 10%

### III - LA TEMPERATURE

#### 1- RESEAU EXISTANT DANS LE MASSIF DES BAUGES

##### 1.1. En 1972

Deux stations seulement sont encore en fonctionnement, et ce depuis 1958. Elles sont munies du thermographe classique, à autonomie de huit jours.

- Station d'Aillon-le-Jeune, à 850 m d'altitude, dans un vallon très boisé et relativement froid, où d'ailleurs est implantée une station de ski.

- Station de Lescheraines-le-Pont, à la cote 590 m. L'influence néfaste du Chéran se fait sentir. On y enregistre de grands froids, entretenus par la forte humidité de l'air.

Nous pourrions nous attendre à ce que les températures fournies par ces deux stations soient plus faibles que celles correspondantes, aux mêmes altitudes, mais en d'autres secteurs du massif.

1.2. D'autre part, nous possédons les résultats, enregistrés pen-

dant dix ans avec des thermomètres minima-maxima, des températures à Ecole (735 m) et Les Déserts (1030 m).

Nous tracerons la courbe des températures en fonction de l'altitude, dans le Massif des Bauges, en tenant compte de la latitude ( $0^{\circ}6$  par degré de latitude dans la zone tempérée) et des travaux de R. MICHEL (1960). (cf. planche n° 10, page 33).

1.3. En juillet 1972, et pour permettre l'évaluation de l'évapotranspiration dans la Haute-Vallée du Chéran pendant la période août 1972-juillet 1973, un thermographe "sous abri" a été installé à Ecole (735 m). L'étalonnage, durant l'année de mesure, a été effectué grâce à un thermomètre minima-maxima.

## 2- GRADIENT ALTIMETRIQUE DE TEMPERATURE

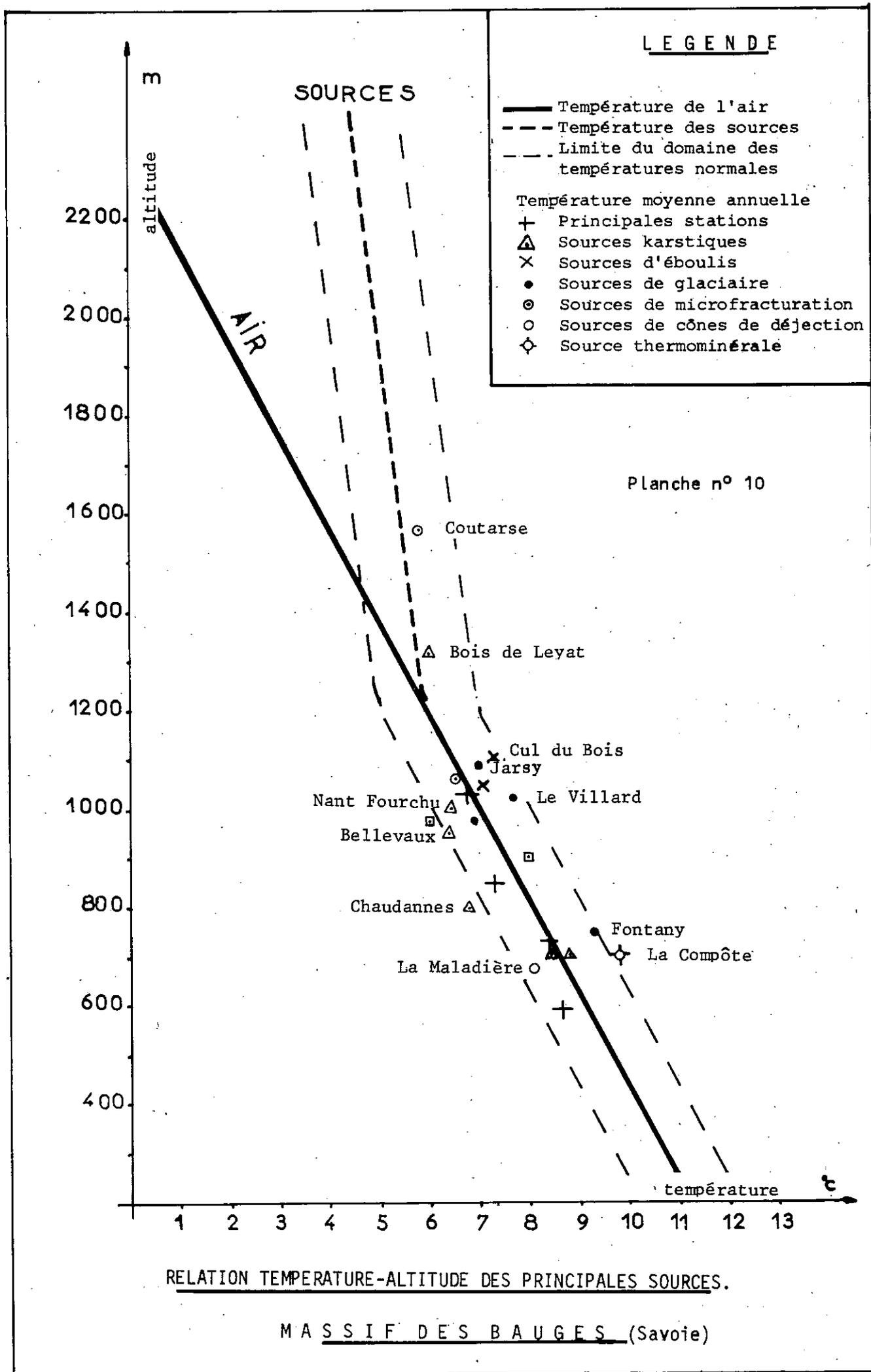
Les quatre données d'Ecole, Les Déserts, Lescheraines et Aillon-le-Jeune s'ajustent à la courbe des températures de l'air en fonction de l'altitude, tracée pour une latitude correspondant à celle des Bauges.

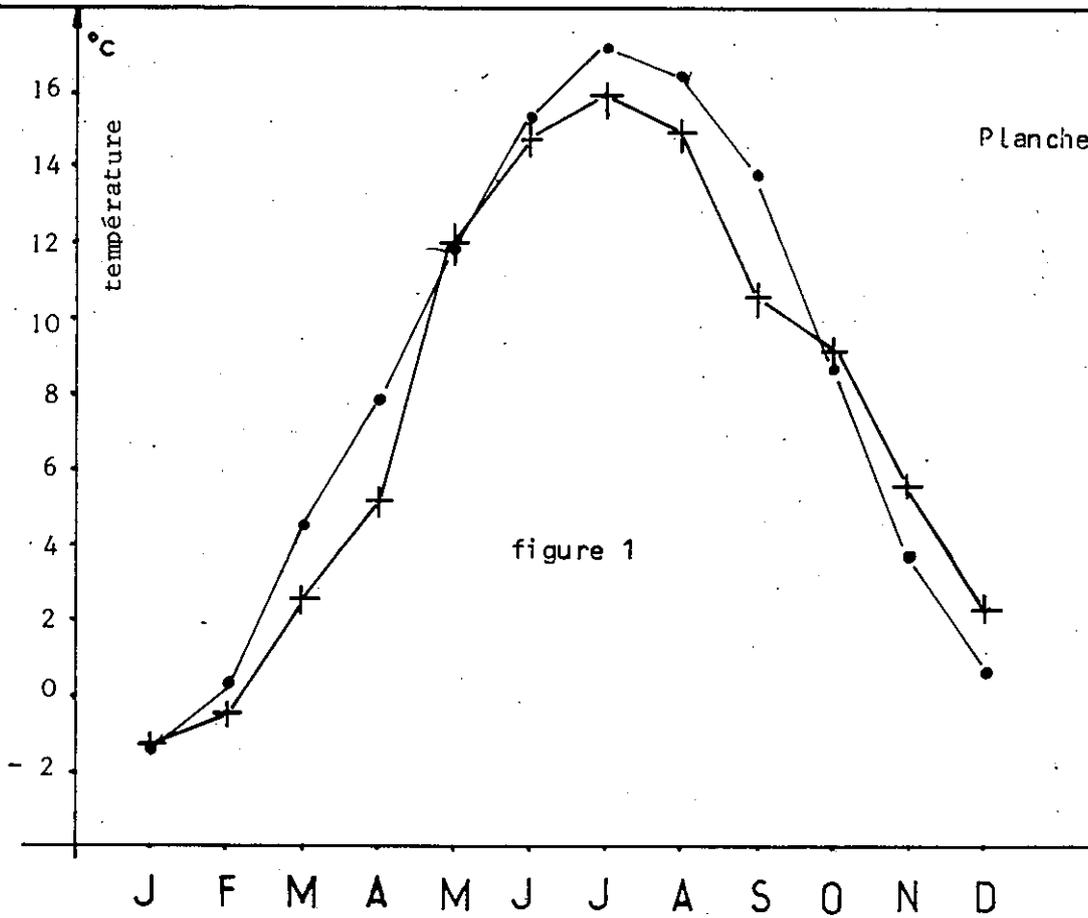
Entre Ecole et Les Déserts, le gradient moyen de température est de l'ordre de  $0^{\circ},52$  pour 100 m.

Ce résultat est très comparable à celui donné par Angot ( $0^{\circ},53$  / 100 m) dans les Alpes, par R. MICHEL (1960) dans le département de l'Isère ( $0^{\circ},525$  pour 100 m).

Par contre, E. SIWERTZ (1973) pour le bassin des Blaves (Thonon) trouve un gradient de  $0^{\circ},45$  pour 100 m (au-dessus de 600 m d'altitude). Cette faible valeur marque l'influence du Lac Léman.

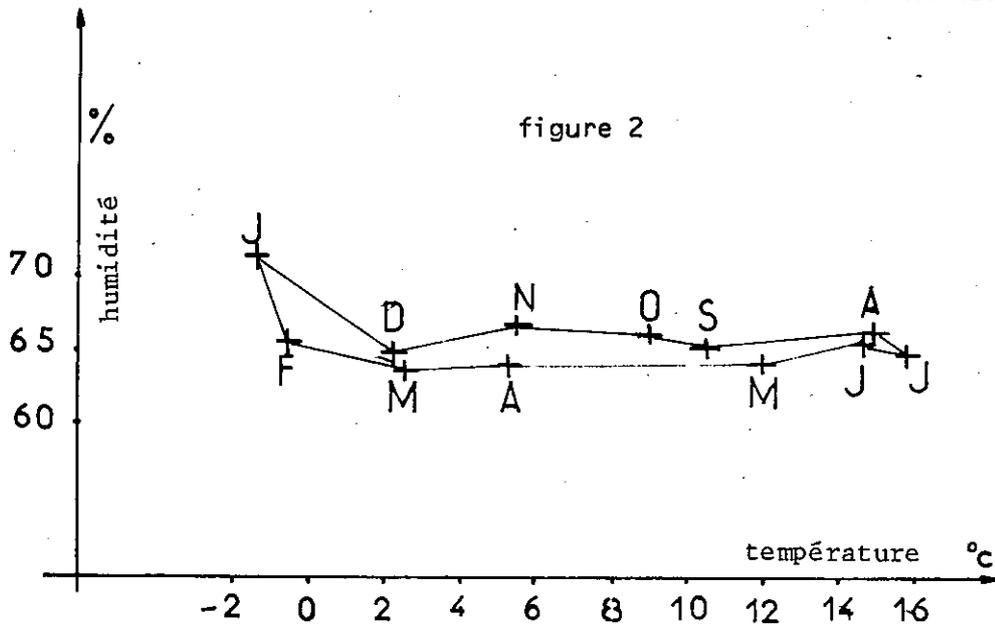
Enfin, les stations de Lescheraines et surtout d'Aillon-le-Jeune indiquent un déficit par rapport au tracé de la courbe "température-altitude". Leur environnement défavorable, décrit précédemment, est ici bien illustré.





TEMPERATURES MENSUELLES

- + ECOLE (1972 - 1973)
- LESCHERAINES (1946 - 1960)



CYCLE THERMO-EVAPOROMETRIQUE  
observé à ECOLE-EN-BAUGES (1972 - 1973)

### 3- VARIATION MENSUELLES (figure 1, planche n° 11, page 34)

#### 3.1. Moyennes mensuelles sur 10 ans : (1950-1960) à Lescheraines.

Cette station est située juste à l'aval du secteur étudié.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
moyennes	- 1°4	0°3	4°5	7°8	11°9	15°3	17°2	16°4	13°8	8°7	3°7	0°7

Soit une moyenne annuelle de 8°2 c.

#### 3.2. Moyennes mensuelles (1972-1973) à Ecole.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
moyennes	- 1°3	-0°5	2°6	5°2	12°	14°7	15°9	14°9	10°6	9°1	5°5	2°3

Soit une moyenne annuelle de 7°6 c.

Le minima moyen est de : - 0°15 c

Le maxima moyen est de : + 15°6 c

### 3.3. Conclusions

#### 3.3.1. Les températures

. La région étudiée, et le Massif des Bauges en général, appartiennent à une zone thermométrique où les saisons d'été et d'hiver sont bien marquées :

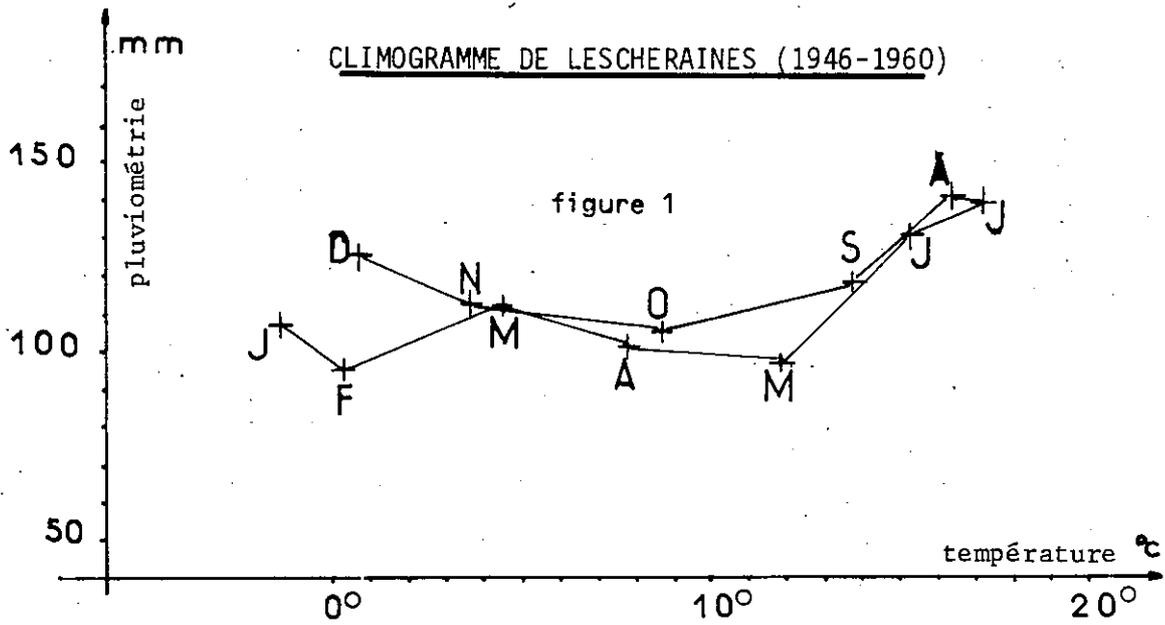
- maximum de température en été
- minimum en hiver.

Les saisons : printemps et automne ne sont que des "saisons-transition" bien que l'automne ait une tendance à s'affirmer par une température encore douce.

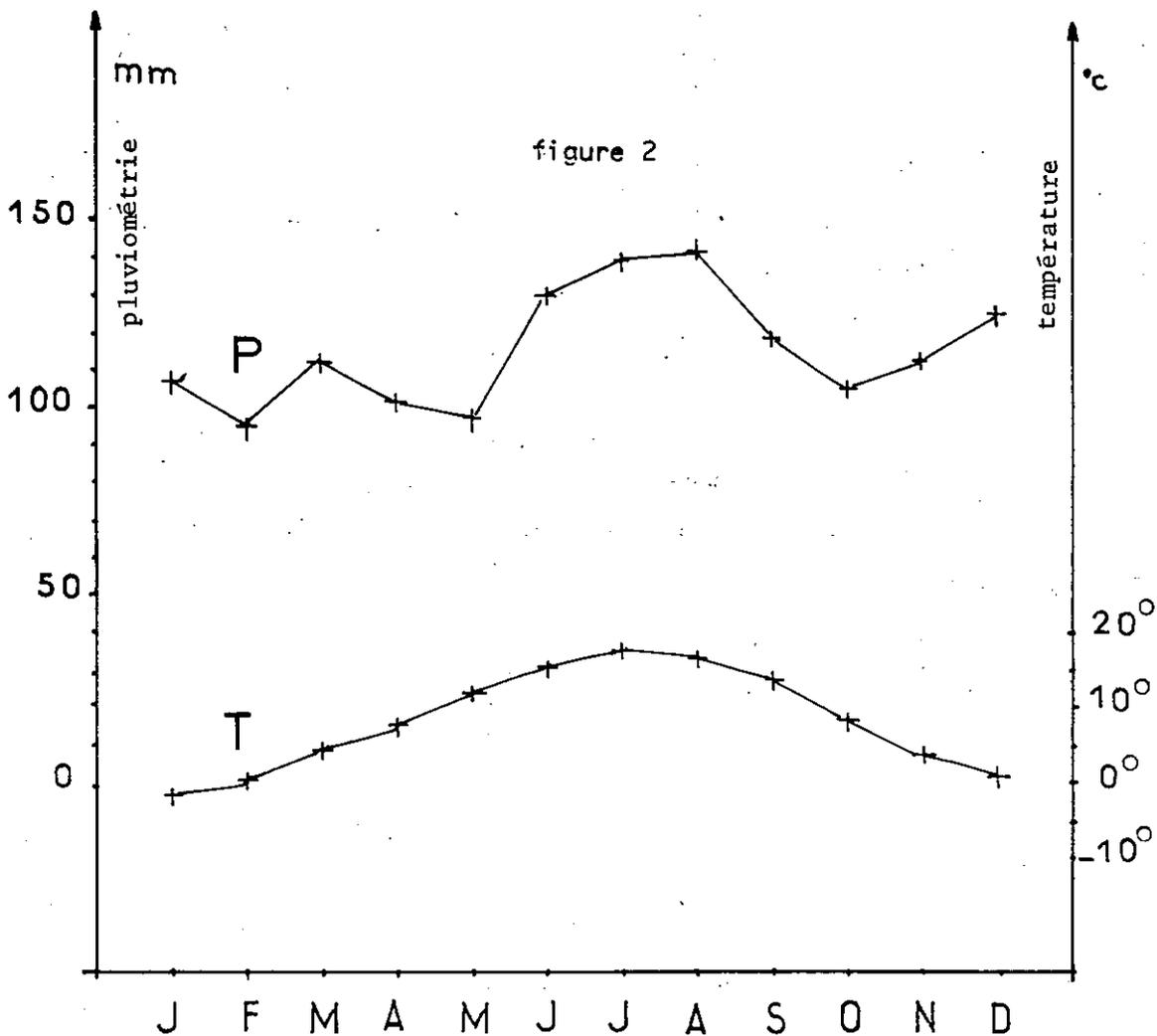
L'année d'étude 1972-1973 (7°6 c) peut être qualifiée d'année "fraîche" par rapport à la moyenne annuelle (8°4 c).

#### 3.3.2. Répartition d'une synthèse pluvio-thermique (figures 1 et 2, planche n° 12, page 36)

. Nous avons établi le climogramme de Lescheraines (1956-1965)



COURBE OMBRO-THERMIQUE DE LESCHERAINES (1946-1960)



graphique sur lequel sont portées en abscisses les températures moyennes mensuelles et en ordonnées les totaux pluviométriques mensuels. Ce diagramme, très aplati, correspond à un climat comportant une certaine uniformisation de la pluviométrie indépendamment des températures. Cependant, les mois les plus chauds (juin, juillet, août) apparaissent quelque peu les plus pluvieux.

. La courbe ombro-thermique montre que les précipitations sont plus importantes durant les mois les plus chauds et à un degré moindre, durant les mois d'hiver.

#### IV - HUMIDITE ATMOSPHERIQUE

##### 1- MESURES

L'humidité relative a été mesurée à Ecole à l'aide d'un hygromètre à cheveux.

Pour la période d'étude allant de août 1972 à juillet 1973, nous trouvons une valeur moyenne de 65,3%, avec un maximum de 71% en janvier et un minimum de 63,7% en mars.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
%	71	65,7	63,7	64	64,2	65,8	64,7	66,4	65	66,1	66,6	64,6

Le printemps est la saison où l'humidité est la plus faible. Ceci est à rapprocher du fait que c'est aussi la saison la moins pluvieuse.

L'humidité relative moyenne à Ecole (65,3%) mesurée au cours de la seule année 1972-1973, semble analogue à celle enregistrée durant les trois années 1968-1970 sur le bassin versant du Lac d'Annecy (66,7%) par le Centre de Recherche Géodynamique de Thonon.

##### 2- REPRESENTATION D'UNE SYNTHÈSE THERMO-EVAPOROMETRIQUE A ECOLE-EN-BAUGES. (cf. figure 2, planche n° 11, page 34)

Le diagramme, obtenu en portant la température moyenne mensuelle en abscisse et l'humidité relative mensuelle en ordonnée, est, là encore, très

allongé. Il en résulte que les saisons sont assez homogènes quant à l'humidité relative, et ce, quelque soit la température.

Cette humidité relative, assez constante, est liée à l'évaporation. Il est encore bien difficile de savoir quelle est la part effective de la condensation qui peut réalimenter l'infiltration.

## V - EVAPOTRANSPIRATION ET EVAPORATION

Ce sont des paramètres difficiles à apprécier.

### 1- GENERALITES

#### 1.1. Evaporation à partir des surfaces d'eau libres.

Nous négligerons ce facteur, vu l'absence de grand plan d'eau.

#### 1.2. Evaporation à partir de la neige.

En période hivernale, la surface neigeuse est fréquemment ensoleillée. Un phénomène de sublimation s'accompagne alors de l'évaporation de l'eau liquide souvent mélangée à de l'eau solide.

D'après FITZGERALD, l'évaporation de la neige pourrait être de 50 mm par mois, sous un vent de 2 m/s. Il apparaît ainsi le facteur "vent" qui est l'un des principaux facteurs de l'évaporation.

En règle générale, nous pourrions admettre dans les Bauges, que l'évaporation de la neige est le 1/3 ème de celle de l'eau. En effet, la neige reste, dans les Bauges, pendant 130 jours environ durant décembre à avril. A ce moment là, le pouvoir évaporant de l'atmosphère est faible, la saison étant froide. Mais les vents sont alors puissants et très fréquents.

#### 1.3. Evaporation à partir d'un sol nu.

L'évaporation est limitée à la quantité de pluies retenue dans les couches superficielles du terrain.

#### 1.4. Evapotranspiration à partir des surfaces boisées.

Nous ne possédons ici que des ordres de grandeur . C'est ainsi que les prairies évapotranspirent environ 3 mm/jour et les forêts et sapins : 0,6 mm/jour. De nombreuses formules, plus générales, nous permettent d'évaluer l'évaporation et l'évapotranspiration.

#### 2- CALCUL

Les méthodes de calcul sont très nombreuses, pour des domaines d'application variables.

##### 2.1. Evapotranspiration annuelle réelle selon TURC.

Elle fait intervenir la moyenne des températures et des précipitations annuelles, sur le bassin :

$$E = \frac{P}{0,9 + \frac{P^2}{L^2}} \text{ avec } L = 300 + 25T + 0,5T^3$$

où P = précipitation annuelle en mm

T = température annuelle en °c

A Ecole : année 1972-1973.

P = 1220 mm

T = 7°c

E ≈ 475 mm

Pour l'ensemble du bassin

P = 1540 mm

T ≈ 5°3c

E ≈ 450 mm

Ce qui représente, pour l'ensemble du bassin, un volume évaporé de  $0,450 \times 96.10^6 \approx 43,2.10^6 \text{ m}^3$ .

## 2.2. Selon COUTAGNE

Pour les précipitations supérieures à 1000 mm/an, ce qui est le cas dans notre étude, le déficit d'écoulement, calculé suivant COUTAGNE, est de :

$$D = 0,20 + 0,085 T$$

A Ecole :

$$D = 0,20 + 0,085 \cdot 7,6 = 0,466 \text{ m/an} \quad \text{soit} \quad 466 \text{ mm}$$

Pour l'ensemble du bassin

$$D = 0,20 + 0,035 \cdot 5^{\circ}3 = 0,380 \text{ m/an} \quad \text{soit} \quad 380 \text{ mm}$$

Ces résultats sont inférieurs à ceux calculés suivant la méthode de TURC (ce qui est généralement le cas pour tous les résultats donnés par la formule de COUTAGNE).

## 2.3. Evapotranspiration potentielle mensuelle selon THORNTHWAITE. (à Ecole)

La formule est assez complexe mais à l'avantage de faire intervenir la température moyenne mensuelle  $i$ .

$$E_p = 1,6 \left(10 \frac{t}{I}\right)^a$$

avec  $a = 0,49 + 1,79 \cdot 10^{-5} I - 771 \cdot 10^{-7} I^2 \dots$

$$i = \frac{t}{5} \cdot 1,514$$

$$I = \sum_1^{12} i \quad I \text{ étant l'indice thermique annuel}$$

Les valeurs  $E_p$  mensuelles sont corrigées par un facteur  $c$ , fonction de la latitude du bassin.

mois	$\theta$	i	Ev. non corrigée	c	Evap. (mm)
J -1973	- 1°3	-	-	-	-
F	- 0°46	-	-	-	-
M	2°58	0,78	17	1,02	17
A	5°16	1,55	29	1,13	32
M	12°	3,6	65	1,28	84
J	14°7	4,41	77	1,29	100
J	15°85	4,74	82	1,31	106
A -1972	14°9	4,47	80	1,21	96
S	10°58	3,18	56	1,04	58
O	9°1	2,73	51	0,94	46
N	5°55	1,66	34	0,79	27
D	2°34	0,702	14	0,75	10

$$I = \sum_i^{12} i = 27,82$$

576 mm

Ce total est légèrement supérieur aux résultats acquis par les méthodes de TURC et COUTAGNE, pour Ecole.

### 3- CONCLUSION

#### 3.1. Résultats

Nous pouvons ici estimer l'évaporation due à la sublimation de la neige. Compte-tenu des vents souvent violents qui soufflent sur le Haut-Chéran, le chiffre de 150 mm/an est très probable, et peut paraître acceptable.

Ainsi, nous obtenons dans ce cas un déficit d'écoulement D, d'après THORNTHWAITE :

$$\underline{\text{A Ecole}} : 620 \text{ mm} < D < 720 \text{ mm}$$

$$\underline{\text{Dans l'ensemble du bassin}} : 530 \text{ mm} < D < 640 \text{ mm}$$

Ce qui serait conforme aux valeurs données par ARLERY, GARNIER et LANGLOIS (REMIERAS - 1970).

Mais il apparaît, que des mesures récentes, effectuées par différents laboratoires, tendent à diminuer fortement la valeur de l'évapotranspiration.

C'est ainsi que dans le Chablais, les valeurs obtenues à partir de bacs à évaporation sont de l'ordre de 350 mm à 910 m d'altitude (communication personnelle de B. BLAVOUX - 1973).

E. SIWETZ (1973) trouve, dans le bassin des Blaves, des valeurs de 425 mm vers 400 m d'altitude, avec un gradient altimétrique de l'évaporation négatif de 20mm/100 m.

Pour notre part, nous pensons que la neige et les vents sont des facteurs évaporants. La valeur fournie par la méthode de TURC, en l'absence de mesures plus précises et suivies des différents facteurs influant sur l'évaporation, apparaît correcte pour le cadre de notre étude.

Adoptons donc :  $E = 450 \text{ mm} \pm 100 \text{ mm}$

en admettant des erreurs d'appréciation de l'ordre de 20%.

### 3.2. Tube de Piche.

L'utilisation d'un tel tube dans un climat de montagne, ne va pas sans difficulté. En effet, quand arrivent la fin de l'automne et les premières gelées nocturnes, l'eau distillée contenue dans le tube, gèle, de même que la membrane de papier buvard. C'est ainsi que cette dernière se déchire, libérant l'eau du tube et rendant impossible toute mesure.

Il apparaît donc que l'utilité d'un tel tube se limite aux saisons "chaudes". De plus, le processus d'évaporation est ici lié essentiellement au déficit hygrométrique de l'air. L'appareil ne tient pas suffisamment compte de l'influence de l'insolation.

Pour notre part, et pour les raisons indiquées ci-dessus, nous négligerons les mesures effectuées à l'aide d'un tube de Piche.

## VI - MESURE DE LA LAME D'EAU ECOULEE

Toutes les eaux du bassin versant du Haut-Chéran transitent, par

l'intermédiaire du Chéran, vers l'aval en franchissant le verrou du Châtelard au niveau du Pont d'Escorchevel.

## 1- EQUIPEMENT DE LA STATION DE JAUGEAGE.

L'exutoire aval a été équipé d'une échelle limnimétrique, appliquée, pour le premier mètre, en rive droite contre l'assise marno-calcaire de l'Hauterivien. Le deuxième mètre est scellé en rive gauche contre la pile du pont. Cette section peut être considérée comme stable. L'installation d'un limnigraphe, prêté par E.D.F. s'est avérée impossible. En effet, les crues sont très brutales. Elles entraînent avec elles arbres et blocs de rochers qui ne manqueraient pas d'endommager le matériel.

## 2- TARAGE DE LA STATION (cf. figure 1; planche n° 13, page 44).

### 2.1. Méthode

Le Chéran, torrent à écoulements tourbillonnaires (rochers ...) ne se prête pas aux mesures suivant la méthode du moulinet.

Seules les méthodes chimiques peuvent donner de bons résultats.

Deux procédés ont été employés, suivant le débit de la rivière.

. Pour des débits sensiblement inférieurs à  $4 \text{ m}^3/\text{s}$ , injection à débit constant  $q$ .

. Pour les débits supérieurs, dosage par intégration.

Le fait que le pouvoir de dilution de la rivière est d'autant plus grand que le débit est fort, sert de base aux méthodes chimiques. Le traceur employé est ici du bichromate de sodium ( $\text{Cr}_2\text{O}_7 \text{ Na}_2$ ).

- Dans le cas de l'injection à débit constant  $q$ , le débit de la rivière est donné par :

$$Q = q \cdot \frac{C}{c}$$

$Q$  = débit de la rivière

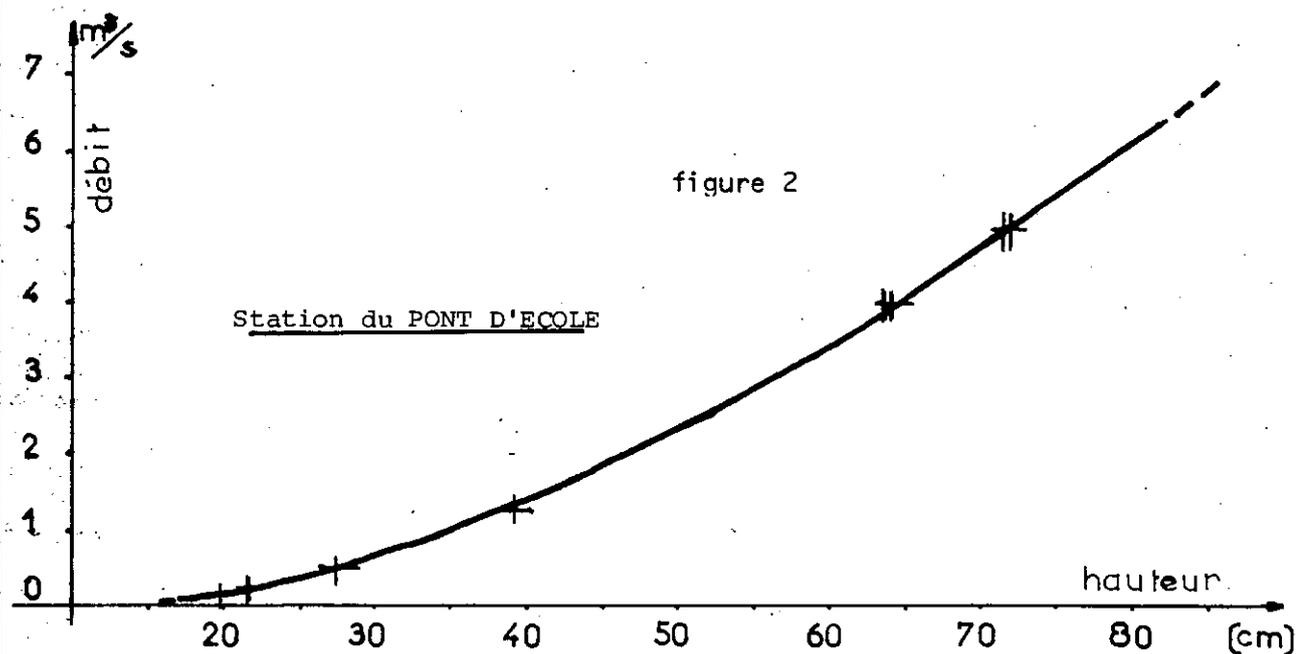
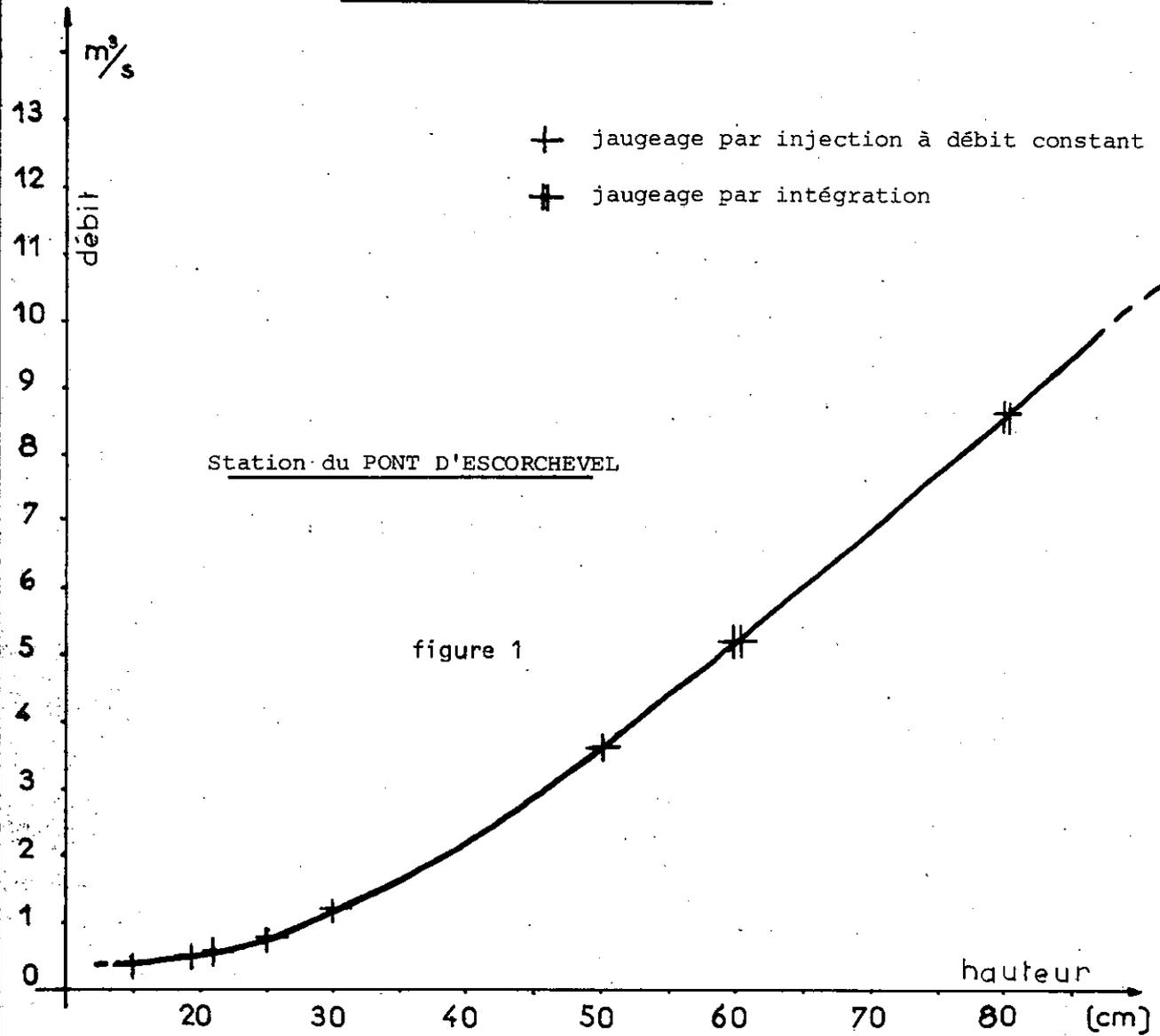
$q$  = débit d'injection

$C$  = concentration injectée

$c$  = concentration après dilution

- Pour un dosage par intégration, le débit est fourni par la formule :

COURBES DE TARAGE DU CHERAN



$$Q = \frac{V \cdot C_1}{C_2 \cdot T}$$

Q = débit de la rivière

V = volume injecté

C<sub>1</sub> = concentration injectée

C<sub>2</sub> = concentration après dilution

T = temps de passage du sel

L'emploi de "l'intégration" par rapport au "débit constant" est avantageux essentiellement par le faible poids de sels qu'il faut utiliser. Par contre, le "bon mélange" est plus difficile à obtenir et à contrôler.

Les concentrations injectées étaient calculées de façon à ce que les concentrations obtenues après dilution soient voisines de 2 mg/l.

## 2.2. Matériel utilisé.

. Mesure sur le terrain.

Il s'agit d'un matériel ultra-léger, adapté à des mesures dans des torrents en haute altitude. C'est un système permettant un débit constant à la sortie d'un réservoir plastique contenant la solution d'injection. La constance du débit est obtenue suivant le principe du "vase de Mariotte".

. Dépouillement du jaugeage chimique.

La méthode utilisée ici est la colorimétrie du complexe violet, formé par réaction de l'ion chromate avec le diphényl carbazide, en milieu acide. La comparaison de la coloration obtenue à une gamme d'étalons en verre teinté se fait à l'aide du comparateur LOVIBON 1000. Les réactifs employés sont :

- acide sulfurique dilué 1/2
- Diphényl Carbazide à 0,2% dans l'alcool éthylique.

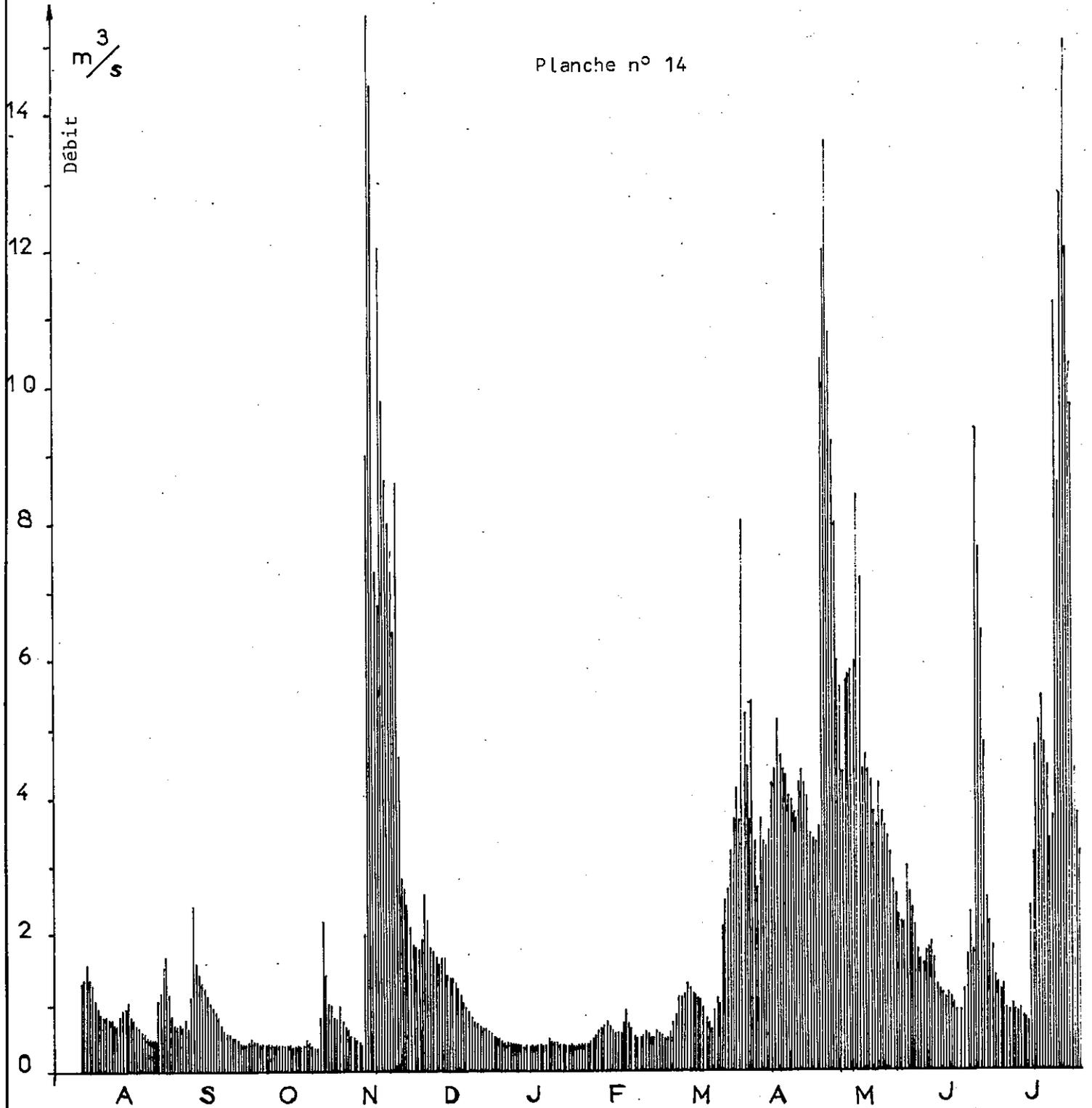
## 2.3. Précision de la méthode.

Il est possible d'apprécier les variations de teinte correspondant à des variations de concentration de 0,125 (≈ 0,13) mg/l. Les résultats sont donc valables à ± 0,13 mg/l ; pour que l'erreur relative soit la plus faible possible, il est préférable d'avoir des concentrations de l'ordre de 3 mg/l (au-dessus la différenciation des colorations est moins bonne).

HAUTE - VALLEE DU CHERAN

(Massif des BAUGES)

Planche n° 14



DEBITS JOURNALIERS DU CHERAN

AU PONT D'ESCORCHEVEL

(août 1972 - juillet 1973)

### 3- CALCUL DE LA LAME D'EAU ECOULEE (cf. planche n° 14, page 46)

La moyenne arithmétique mensuelle des débits journaliers nous permet de calculer le débit mensuel, puis le débit annuel. Nous ramènerons ces débits absolus aux débits spécifiques. Les résultats sont plus expressifs. Enfin, nous pourrions exprimer la lame d'eau écoulée, pendant les différents mois et pendant l'année.

mois	débit mensuel absolu (l/s)	débit spécifique l/s.Km <sup>2</sup>	lame d'eau écoulée (mm)
août 1972	890	9,3	24,9
septembre	868	9	23,3
octobre	526	5,5	14,7
novembre	4660	48,5	125,6
décembre	1211	12,6	33,8
janvier 1973	450	4,7	12,6
février	570	5,9	14,2
mars	1874	19,5	52,2
avril	4737	49,4	128
mai	4620	48,1	124,6
juin	2320	24,1	62,4
juillet	4284	44,6	119,5
module annuel	2250	23,4	735,8

Chaque mois représente un certain pourcentage de l'écoulement annuel à savoir :

A : 3,3 %	N : 17,2 %	F : 2,1 %	M : 17,1 %
S : 3,2 %	D : 4,5 %	M : 6,9 %	J : 8,5 %
O : 1,9 %	J : 1,6 %	A : 17,4 %	J : 15,8 %

Les débits moyens journaliers, ainsi que la courbe des débits classés, pour l'année de mesure permettent de dégager les débits significatifs suivants : (cf. planche n° 15, page 48).

Débit moyen : 2250 l/s

Débit spécifique : 23,4 l/s.Km<sup>2</sup>

Débit caractéristique maximum (DCM) : 106,3 l/s.Km<sup>2</sup>

Débit caractéristique moyen (DC6) : 10,41 l/s.Km<sup>2</sup>

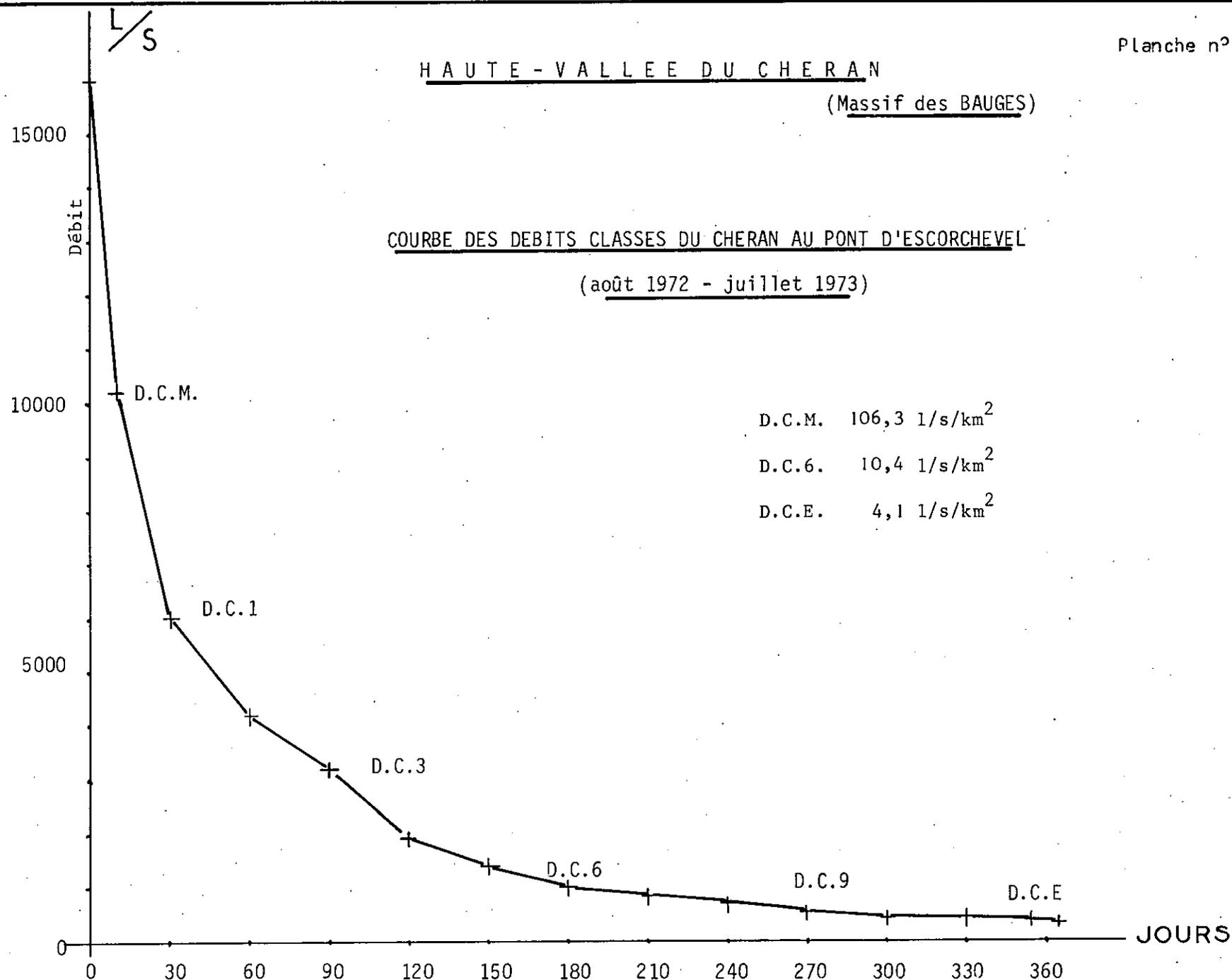
Débit caractéristique d'étiage (DCE) : 4,1 l/s.Km<sup>2</sup>

HAUTE - VALLEE DU CHERAN

(Massif des BAUGES)

COURBE DES DEBITS CLASSES DU CHERAN AU PONT D'ESCORCHEVEL

(août 1972 - juillet 1973)



Le débit d'étiage absolu, enregistré entre août 1972 et juillet 1973 est de 390 l/s soit 4 l/s.Km<sup>2</sup>.

La lame d'eau écoulee est d'environ 736 mm ce qui représente 46% des précipitations.

REMARQUE : Notons que ces 736 mm représentent l'écoulement superficiel visible au Pont d'Escorchevel. Nous ne pouvons pas savoir si un écoulement souterrain s'effectue en rive gauche du Chéran, à travers le glissement de terrain du Roc de Poyez. Si cette possibilité s'avérait réalisée, la lame d'eau écoulee, à travers l'exutoire aval du bassin versant du Haut-Chéran, serait donc supérieure aux 736 mm indiqués précédemment.

Nous prendrons comme résultat :

$Q \approx 740 \text{ mm} \pm 80 \text{ mm}$  en admettant des erreurs de 10%.

#### 4- QUELQUES REMARQUES SUR LA COURBE DES DEBITS JOURNALIERS DU CHERAN ET SON RAPPORT AVEC LES PRECIPITATIONS JOURNALIERES.

. Les mois d'août-septembre-octobre sont marqués par de faibles précipitations. Les débits journaliers sont faibles et assez constants. Une pluie se retrouve immédiatement dans les variations du débit.

. Le mois de novembre se caractérise par de fortes précipitations vers les 11 et 12, sous forme de neige très lourde (5 cm à Ecole). Ensuite, les précipitations ont continué en pluie, faisant fondre la neige. Les résultats en sont les crues (jusqu'à 15 m<sup>3</sup>/s) du 14 novembre 1972.

. Le mois de décembre, pluvieux et neigeux, montre des débits journaliers déjà conséquents.

. Durant les mois de janvier-février, les débits sont très faibles. C'est l'étiage d'hiver (400 l/s), bien que les précipitations soient importantes. Mais elles sont sous forme solide. Il y a constitution d'un stock neigeux.

. Dès le mois de mars, l'élévation de la température agit sur le stock et les débits journaliers vont augmenter, bien qu'il n'y ait presque pas eu de précipitation en mars (ni liquide, ni solide).

. Les mois d'avril, mai et juin voient le stock neigeux disparaître, avec plus ou moins grande régularité. En effet, avril s'est avéré un mois froid, avec de fortes chutes de neige. Les débits journaliers ont alors marqué un palier dans leur ascension.

. Mai a été vraiment le mois de la fonte des neiges.

. Nous pouvons alors considérer que juin marque l'épuisement total du stock neigeux. Il aura mis trois mois 1/2 pour fondre.

. Les précipitations de la fin juin se traduisent par une petite crue ( $10 \text{ m}^3/\text{s}$ ) du Chéran.

. Le mois de juillet marque un beau contraste.

- une première quinzaine, ensoleillée et sans pluie. Les débits journaliers diminuent régulièrement.

- une deuxième quinzaine très pluvieuse. Les débits augmentent rapidement et considérablement ( $14,5 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

#### CONCLUSION.

Si l'étiage d'hiver est parfaitement marqué et fixe dans le temps, il n'en est pas de même pour l'étiage d'été qui a tendance à être celui des mois de août-septembre-octobre. Les variations dans le temps de ce dernier étiage sont dues à sa liaison intime avec les précipitations et le ruissellement qui fait immédiatement suite.

## CHAPITRE II

### GÉOLOGIE DE LA HAUTE-VALLEE DU CHERAN

POSSIBILITES HYDROLOGIQUES DES TERRAINS ET DES FRACTURES.

-----

Le Massif des Bauges a fait l'objet de très nombreux travaux, mais ces derniers sont souvent très anciens. D'autre part ils ont portés surtout sur les chaînons les plus externes. Les études, touchant à la Haute-Vallée du Chéran, sont plus rares :

LUGEON M. (1900)

REVIL J. (1913)

PERRIER R. (1958)

DOUDOUX B. (1973 à paraître).

J'ai donc jugé nécessaire de faire une synthèse rapide tant au point de vue stratigraphique que lithologique et tectonique, et ce, dans le but de juger des possibilités hydrologiques de chaque formation. De plus, la végétation étant importante, j'ai indiqué, au maximum, les affleurements les plus caractéristiques des principales formations.

## I - STRATIGRAPHIE - LITHOLOGIE - HYDROLOGIE

Il nous sera ici assez difficile de paralléliser la stratigraphie avec la lithologie. En effet, une même formation marneuse (ou calcaire) peut appartenir à deux étages consécutifs. Nous nous efforcerons donc de simplifier et d'éclaircir de tels problèmes, en vue d'une unité hydrologique.

### 1- LE JURASSIQUE SUPERIEUR.

#### 1.1. Lithologie - Stratigraphie

Schématiquement, nous distinguerons deux grands ensembles :

- un ensemble basal "marneux"
- un ensemble sommital "calcaire".

##### 1.1.1. L'ensemble "marneux".

Stratigraphiquement, il regroupe, de la base vers le sommet :

- Le Callovien, sous forme de schistes marneux, noirs très fins, et fossilifères (ex.: Col du Potat).

- L'Oxfordien moyen, qui comprend déjà quelques bancs plus calcaires. Les schistes noirs sont déjà moins fissiles.

- L'Oxfordien supérieur ("Rauracien" des auteurs) qui se présente comme une alternance de marnes et calcaires argileux, en bancs métriques, de teinte gris bleu, avec une p<sup>â</sup>tine brun<sup>â</sup>tre. Vers le haut, la teneur en argile se réduit progressivement : les calcaires deviennent plus grenus et les marnes nettement moins épaisses.

Les principaux affleurements se trouvent dans le ruisseau du Morbié, au-dessus de Saint-Jean-de-la-Porte. Compte-tenu des nombreux plissements affectant ces séries, nous pouvons estimer l'épaisseur de ces terrains à 300 m environ. Nous citerons un autre affleurement, plus près de nous, à l'Ouest d'Ep<sup>e</sup>rnay. Des ammonites y ont été découvertes.

### 1.1.2. L'ensemble "calcaire".

. Le long de la vallée de l'Isère, il est classiquement subdivisé en deux importantes masses calcaires formant falaises. Entre elles, subsiste un niveau marneux formant talus.

- la masse calcaire inférieure correspond au Kimméridgien inférieur, passant à l'Oxfordien terminal. C'est le "Séquanien" des auteurs anciens. Il est représenté par une centaine de mètres de calcaires lithographiques, à cassure noir<sup>â</sup>tre et patine grise, faiblement argileux, en bancs le plus souvent décimétriques. A noter la disparition quasi complète des joints marneux. Les affleurements les plus importants sont situés le long de la route menant de Saint Pierre d'Albigny au col du Frêne.

- le talus, assez uniforme, représente le Kimméridgien moyen. Il est sous forme de marnes et marno-calcaires rappelant le Berriasien, en bancs, eux-aussi décimétriques.

- enfin, la masse calcaire supérieure forme le "Tithonique". Stratigraphiquement, il représente le Kimméridgien supérieur, et le Portlandien. Lithologiquement, c'est un ensemble de bancs calcaires lithographiques, décimétriques à métriques, bien lités, à patine blanche et cassure noire-bleuté. Nous y trouvons, parfois, des silex noirs (à l'Est d'Ec<sup>o</sup>le) et, vers le sommet, une pseudo-brêche (Mont Charvay). Les faunes à Périssphinctidés et Aptychus sont fréquentes.

. A l'intérieur du Massif des Bauges, il nous sera pratiquement

impossible de subdiviser l'ensemble "calcaire" comme nous venons de le faire pour le bord subalpin.

Le couvert végétal important et les complications tectoniques nombreuses rendent ici aléatoires toute tentative de subdivision. Disons simplement que le niveau marneux du Kimméridgien moyen est moins caractérisé et que l'ensemble est moins puissant qu'au bord subalpin (100 m d'un côté et 200 m de l'autre). Nous retrouvons, par ailleurs, silex et pseudo-brèche.

Pour la suite de notre étude, nous ne considérerons qu'un ensemble calcaire, sans tenir compte du niveau marneux du Kimméridgien moyen. Nous l'appellerons "Tithonique". Il faut bien voir qu'il représente, en réalité, le "Séquanien" et le "Tithonique" franc.

La coupe la plus caractéristique se trouve dans le ruisseau des Farnets, en amont de Précherel.

## 1.2. Hydrologie.

### 1.2.1. L'ensemble "marneux".

Il va jouer le rôle d'imperméable vis-à-vis des formations sus-jacentes calcaires. Par lui-même, il ne fournira que de petites sources, à l'échelle du 1/mm, au contact des interlits marneux et marmo-calcaires. De plus, ces sources doivent être très superficielles car elles tarissent, pour la plupart, en période de sécheresse. C'est le cas de multiples sources au-dessus de Saint Pierre d'Albigny et Cruet.

Pour contredire apparemment cette affirmation, les sources captées de Cayan et des Fontanières (comme de Grésy-sur-Isère) émergent bien de l'ensemble marneux et sont pourtant assez importantes. En fait elles sont très proches des calcaires dont la karstification a atteint les niveaux supérieurs de l'ensemble "marneux".

### 1.2.2. L'ensemble "calcaire".

Il présente des réseaux karstiques : ses possibilités hydrologiques sont donc plus sérieuses.

Nous notons ainsi de nombreuses émergences, à l'échelle du 1/s ou

de la dizaine de l/s. Citons, par exemple, les sources du Bois de Leyat, de la Fontaine de la Rave et de l'émergence temporaire de La Compôte. Il est rare, cependant, qu'elles atteignent, même en période de crue, la centaine de l/s.

Les réseaux souterrains, s'ils sont nombreux, ne sont, en effet, pas très vastes : la série "calcaire" n'est pas suffisamment puissante et tranquille pour que de grands réseaux continus aient pu s'instaurer. Les intercalations marneuses peu puissantes mais assez nombreuses, contribuent aussi à cette fragmentation hydrologique. Les réseaux empruntent généralement, soit les multiples fractures affectant la série, soit les charnières de plis, soit les strates elles-mêmes.

Quant aux sources, de l'ordre du l/mm, il n'en existe apparemment aucune.

## 2- L'ENSEMBLE BERRIASIEN - VALANGINIEN - HAUTERIVIEN.

### 2.1. Lithologie - Stratigraphie.

Plus commodément, nous appellerons cet ensemble: Crétacé inférieur ou "Néocomien".

Il est représenté par une puissante série, monotone, de marnes et calcaires argileux, dans laquelle il est difficile de faire des distinctions précises.

Notons simplement quelques particularités :

- A la base, le Berriasien a une patine plus claire. Son épaisseur est très variable car les bancs sont souvent étirés au contact du "Tithonique". Nous citerons comme affleurement caractéristique le Berrias du ruisseau de Chérel, au-dessus de Belleville.

- Le Valanginien supérieur présente, à l'Ouest, quelques restes de faciès jurassiens, plus calcaires et bicolores. Les principaux affleurements peuvent être relevés également au-dessus de Belleville.

- L'Hauterivien supérieur est, à l'Ouest, très riche en spatanges (Toxaster) et en huitres (Exogyra) avec un débit fréquent en "miches" ou "pavés". (cf. Pont d'Escorchevel).

A l'Est il devient plus compact, plus dur. Il comprend alors des

bandes siliceuses. En même temps les fossiles deviennent beaucoup plus rares. Ce faciès oriental est très visible sur la route forestière de Coutarse.

Cette forte série néocomienne s'épaissit fortement d'Ouest en Est. (400 m vers le Semnoz et près de 1000 m sous les flancs de l'Arclusaz). Nous nous trouvons donc dans une zone de transition entre les faciès jurassiens (aux niveaux très différenciés) et les faciès dauphinois (où le Valanginien et l'Hauterivien sont pratiquement indistincts, épais et monotones), mais les faciès dauphinois prédominent déjà très nettement.

## 2.2. Hydrologie.

Ce Crétacé inférieur apparaît ainsi comme un ensemble peu perméable, très puissant. Il est le siège d'importants ravinements que nous pouvons observer en particulier sur les contreforts de la Dent d'Arclusaz et du Pécloz. Les marnes et marno-calcaires s'altèrent en argiles jaunes, qui déterminent des marécages et des glissements de terrains nombreux et parfois importants (Bois de la Fullie).

A l'échelle du 1/s, nous ne rencontrerons aucune émergence.

Par contre, les sources de l'ordre du 1/mm sont très nombreuses, principalement dans l'Hauterivien. Elles sont liées à un grand nombre de petites fractures soulignées par une altération de teinte ocre ; ce sont, par exemple, les sources de Coutarse, d'Orgeval et de la Fullie. L'imperméabilité du Crétacé inférieur apparaît ainsi quelque peu moins rigoureuse que celle du Callovo-Oxfordien.

## 3- LE BARREMIEN - APTIEN.

### 3.1. Lithologie - Stratigraphie

Ils se présentent sous le faciès "Urgonien", puissante série de calcaires mal lités qui forment les principaux sommets des Bauges et jouent un rôle de premier plan dans la morphologie et l'hydrogéologie.

Ce faciès "Urgonien" présente de rapides variations, ce qui est fréquent dans les séries pararéclifales. Le Massif du Colombier peut en donner néanmoins une coupe assez typique.

. Il s'annonce par des calcaires à serpules, bien lités encore ar-

gileux à la base. Ce sont les "couches à Panopées". Nous y rencontrons de très nombreuses grottes et d'anciens chenaux de circulation karstique.

. Il se poursuit par des calcaires plus compacts, constituant la masse "Urgonienne" inférieure. Elle est affectée de nombreuses diaclases.

. Un niveau peu épais, bien stratifié, souvent plus marneux, à Orbitolina et Zonatella, lui succède.

. Enfin la série se termine par la masse des calcaires "Urgoniens" supérieurs, en bancs décamétriques, très blancs. Les fossiles sont ici nombreux (Rudistes, Bryozoaires silicifiés, Nérinées).

Plus à l'Est, il devient difficile de distinguer deux masses calcaires principales. En effet, la vire à Orbitolines n'est pas un niveau continu mais plutôt une succession de lentilles plus marneuses, à des niveaux stratigraphiques variables. Le faciès "Urgonien" oriental comporte de nombreuses variations lithologiques : - il est devenu plus noir ;

- il comprend des niveaux dolomitiques, d'aspect "gréseux" (Massif de l'Arcalod, Pointe de Banc Ferrand, Pécloz, Arclusaz), associés à des polypiers (Pécloz, Arclusaz ...).

Enfin, nous classerons en Aptien Supérieur, des calcaires lumachelliques roux ou verdâtres, en plaquettes avec crinoïdes et radioles d'Echinodermes, et nombreux grains de glauconie. Il transgresse les calcaires sous-jacents de la masse "Urgonienne". Cette lumachelle n'existe plus à l'Ouest du Massif du Colombier.

L'ensemble de la série barrémo-aptienne atteint une épaisseur de 300 m. Malgré tout, cette masse calcaire est resté assez souple dans la tectonique générale. Il y existe un très grand nombre de diaclases, liées aux plissements ; cet "Urgonien" sert de support à tous les synclinaux perchés :

- Colombier - Le Châtelard - Entrevernes.
- Trélod - Charbon.
- Arclusaz - Arcalod - Arclósan.
- Sambuy.

### 3.2. Hydrogéologie.

Les circulations karstiques, empruntant les zones de faiblesse de la carapace "urgonienne", donnent lieu à des émergences énormes, vers la base de la série calcaire, dans les couches à Panopées. Nous n'avons plus trouvé

d'émergences sérieuses dans l'Hauterivien sommital qui sert de mur étanche aux circulations des calcaires sus-jacents. Les principales sources (Chaudannes, Scierie du Nant Fourchu ...) ont des débits pouvant atteindre 600 l/s en période de crues, et donnent ainsi une idée de l'envergure des réseaux karstiques liés à l'"Urgonien".

Par contre, nous avons peu remarqué de grottes ou de gouffres ouverts en surface. Des expériences de coloration seront donc difficiles à réaliser.

Le processus de karstification est favorisé et par les diaclases de distension et par un système de petites fractures liées à des accidents géologiques importants, que nous examinerons plus loin.

#### 4- L'ALBIEN

Là aussi, apparaît une distinction entre les faciès occidentaux et orientaux.

##### 4.1. Lithologie - Stratigraphie

###### 4.1.1. Type grés-glaucouneux "vert" ou faciès externe occidentale.

Il se présente sous la forme de grès sableux micacés, plus ou moins riches en glauconie, mais toujours relativement clairs. Il ravine, le plus souvent, la lumachelle de l'Aptien supérieur, parfois l'"Urgonien" lui-même (synclinaux du Châtelard et du Trélod).

Son épaisseur est toujours faible (1 à 15 m).

###### 4.1.2. Type compact "noir" ou faciès interne orientale.

C'est un grès, très glauconieux, beaucoup plus noir et plus compact que le faciès externe. Il ravine toujours directement l'"urgonien", sans interposition de la lumachelle aptienne. Il est nettement plus épais (jusqu'à 50 m) que l'Albien occidental. Il se termine par une brèche sommitale à fossiles noirs; roulés et phosphatés. Nous trouvons ce faciès dans le synclinal de l'Arclusaz - Arcalod et dans le Massif de la Sambuy.

Au Colombier et à Rossanaz, nous nous trouvons dans une zone de transition. La lumachelle n'existe que très épisodiquement. La base de l'Albien

est représentée par une dizaine de mètres de marnes et grès noirs, rappelant le faciès interne. Ils sont surmontés par des grès blancs à verdâtres, grossiers, à stratification entrecroisée, d'une dizaine de mètres, rappelant par contre le faciès externe.

Quelques traces du faciès noir existent aussi, très localement et toujours à la base de la formation, dans le synclinal du Trélod. A noter que l'Albien est parfois absent. Mais sa disparition s'explique plus par des étirements tectoniques que par une érosion par exondation après son dépôt.

#### 4.2. Hydrogéologie.

L'Albien "vert", de par sa nature sableuse, constituera un aquifère remarquable. Les sources se feront au contact des niveaux locaux marneux ou à la base de l'ensemble sableux. C'est ainsi, que dans le synclinal du Trélod, la mince bande d'Albien, qui ceinture le synclinal, donne, à une exception près, les seuls points d'eau permanents. D'une manière générale, l'Albien constitue, au contact de l'"Urgonien", une petite dépression humide et très verdoyante.

Malheureusement, la puissance de l'Albien "vert" est faible. Les débits enregistrés seront de l'ordre du l/mn mais contribueront à la survie des alpages. Quant l'Albien est sous la forme "compact noir", son rôle hydrogéologique se limite le plus souvent à celui d'un écran étanche vis-à-vis de la masse calcaire sénonienne (synclinal de l'Arclusaz). Les sources, quand il en existe, émergent alors à sa surface.

### 5- LE CRETACE SUPERIEUR.

#### 5.1. Lithologie - Stratigraphie.

Sous ce terme général, nous désignerons les calcaires datés du Sénonien. Il est, en effet, généralement admis, après le dépôt de l'Albien, une lacune du Cénomaniens - Turonien. Il n'est cependant pas exclu que des études stratigraphiques de détail révèlent un jour, au moins localement, la présence du Cénomaniens et Turonien, soit à la base des couches jusqu'ici attribuées au Sénonien, soit au sommet des couches attribuées à l'Albien.

. Le passage de l'Albien "vert" au Sénonien se fait par l'intermédiaire de pseudo-conglomérats glauconieux, à silex, et trainées sableuses. La

pâte, sénonienne, reprend des sables et de la glauconie albienne, si bien que le passage est apparemment très progressif.

. Vient ensuite une dizaine de mètres de calcaires lithographiques, compacts, en bancs décimétriques, gris clair, à silex. Puis des calcaires schisteux blancs, lithographiques, en petits bancs se délitant très finement. Localement, ils se teintent en rouge vers leur base (synclinal de l'Arclusaz - Arcalod - Arclosan). L'ensemble a une puissance variable, pouvant aller jusqu'à 150 m.

. Vers l'Est, ces calcaires clairs se complètent, vers le haut, par une puissante série (150 m) de calcaires argileux noirs, à patine blanche. Ils sont fétides, non lithographiques, en bancs de 20 à 30 cm et lits de marnes, sans fossile si ce n'est des Jéréminelles. Ce faciès s'annonçait, dans le Colombier et dans le S.E. du Trélod, par des teintes plus sombres dans les calcaires sommitaux.

Ce sont les "couches de WANG" des auteurs suisses. Elles se rencontrent principalement dans les synclinaux orientaux des Bauges (Arclusaz-Arcalod, Sambuy ...) et dans les Bornes (Charvin). De telles couches sombres peuvent remonter jusque dans le Paléocène.

Le Crétacé supérieur, du fait de son litage bien marqué, ne constitue jamais, dans son ensemble, de belles falaises comparables aux falaises "tithonique" et "urgonienne", voire même nummulitique. Il ne forme guère que des talus herbeux, à forte pente, fréquemment ravinés par l'érosion. (Mont de la Coche).

Vis-à-vis des efforts tectoniques, il s'est comporté comme un niveau relativement plastique entre les calcaires urgoniens et nummulitiques, d'où des disharmonies fréquentes entre "Urgonien" et Priabonien. Entre les deux, le Crétacé supérieur est très plissoté, voire redoublé. Les disharmonies sont particulièrement nettes dans les synclinaux du Trélod et de l'Arcalod. Enfin, la puissance du Sénonien augmente, par ailleurs, nettement d'Ouest en Est (de 100 m à 300 m).

## 5.2. Hydrologie.

De par sa nature même et son fin litage, le Crétacé supérieur se prête mal à une karstification étendue. Il ne montre pas de grotte ou de grand réseau. Par opposition aux calcaires urgoniens et nummulitiques qui l'encadrent, il pourrait même, dans une première approximation, être considéré comme imperméable.

Bien entendu, il ne s'agit là que d'une imperméabilité relative. Ce Crétacé supérieur resté en effet beaucoup plus perméable que les ensembles marneux précédemment décrits : Callovo-Oxfordien et, à un degré moindre, le Crétacé inférieur.

La fracturation intense y a permis l'installation de petits réseaux, dont quelques-uns seulement alimentent des émergences, assez constantes, de l'ordre du l/s. Les plus représentatives sont la source de la Chapelle de Bellevaux et les sources de la combe de l'Illette (Colombier).

## 6- L'EOCENE.

A l'Eocène inférieur, la région est émergée. On ne connaît, de cette époque, que quelques dépôts continentaux, sous forme d'argiles et sables rouges (Massif du Colombier). La mer revient à l'Eocène moyen (Yprésien-Lutétien). Des dépôts de cet âge sont conservés dans les synclinaux des Aillons, du Châtelard et du Trélod. Nous notons ensuite une régression passagère (Lutétien supérieur - Priabonien basal). Enfin, la mer priabonienne recouvre plus largement toute la région étudiée.

### 6.1. Lithologie - Stratigraphie.

#### 6.1.1. Eocène moyen.

- L'Yprésien n'est conservé qu'en lambeaux discontinus. MARTINI (1960) l'a décrit en plusieurs points du synclinal Trélod-Charbon, essentiellement sous la forme de calcaires grésoglaucieux à petites Nummulites silicifiées.

- Le Lutétien débute avec un conglomérat à silex verdis et se poursuit par des calcaires encore plus ou moins conglomératiques, à grands foraminifères (grandes Nummulites, Orbitoïdés, ...).

L'épaisseur de ces formations yprésiennes et lutétiennes est très variable : maximum 12 m au S.E. des chalets du Charbonnet. Le Lutétien se termine par une régression : dépôts lacustres et fluviolacustres, de conglomérats et marnes blanches à lignites et ossements de vertébrés (Trélod). Ce niveau est peu puissant : de 0,5 à 10 m. L'Yprésien et le Lutétien existent aussi hors de notre terrain, dans les synclinaux des Aillons et du Châtelard. Ils n'affleu-

rent, par contre, ni plus à l'Ouest, ni plus à l'Est (synclinal Arclusaz-Arcalod). L'Eocène moyen repose toujours sur du Crétacé supérieur, avec, au contact, des encroûtements de *Microcodium*.

### 6.1.2. Priabonien.

Les marnes lacustres passent d'abord à des marnes plus grises, encore ligniteuses mais où se manifestent déjà des influences marines : niveaux lumachelliques (lamellibranches, cérithes ...). Ce sont les couches à *Cérithium Diaboli*.

Vient ensuite la classique trilogie marine priabonienne, constituée, de la base au sommet, par des calcaires, des marnes puis des grès.

La transgression priabonienne a largement débordé, vers l'Est et l'Ouest, le domaine de la transgression de l'Eocène moyen. Le Priabonien repose, quelquefois, directement sur l'Urgonien.

- les calcaires : Ils sont assez massifs, à petites Nummulites, polypiers, algues et Pectens. L'aspect de ces calcaires est variable : localement bleuâtre, localement roussâtre. L'épaisseur est aussi variable, maximum 40 m, avec le plus souvent 15 à 20 m.

- les marnes : Ce sont des marnes bleues ou brunes, se délitant en fines plaquettes. Ce niveau peut, comme dans les Bornes au Nord, se décomposer en :

- . marnes à foraminifères à la base ;
- . schistes à *Meletta* (écailles de poissons) ;
- . série marno-micacée.

L'épaisseur de l'ensemble est voisine de 50 m.

Vers le haut, la série marneuse comprend des intercalations de plus en plus développées de grès micacés (type grès des Déserts).

Des lignites et de nombreuses empreintes végétales se rencontrent également dans ces marnes et grès.

Les affleurements de Priabonien marin se répartissent comme suit :

- Synclinal du Colombier-Châtelard.

La série est complète au Nord du Chéran (Châtelard). Par contre, au Sud du Chéran, aucun sédiment nummulitique n'est conservé dans le Colombier.

- Synclinal Trélod-Charbon.

La série est complète. Les grès terminaux ont, sans doute, été enlevés par érosion.

- Synclinal Arclusaz-Arcalod.

Au Nord du Chéran, la série est complète à l'exception des grès terminaux. Aucun dépôt nummulitique n'est conservé au Sud du Chéran (Arclusaz), sans doute du fait du relèvement rapide, vers le Sud, de l'axe du synclinal, ce qui a favorisé leur érosion.

En résumé, nous avons un ensemble tertiaire très complexe et côtier, avec de fréquentes variations de détail. Sa puissance est toujours très faible.

## 6.2. Hydrologie.

La lithologie du tertiaire nous a fait apparaître deux niveaux calcaires (Lutétien, Priabonien), séparés par des séries marneuses (marnes lacustres, marnes à Meletta ...). Ces niveaux marneux sont imperméables et s'opposent aux infiltrations dans les calcaires sous-jacents. Ceux-ci seront donc mal alimentés. De plus, étant peu puissants, ils ne constitueront pas un réservoir valable.

Enfin, les violents efforts tectoniques ont hydrologiquement fragmenté ces séries calcaires.

Ainsi, nous ne trouverons, à leur base, que de petites sources (de l'ordre du l/m) qui seront non permanentes.

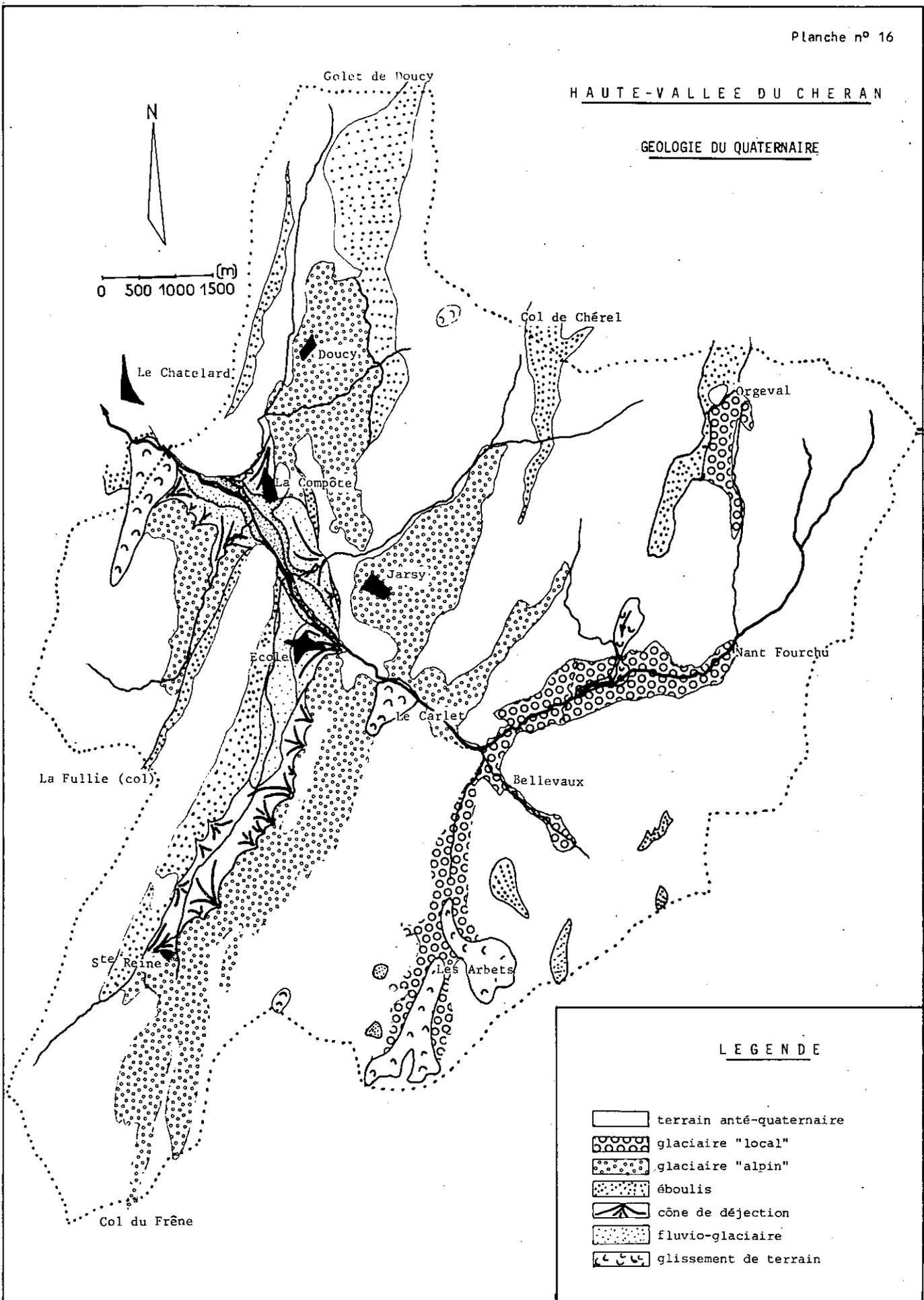
Quant aux grès supérieurs, peu répandus sur le terrain étudié, ils laissent apparaître au contact des "marnes à Meletta", quelques suintements que nous négligerons dans la suite de notre étude.

## 7- LE QUATERNAIRE (cf. planche n° 16, page 64).

Il est composé d'un ensemble de formations très variées et d'importance très inégale du point de vue hydrogéologique. Ces formations jouent un rôle capital dans la collection et la distribution des eaux de ruissellement. Nous nous étendrons donc assez largement sur ce sujet.

HAUTE-VALLEE DU CHERAN

GEOLOGIE DU QUATERNAIRE



## 7.1. Les éboulis.

### 7.1.1. Les éboulis récents.

S'ils sont très visibles dans le paysage, ils ne jouent pas un rôle considérable en hydrologie. Nous les rencontrons au pied de toutes les falaises calcaires de la région : "Tithonique", "Urgonien", Sénonien, Priabonien calcaire. La végétation ne les a pas encore recouverts.

### 7.1.2. Les éboulis anciens.

Ce sont des éboulis souvent recimentés par de la calcite et les argiles de décalcification. De ce fait, ils sont bien stabilisés. Nous trouvons parfois de véritables brèches de pente (Rières-Bellevaux).

. Ces formations sont contemporaines des dépôts fluvio-glaciaires avec lesquels elles s'imbriquent souvent d'une façon remarquable, comme nous pouvons le voir au niveau de la plaine d'Ecole-La Compôte, entre les éboulis anciens de la falaise "Tithonique" de Jarsy et le fluvio-glaciaire de la plaine. Les perméabilités de ces deux formations sont d'ailleurs très comparables. Les circulations, dans les éboulis anciens, se raccordent donc tout naturellement aux dépôts fluvio-glaciaires, contribuant ainsi à l'alimentation de la plaine d'Ecole. D'autre part, ces éboulis peuvent avoir un volume considérable (Vallée du Nant Fourchu) et retenir une importante masse d'eau. Ils régularisent alors le ruissellement.

. Dans les pentes du Crétacé inférieur, sous les falaises urgoniennes (Trélod en particulier), les caprices de l'érosion font apparaître, en de nombreux points de la surface, le substratum marno-calcaire. Les circulations, à l'intérieur de la masse d'éboulis, se heurtent souvent à ces affleurements peu perméables et donnent alors naissance à de nombreuses sources (Cul-du-Bois, La Chapelle ...).

### 7.1.3. Conclusion.

Les sources liées à ces éboulis, sans jamais avoir un fort débit, sont les plus facilement exploitables. Malheureusement, du fait de l'absence de toit protecteur, les eaux n'ont pas toujours les qualités bactériologiques désirées (Sources du Vallon de Doucy).

## 7.2. Les argiles de décalcification.

Sur les faibles pentes du Crétacé inférieur (Hauterivien en particulier) nous trouvons une couche de 1 à 2 m d'une argile jaune qui provient de l'altération très poussée des marno-calcaires sous-jacents. C'est ainsi que des marécages, avec une végétation particulière, peuvent s'installer sur les pentes mêmes au milieu d'immenses forêts cônifères : flanc Est du Mont Colombier, Route de Coutarse ...

## 7.3. Les formations glaciaires et fluvioglaciales des Bauges internes.

Une des particularités les plus intéressantes de l'intérieur du Massif est le développement des glaciers locaux, parallèlement à la crue du grand glacier Würmien, venu du Sud, par dessus le col du Frêne.

On admet généralement que le glacier Würmien n'a guère dépassé l'altitude de 1100m. Nous pouvons dès lors rattacher au glacier Rissien, plus étendu, les quelques blocs erratiques, provenant des zones alpines internes, que nous trouvons sur les contreforts de la Dent d'Arclusaz, vers la cote 1400m. Les cours d'eau drainant les différents bassins, ont remanié les dépôts glaciaires et les ont redéposés dans la plaine, d'origine glaciaire, d'Ecole-La Compôte.

### 7.3.1. Le glaciaire "alpin".

C'est par ce terme que M. LUGEON (1900) désignait les dépôts dus aux glaciers venant de l'intérieur des Alpes. Ces glaciers étaient générateurs du glaciaire "cristallin", par opposition au glaciaire "calcaire" des glaciers locaux. Ces termes, bien qu'un peu schématiques, ont l'avantage de bien représenter ce qui existe dans la réalité.

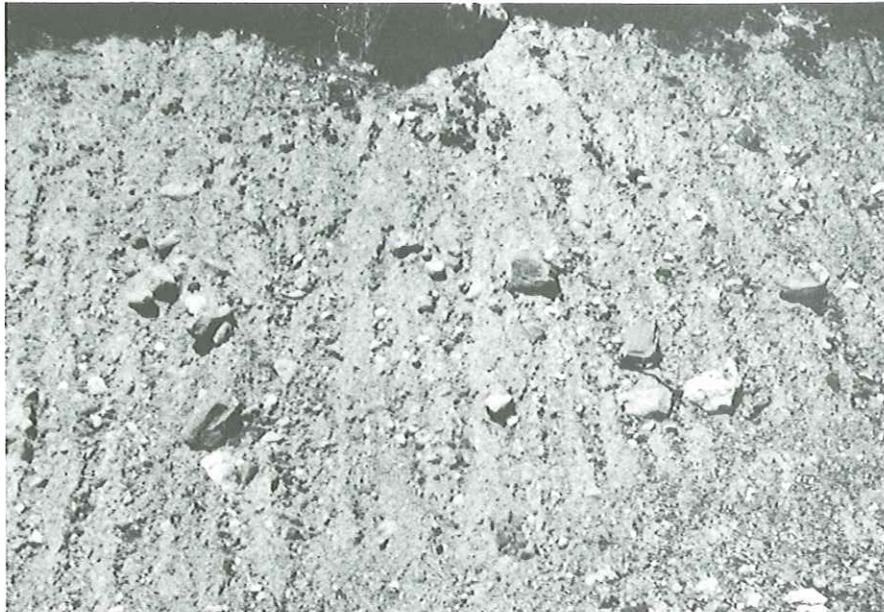
#### 7.3.1.1. Les caractères physiques.

. La composition pétrographique.

Les dépôts à matériaux alpins sont très argileux avec des blocs de micaschistes et de gneiss bien roulés, des blocs de quartzites et de granite polis et striés, parfois assez volumineux, le tout mélangé à des éléments plus locaux de calcaires "urgonien", "tithonique", sénonien, nummulitique et de grès

GLACIAIRE "LOCAL"

moraine de Nant Fourchu (route de Coutarse)



FLUVIO-GLACIAIRE

haute-terrasse de La Compôte



albiens. Ces éléments locaux ne présentent pas de stries de friction.

L'ensemble des constituants cristallins, reconnaissables sous forme de galets ou blocs, ne représente que 30% de l'ensemble des blocs ou galets du dépôt.

. La composition granulométrique (cf. planche n° 17, page 68).

Un prélèvement a été effectué au-dessus d'Ecole, au lieu-dit "Les Aroles". L'analyse granulométrique nous montre :

24% des particules inférieures à 0,2 mm.

38% inférieures à 1 mm.

75% inférieures à 2,5 mm.

La moyenne (50%) correspond aux éléments de 3 mm de  $\emptyset$ . Le premier quartile à 0,25 mm et le troisième quartile à 25 mm.

A noter que seuls les très gros blocs ont été éliminés de l'analyse granulométrique.

Nous trouvons alors un  $Q d \psi$  (coefficient de mauvais triage) égal à 3,4, une hétérométrie de 2,1. Ces résultats confirment un très mauvais triage et la grande proportion de particules fines, témoin d'un long transport.

. La perméabilité

Si nous appliquons la formule de Terzaghi, nous obtenons :

$$K \approx 100 d_{10}^2$$

$d_{10}$  : diamètre des particules de fréquence cumulée 10%, exprimé en cm.

$$K \approx 5.10^{-4} \text{ m/s}$$

Bien que les conditions d'application de la formule de Terzaghi ne soient pas toutes respectées, la perméabilité de l'ensemble glaciaire "alpin" est très faible.

#### 7.3.1.2. Son étendue.

Les dépôts ne subsistent que sous forme de placages latéraux, restes d'anciennes moraines latérales. A défaut de distinction nette entre les dépôts Rissiens et Würmiens, nous admettons que les blocs erratiques (quartzites,

INSTITUT DOLOMIEU - LABORATOIRE DE GEOLOGIE APPLIQUEE

HAUTE - VALLEE DU CHERAN (Massif des BAUGES)

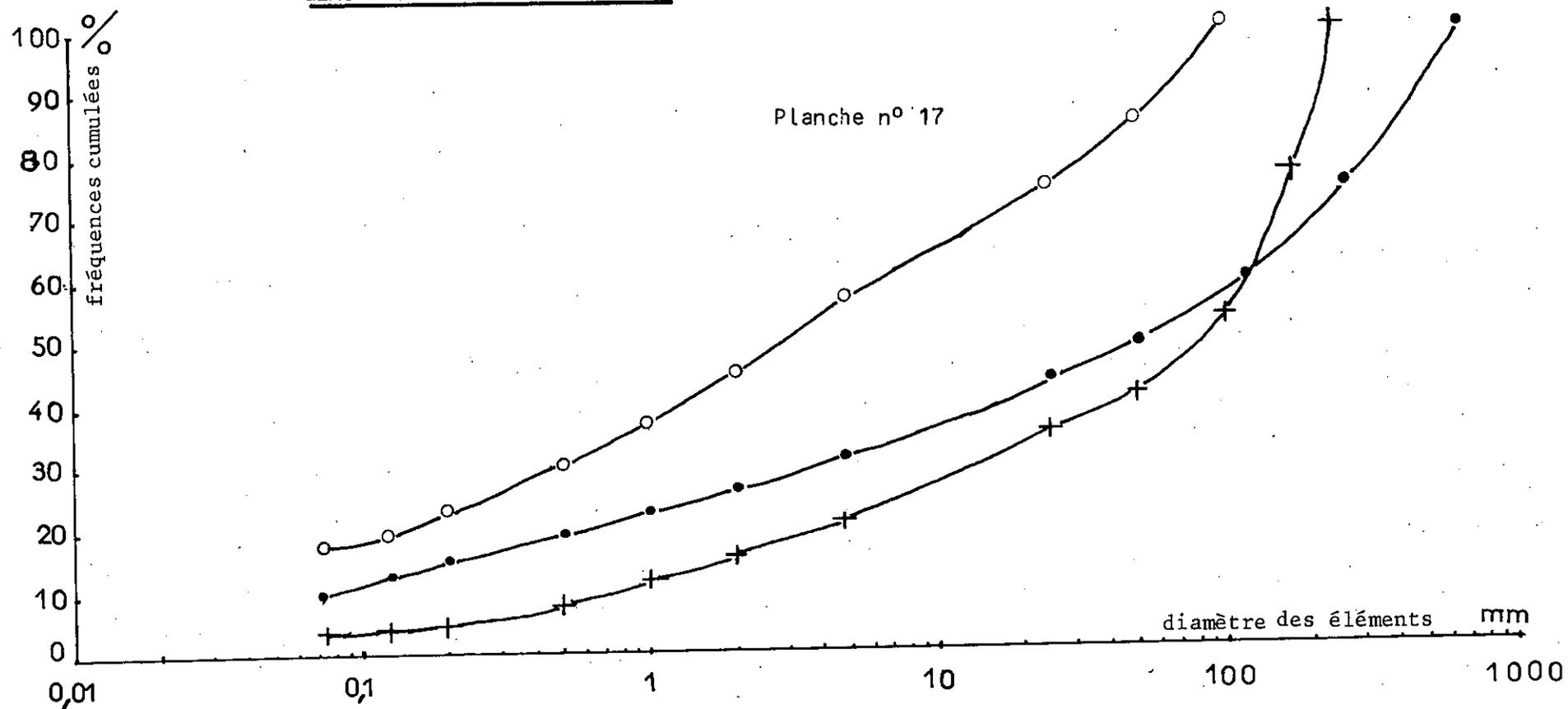
ANALYSE GRANULOMETRIQUE ET SEDIMENTOMETRIQUE

✦ fluvio-glaciaire  
(Haute-terrasse La Compôte)

● glaciaire "local"  
(Nant Fourchu)

○ glaciaire "alpin"  
(Ecole)

GLACIAIRE ET FLUVIO-GLACIAIRE



granites ...) que nous trouvons sur le flanc Ouest de l'Arclusaz (altitude 1350 m) appartiennent à la glaciation rissienne. Ce sont les seuls affleurements glaciaires que nous trouvons au-dessus de 1100 m. Ils sont mélangés à de vastes éboulis, au pied de la falaise urgonienne. Le Würmien apparaît beaucoup plus nettement de part et d'autre de la Vallée du Chéran, depuis Sainte Reine à La Compôte et le Châtelard. Mais très vite, en direction du col de Chérel et du Golet de Doucy, nous ne retrouvons que du glaciaire local, à l'exclusion de tout élément cristallin.

Nous pouvons donc affirmer que les glaciers "alpins" n'ont pas franchi les cols de Chérel et du Golet de Doucy.

Nous trouvons aussi le glaciaire "alpin" sur la plate-forme de Jarsy, aux "Jarsins" et "Belle-Combe" au Sud. Les dépôts sont ici importants (moraines latérales) et pourraient résulter d'un remplissage, par des éléments würmiens, d'un creusement plus marqué au niveau des marno-calcaires du Berrias, qui surmontent, à l'Est, la corniche "Tithonique".

Dans le Ravin de Rossanaz, le glaciaire "alpin" affleure nettement jusque vers la cote 1020 m.

### 7.3.2. Le glaciaire "local".

Nous y rencontrerons surtout des blocs et éléments locaux.

#### 7.3.2.1. Ses caractères physiques.

. La composition pétrographique.

Les dépôts sont nettement moins argileux, avec des blocs de calcaires non striés. On reconnaît aisément le "Tithonique" avec ses silex, l'"Urgonien" sombre du Pécloz, le calcaire à petites Nummulites de Rières-Bellevaux, le Sénonien noir des couches fétides, les marno-calcaires hauteriviens fossilifères et les grès albiens noirs, très compacts. Nous y trouvons, quand même vers l'aval, à l'approche du glaciaire "cristallin", quelques blocs alpins (Région du Carlet).

. La composition granulométrique (cf. planche n° 17, page 68).

Deux prélèvements ont été effectués : l'un à Nant Fourchu (où l'on ne rencontre aucun bloc alpin) l'autre au-dessus du Carlet, au lieu-dit "Les Jarses" (on rencontre déjà ici quelques éléments cristallins). L'analyse granu-

lométrie nous montre :

15% des particules inférieures à 0,2 mm (soit près de la moitié moins que pour le glacier alpin).

23% des particules inférieures à 1 mm.

45% des particules inférieures à 2,5 mm.

La moyenne (50%) correspond à des éléments de 50 mm, le premier quartile à 1,4 mm et le troisième à 225 mm.

Par comparaison avec le glacier "alpin", le glacier "local" est nettement plus grossier.

Ici, les gros blocs ont été éliminés dans l'analyse granulométrique. Ils sont pourtant en quantité plus importante que dans le glacier alpin.

Nous calculons un  $Q_d \psi$  de 3,80, un indice hétérométrique de 2. Le trajet parcouru par ces éléments est nettement inférieur à celui parcouru par les éléments alpins.

#### . La perméabilité

Bien que les conditions idéales d'application de la formule de Terzaghi ne soient pas ici totalement respectées, nous trouvons une perméabilité de l'ordre de  $5 \cdot 10^{-5}$  m/s. Elle est un peu supérieure à celle du glacier "alpin", mais reste quand même très faible. Ceci peut s'expliquer par la nature souvent marneuse et marno-calcaire des éléments qui composent ce glacier.

#### 7.3.2.2. Son étendue.

Le glacier "local" est bien visible sur le terrain. Il apparaît beaucoup plus en arcs morainiques et moraines latérales bien individualisées. Nous le rencontrons de la maison forestière du Carlet (à l'Est de la barre "urgonienne") à Nant Fourchu et dans tout le synclinal de l'Arclusaz.

REVIL et COMBAZ (1913) le décrivent vers Sainte Reine, où un bourrelet morainique aurait été rompu à l'Ouest d'Épernay. Il est probable qu'il s'agit ici de glacier "alpin". En fait, la végétation nuit à toute identification. Seule la morphologie nous indiquerait la présence d'arcs morainiques.

#### 7.3.3. Le fluvio-glaciaire.

Dès le début du grand retrait fini-Würmien, la régularisation du profil des vallées a commencé. Le comblement de l'auge glaciaire d'École-La

Compôte s'est effectué par le Chéran lui-même, au sortir de la traversée du synclinal de l'Arclusaz, et par les nombreux torrents latéraux (Nants de Jarsy, Chérel, Doucy et Rossanaz). Tous ces torrents ont transporté et remanié des moraines latérales, voire frontales, des différents glaciers.

#### 7.3.3.1. Les caractères physiques

. Sa composition pétrographique.

On y rencontre tous les matériaux déjà décrits : "cristallin" et "calcaire". La proportion de galets et blocs d'origine "alpine" est peut-être plus importante que dans une moraine alpine. En effet, durant leur transport torrentiel, les éléments calcaires, grésocalcaires ou marno-calcaires, se brisent beaucoup plus facilement que les matériaux cristallins. De ce fait, leur altération est plus rapide et ils disparaissent plus rapidement sous forme de sable ou argile.

. Sa composition granulométrique (cf. planche n° 17, page 68).

Un prélèvement, effectué dans la haute-terrasse d'Etre-La Compôte nous montre :

5% inférieur 0,2 mm

12% inférieur 1 mm

35% inférieur 25 mm

53% inférieur 100 mm

La moyenne (50%) correspond à des particules voisines de 85 mm, le premier quartile à 7,5 mm et le troisième quartile à 160 mm. Le  $Q_d \psi$  est de l'ordre de 2,3, l'indice d'hétérométrie de 0,75 : ce qui signifie que le classement est nettement meilleur que pour les éléments glaciaires contenus dans les placages morainiques.

. La perméabilité

Elle est de l'ordre de  $10^{-2}$  à  $10^{-3}$  m/s. C'est une valeur très bonne qui peut nous faire envisager, dès à présent, la présence d'une nappe valable dans la plaine d'Ecole-La Compôte.

Il est très probable que la perméabilité des alluvions fluvio-glaciaires, dans l'ensemble de la plaine, varie à la fois dans le sens horizontal, et dans le sens vertical. Il s'établit un passage entre les moraines et les cô-

nes de déjection par l'intermédiaire soit du Chéran lui-même, soit des affluents, puis entre les cônes de déjection (appelés de "transition par LUGEON) et les "terrasses" par l'intermédiaire du seul Chéran. Certains éléments seront donc remaniés deux fois, et par conséquent, l'ensemble sera beaucoup plus perméable. C'est le cas des "terrasses" du Chéran, entre le Pont d'Escorchevel, au Nord et Ecole au Sud. Par contre, les cônes de déjection, dans la zone comprise entre Ecole et Gratteloup, seront nettement moins perméables du fait de leur faible remaniement.

#### 7.3.3.2. Son étendue.

On peut considérer que les alluvions fluvioglaciales s'étendent dans toute la partie basse de la vallée, à partir de Gratteloup jusqu'au Pont d'Escorchevel, au pied des falaises "tithoniques" de la plate-forme de Jarsy. Ils affleurent sous forme de "terrasses", toutes très bien visibles dans la topographie. Nous reviendrons sur ces terrasses à propos de la plaine d'Ecole-La Compôte et de son hydrologie.

#### 7.3.4. Evolution glaciaire de la haute-vallée du Chéran.

L'étude détaillée des dépôts glaciaires et fluvioglaciales, et de la morphologie actuelle nous amène à reconstituer les épisodes glaciaires qui ont contribué à la formation de la région, telle qu'elle apparaît aujourd'hui.

##### 7.3.4.1. Le glacier Rissien.

Bien que les témoins soient peu nombreux, la glaciation rissienne a envahi les Bauges internes à partir des cols du Frêne et du Lindar. Cette branche glaciaire n'était qu'une diffluence du glacier de l'Isère, qui s'écoulait d'Albertville vers Montmélian. Nous avons déjà estimé l'altitude maximale atteinte par ce glacier à 1400 m.

##### 7.3.4.2. Les glaciers Würmiens.

De la même façon que le glacier Rissien, le glacier Würmien "alpin" déborde vers les Bauges internes, depuis la Vallée de l'Isère par le col du Frêne essentiellement. Le col du Lindar (1187 m) est alors trop élevé et ne fonctionne plus comme déversoir. Ces glaciers "alpins" n'ont pu pénétrer, dans notre secteur, par aucun autre col. En effet, les cols du Golet de Doucy (1329 m), de

Chérel (1495 m) sont des barrières infranchissables pour les glaciers Würmiens de la combe de Faverges à Annecy. Rien ne peut non plus parvenir directement dans la haute vallée à partir de Tamié.

Que ce soit pour les glaciers Rissiens ou Würmiens, le courant glaciaire "alpin" c'est maintenu surtout dans la vallée du Chéran, les vallées latérales, encombrées par les glaciers locaux, refusant l'accès aux glaces "alpines".

Tous les glaciers locaux, issus de l'Arclusaz, du Haut du Four ou d'Orgeval ont fusionné pour donner une seule langue glaciaire, au niveau du Carlet. Cette langue glaciaire descendait alors le Chéran.

Les glaciers "locaux" et les glaciers "alpins" se sont heurtés dans la plaine d'Ecole. De ce fait, les moraines latérales des glaciers "locaux", moins puissants, ont dû être réfoulées en rive droite du Chéran, sur les bordures Nord de la vallée. Nous expliquons ainsi la présence d'une épaisse moraine "calcaire" au-dessus de Doucy et du Châtelard (région des Garins). Il existe aussi quelques diffluences des glaciers locaux vers Chérel, et des glaciers "alpins" à l'amont d'Ecole, dans le flanc N.W. de l'Arclusaz. Les zones de contact entre les deux types de glaciaire sont marquées par des dépôts où se mélangent les éléments "alpins" et "locaux" (Maison forestière du Carlet).

Le nouveau courant glaciaire, résultat de la jonction des glaciers "locaux" et "alpins" ne pouvait s'écouler que vers le N.-N.W., en direction du Châtelard, ceci du fait de l'obstacle massif constitué par le Trélod. Une première érosion du fond de la vallée d'Ecole a ainsi commencé.

Puis nouvel obstacle : le verrou "urgonien" du Châtelard - Mont Colombier. Le verrou du Châtelard est aujourd'hui entaillé par le Chéran en gorge épigénique. Mais un peu plus à l'Est, nous observons une combe, dans laquelle est bâti le Châtelard ; c'est le reste d'un ancien thalweg sous-glaciaire Würmien, peut être l'ancien cours du Chéran. Ce thalweg, aujourd'hui comblé par des éboulis ou autres éléments quaternaires, se raccorde à l'aval à la haute-terrasse glaciaire de La Motte en Bauges.

Notons, au passage que le flanc occidental de l'anticlinal "tithonique" de La Compôte, actuellement échancré, a pu, à l'époque, jouer le rôle d'un verrou annexe. A l'arrière de ces deux verrous (Châtelard et La Compôte)

les surcreusements ont dû être importants dans les marnes du Crétacé inférieur et de l'Oxfordien.

#### 7.3.4.3. Le retrait glaciaire.

REVIL et COMBAZ (1913) ont tenté de définir, dans le glaciaire de notre secteur, un certain nombre de stades de retrait et de récurrences, essentiellement locales, des glaciers Würmiens :

- Stade de retrait du Châtelard, marqué par la moraine du Nant de Doucy et le cône de transition du Rocher.

- Stades de retrait de Bellevaux et Routhennes, avec un lambeau de transition près du Carlet, un arc morainique à Routhennes, et les moraines de la route d'École à La Chapelle de Bellevaux, en amont de la maison forestière du Carlet.

- Stade des Arbets (Arclusaz). Nous en voulons pour preuve les moraines locales très fraîches des Arbets. C'est le stade terminal du retrait glaciaire.

Pour notre part, nous ne souscrivons pas volontiers aux conceptions de REVIL et COMBAZ.

En réalité, les restes glaciaires nous paraissent trop restreints et trop couverts pour que nous puissions nous prononcer avec certitude sur le sujet.

En particulier, nous ne voyons, nulle part, des alluvions intercalées entre des dépôts glaciaires. Il est donc pratiquement impossible de juger si une accumulation morainique traduit une avancée ou bien un simple stade d'étalement au cours du retrait.

Il n'y a d'ailleurs pas de véritables amphithéâtres morainiques. Les dépôts glaciaires subsistent seulement sous forme de placages latéraux, voire de fond.

D'autre part, nous avons déjà vu que les moraines locales de Doucy et du Châtelard, en rive droite du Chéran, ne devaient traduire qu'un refoulement latéral des glaciers locaux par le glacier "alpin". Le lambeau de transition du Carlet est, en réalité, un ancien glissement de terrain, repris à sa ba-

se par le Chéran, d'où la formation de pseudo-terrasses.

Il n'est pas sûr, non plus, que la moraine de Routhennes, d'ailleurs très localisée, soit formée par du glaciaire local. Plus vraisemblablement, il s'agit de glaciaire "alpin".

Seul le stade des Arbets paraît indiscutable, bien que sa formation soit, dans le détail, plus complexe : glissements de terrain, écroulements sur glaciers.

Enfin, nous devons retrouver, sous les alluvions actuelles du Chéran, d'anciennes moraines de fond et placages glaciaires. Ce fait est surtout visible entre Ecole et Epernay (Sainte Reine). En effet, nous notons, des éléments argileux glaciaires type "alpin", recouverts par des éboulis recimentés. Dans cette vallée d'ailleurs, l'érosion torrentielle est minime et la morphologie glaciaire relativement bien conservée.

#### 7.3.4.4. Écroulements sur glacier.

Il s'agit ici d'un phénomène physique, lié à la présence d'une masse glaciaire au pied d'une falaise, et qui nous permet d'expliquer ce que nous voyons à Orgeval et dans le haut du synclinal de l'Arclusaz.

- A l'amont des chalets d'Orgeval, s'étend un grand écroulement de blocs urgoniens. Or, immédiatement au-dessus de cet écroulement, il n'existe qu'une petite crête représentant le flanc oriental urgonien très aminci du synclinal de l'Arcalod.

Derrière cette petite crête, vient un petit vallon d'axe N 30°, déblayé dans le cœur sénonien du synclinal. Plus à l'Ouest, s'élève enfin la haute paroi urgonienne de l'Arcalod, à fort pendage Est, et qui constitue le flanc direct très puissant du synclinal. Manifestement, l'écroulement est parti de là : les traces d'un grand clivage "couche sur couche" sont toujours très visibles dans les dalles urgoniennes. Mais entre la paroi et l'accumulation des blocs d'Orgeval, le vallon est anormalement vide. L'écroulement a apparemment "sauté" le vallon.

Il est probable, qu'en réalité, l'écroulement s'est produit alors qu'un petit glacier occupait encore le vallon. La majeure partie de l'écroulement a donc pu le franchir facilement pour s'épendre en direction S.W., vers Orgeval. Les blocs accumulés sur le glacier, ont ensuite été eux-mêmes étalés

en direction du N.E., vers la vallée de Saint Ruph, par des mouvements résiduels du glacier. D'où la vacuité actuelle du vallon.

- Les phénomènes analogues ont dû se produire dans l'extrémité Sud du synclinal de l'Arclusaz. L'"Urgonien" et le Sénonien forment là un vaste cirque. Les couches plongent fortement, de toutes parts, vers le coeur du cirque, ce qui a favorisé les clivages. Sur le flanc occidental, à la "Combe aux Chevaux" et au "Barandier", les traces de tels clivages sont très nettes.

Ils doivent, toutefois, être quelque peu plus anciens qu'à Orgeval. En effet, on ne retrouve l'ensemble des blocs écroulés que bien à l'aval, vers le Chéran. Ils ont dû être totalement entraînés par le glacier.

D'autre part, une moraine latérale a pu ultérieurement se développer à l'aval de l'écroulement. Entre elle et la paroi urgonienne, subsistent actuellement deux creux, vides de blocs. Ce sont précisément la "Combe aux Chevaux" et le "Barandier".

- Le synclinal de l'Arclusaz est par ailleurs actuellement occupé, dans toute son extrémité Sud, par deux "langues" de blocs, d'aspect très frais, étalées de manière convergente vers l'axe du synclinal :

- l'une à partir du Sud (Chapeau de Napoléon et Dent d'Arclusaz).
- l'autre à partir du S.W. (cirque latéral de la Montagne de la Lanche).

REVIL et COMBAZ (1913) ont vu là des moraines d'un stade terminal Würmien (stade de retrait des Arbets).

En réalité, les écroulements ont dû, là aussi, jouer un grand rôle dans la constitution de ces moraines. Des clivages récents, très nets, sont en particulier visibles sur les flancs du "Chapeau de Napoléon". Le glacier résiduel s'est contenté d'étaler quelque peu ces écroulements vers l'aval.

#### 7.3.4.5. Névés actuels.

A la suite d'hiver enneigés, des névés subsistent parfois durant tout l'été. Les principaux sont ceux de l'Arclusaz, de Bottier (au pied de l'Armène), des combes situées à l'Est du Pécloz et du flanc Est du Mont de la Coche.

#### 7.4. Les glissements de terrains.

La présence d'éboulis anciens et de moraines tapissant de grandes surfaces peu perméables, occasionne des glissements superficiels plus ou moins importants.

##### 7.4.1. Les glissements anciens :

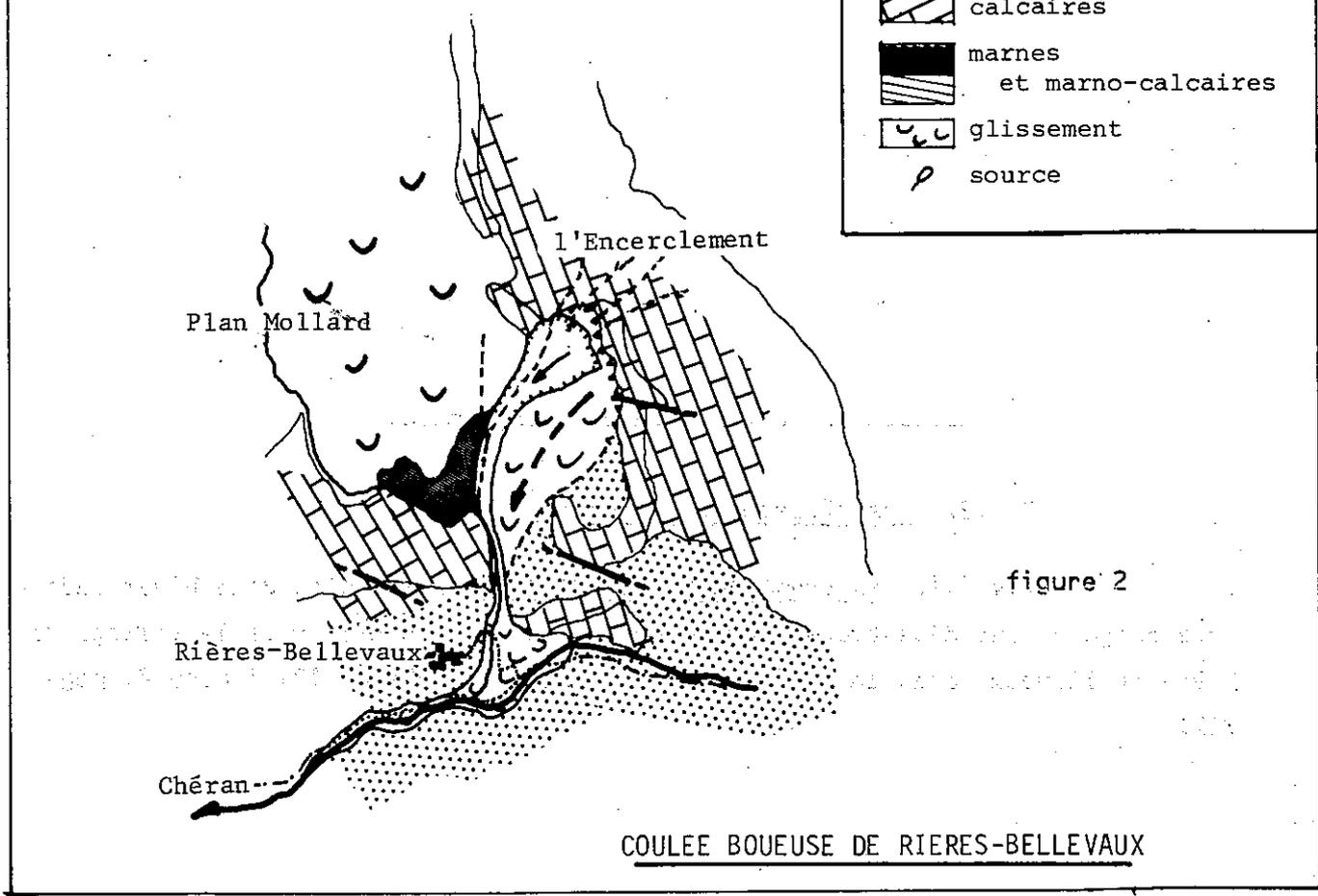
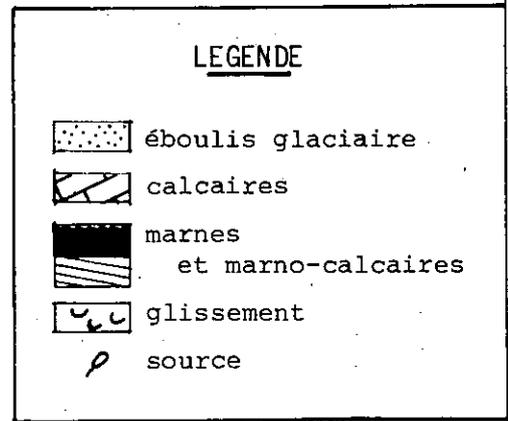
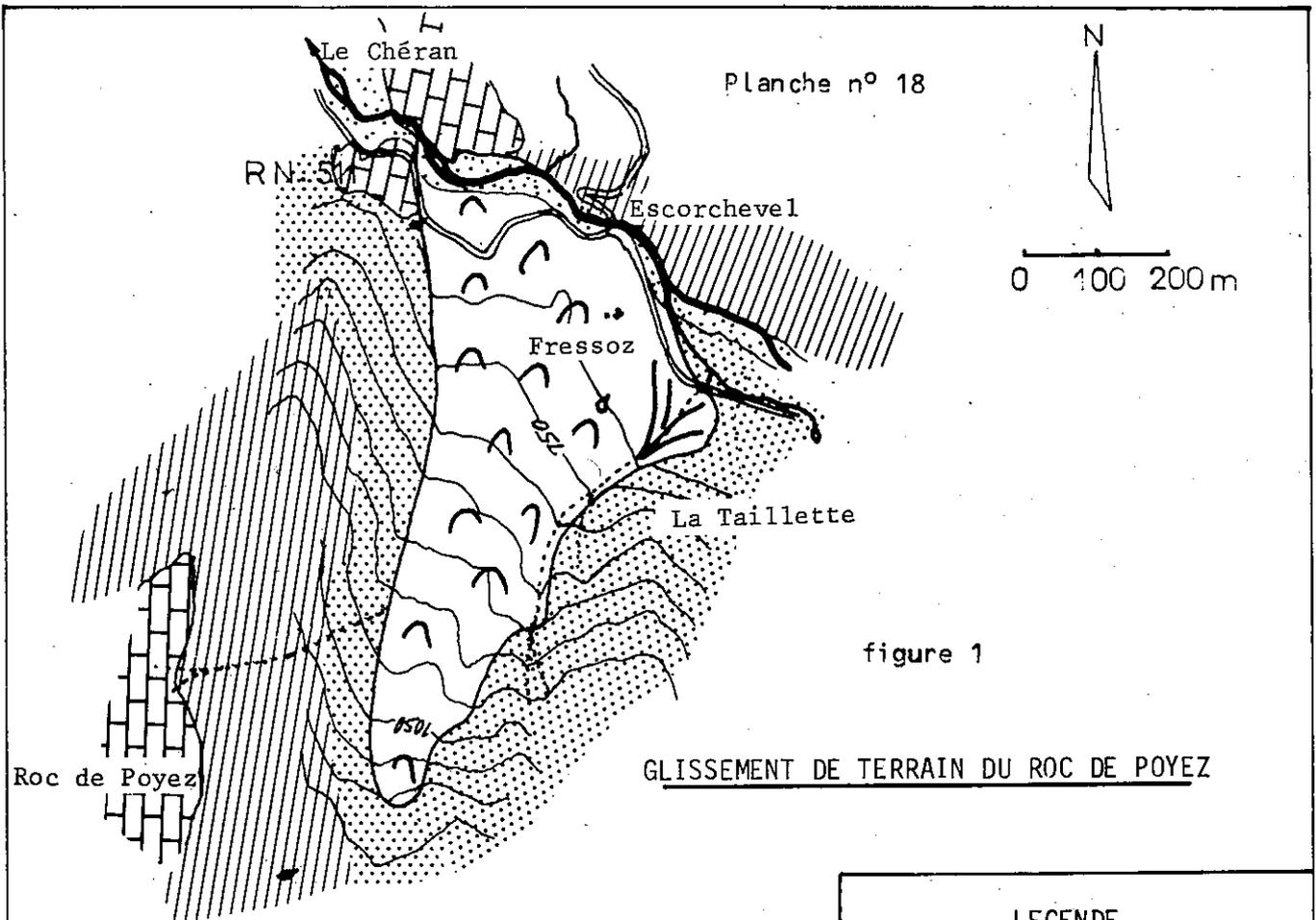
7.4.1.1. Le plus caractéristique (cf. figure 1, planche n° 18, page 78) se situe sur la rive gauche du Chéran, au niveau du Pont d'Escorchevel. Une importante masse de glaciaire, à laquelle se mêlent des blocs d'"Urgonien" provenant de la falaise du Roc de Poyez (Massif du Colombier), est descendue sur les marno-calcaires hauteriviens, peu perméables. Le grand volume de terrains glissés a barré la vallée glaciaire et, ainsi, contribué à son remplissage a-mont. Le glissement a évidemment été, avant tout, provoqué par les eaux infiltrées dans la masse meuble, mais le Chéran lui-même, en sapant le pied du versant, a accentué le phénomène.

7.4.1.2. Un autre glissement beaucoup moins reconnaissable dans la topographie, du fait de la végétation de résineux qui s'y est installée, se rencontre sur la rive gauche du Chéran, en face du hameau du Carlet. Le volume glissé est également là assez important. Le substratum berriasien, marneux, est assez profondément altéré. Une forte schistosité, due à la forme synclinale très pincée, a aussi favorisé l'altération. La masse de terrains meubles (glaciaire, zone d'altération) s'est imbibée d'eau et a glissé jusqu'au Chéran. Celui-ci y a, depuis, recrusé son cours, en formant des pseudo-terrasses.

Ce glissement semblait bien stabilisé mais la construction d'une route forestière, au travers de sa masse, le fait actuellement redémarrer partiellement. La stabilité de la route en est compromise.

##### 7.4.2. Les glissements récents :

7.4.2.1. Au cours du printemps 1969, à la suite d'un hiver rude et très neigeux, une désastreuse coulée boueuse s'est produite vers le village de Rières-Bellevaux, dans la forêt domaniale. (cf. planche n° 18, figure 2, page 78).



Les conditions géologiques d'un glissement aussi rapide, sont ici bien décelables. Une grande masse de terrains meubles (glaciaire local, éboulis anciens, produits d'altération sur place des "marnes à Meletta") tapisse le synclinal tertiaire marneux de Rières-Bellevaux-Arcalod. Au coeur de ce synclinal, orienté grossièrement N.S. et fortement penté vers le Sud, coule le torrent de l'Enfer qui sous le village vient se jeter dans le Chéran, perpendiculairement à ce dernier. Au cours de la fonte des neiges, tous les terrains superficiels, fortement imprégnés d'eau, deviennent plastiques et peuvent ainsi s'écouler comme un fluide. La masse meuble a décroché sur les marnes, sous la falaise nummulitique, en rive gauche du torrent alors en crue, et a constitué momentanément un barrage. Celui-ci s'est rompu et a laissé brutalement passage à un flot boueux. Cette coulée a entraîné jusqu'à 2 km à l'aval des arbres et des blocs de calcaires nummulitiques de très forte taille. Les dégâts ont été considérables (route emportée sur 1 km, deux ponts ensevelis ou détruits, forêt arrachée sur plusieurs hectares, rivière polluée et morte de nombreux poissons). A l'heure actuelle, tout semble stabilisé mais l'équilibre n'est qu'apparent et précaire : la pente est encore entaillée, latéralement au glissement principal, par de profondes crevasses.

7.4.2.2. Un autre glissement est en cours dans une combe toujours humide, traversée par la nouvelle route forestière de l'Arclusaz au lieu-dit "Tré-le-Truit". A ce niveau, la route abandonne les calcaires "tithoniques", en bancs sub-horizontaux, pour entrer dans une zone confuse, où l'on trouve mélangés des dépôts glaciaires anciens (Riss ?), des éboulis de "tithonique" et de Berrias, broyés et calciteux. Les pendages sont ici anarchiques. A la sortie de cette combe, large d'environ 100 m, la route retrouve une assise plus stable : les marno-calcaires hauteriviens, en bancs subverticaux. Ils appartiennent au flanc Ouest du synclinal de l'Arclusaz. Cette zone confuse traduit le passage de la grande faille coulissante du Massif des Bauges, faille que l'on suit depuis Saint Pierre d'Albigny au Sud, jusqu'au delà du col du Marais dans le Massif des Bornes au Nord (cf. B. DOUDOUX. A paraître - 1973).

Dans ces conditions, le franchissement par creusement dans la masse instable, devenait hasardeux. Or, on a précisément choisi cette combe pour y tracer les deux seuls lacets de la nouvelle route. On recoupait ainsi trois fois la zone dangereuse. On assiste en conséquence, maintenant, à d'incessants glissements qui font que l'ensemble de la route descend progressivement mais

sûrement. Le remblaiement s'avère inutile. Il accélère même le phénomène. Il est par ailleurs très difficile de drainer la masse en mouvement. C'est un exemple, trop fréquent, de glissements provoqués au cours de travaux.

7.4.2.3. Il existe de nombreuses autres zones où les glissements de couverture, s'ils sont moins importants, sont cependant fréquents. Nous pouvons même dire que ces glissements sont la règle chaque fois que le Crétacé inférieur et les "marnes à Meletta" possèdent une couverture meuble, quelque peu conséquente, sur des pentes un peu fortes. Nous avons alors une topographie générale moutonnée, avec de nombreux points marécageux et humides. C'est le cas, par exemple,

- sur Crétacé inférieur, dans la région du "Chargieu" et d'une bonne partie du flanc Est des vallons de Doucy et de Chérel.

- sur "marnes à Meletta", dans tout le coeur du synclinal d'Arcalod, vers "Plan Mollard".

De tels glissements sont lents mais continus. Il suffit alors de quelques légers travaux de fondation pour les accélérer.

## 7.5- LES ALLUVIONS.

Nous les rencontrons principalement dans la grande plaine d'Ecole-La Compôte. Ce sont, soit des alluvions "modernes" encore en voie d'accumulation, soit des alluvions "anciennes", en terrasses. Nous négligerons les alluvions "récentes" peu répandues et ici sans grand intérêt hydrogéologique. Par contre, les alluvions anciennes appellent quelques commentaires. Ce sont soit des produits de remaniement des dépôts glaciaires (moraines latérales ou de fond) par les torrents, et le Chéran en particulier, soit des produits de lessivage et d'érosion des versants par les eaux superficielles. L'ensemble est déposé sous forme de cônes de déjection, au niveau de la grande plaine. Tous ces dépôts ont été repris, en grande partie du moins, par le cours d'eau principal : Le Chéran. L'ensemble de ces alluvions est donc très hétérogène ; nous aurons des alternances de lentilles de graviers plus ou moins grossiers et de sables ou argiles. Cela s'explique par le mode même du dépôt. Dans le sens horizontal, la perméabilité sera toujours bonne. Dans le sens vertical, elle sera moindre et surtout non uniforme.

Nous classerons les alluvions du Haut-Chéran comme étant du "fluvio-glaciaire" avec tout ce que le terme comporte de vaste et d'imprécis.

Une étude plus détaillée de la nature et de la formation des terrasses sera faite dans le chapitre relatif à la plaine d'Ecole-La Compôte.

## 8 - CONCLUSION GENERALE.

Après la description que nous avons faite des différentes formations, nous pouvons envisager, d'ores et déjà, plusieurs types d'émergences :

- les unes liées aux circulations karstiques à travers les trois grands ensembles calcaires, qui sont, par ordre d'importance des écoulements :

- l'"Urgonien"
- le "Tithonique"
- le Sénonien.

- d'autres liées à des fractures très superficielles (dans l'Haute-rivien en particulier).

- enfin, des circulations liées aux terrains quaternaires : éboulis, glaciaire, fluvio-glaciaire, cône de déjection ...

Nous développerons, dans un chapitre ultérieur, les propriétés physico-chimiques de ces différentes eaux.

## II - TECTONIQUE ET ROLE DANS LES CIRCULATIONS ACTUELLES

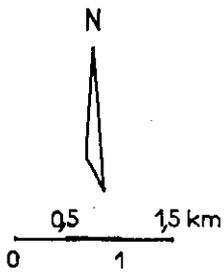
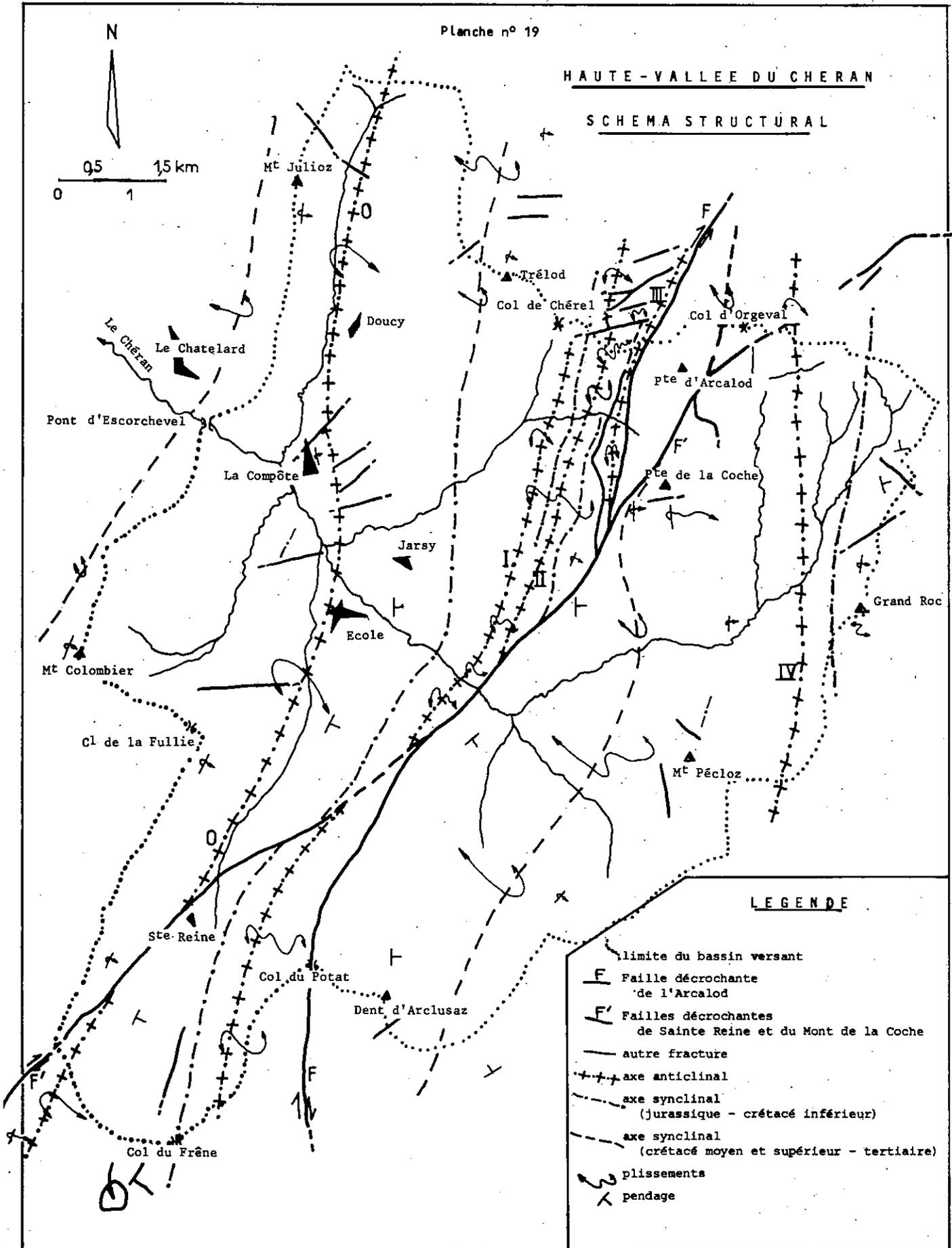
Nous avons pu déjà noter les différences lithologiques entre tous les terrains rencontrés, depuis le Jurassique moyen jusqu'au quaternaire récent. C'est autant de variables dans les circulations souterraines. Mais il existe encore d'autres facteurs pouvant déterminer des circulations privilégiées : ce sont les plis et les fractures.

### 1. TECTONIQUE GENERALE (cf. planche n° 19, page 82 et planche n° 20, page 83).

La tectonique générale apparaît, au premier abord, simple : les grands synclinaux "urgoniens" (Colombier, Trélod, Arclusaz ...), orientés sensiblement N 20°, se lisent magnifiquement dans la topographie. Les structures sont beaucoup moins évidentes et beaucoup plus complexes dans la zone "tithonique" qui s'étend de Saint Pierre d'Albigny, au Sud, à Doussard et Englannaz au Nord. Une grande faille tardive (faille d'Arcalod), de direction N 30°, accompagnée de nombreuses fractures annexes N 45° à N 70°, complique encore cette

HAUTE-VALLEE DU CHERAN

SCHEMA STRUCTURAL

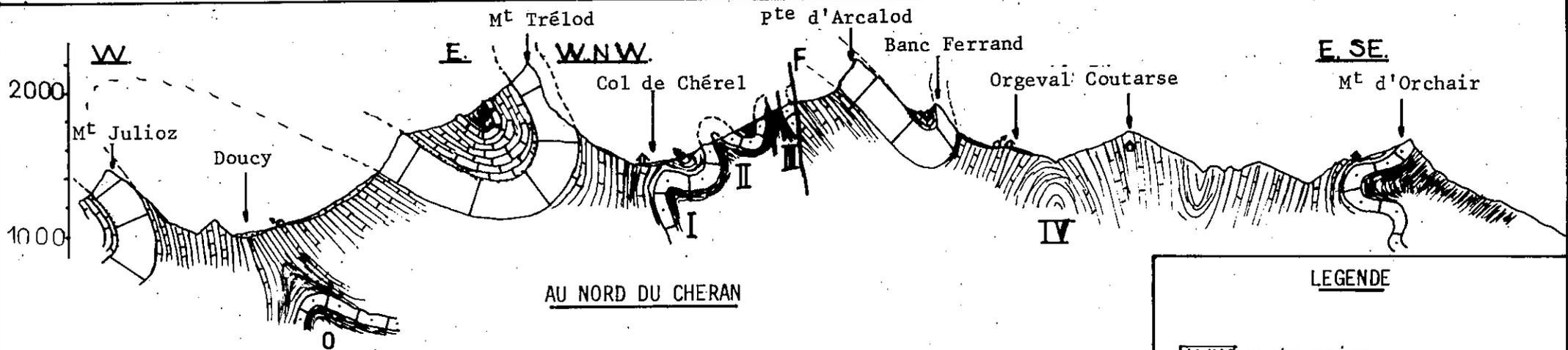


LEGENDE

- limite du bassin versant
- F Faille décrochante de l'Arcalod
- F' Failles décrochantes de Sainte Reine et du Mont de la Coche
- - - autre fracture
- +++ axe anticlinal
- - - axe synclinal (jurassique - crétacé inférieur)
- - - axe synclinal (crétacé moyen et supérieur - tertiaire)
- ~ plissements
- X pendage

# HAUTE-VALLÉE DU CHERAN

# COUPES GEOLOGIQUES



AU NORD DU CHERAN

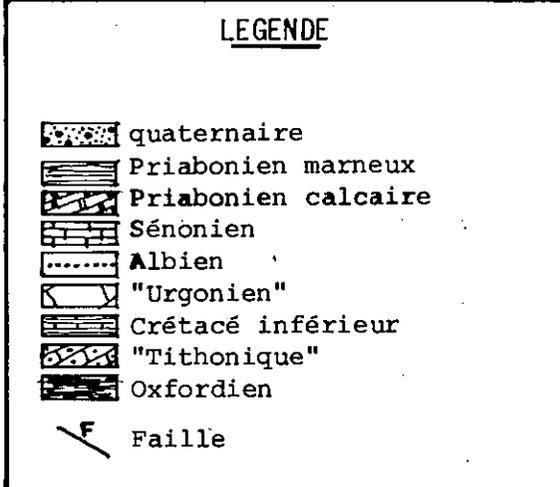
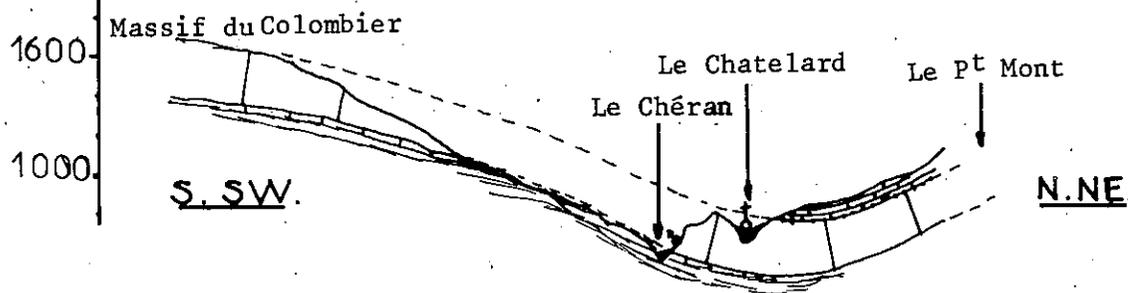
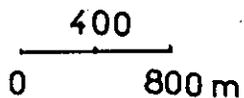
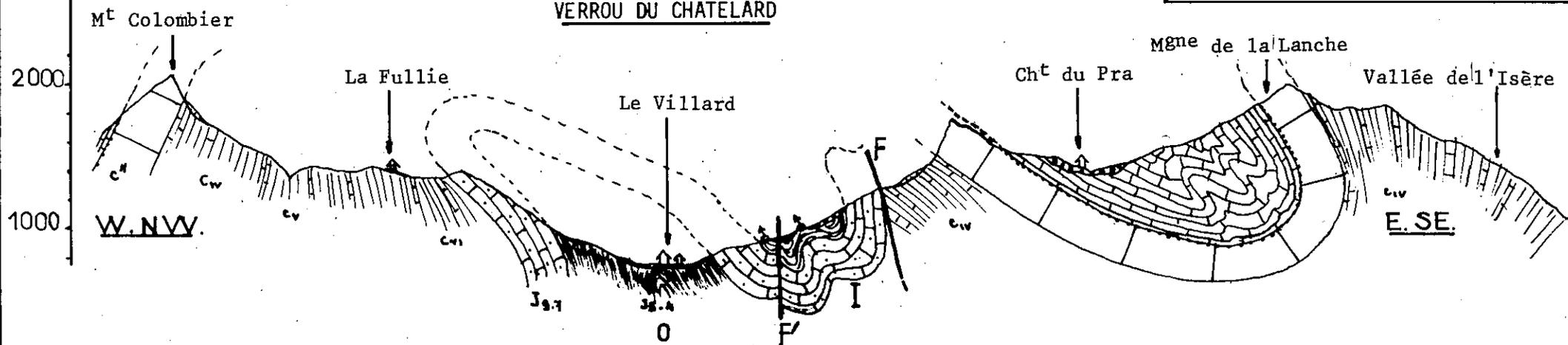


Planche n° 20



VERROU DU CHATELARD



AU SUD DU CHERAN

zône. Il s'agit là d'un système de failles de décrochements dextres. La faille d'Arcalod décale vers le Sud et affaisse toute la partie Est du Massif. (B. DOUDOUX - 1973. A paraître).

Nous décrirons sommairement les différents plis, d'Ouest en Est :

### 1.1. Le synclinal du Colombier - Le Châtelard.

C'est le pli le plus occidental du secteur concerné par notre étude.

Il prend naissance au Sud, dans le flanc Est du synclinal des Aillons dont il ne constitue, au départ, qu'un repli secondaire. Il devient ensuite très discret dans la forêt, entre le Colombier et le Chéran, car l'érosion l'a réduit ici à son fond "urgonien" ; mais nous pouvons, tout de même, le suivre sans discontinuité jusqu'au Chéran. Il se développe ensuite pour constituer, vers le Nord, le synclinal "Châtelard - Entrevernes".

Il existe, à peu près au niveau du Chéran, un abaissement d'axe tout à fait remarquable. De l'altitude 800 m au Châtelard, l'axe urgonien du synclinal passe à 640 m vers le Chéran pour remonter très rapidement jusqu'à 1500 m à la Combe de l'Ilette. Cet abaissement d'axe détermine un "synclinal transverse", d'ailleurs emprunté par les glaciers pour quitter la Haute-Vallée du Chéran.

### 1.2. L'anticlinal de Doucy (anticlinal O de B. DOUDOUX).

Purement néocomien au Nord (Golet de Doucy), il montre largement au Sud, à partir de La Compôte et jusqu'à Saint Jean de la Porte, son cœur de Jurassique supérieur. Il est affecté à Sainte Reine par une faille décrochante, oblique, liée à la grande faille de l'Arcalod.

De Sainte Reine au Chéran, la vallée d'Ecole est entaillée dans le cœur oxfordien du pli.

### 1.3. Le synclinal Charbon-Trélod.

C'est le type même du synclinal perché. Sur le flanc Ouest, les couches pendent d'environ 40° à l'Est. Le flanc oriental, avec le Mont Trélod, est d'abord vertical puis renversé à l'Ouest.

Le remplissage tertiaire est plus énergiquement plissé que l'"Urgo-

nien" du fond.

Le synclinal Charbon-Trélod se relève au Sud du Chéran, en direction du col du Frêne. Il devient, de ce fait, très discret car il n'est plus représenté que par des couches berriasiennes et "tithoniques". Nous pouvons en voir la continuation, au travers du décrochement de Sainte Reine, dans l'étroit synclinal berriasien qui aboutit au col du Frêne.

#### 1.4. La zone anticlinoriale jurassique du col de Chérel au col du Frêne.

C'est une zone très complexe, affectée de replis nombreux. Nous l'examinerons du Nord au Sud, d'abord du col de Chérel à la faille de Sainte Reine, puis de Sainte Reine au col du Frêne.

##### 1.4.1. Du col de Chérel à la faille de Sainte Reine.

Au col de Chérel, nous distinguons, avec B. DOUDOUX, trois anticlinaux jurassiques, numérotés I, II, III, d'Ouest en Est. Ils sont séparés par deux synclinaux berriasiens.

##### . Anticlinal I

Déjeté à l'Ouest, il prolonge au Sud l'anticlinal de Doussard.

##### . Synclinal I.II

Renversé à l'Ouest, il prolonge au Sud le synclinal des chalets de l'Eau Froide.

##### . Anticlinal II

Renversé lui aussi à l'Ouest, il est affecté de nombreux replis secondaires. Il prolonge au Sud l'anticlinal de la Pointe de Vélan.

##### . Synclinal II.III

Très pincé (col 1907), il prolonge au Sud le synclinal de Rovagny.

##### . Anticlinal III

Il prolonge au Sud l'anticlinal de Rovagny. Au niveau du col, il est déjà réduit à une simple barre "tithonique", à pendage Est, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, laminée au contact de la faille de l'Arcalod.

Plus au Sud, l'anticlinal III, puis le synclinal II.III se laminent contre la faille d'Arcalod, aux environs du Plan de la Limace.

L'anticlinal II paraît d'abord se développer. L'un de ses replis synclinaux secondaires se remplit, en effet, de Berrias depuis le ruisseau des Farnets jusqu'au "Chargieu". Mais toute sa partie orientale, y compris le nouveau synclinal, se lamine bientôt, et à son tour, contre la faille d'Arcalod.

Le synclinal I.II s'atténue puis se vide de son Berrias, si bien qu'au Sud du Chéran, nous ne retrouvons plus qu'un unique pli correspondant à la fois à l'anticlinal I, au synclinal I.II, et à la partie occidentale de l'anticlinal II. Encore ce pli unique est-il cisailé, à sa bordure orientale, par la faille d'Arcalod (nouvelle route de l'Arclusaz).

#### 1.4.2. Au Sud de la faille de Sainte Reine.

Le pli précédent unique, s'accidente, à nouveau, d'ondulations secondaires. Le long de la route du col du Frêne, nous pouvons reconnaître d'Ouest en Est, à partir du synclinal berriasien prolongeant le synclinal du Trélod :

- un anticlinal jurassique supérieur complet, à coeur oxfordien, déjeté à l'Ouest ;
- un synclinal de jurassique supérieur, renversé à l'Ouest ;
- un anticlinal dont le coeur oxfordien butte le long de la faille d'Arcalod, contre le Crétacé inférieur du pied de l'Arclusaz (col du Potat).

#### 1.4.3. En résumé.

Cette zone "tithonique" est toujours brutalement limitée à l'Est par une grande faille de décrochement dextre (faille d'Arcalod-Arclusaz).

Des plis "tithoniques" et berriasiens de plus en plus externes, viennent successivement se laminer contre elle, du Nord au Sud.

Une fracture transversale, liée à la faille principale d'Arcalod, vient encore décrocher la série jurassique. C'est la faille de Sainte Reine. Elle est également dextre.

#### 1.5. Le synclinal d'Arclusaz-Arcalod.

Il ressemble étrangement au synclinal du Colombier - Le Châtelard :

- de par sa structure, caractérisée par un fort plongement, depuis

le Sud, au niveau du Chéran, et une remontée très rapide, au Nord, vers le Mont de la Coche. Il est très généralement déversé à l'Ouest et affecté de nombreux plissements secondaires, surtout au niveau du Pécloz.

- de par son remplissage, essentiellement sénonien au Sud du Chéran, sénonien et tertiaire au Nord (calcaire et marnes à Meletta du Priabonien).

La série marneuse du Crétacé inférieur de son flanc Ouest est généralement très réduite au contact de la faille d'Arcalod.

Une faille N 45°, de décrochement dextre, le coupe, par ailleurs, au niveau du Mont de la Coche, mettant ainsi en contact localement le coeur Crétacé supérieur et le Nummulitique du synclinal avec le "Tithonique" et le Berrias de la "zone tithonique". Un changement d'allure, très net, se remarque au passage de cette faille :

. Au Sud, le synclinal est très large. Son flanc oriental "Urgonien" est renversé et bien développé, tandis que son flanc direct se lamine.

. Au Nord, le synclinal est très pincé. Le flanc occidental se rétablit avec toute sa puissance (Arcalod). Le flanc oriental, devenu vertical, se réduit par contre à son tour jusqu'à une dizaine de mètres d'épaisseur (col d'Orgeval). Le Nummulitique n'est conservé là qu'en deux petits îlots.

#### 1.6. La série marneuse du Crétacé inférieur d'Orgeval et le Jurassique du Grand Roc.

Nous retrouvons, derrière le synclinal Arclusaz-Arcalod une énorme masse de marnes et marno-calcaires, très schistosés, du Crétacé inférieur. La tectonique y est plus confuse. Un premier repli anticlinal est visible dans l'Hauterivien de l'Armène (anticlinal IV de B. DOUDOUX) et sur la route forestière montant à Coutarse. Il paraît toutefois s'atténuer vers le Sud.

. Un nouveau repli anticlinal, plus oriental, ramène au Grand Roc le "Tithonique" et l'Oxfordien du bord subalpin jusqu'aux crêtes qui dominent la vallée de l'Isère. Les couches se présentent là en flanc inverse sub-horizontale.

Plus au Nord (Mont d'Orchair), ce flanc inverse montre une charnière frontale, puis un flanc direct réapparaît, plongeant vers le col de Tamié. L'ensemble du pli s'enfonce au Nord sous le Crétacé inférieur et l'Urgonien du Massif de la Sambuy.

## 2. LA FRACTURATION.

### 2.1. Liée aux failles tardives.

Nous avons déjà évoqué le système de fractures à propos de la tectonique générale. Rappelons les principaux accidents :

- la faille d'Arcalod-Arclusaz, de direction N 30°, coupe tout le Massif des Bauges. C'est une faille subverticale, affaissant le compartiment oriental. C'est en même temps une faille de décrochement dextre : les plis se laminent de part et d'autre de la faille.

- les failles de Sainte Reine et du Mont de la Coche, de direction N 45° à N 70°. Elles possèdent les mêmes caractéristiques que la faille d'Arcalod et peuvent être considérées comme des annexes de celle-ci.

Ces failles (Arcalod, Sainte Reine, Mont de la Coche) ont créé des zones broyées très importantes (plusieurs dizaines de mètres par endroit). Mais ces zones broyées sont très généralement reconsolidées et recolmatées par des cristallisations de calcite et par des minéraux argileux.

- Enfin, une série de petites fractures et diaclases, conjuguées aux failles précédentes. Nous les remarquons surtout dans la zone "tithonique". Cette fracturation, de direction générale N 70°, est à remplissage essentiellement calciteux, sans mylonite argileuse. Bien souvent, ces fractures sont ouvertes.

<p><i>FAILLE PRINCIPALE (ARCALOD) → 2 FAILLES ANNEXES (SAINTE REINE ET MONT DE LA COCHE) → petites fractures et diaclases conjuguées.</i></p>
---

### 2.2. Liée au plissement.

Aux plis des Bauges, orientés N 10°, est associée une intense fracturation. Celle-ci se traduit par les nombreuses diaclases de distension dans les masses calcaires compétentes. A l'émergence des Chaudannes, dans le flanc occidental de l'"Urgonien" de l'Arclusaz, nous pouvons noter les diaclases et plans de cisaillement suivants :

- N 30°, normal à la stratification
- N 180°, oblique à cette stratification.

Très souvent, tous ces plans de distension peuvent ne pas être visibles, et constituer, malgré tout, des zones de faiblesse au sein d'une masse ap-

paremment saine. Elles sont le siège de dissolutions préférentielles, aboutissant parfois à l'installation de réseaux karstiques.

### 3. SYNTHESE GENERALE.

. Le plissement fini-miocène du Massif des Bauges a donné des anticlinaux et synclinaux, de direction N 10° à N 20°. Nous observons également un "synclinal transverse", de direction N 110°, emprunté par le Chéran. Cette ondulation axiale est particulièrement nette pour les synclinaux du Colombier - Le Châtelard et Arclusaz-Arcalod. Tous les plis sont parfaitement continus au passage du Chéran. C'est donc à juste titre que M. LUGEON (1900) combattait déjà le prétendu "décrochement transversal du Chéran" de COLLINGWOOD et HAUG (1885). D'après M. LUGEON, le plissement transversal est légèrement antérieur au plissement N 10° longitudinal. Mais, plus vraisemblablement, il s'agit des effets d'une même poussée et d'une seule phase de plissement.

. A ce système de plissement fini-miocène, se rattache une série de fractures et diaclases de distension, dans les masses calcaires compétentes. Dans le secteur étudié, aucune discordance angulaire n'indique par ailleurs de plissements notables avant cette phase fini-miocène.

. Puis, des grandes failles tardives, postérieures au plissement du massif, ont pris en écharpe (N 30°) les structures existantes. Elles ont induit des fractures et diaclases conjuguées, bien visibles dans les petites barres calcaires. Ces accidents tardifs, visibles dans la couverture sédimentaire, sont probablement les résultats d'un grand accident du socle.

### 4. ROLE DE LA TECTONIQUE DANS LES CIRCULATIONS SOUTERRAINES.

Le fait que certains systèmes de failles ou fractures aient été créés par distension et que d'autre l'aient été par cisaillement, nous amène à considérer deux possibilités concernant les circulations souterraines. De plus, les structures synclinales ou anticlinales, très régulières, constituent à elles seules, pour les eaux, des drains dont l'importance sera prépondérante.

#### 4.1. Les plis.

Les nombreuses structures synclinales et anticlinales seront des collecteurs privilégiés. L'abaissement d'axe général de toutes ces structures, au niveau du Chéran, facilite des émergences au voisinage de ce dernier : Chaudannes (pied du synclinal de l'Arclusaz), Chapelle de Bellevaux (Sénonien

de l'Arclusaz), Fontaine de la Rave (Flanc Ouest de l'anticlinal "tithonique" de Doucy), sources du Bois de Leyat (Grandes Lanches).

#### 4.2. Les grandes failles de l'Arcalod, de Sainte Reine et du Mont de la Coche.

Leur rôle est bien particulier. Le décrochement, nous l'avons vu, est marqué ici par des zones broyées argileuses ou bien recimentées par de la calcite ; il en résulte que ces niveaux sont relativement étanches vis-à-vis des eaux des différents compartiments. Il ne faudra donc pas s'attendre à des émergences notables le long de ces accidents.

A l'aval de la faille d'Arcalod, quelques sources sont certes observables. Mais elles sont très minimes (l/mm) et les émergences se produisent dans des éboulis ou du glaciaire. Leur origine n'est donc pas, au simple vue de la géologie, bien définie.

#### 4.3. Les diaclases et petites fractures de distension.

Les circulations vont être particulièrement sensibles à ces zones de faible résistance et à ces fractures le plus souvent ouvertes. Leur rôle de drain collecteur est mis en évidence par des sources, qui sortent à leur aval et sont cette fois conséquentes. C'est le cas par exemple des sources de la Teuvière de Jarsy, du Villard d'Ecole, à l'aval des calcaires jurassiques. La seule présence des éléments quaternaires ne suffit pas cette fois à expliquer les débits enregistrés.

### III - CONCLUSION

L'étude litho-stratigraphique et tectonique de la Haute-Vallée du Chéran nous amène à considérer des circulations karstiques dans les aquifères suivants :

#### - 1' "Urgonien"

Il se présente en structures synclinales perchées. Entre elles, les anticlinaux sont fortement érodés, jusqu'aux marnes du Crétacé inférieur ou même jusqu'au "Tithonique". Il en résulte déjà que les masses calcaires urgoniennes synclinales sont indépendantes les unes des autres, sans liaison hydrologique.

De plus, deux grandes failles coulissantes (Arcalod et Mont de la

Coche), toutes deux étanches, sectionnent hydrologiquement la principale masse urgonienne (synclinal d'Arclusaz-Arcalod).

Ainsi, se trouvent découpés, dans l'"Urgonien", des compartiments bien délimités. Les circulations souterraines se font à l'échelle du compartiment, sans liaison avec les circulations voisines. Le drainage s'effectuera par de nombreuses petites fractures, ouvertes, liées tectoniquement aux grandes failles et au plissement.

#### - le "Tithonique"

Il est moins profondément érodé. On pourrait donc penser à priori, qu'il va donner naissance hydrologiquement à des réseaux karstiques plus continus. Mais le principal anticlinal "tithonique" (anticlinal de Doucy) est toutefois ouvert, de Sainte Reine à La Compôte, jusqu'à son coeur marneux oxfordien. Ses deux flancs sont donc déjà indépendants.

Par ailleurs, le "Tithonique" est tectoniquement beaucoup moins tranquille que l'"Urgonien". Il est agité de nombreux replis disharmoniques, à faible rayon de courbure, et sectionné par de multiples petites failles transverses, ouvertes. La grande faille transversale de Sainte Reine doit être, quant à elle, étanche. Rappelons aussi que le "Tithonique" est beaucoup moins puissant que l'"Urgonien" et qu'il est fréquemment découpé, horizontalement, par des interbanes marneux. Pour toutes ces raisons, le "Tithonique" est bien moins susceptible encore que l'"Urgonien" de donner des grands réseaux souterrains.

#### - le Sénonien

De part sa seule nature lithologique, il ne pourra pas jouer un grand rôle en hydrologie souterraine. Seul un plissement intense, dans les coeurs synclinaux, permettra la création locale de zones de faiblesse où pourront s'installer de petits réseaux karstiques.

En résumé, les circulations souterraines karstiques de la Haute-Vallée du Chéran se maintiennent dans des masses calcaires nettement distinctes verticalement les unes des autres du fait de la présence de formations intercalaires épaisses et imperméables. Des fractures nombreuses tronçonnent ces ensembles en compartiments très diaclasés et souvent restreints. Il ne peut donc pas s'installer de grands réseaux continus, mais seulement quelques circulations, d'ex-

tension limitée, indépendantes les unes des autres.

Ainsi, pour chaque source, le bassin versant réel est réduit. Nous ne trouverons donc pas, même dans l'"Urgonien", de grosses émergences de l'ordre de la dizaine de l/s en période d'étiage, ou de plusieurs centaines de l/s en période de crues.

Une seule exception : les sources des Chaudannes et de la Scierie du Nant Fourchu. Ce sont les émergences d'un karst drainant le seul secteur tranquille de la région : le vaste synclinal Urgonien de l'Arclusaz.

Toutes ces conditions hydrogéologiques rappellent beaucoup plus celles du Massif de la Chartreuse (exception faite, là aussi, du grand synclinal du Granier) que celles du Vercors où se rencontrent fréquemment de grandes dalles calcaires, généralement bien karstifiées et alimentées.

## CHAPITRE III

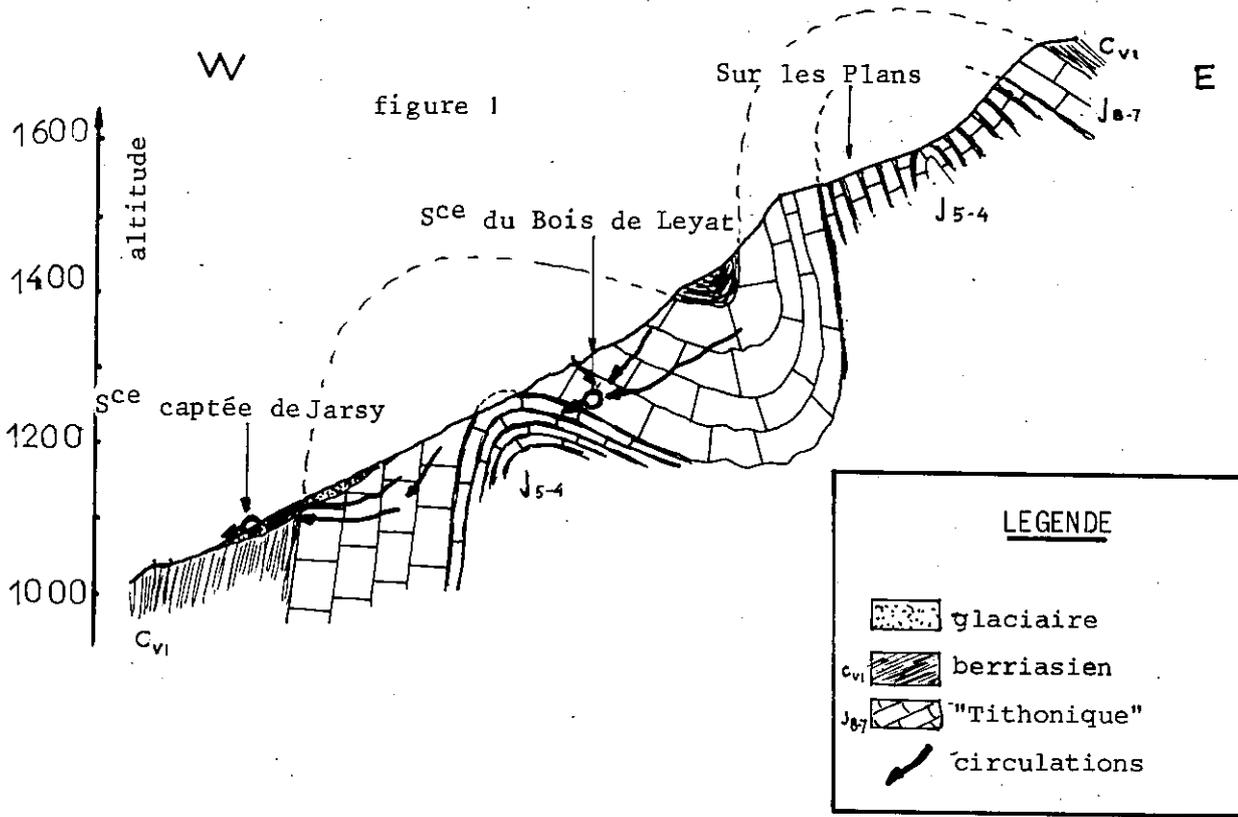
### LES SOURCES ET LES CIRCULATIONS

-----

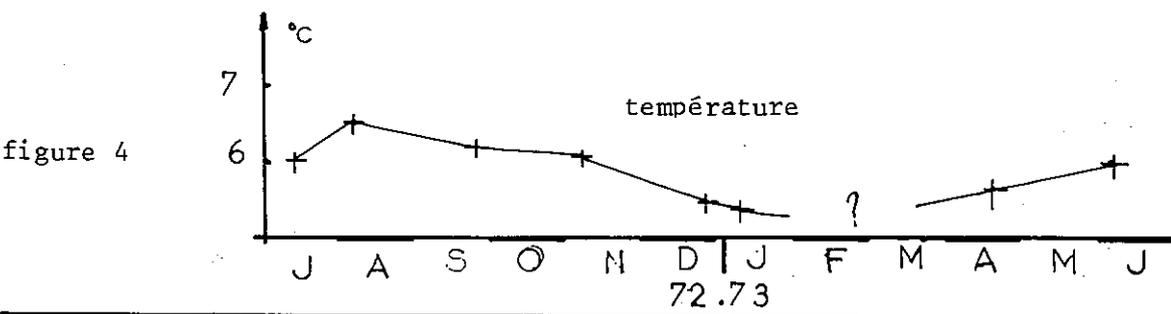
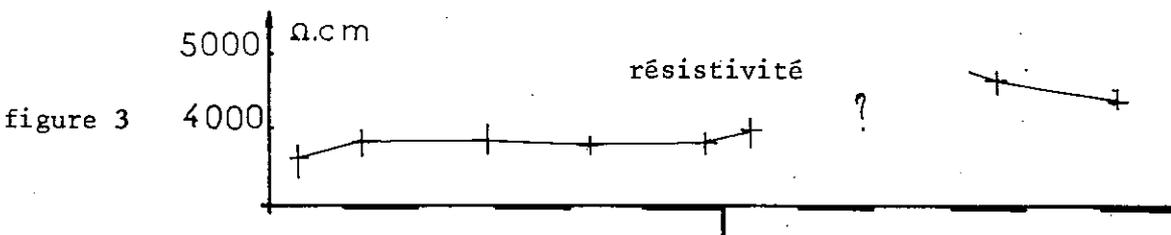
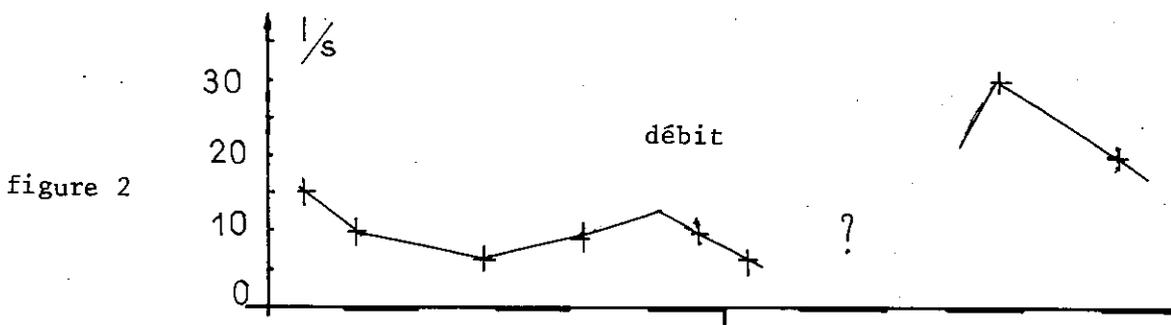
Du fait de la présence, d'une part de trois ensembles calcaires bien individualisés ("Tithonique", "Urgonien" et Sénonien) et, d'autre part de dépôts quaternaires en masse importante, l'inventaire des ressources en eau gravitaire devra être minutieux si l'on veut différencier des groupes de sources. Nous ferons donc appel aux caractères physico-chimiques (température, résistivité, débit et chimie), à la morphologie du site et des émergences, et à la géologie du bassin d'alimentation. Nous distinguerons, par la suite :

- sources liées à un karst
  - . "Tithonique"
  - . "Urgonien"
  - . Sénonien
- sources liées à des fracturations superficielles.
- sources liées à des éboulis.
- sources liées au glaciaire.
- sources liées à des cônes de déjection.

(karst Tithonique)



Courbes caractéristiques



## I - SOURCES D'ORIGINE KARSTIQUE.

Nous grouperons sous ce vocable toutes les émergences de circulations souterraines à l'intérieur d'un ensemble calcaire, très diaclasé et fissuré, possédant parfois de véritables conduits.

Nous étudierons la principale émergence de chaque karst, tout en citant les autres émergences.

### 1. L'ENSEMBLE "TITHONIQUE".

Nous avons pu déjà voir l'étendue et la complexité structurale de cet ensemble : grand nombre d'anticlinaux et synclinaux, fracturation dense ... Il n'en reste pas moins que l'on trouve de nombreuses émergences sortant directement de ces calcaires, soit par l'intermédiaire d'une fracture plus importante, soit grâce à un niveau plus perméable.

Nous prendrons l'exemple de l'émergence du Bois de Leyat. Il existe bien d'autres sources de ce type : par exemple, la Fontaine de la Rave et l'émergence temporaire de La Croisette (toutes les deux sur la commune de La Compôte).

#### 1.1. Source du Bois de Leyat.

##### 1.1.1. Localisation.

Elle se trouve sur la commune de Jarsy, dans le Bois de Leyat. Les coordonnées Lambert II sont :

X = 901,85            Y = 82,1            Z = 1320 m

Elle n'est pas captée mais apparaît dégagée.

##### 1.1.2. Conditions géologiques (figure 1, planche n° 21, page 94).

Nous nous trouvons au coeur de l'anticlinal n°I du col de Chérel. Le ruisseau des Farnets l'a fortement érodé, jusqu'à son coeur de Séquanien inférieur. De part et d'autre de la gorge ainsi créée, nous voyons apparaître des émergences qui tarissent en période de sécheresse, à l'exception de la source que nous étudions. Les émergences se font au niveau des marno-calcaires séquaniens, moins perméables mais aussi moins karstifiés. En général, et c'est le cas pour notre source, l'émergence n'est pas unique : il existe différents niveaux, dans les gros bancs calcaires, suivant les crues et étiages.

Le bassin versant s'étend jusqu'aux crêtes du "Plan de la Limace", à la cote 1700 m.

Quant à la fracturation, elle est ici très classique :

- diaclases dues aux efforts de distension, orientées suivant l'axe anticlinal. Il n'apparaît pas de fracture normale en pli, sauf peut-être au niveau du ruisseau.

#### 1.1.3. La température des eaux. (figure 4, planche n° 21, page 94).

Au cours de l'année de mesure (juillet 1972 - août 1973), la température moyenne est de l'ordre de 6°. L'écart maximum enregistré est de  $\pm 0^{\circ}6$ . Il est positif pendant la période chaude (août) et négatif en plein hiver (janvier).

Nous pouvons estimer que ces températures présentent une grande constance. Les circulations se font à une profondeur telle que seule l'influence saisonnière se fait sentir. D'autre part, la moyenne de 6° de cette émergence correspond à la valeur des températures moyennes annuelles, à l'altitude considérée. L'altitude moyenne du bassin versant serait donc très proche de celle de l'émergence.

#### 1.1.4. La résistivité. (figure 3, planche n° 2, page 94).

Ce caractère met en évidence très rapidement les variations de la composition chimique sans avoir besoin d'analyses. Les erreurs possibles (mesure, appareillage) sont généralement de l'ordre de 300  $\Omega$ cm.

Pour la source du Bois de Leyat, nous remarquons une variation annuelle de  $\pm 700 \Omega$ cm autour d'une moyenne de l'ordre de 3900  $\Omega$ cm (à 300  $\Omega$ cm près). Nous pourrions considérer que ces variations sont faibles. L'eau de plus forte résistivité, c'est-à-dire la moins minéralisée, a été mesurée au mois de mai, à la fonte des neiges. L'influence de ces eaux de fonte, peu minéralisée, est donc peu importante.

Cet élément nous permet, comme la température, d'affirmer que la source du Bois de Leyat n'est pas une source karstique superficielle, mais plutôt karstique profonde.

#### 1.1.5. Débit (figure 2, planche n° 21, page 94).

Il est très variable et directement fonction des précipitations. Le rôle du manteau neigeux est bien visible ici : stockage pendant la période

froide puis fonte rapide au printemps. Les débits varient alors du simple au quadruple.

### 1.1.6. Chimie.

Le pH est voisin de 7,9, la dureté de 16°F. On peut noter :

- teneur en chlorures très faible = 0,3 mg/l
- teneur en bicarbonate notable : 200 mg/l
- faible teneur en sulfates : 9 mg/l
- teneur en silice de 3,4 mg/l

#### CHIMIE DE QUELQUES SOURCES KARSTIQUES "TITHONIQUES"

	PH	$\rho_{18^{\circ}\text{C}}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^{+}$	$\text{K}^{+}$	$\text{Cl}^{-}$	$\text{SO}_4^{--}$	$\text{HCO}_3^{-}$	$\text{NO}_3$
. Bois de Leyat	7,9	3800	58	5,1	0,68	0,21	0,24	8,85	190	0,24
- S <sup>t</sup> Saturnin	7,6	2400	dureté 27°F		-		1	10	-	1
- Bellevue S <sup>t</sup> Martin	7,6	2100	dureté 28°F		-		2	26	-	6,1

- Laboratoire départemental d'analyses (Savoie)

. C.R.G. Thonon

- Les sources de Saint Saturnin (près de Chambéry) émergent dans les calcaires tithoniques de l'anticlinal occidental des Monts, à la faveur d'une fracture.

- La Fontaine de Saint Martin est-elle située dans la prolongation Sud de l'anticlinal des Monts.

### 1.2. Conclusion.

Nous avons à faire à l'émergence d'un réseau karstique relativement profond, mais peu important quant à son étendue.

. Il est bon de noter que les sources proches de La Compôte (sources de la Croisette et la Fontaine de la Rave) issues du flanc occidental de l'anticlinal tithonique n° 0 sont temporaires. Les variations de débit sont très importantes (de 0 l/s à 250 l/s pour la Croisette). Elles sont légèrement plus minéralisées (résistivité voisine de 3000  $\Omega\text{cm}$ ). Ces deux sources semblent être les trop-pleins de venues non visibles, alimentant les alluvions de la

plaine d'Ecole. Le réseau karstique est là aussi profond. En effet, nous ne constatons pas de grosses variations de la température, ni de la résistivité, à la fonte des neiges et au cours d'orages.

## 2. L'ENSEMBLE "URGONIEN"

La masse urgonienne a ici une structure moins complexe : elle forme l'assise du synclinal de l'Arclusaz d'une part et des synclinaux perchés du Trélod et de l'Arcalod.

Notons déjà que l'Arcalod est hydrogéologiquement tourné vers le Nord (vallon de Saint Ruph) et que le Trélod n'offre aucune émergence vers la zone étudiée.

Seul l'ensemble massif des calcaires urgoniens de l'Arclusaz nous donne de grosses émergences : sources des Chaudannes et de la Scierie du Nant Fourchu, par exemple.

### 2.1. Localisation des Chaudannes. (planche n° 22, page 99).

C'est la plus importante source de la Haute-Vallée du Chéran, sur le territoire de la commune de Jarsy. Les coordonnées Lambert II sont :

X = 900,7      Y = 78,3      Z = 803m.

### 2.2. Géologie des émergences.

Nous nous trouvons ici sur le flanc Ouest du synclinal de l'Arclusaz, au point le plus bas où le Chéran recoupe la barre urgonienne. Cette barre vient d'ailleurs se laminer plus au Nord contre la faille de l'Arcalod.

Dans les calcaires urgoniens, clairs, massifs, nous pouvons relever deux systèmes principaux de diaclases :

- l'un normal au plan de stratification, et de même direction qu'eux ; N 30°.

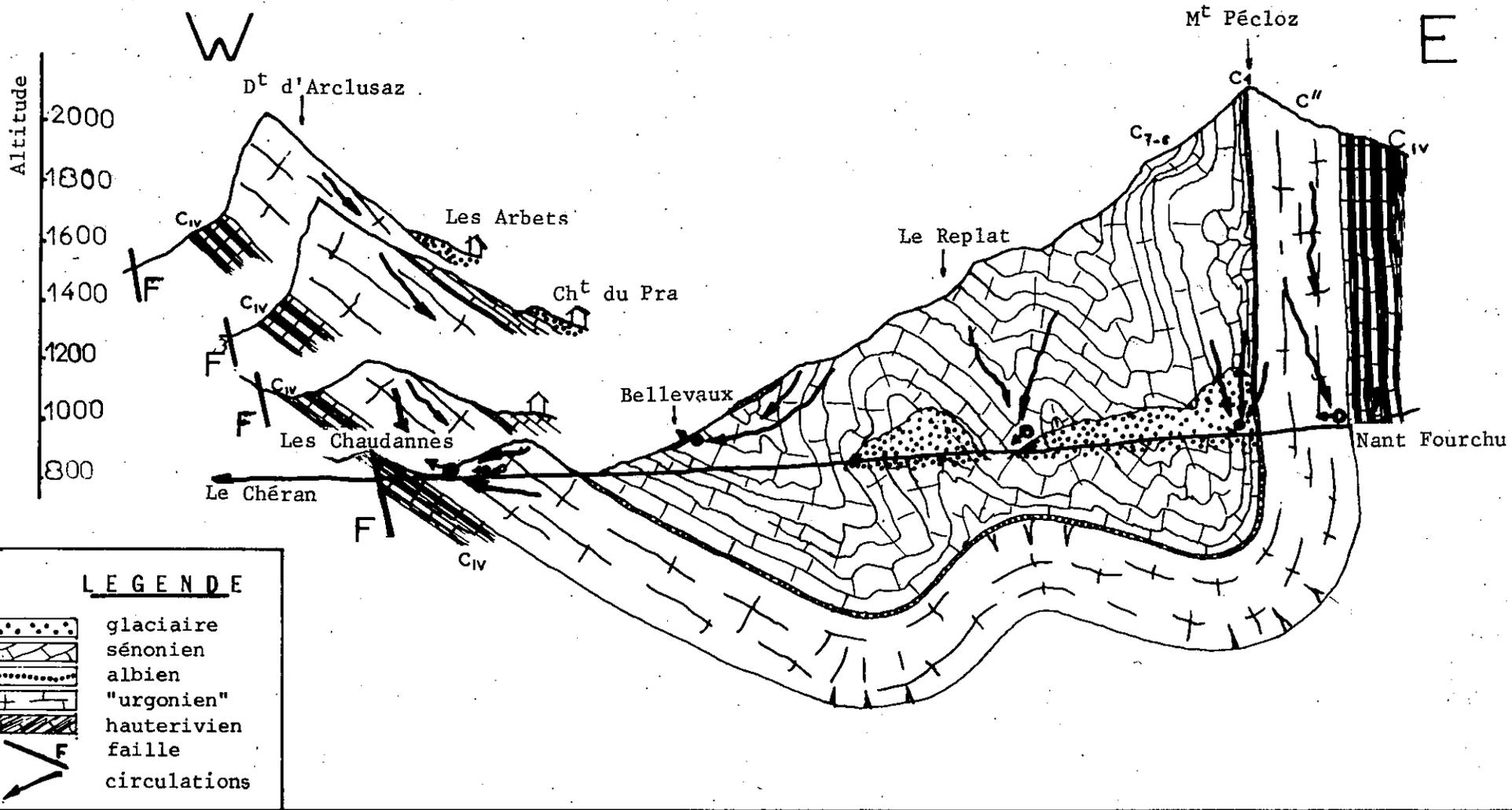
- l'autre oblique à ces mêmes plans et de direction N.S. Ces dernières diaclases sont souvent ouvertes, et tapissées de calcite (jusqu'à 20 cm).

Les venues d'eau, à l'intérieur du captage, sont de deux ordres :

- l'un lié à la stratification,

- l'autre empruntant les diaclases obliques.

SOURCES ET CIRCULATIONS KARSTIQUES DANS LE SYNCLINAL DE L'ARCLUSAZ (Rive gauche du Chéran)



### 2.3. La température (figure 5, planche n° 23, page 101).

Les mesures faites durant l'étude montrent une remarquable constance. Il n'y a pas de variation brutale ( $-0^{\circ}6$  sur l'année). La température moyenne est de  $6^{\circ}8$ . C'est la température moyenne de l'air vers l'altitude 1100 m, que nous assimilons à la cote moyenne du bassin versant.

On peut remarquer que la température est maximale en plein hiver (mars) alors que le minimum est enregistré au mois de juillet. Il s'agit sans doute d'un décalage dû au temps de circulation des eaux souterraines. Ce résultat est à comparer à celui des sources issues du "Tithonique" où l'on ne trouve pas de décalage.

### 2.4. La résistivité. (figure 4, planche n° 23, page 101).

Les mesures effectuées depuis 10 ans par le Laboratoire des Thermes d'Aix-les-Bains montrent une valeur moyenne de  $4350 \Omega\text{cm}$  à  $\pm 300 \Omega\text{cm}$  près, à  $18^{\circ}$ . D'une année à l'autre les variations peuvent atteindre  $\pm 1000 \Omega\text{cm}$ . Les mesures mensuelles, durant l'étude, montrent aussi des variations de  $\pm 1000 \Omega\text{cm}$  pour une moyenne de  $4500 \Omega\text{cm}$ .

En période de crue, la résistivité s'élève nettement. L'influence de la fonte des neiges se fait sentir plus fortement que dans le cas du karst tithonique, mais toujours avec le même décalage constaté lors de l'analyse des températures. La minéralisation est relativement faible.

### 2.5. Le débit. (figure 3, planche n° 23, page 101).

Le débit moyen, évalué lors de la construction du captage, est de 70 l/s. En période d'étiage très prononcé, comme en mars 1973, il tombe à 25 l/s. Par contre, en période de fonte des neiges, on voit ressortir de l'eau de tous côtés, atteignant un total d'environ 600 l/s. La courbe des débits suit approximativement celle des résistivités.

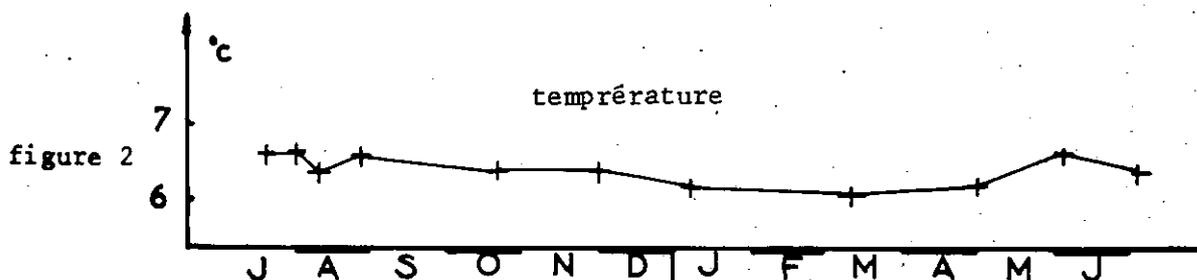
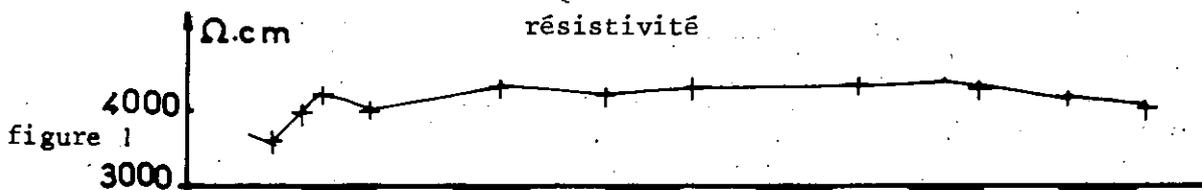
### 2.6. Chimie.

Le pH moyen est de 7,6, la dureté de  $24^{\circ}\text{F}$ .

- la teneur en chlorure est faible: 0,4 mg/l (C.R.G. Thonon).
- la teneur en bicarbonate est faible : 170 mg/l
- la teneur en silice est de 3,5 mg/l.

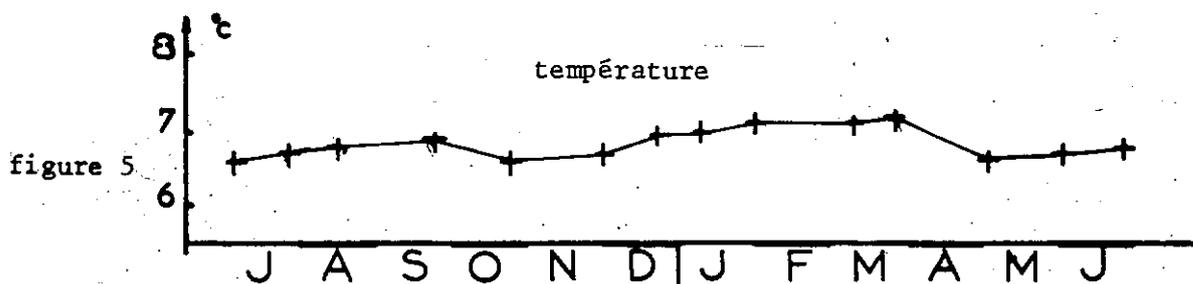
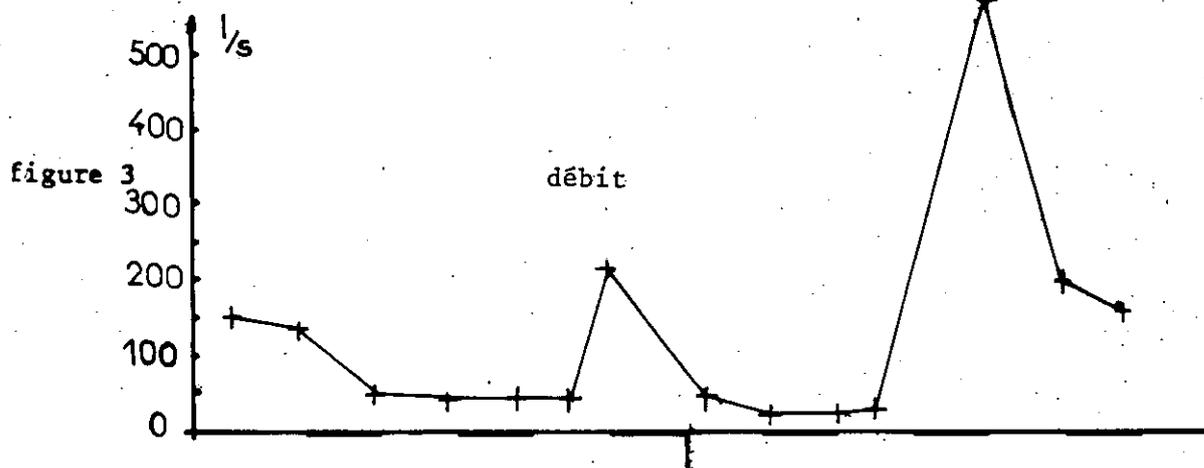
SOURCE DE BELLEVAUX

(karst Sénonien)



SOURCE DES CHAUDANNES

(karst Urgonien)



72.73

CHIMIE DE QUELQUES EMERGENCES DANS L'"URGONIEN" DU MASSIF DES BAUGES

	pH	ρ à 18°C	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
. Chaudannes	7,6	4400	48	4,3	0,9	0,2	0,4	6,5	166	0,24
. N <sup>t</sup> Fourchu	7,6	4300	47	7,1	0,7	0,2	0,4	6	173	0,25
x Lescheraines	7,7	4000	dureté 19°F		0,6	0,1	2,1	8,7	200	0,6
- Prérrouge	7,6	4000	65	2,5	0,9	0,4	-	-	200	-

. C.R.G. Thonon

x Laboratoire des Thermes (Aix-les-Bains)

- Données de M. LEPILLER (Semnoz. Etude en cours).

- La source de Nant Fourchu se trouve au pied de la barre urgonienne du Pécloz, en rive gauche du Chéran. Lors de fortes crues, des venues, possédant les mêmes caractéristiques physico-chimiques se produisent sur l'autre rive du Chéran.

- La source de Lescheraines, récemment captée, émerge au bas de la falaise urgonienne du Margérian, au contact de la molasse du synclinal de Leschaux.

- La source de Prérrouge est l'exutoire d'un réseau karstique drainant l'Urgonien de la Montagne de Bange, sous Arith et Montagny.

## 2.7. Conclusion.

Nous avons à faire à une eau peu minéralisée, de circulation profonde, dans un réseau karstique très important, comportant notamment des fissures et gros chenaux. La faible teneur en HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> peut s'expliquer par le fait que les eaux de pluie s'infiltrèrent assez rapidement dans la masse calcaire, sans trop se charger en CO<sub>2</sub>. Ceci est très possible car le bassin versant ne comporte qu'une faible végétation (conifères).

Contrairement à M. LEMOINE (1933) qui prétendait que les eaux venaient de l'Arcalod et de Précherel, nous pouvons considérer que la zone d'alimentation se trouve de part et d'autre des Chaudannes, surtout du côté Arclusaz, jusqu'au dessus des chalets du Pra.

En effet, la grande faille coulissante de l'Arclusaz n'est pas une faille drain mais une faille écran. Elle est remplie de mylonites. Les eaux ve-

nant du compartiment Nord ne pourront pas atteindre les Chaudannes. De plus, l'Arcalod est tourné vers le Nord, et l'anticlinorium de Chêrel, déversé à l'Ouest, donne de nombreuses sources (Bois de Leyat, La Teuvière, Fontaine de Molliat ...). Enfin, la région de Trés-Roche et des Chargieu est bien drainée.

Des analyses bactériologiques ont décelé de nombreuses colonies d'Eschérichia C., signe de pollution fécale. Notons que ces analyses ont été effectuées en juin et août, alors que paissent dans l'Arclusaz environ 400 bêtes. De plus, une partie du ruisseau de l'Arclusaz s'infiltré vers le bas, dans les calcaires urgoniens, et permet d'expliquer la pollution.

### 3. ENSEMBLE SENONIEN.

Les calcaires sénoniens, en petits bancs, forment principalement le coeur du synclinal de l'Arclusaz. Ayant subi de forts plissements lors de la mise en place des Bauges, ils présentent des zones de distension très rapidement empruntées par les eaux superficielles. C'est ainsi que s'est établi, à l'intérieur de ces calcaires, de véritables réseaux karstiques, peu étendus, dont l'une des émergences principales est la source de La Chapelle de Bellevaux.

#### 3.1. Localisation (planche n° 22, page 99).

Dans la forêt domaniale, au coeur même de l'Arclusaz, la source de Bellevaux a été captée par des moines. L'émergence n'est pas totalement dégagée. Nous ne pouvons pas la voir sortir du Sénonien mais ce dernier est très proche (10 m.). Les coordonnées Lambert II sont :

X = 901,2            Y = 77,7            Z = 950m.

#### 3.2. Géologie

C'est au pied d'une butte entièrement sénonienne qu'à été captée la source de Bellevaux. Les calcaires sénoniens sont ici très plissés ; la direction principale des structures est ici N 10°, pentée vers l'Est. Il est probable que ces structures géologiques favorisent le drainage de la butte, en direction de la Chapelle de Bellevaux.

. Un faible placage de glaciaire et d'éboulis recouvre l'émergence.

#### 3.3. La température (figure 2, planche n° 23, page 101).

Là aussi, elle montre une remarquable constance. La moyenne annuel-

le est de 6°4. C'est la température moyenne annuelle de l'air vers la cote 1100m. L'écart maximal est de ± 0°3. Au mois de mars, il est négatif et aux mois de juillet-août positif. L'influence saisonnière est ici à peine sensible.

#### 3.4. La résistivité. (figure 1, planche n° 23, page 101).

La résistivité moyenne est de l'ordre de 4130 Ωcm (± 300 Ωcm). L'écart maximal est encore très faible : ± 400 Ωcm. Des deux critères que nous venons de voir, il ressort que cette émergence est celle d'une circulation très profonde où la fonte des neiges n'a qu'une faible influence.

#### 3.5. Le débit.

Il montre peu de variation et dans l'ensemble, il est faible par rapport à celui des karsts tithoniques et urgoniens (2,5 l/s à 6 l/s).

#### 3.6. Chimie.

Le pH moyen est de l'ordre de 7,5, la dureté de 14°5F.

On peut noter :

- teneur en chlorure faible : 0,5 mg/l
- teneur en bicarbonate moyenne : 180 mg/l
- teneur en sulfate très faible : 2 mg/l
- teneur en silice : 3,9 mg/l, plus élevée que pour les deux autres karsts. Ceci se conçoit très bien par la nature plus siliceuse de l'ensemble sénonien.

CHIMIE DE SOURCES EMERGEANT DU SENONIEN

	PH	ρà18°c	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub>
. Bellevaux	7,5	4100	35	1,45	0,5	0,2	0,5	2,3	178
x Côtes de Marles (col des Prés).	7,6	3300	15° F dureté 17°5F		-	-	0,4	3	-

x Laboratoire départemental (Savoie)

. C.R.G. Thonon

Les sources des Côtes de Marles sont situées dans le synclinal des Aillons, vers le col des Prés. Elles émergent d'une faible épaisseur d'éboulis. Ceux-ci masquent, en partie, une grosse masse de calcaires sénoniens, légèrement renversée à l'Ouest.

### 3.7. Conclusion.

Nous nous trouvons devant l'émergence d'un karst profond, peu ventilé et aux réseaux peu importants. Dans le cas de la crue exceptionnelle du 14 novembre 1972, nous avons vu apparaître, vers le bas du synclinal, quelques émergences temporaires qui ne se sont jamais manifestées depuis.

## 4. SYNTHESE GENERALE DES DIFFERENTES SOURCES KARSTIQUES - ESSAI DE CLASSIFICATION.

### 4.1. La température.

Les trois sources étudiées montrent une certaine constance dans leur température. Les variations, inférieures au 1°C, démontrent le caractère profond des circulations. Il nous sera impossible, par l'examen de la température, de classifier les émergences en fonction de l'ensemble karstique traversé.

### 4.2. La résistivité.

Nous donnerons les valeurs moyennes, sans préciser l'écart admissible ( $\pm 300 \Omega\text{cm}$ ), compte tenu du matériel et de la mesure. Grâce à ce critère, nous pourrons, en partie, détacher un type de sources. En effet, la masse "tithonique" nous amène des eaux de résistivité plus faible (environ 4000  $\Omega\text{cm}$ ), c'est-à-dire plus minéralisées. Viennent ensuite les eaux de l'ensemble sénonien (4150  $\Omega\text{cm}$ ) qui montrent, sur l'année, de faibles variations. Enfin les eaux du karst urgonien, peu minéralisées (4350  $\Omega\text{cm}$ ) subissent, à l'échelle de l'année, les plus grosses variations de résistivité ( $\pm 1000 \Omega\text{cm}$ ).

Nous pouvons, à ce niveau, remarquer les différences existences entre les karsts :

- le Sénonien, en petits bancs calcaires, est faiblement karstifié. Les circulations seront lentes, les variations dues aux pluies exceptionnelles ou à la fonte des neiges seront amorties.

- le "Tithonique", en bancs plus épais, est davantage karstifié. Les circulations se font à l'échelle de la saison.

- l'"Urgonien", en bancs déjà métriques, formant une masse que les efforts tectoniques n'ont pas épargnée, permet des circulations profondes très importantes.

Plutôt que la valeur absolue des résistivités, ce sont les variations de ces dernières qui caractérisent le mieux le type de karst.

#### 4.3. Le débit.

Dans les masses "Tithonique" et "urgonienne", la présence d'un karst plus élaboré fait que les débits varieront dans des proportions considérables.

Dans la masse sénonienne, les variations seront nettement moindres. Mais le critère "débit" n'est pas encore suffisant pour séparer les trois sources étudiées, le bassin versant jouant un rôle primordial.

#### 4.4. Chimie. (planche n° 24, page 107).

La chimie de ces différentes eaux devrait nous apporter des points susceptibles d'aider à la classification.

##### 4.4.1. Le pH.

Si nous considérons qu'il est moyen pour les Chaudannes (7,6), il est légèrement plus faible pour Bellevaux (7,5) et plus élevé pour le Bois de Leyat (7,9).

Des études entreprises dans le Massif du Vercors indiquent de grosses variations du pH suivant que les prélèvements ont été effectués plus ou moins loin de l'émergence vraie. Le pH serait donc en rapport direct avec les formations superficielles. Dans notre cas, les prélèvements ont été effectués à la sortie même des ensembles calcaires (seule la source du karst sénonien n'obéit pas totalement à cette règle).

##### 4.4.2. Les rapports chimiques.

0,043 pour la source de la Chapelle de Bellevaux

0,14 pour la source du Bois de Leyat

$\frac{rMg}{rCa}$  0,14 pour la source des Chaudannes

Le rapport est donc très faible, pour la source de la Chapelle de Bellevaux. Les eaux issues du "Tithonique" et de l'"Urgonien" sont nettement plus calciques que magnésiennes.

2,7 pour la source du "Tithonique" (Bois de Leyat)

$\frac{rSO_4}{rCl}$  1,26 pour la source de l'"Urgonien" (Chaudannes)

0,34 pour la source du Sénonien (Bellevaux)

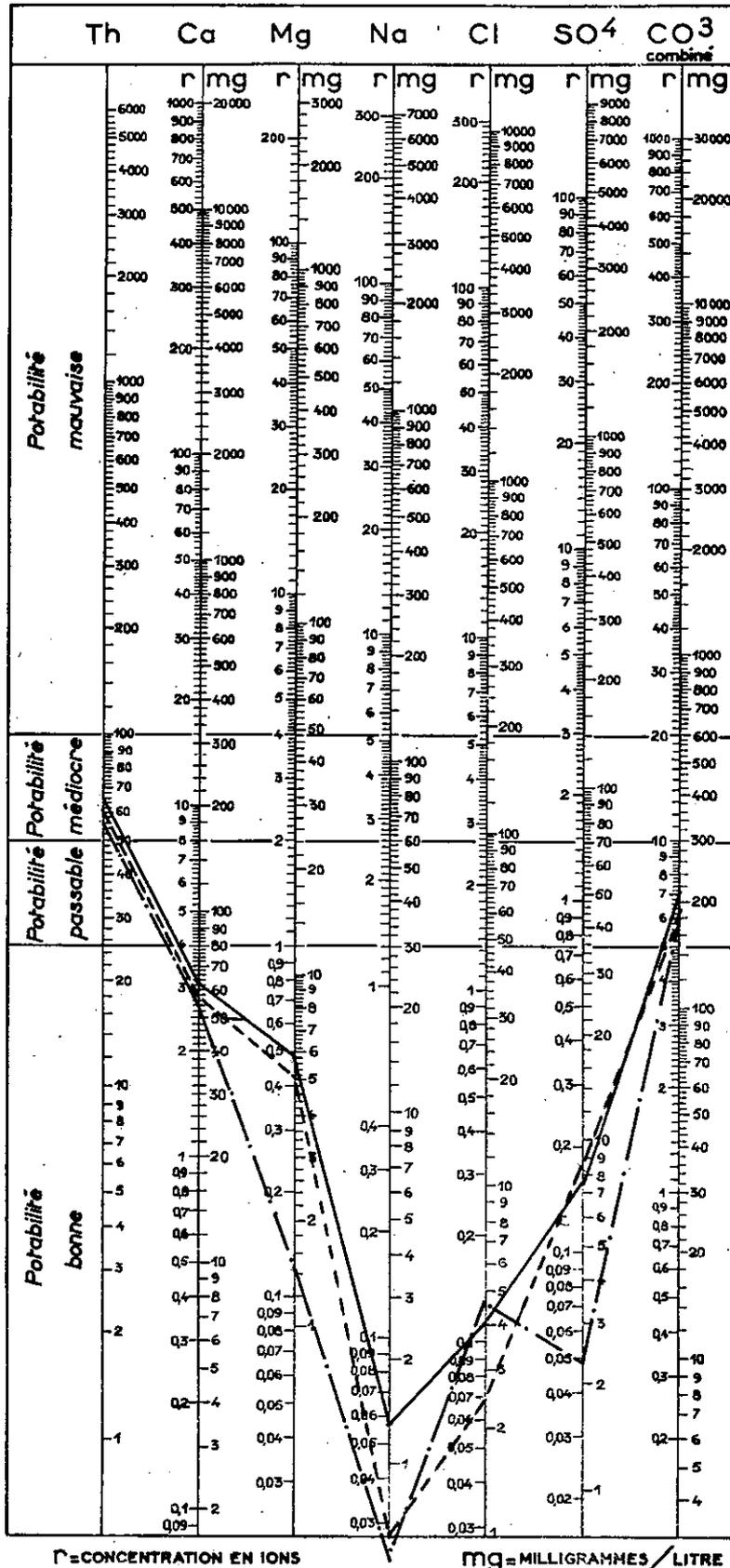
(Massif des BAUGES)

SOURCES KARSTIQUES

- "Urgonien"
- Sénonien
- "Tithonique"

- Les Chaudannes
- - - Bellevaux
- Bois de Leyat

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE



La teneur en sulfates dans le cas de la source du Bois de Leyat montre une très nette augmentation par rapport aux deux autres. Ceci peut s'expliquer par le lessivage des marno-calcaires séquanien pyriteux. On peut aussi remarquer que, dans le cas du Sénonien qui ne contient pas de niveaux marneux pyriteux, la teneur en sulfates est faible ;

	0,010 pour le Bois de Leyat
$\frac{rNa}{rCa}$	0,016 pour les Chaudannes
	0,083 pour Bellevaux

Ces résultats sont très comparables pour les sources du "Tithonique" et de l'"Urgonien". Par contre, le Sénonien montre des eaux dont le rapport  $\frac{rNa}{rCa}$  est nettement plus élevé (x8).

	0,069 pour le Bois de Leyat
$\frac{rNa}{rMg}$	0,010 pour les Chaudannes
	0,19 pour Bellevaux

Les rapports sont là très distincts. La source de Bellevaux a encore un rapport plus élevé que les autres sources qui se différencient bien.

La chimie pourra nous aider principalement grâce au pH et au rapport  $\frac{r SO_4}{r Cl}$  car ces deux critères semblent varier dans le même sens :

$\frac{r SO_4}{r Cl}$  et pH élevés pour les sources tithoniques.

$\frac{r SO_4}{r Cl}$  et pH plus faibles pour les sources urgoniennes.

$\frac{r SO_4}{r Cl}$  et pH faibles pour le Sénonien.

#### 4.6. Conclusion.

Les principaux caractères des sources d'origine karstique du Haut-Chéran peuvent se schématiser sous la forme suivante :

karst caractères		"Tithonique"	"Urgonien"	Sénonien
variations de température (°c)		< 1°	< 1°	< 0°5
résistivité ( $\Omega$ cm) (à $\pm$ 300 $\Omega$ cm)		3700 $\pm$ 700	4300 $\pm$ 1000	4200 $\pm$ 400
variations du débit		moyennes	très fortes	plus faibles
Chimie	pH	7,9 $\pm$	7,6 $\pm$	7,5 $\pm$
	$\frac{rSO_4}{rCl}$	fort > 2	moyen $\approx$ 1	faible < 0,5
	$\frac{rNa}{rMg}$	moyen	faible	fort

La morphologie des réseaux karstiques est mise en évidence grâce aux paramètres physiques et chimiques des eaux drainées.

- SENONIEN :

Les faibles variations des paramètres traduisent un temps de transit long à travers une masse calcaire encore faiblement karstifiée.

- "URGONIEN" :

Les variations sont ici beaucoup plus importantes. Le parcours est plus rapide, à travers un karst plus élaboré.

- "TITHONIQUE" :

Les caractères font le passage entre ceux du Sénonien et ceux de l'"Urgonien".

Au point de vue pratique, les eaux sortant du Sénonien seront, à priori, de meilleure qualité bactériologique ; on aura intérêt à capter (si les conditions géographiques et de débit s'y prêtent), d'abord dans le Sénonien, puis dans le Tithonique et enfin dans l'Urgonien.

## II - SOURCES LIEES A DES FRACTURATIONS SUPERFICIELLES.

Ce sera le cas des sources de Coutarse, du Nant Fourchu, d'Orgeval et de la Fully.

### 1. GEOLOGIE.

Elles sont toutes issues de l'Hauterivien, très diaclasé dans sa partie superficielle. Il y aura ainsi possibilité de réserves, bien que l'Hauterivien soit assez argileux, donc, à priori, peu réceptif.

### 2. TEMPERATURES.

Elles montrent de grosses variations en fonction de la température de l'air ambiant. Mais, leur moyenne s'ajuste fidèlement à la courbe altitude-température.

### 3. RESISTIVITE.

Il ne m'a pas été possible de suivre régulièrement ces sources du fait de leur altitude et de l'hiver. Mais les analyses effectuées durant l'été (en étiage) montrent des valeurs très voisines autour de 3000  $\Omega$ cm à 18°. Ce sont des eaux assez minéralisées pour la région.

### 4. DEBIT.

Il est assez variable. Par exemple, la source de Nant Fourchu avait un débit de 0,75 l/mn en étiage et 0,5 l/s au moment de la fonte des neiges.

### 5. CHIMIE.

Les PH sont semblables  $\approx$  7.

- teneur élevée en silice pour la région : 5 mg/l
- faibles teneurs en chlorures et sulfates
- fortes teneurs en bicarbonates 250 mg/l
- présence de  $\text{NO}_3$

#### CHIMIE DE SOURCES ISSUES DES FRACTURATIONS DE L'HAUTERIVIEN.

	PH	$\rho$ à 18°	$\text{Ca}^{++}$	$\text{Mg}^{++}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{--}$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{NO}_3^-$
. Orgeval	7	3000	80	7,1	0,6	0,4	0,4	5,5	270	0,3
. La Fullie	7	2980	83	2,6	1	0,3	0,6	6,1	270	0,3
x Ch <sup>n</sup> de la Gte de l'Ours	7,1	2600	88	7,5	0,9	0,5	-	-	300	-

. C.R.G.

x données de M. LEPILLER (Semnoz. Etude en cours).

- La source d'Orgeval est située au N.E. des chalets d'Orgeval ;
- La source de la Fullie se trouve à la côte 1450 m, sous le Mont Colombier.

## 6. CONCLUSION.

Par la faiblesse de leur débit, toutes ces sources ne représentent qu'un faible intérêt pour la région bien qu'elles viennent au secours des alpagistes, l'été.

Tous les caractères morphologiques des émergences et physico-chimiques démontrent le caractère superficiel de telles sources.

## III - SOURCES LIEES A DES EBOULIS.

Nous trouvons ce type de sources au pied de toutes les falaises calcaires, que ce soit le "Tithonique", l'"Urgonien", ou le Sénonien. En général, ces éboulis sont peu épais et reposent sur des séries marneuses imperméables. Les eaux infiltrées à travers les éboulis, n'ont pas une émergence bien caractéristique. C'est ainsi que nous pouvons remarquer, dans le vallon de Doucy, des zones humides sans jamais rencontrer le point principal de sortie des eaux.

Les captages existant sont très classiques : deux drains en V collectant les venues diffuses, et ce, le plus souvent, dans l'axe des thalwegs.

Nous avons recensé de nombreuses sources :

. dans le vallon de Doucy : sources captées du Cul du Bois, de la Chapelle, de sur Roche, source du Muret...

. dans le vallon de Chérel : source captée de Chérel.

Nous prendrons l'exemple de la source captée du Cul du Bois.

### 1. LOCALISATION.

Nous nous trouvons donc au-dessus du Cul du Bois, sur la commune de Doucy.

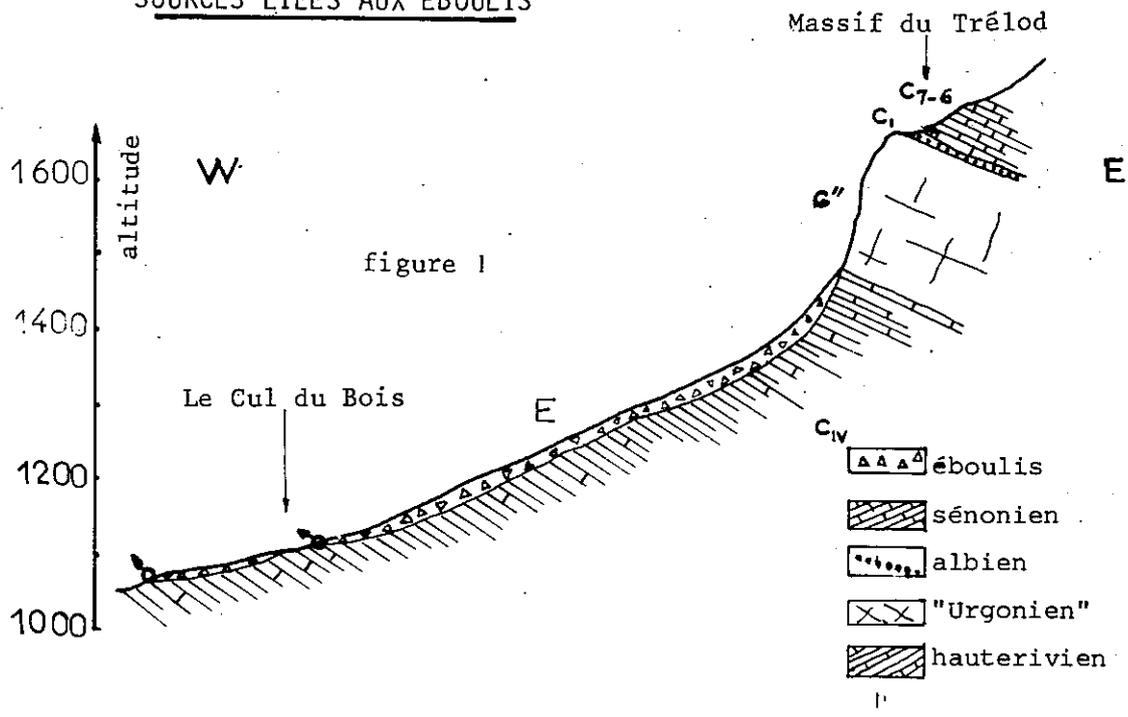
Les coordonnées Lambert II, pour la source considérée, sont :

X = 898,6      Y = 84,7      Z = 1110m

### 2. GEOLOGIE. (figure 1, planche n° 25, page 112).

Le vaste anticlinal de Doucy est ici fortement érodé. Le synclinal du

SOURCES LIÉES AUX EBOULIS



Courbes caractéristiques

figure 2

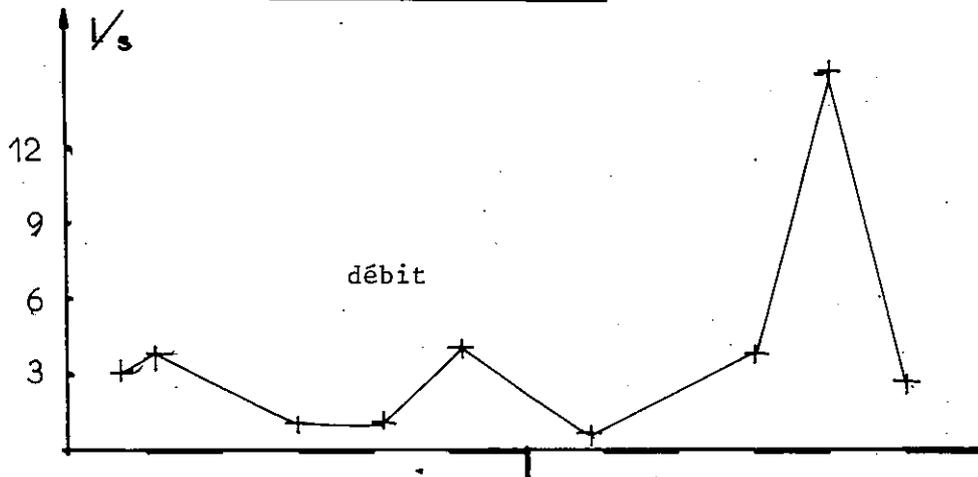


figure 3

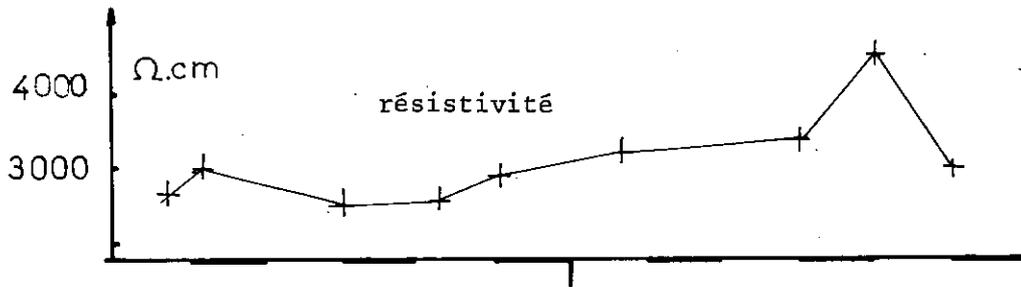
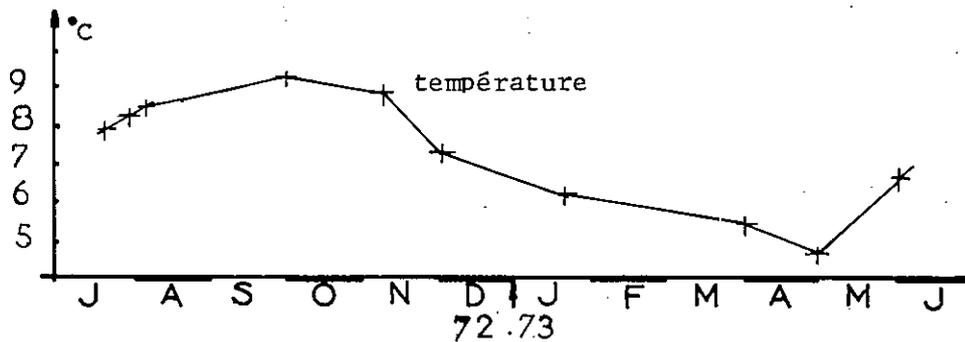


figure 4



Trélod, avec son immense assise urgonienne, se dresse au-dessus du Cul du Bois. De ce fait des éboulis d'"Urgonien" tapissent toute la pente. L'émergence se fait grâce à une irrégularité du profil de l'Hauterivien qui forme un barrage, à travers les éboulis, aux eaux circulant dans ces derniers.

### 3. TEMPERATURES. (figure 4, planche n° 25, page 112).

Elles sont essentiellement variables, allant de 4°6 à 9°3. Un tel écart montre que ce sont des sources très superficielles. Leur moyenne annuelle voisine de 7°3 se trouve dans la zone dont la température correspond à leur altitude.

### 4. RESISTIVITE. (figure 3, planche n° 25, page 112).

Elle est aussi très variable. Pour une valeur moyenne de 3020  $\Omega$ cm à 18°, nous trouvons des écarts de 1500  $\Omega$ cm. La fonte des neiges est particulièrement sensible.

### 5. DEBIT. (figure 2, planche n° 25, page 112).

Là aussi, on arrive à des variations très marquées :

- 1 l/s à l'étiage au mois de janvier et 15 l/s au moment de la fonte des neiges en mai.

### 6. CHIMIE. (cf. planche n° 29, page 122).

Le PH varie autour de 7 et la dureté de 22°F. Cette dernière est assez élevée. On peut penser que les eaux circulant souvent près de la surface, s'enrichissent en CO<sub>2</sub> du fait de la présence des plantes.

Les dissolutions à travers les éboulis calcaires seront ainsi importantes et les eaux seront d'autant bicarbonatées. C'est ce qui se produit avec une forte teneur en bicarbonates : 270 mg/l.

- faible teneur en chlorures et sulfates.

- teneur en silice élevée pour la région 4,3 mg/l.

#### CHIMIE DE QUELQUES SOURCES ISSUES DES EBOULIS.

	PH	$\rho$ à 18°	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
x Doucy (La Chapelle)	7	3000	85	2,6	1,4	0,10	0,2	5,8	270	0,05
x Cul du Bois	7	2980	85	2,3	1,3	0,20	0,3	4,5	260	0,06
x Les Magnoux	7,1	3250	70	2,5	1,14	0,20	0,3	6,6	220	0,12
. Sur Roche	7,1	3070	21,6°F		-	-	4,8	12	-	-

x C.R.G.

. Laboratoire des Thermes (Aix-les-Bains).

Toutes ces sources sont situées dans le vallon de Doucy, sous les contreforts du Trélod - Dent de Pleuven.

## 7. CONCLUSION.

Toutes ces sources ne sont pas de "bonnes sources". Bien souvent, la pollution est présente. Par exemple, au Cul du Bois, chaque été et automne, nous enregistrons de nombreuses colonies d'Eschérichia Coli. Rien d'étonnant car à l'amont immédiat du captage, et dans l'axe du thalweg, paissent des troupeaux de vaches. Le moindre lessivage des terrains apporte des germes polluants.

Le caractère superficiel de telles eaux est de nouveau nettement mis en évidence.

## IV - SOURCES LIEES AUX DEPOTS GLACIAIRES.

La très grande étendue des dépôts glaciaires constitue, d'une part un réservoir aquifère très vaste et de très forte porosité (30 à 50%), mais de faible perméabilité, et d'autre part, un obstacle à la sortie d'eau souterraine issue généralement d'un ensemble calcaire. Il y aura diffusion de l'écoulement principal. Nous pouvons repérer un très grand nombre de sources trop souvent insignifiantes mais qui sont pérennes dans la majorité des cas : (Fontaine de Molliat, du Coudray ...). Nous retiendrons deux des plus importantes que nous allons comparer : source de la Touvière (Le Villard) et source du Fontany.

### 1- LOCALISATION.

Elles sont toutes deux sur la commune d'Ecole, l'une (Fontany) à l'Ouest d'Ecole, l'autre (Le Villard) à l'Est. Leurs coordonnées Lambert II sont :

Source de Fontany : X = 898      Y = 78,75      Z = 750m

Source du Villard : X = 899      Y = 77,1      Z = 980m

### 2- GEOLOGIE. (figures 1 et 2, planche n° 26, page 115).

Dans les deux cas, nous avons affaire à des restes de moraines laté-

## 6. CHIMIE. (cf. planche n° 27, page 118).

Les PH sont de 7,5 pour le Fontany et Le Villard. Les duretés respectivement de 21°F et 28°F.

Nous remarquons : - très forte teneur en bicarbonates : de 230 à 250 mg/l, caractérisée par les dépôts tuffeux.

- faibles teneurs en chlorures et sulfates:

- les teneurs en silice sont élevées pour la région : 4,3 mg/l pour la source du Fontany et 5,1 mg/l pour Le Villard.

### CHIMIE DE SOURCES LIEES AUX DEPOTS GLACIAIRES

	PH	$\rho$ à 18°	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
Teuvière de Jarsy	7,6	3680	61	5,2	0,84	0,28	0,32	4,23	203	0,14
Coudray	7,8	3500	61	3,1	0,68	0,16	0,44	4,05	199	0,05
Touvière (Le Villard)	7,5	3400	70	4,1	0,80	0,30	0,48	3,95	220	0,09
Le Fontany	7,5	3000	73	8,9	0,80	0,27	0,50	8,6	250	0,05

La source du Coudray, récemment captée, est située sur la commune de Jarsy, au lieu-dit "Le Sauget". Les conditions d'émergences sont les mêmes que pour la source de la Teuvière de Jarsy, plus au Nord. A savoir, un anticlinal de calcaire jurassique, fortement déversé à l'Ouest sur un coeur de Berrias, recouvert par un épais manteau de glaciaire qui emmagasine puis diffuse les eaux souterraines émergeant de l'ensemble calcaire.

## 7. CONCLUSION.

Les sources, liées aux dépôts glaciaires, montrent une très bonne constance dans la température et la minéralisation. Cette minéralisation, est relativement élevée pour la région.

La masse glaciaire a un rôle d'amortisseur des crues.

Les écoulements peuvent paraître importants pour des masses glaciaires mais il est probable qu'il existe des "chenaux" plus perméables à tra-

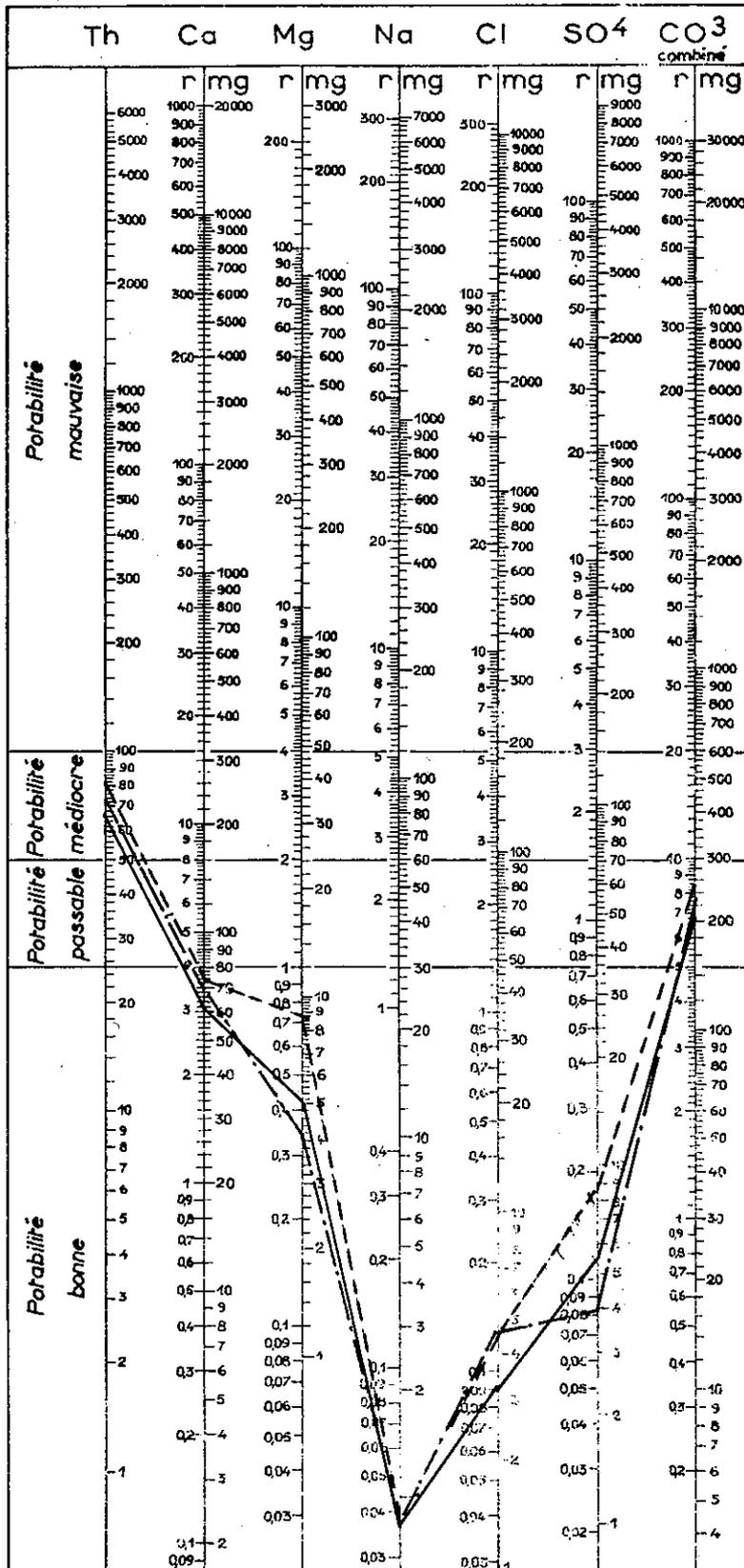
(Massif des BAUGES)

SOURCES DU QUATERNAIRE

- glaciaire

— Jarsy  
 - - - Le Villard  
 - - - Fontany

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE



Γ = CONCENTRATION EN IONS

mg = MILLIGRAMMES / LITRE

vers les placages glaciaires, empruntés tout naturellement par les eaux. Ces circulations se font à des profondeurs notables, faiblement influencées par des variations saisonnières de la température. Le "réservoir" de glaciaire est alimenté, d'une part par les infiltrations, à partir de la surface à travers les éboulis, et d'autre part par des émergences occultes d'une roche magasin (telle le "Tithonique"). C'est le cas des sources du Fontany ou de la Teuvière de Jarsy où le rôle du Tithonique est visible, et par la géologie de terrain, et par la présence de sulfates en quantité notable :

Les rapports  $\frac{rSO_4}{rCl}$  sont : 1,25 pour la Teuvière de Jarsy  
1,26 pour le Fontany  
0,6. pour Le Villard.

De plus, les émergences liées aux dépôts glaciaires se remarquent, dans notre région, par la formation de dépôts tuffeux. Les eaux, riches en  $CO_2$  au moment de l'infiltration, dissolvent une grande quantité de carbonates contenus dans un glaciaire très riche en éléments calcaires.

#### V - SOURCES LIEES AUX CONES DE DEJECTION.

De nombreux cônes de déjection se rattachent à la plaine d'Ecole. Leur formation s'est faite, à partir des divagations des torrents suivant les crues qui déposent des matériaux plus ou moins grossiers, et plus ou moins argileux.

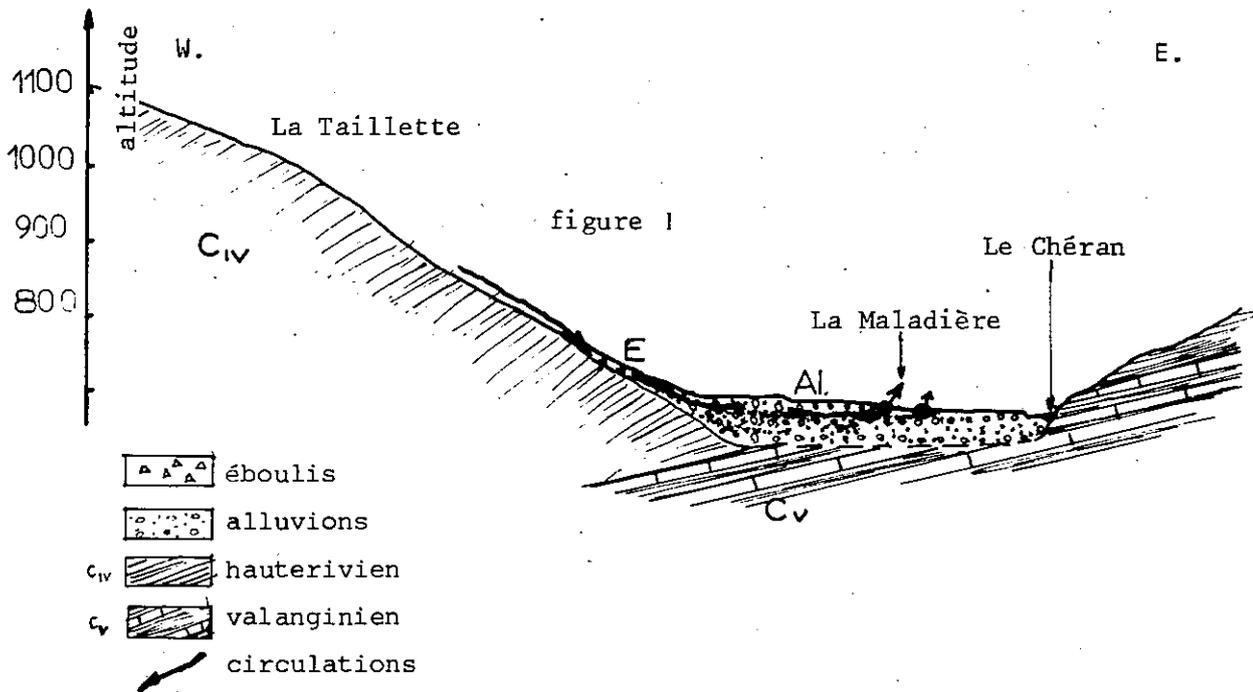
Il existe donc des zones à bonne perméabilité, qui permettent un écoulement préférentiel à partir soit de fuites dans le torrent, soit d'infiltrations sur les versants. Nous avons alors de véritables ruisseaux souterrains. C'est le cas d'une source à l'aval de La Compôte, dans le cône de déjection du Nant de Doucy et de la source de la Maladière, issue des Lanchettes.

##### 1. LOCALISATION.

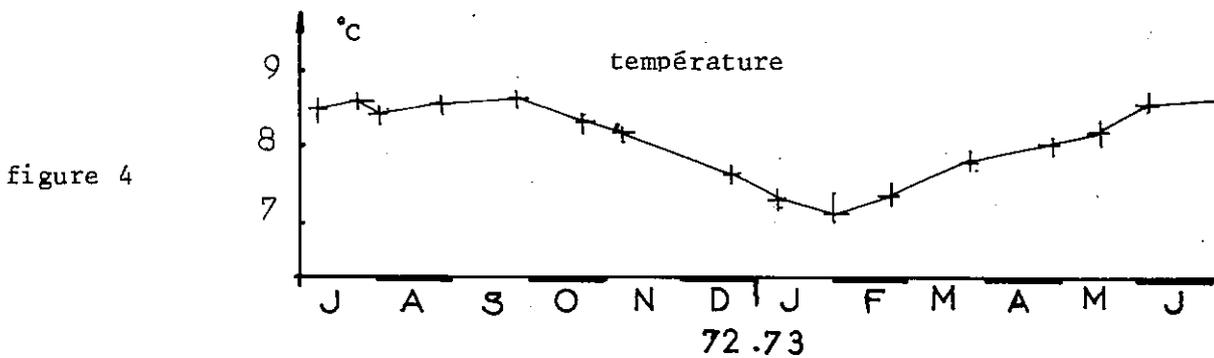
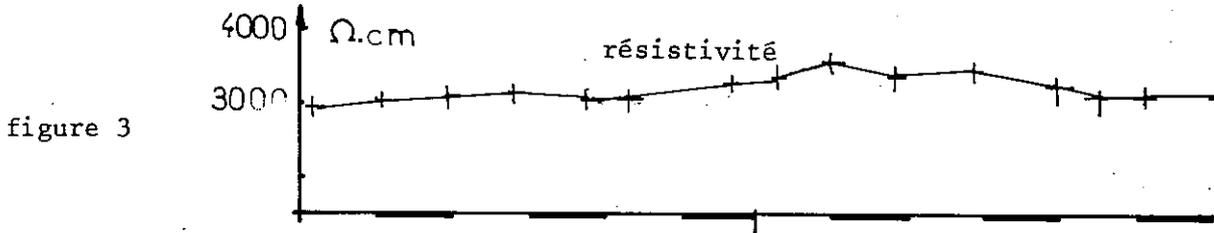
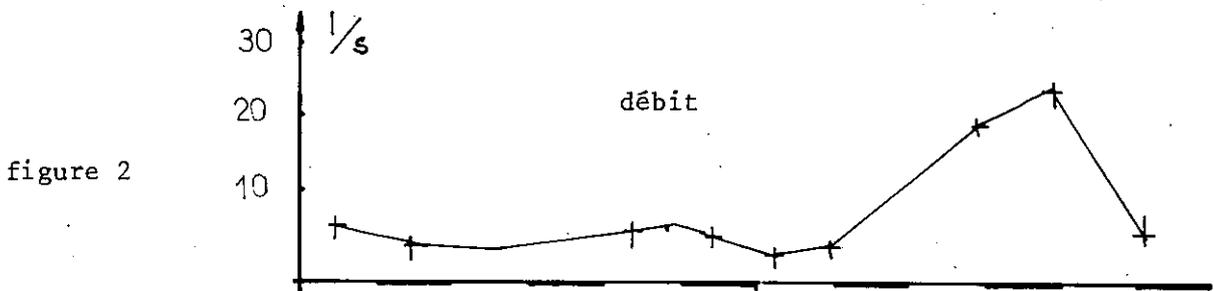
Nous étudierons la source de la Maladière, située sur la commune de La Compôte.

Ses coordonnées Lambert II sont :

X = 897,3      Y = 81,4      Z = 675m.



Courbes caractéristiques



## 2. GEOLOGIE. (figure 1, planche n° 28, page 120).

De petits cônes de déjection descendent de ce flanc Est du Massif du Colombier et se raccordent aux terrasses du Chéran qui ont été formées, en partie d'ailleurs, par remaniement de ces mêmes cônes.

Légèrement à l'amont de la ferme de la Maladière, apparaissent un grand nombre de points d'eau, marqués par des zones humides.

A cet endroit, une étude géologique rapide nous a montré l'existence d'un niveau peu perméable (sans doute des argiles ou des matériaux très fins) qui fait obstacle à la circulation gravitaire des eaux souterraines, venues du versant des Lanchettes. Les eaux ressortent donc à ce niveau.

## 3. TEMPERATURES. (figure 4, planche n° 28, page 120).

La moyenne annuelle est de 8°1, pour des variations de 1°, au cours de la période froide. Une telle valeur moyenne correspondrait, d'après la courbe altitude-température, à la température moyenne d'un bassin versant moyen situé à la côte 800 m. Ainsi, on peut déjà éliminer les arguments qui nous feraient penser à des venues d'un trop-plein de la nappe d'Ecole-La Compôte.

## 4. RESISTIVITE. (figure 3, planche n° 28, page 120).

Les écarts sont faibles :  $\pm 700 \Omega\text{cm}$  par rapport à une moyenne de 3200  $\Omega\text{cm}$ . C'est une eau assez minéralisée. L'influence de la crue du 14 novembre 1972 est très nette, alors que l'influence de la fonte des neiges l'est moins, sans doute à cause de la répartition dans le temps de cette fonte. Il n'y a donc pas eu d'apport brutal durant le printemps.

## 5. DEBIT. (figure 2, planche n° 28, page 120).

Les étiages maxima apparaissent d'une part en janvier, où malgré une forte résistivité montrant l'influence de la neige, le sol gelé empêche l'infiltration, et d'autre part en juin-juillet. Il semblerait que le débit soit plus directement fonction des précipitations liquides.

## 6. CHIMIE. (cf. planche n° 29, page 122).

Le PH est d'environ 7,4, la dureté de 20°F.

On note une - forte teneur en bicarbonates 300 mg/l

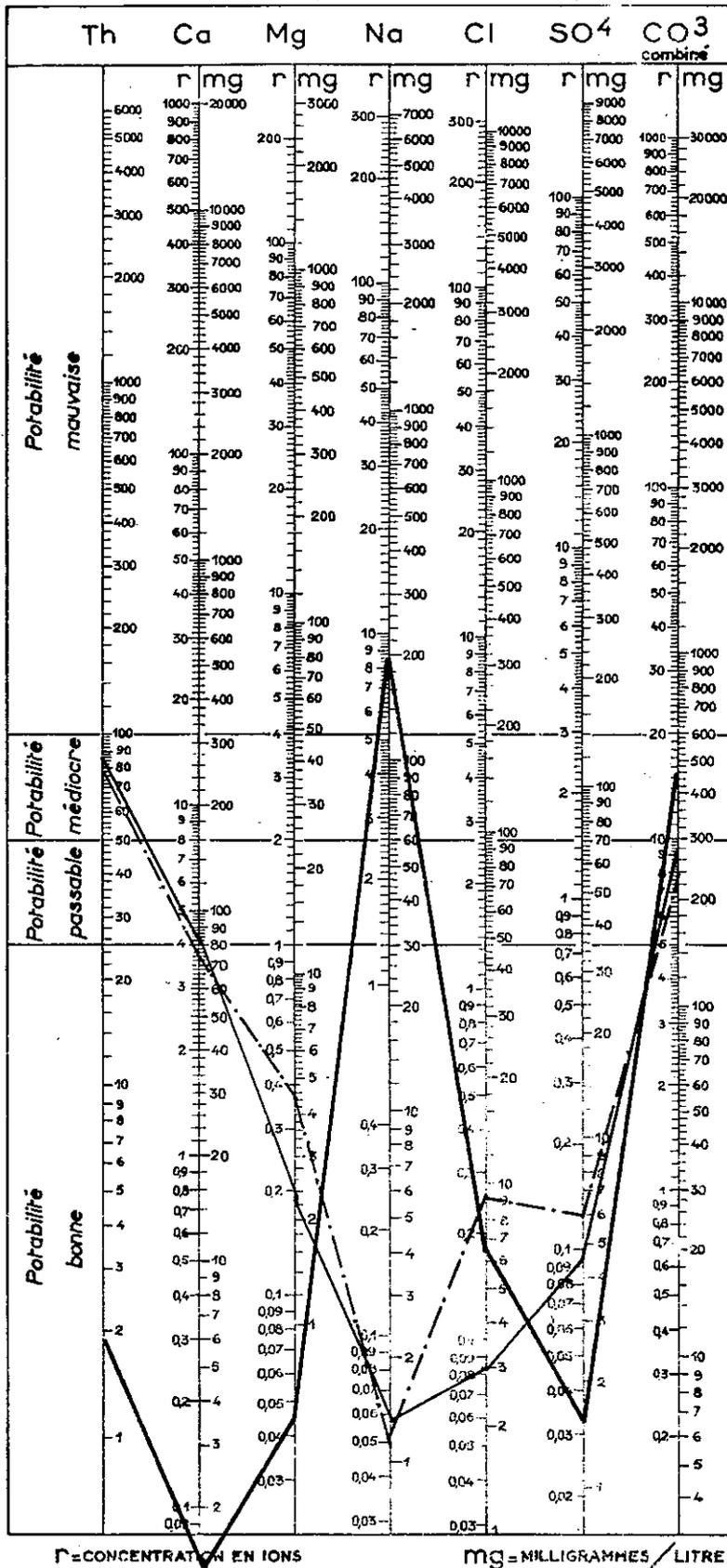
(Massif des BAUGES)

SOURCES DU QUATERNAIRE

- Cône de déjection
- éboulis

- - - La Maladière
- Cul du Bois
- La Compôte

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE



Γ = CONCENTRATION EN IONS

mg = MILLIGRAMMES / LITRE

- des teneurs en chlorures et sulfates notables : 10 mg/l
- la présence de  $\text{NO}_3$  en quantité non négligeable
  - 0,5 mg/l pour la Maladière
  - 1,5 mg/l pour La Compôte où l'on remarque aussi la présence de phosphates.

Dans le cas de la source à l'aval de La Compôte, nous pouvons considérer qu'il s'agit d'une infiltration, plus à l'amont, du Nant de Doucy, dont la pollution par des déchets agricoles est bien connue.

*SOURCES LIEES A DES CONES DE DEJECTION*

	PH	$\rho$ à 18°	$\text{Ca}^{++}$	$\text{Mg}^{++}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{--}$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{NO}_3^-$
. La Maladière	7,3	3100	75	4,4	1,2	0,8	0,9	6	242	0,5
. Aval de La Compôte	7,4	2500	96	4,2	2,8	3,8	2,7	7,1	306	1,5
x S <sup>ce</sup> Moulin Beauquis	7,3	2310	101	4,4	2,9	1,2	-	-	330	-

. C.R.G. (Thonon)

x données de M. LEPILLER (Semnoz. Etude en cours).

**7. CONCLUSION.**

C'est la chimie et la température qui nous renseignent le mieux sur de telles sources. Inutile de dire que les capter amènerait à définir des périmètres de protection très lointains !

Bien qu'il y ait pollution évidente, le caractère assez profond des circulations à travers le cône de déjection est quand même mis en évidence par les faibles variations de la température.

**VI - SOURCES MIXTES.**

Bien sûr, la classification que nous avons établie n'englobe pas toutes les sources. En effet, certaines présentent des caractères assez surprenants que nous pouvons tenter d'expliquer. Nous sommes obligés de traiter ces sources cas pas cas. Nous prendrons un seul exemple : celui de la source de Plan du Bout.

### 1- LOCALISATION.

Dans la profonde vallée menant à Nant Fourchu, au pied du Pécloz, la source apparaît au niveau du Pont du Plan du Bout, en rive gauche du Chéran.

Les coordonnées Lambert II sont les suivantes :

X = 903,5      Y = 79,1      Z = 965 m.

### 2- GEOLOGIE.

Les calcaires sénoniens et urgoniens du flanc Est du synclinal de l'Arclusaz apparaissent ici subverticaux, l'axe synclinal s'abaissant au niveau du Chéran. Une masse d'éboulis et de glaciaire "local" recouvre le pied des pentes. Et c'est entre des blocs urgoniens écroulés qu'émerge la source du Plan du Bout.

### 3- TEMPERATURE.

La moyenne annuelle est de 6° avec des variations mesurées voisines de 1/10° seulement. Elle est remarquablement constante. A l'analyse des renseignements fournis par les autres types de sources, nous pouvons affirmer que nous n'avons pas une source d'éboulis, à circulation superficielle. Cette température de 6° correspondrait à la température moyenne annuelle d'un bassin versant dont la cote moyenne serait de 1200 m. environ.

### 4- RESISTIVITE.

La moyenne au cours de l'année de mesure est de 4570  $\Omega$ cm, avec des écarts de  $\pm$  300  $\Omega$ cm. On peut donc la considérer comme constante. Nous avons une eau très peu minéralisée, et c'est celle qui l'est le moins de toutes les sources précédemment étudiées sur le bassin versant du Haut-Chéran.

### 5- DEBIT.

Il montre lui aussi une bonne régularité, entre 0,3 l/s et 1,6 l/s. Le débit maximum se remarque au mois de juin-juillet. L'influence de la fonte des neiges subit ici un retard de plusieurs mois.

### 6- CHIMIE.

La dureté est faible : 12°5 F.

- La teneur en bicarbonates est de 150 mg/l, ce qui est comparable à celle des eaux du karst urgonien.

- Les teneurs en chlorures et sulfates faibles : 5 mg/l, comparables à celles des eaux issues du glaciaire.

- Faible teneur en silice : 2,5 mg/l.

## 7. CONCLUSION.

Il est encore bien difficile de classer cette source : nous pouvons quand même supposer que l'alimentation se fait à partir des masses calcaires de l'"Urgonien" voire du Sénonien (faible minéralisation, PH,  $\frac{rSO_4}{rCl}$ ), à travers un masque de glaciaire (température et résistivité constantes, débit régulé, teneur en sulfates). L'infiltration peut être, au départ, rapide. Ainsi les eaux seraient privées de CO<sub>2</sub> et, de ce fait, dissolvraient peu de bicarbonates en traversant le glaciaire "local" pourtant essentiellement calcaire.

## VII - SOURCE MINÉRALE DE LA COMPÔTE.

Nous terminerons ce chapitre relatif aux sources et circulations associées par l'étude d'une source dont les caractéristiques physico-chimiques diffèrent totalement de l'ensemble étudié.

L'existence d'une source "sulfureuse" à La Compôte est connue depuis longtemps déjà, mais aucune étude n'a été réalisée jusqu'à ce jour.

### 1. SITUATION GEOGRAPHIQUE.

Sur la carte 1/20.000 d'Albertville, les coordonnées Lambert II de l'émergence sont les suivantes :

X = 897,5      Y = 81,6      Z = 688m.

Nous pouvons y accéder par le "chemin de la Traverse" soit depuis Le Châtelard au Nord, soit depuis La Compôte au Sud. A la hauteur du lieu-dit "La Maladière", nous descendons par un petit sentier vers le Chéran. La source en question se situe sur la droite, à une vingtaine de mètres du Chéran.

### 2. SITUATION GEOLOGIQUE. (figure 1, planche n° 30, page 126).

M. LUGEON (1900) situait cette source dans le Valanginien. Or, une étude géologique nouvelle tendrait à modifier cette position.

En effet, le Valanginien est moins épais qu'on ne le pensait. Le contact avec l'Hauterivien se fait par l'intermédiaire d'un niveau plus gros-

SOURCE BICARBONATEE - SODIQUE DE LA COMPOTE

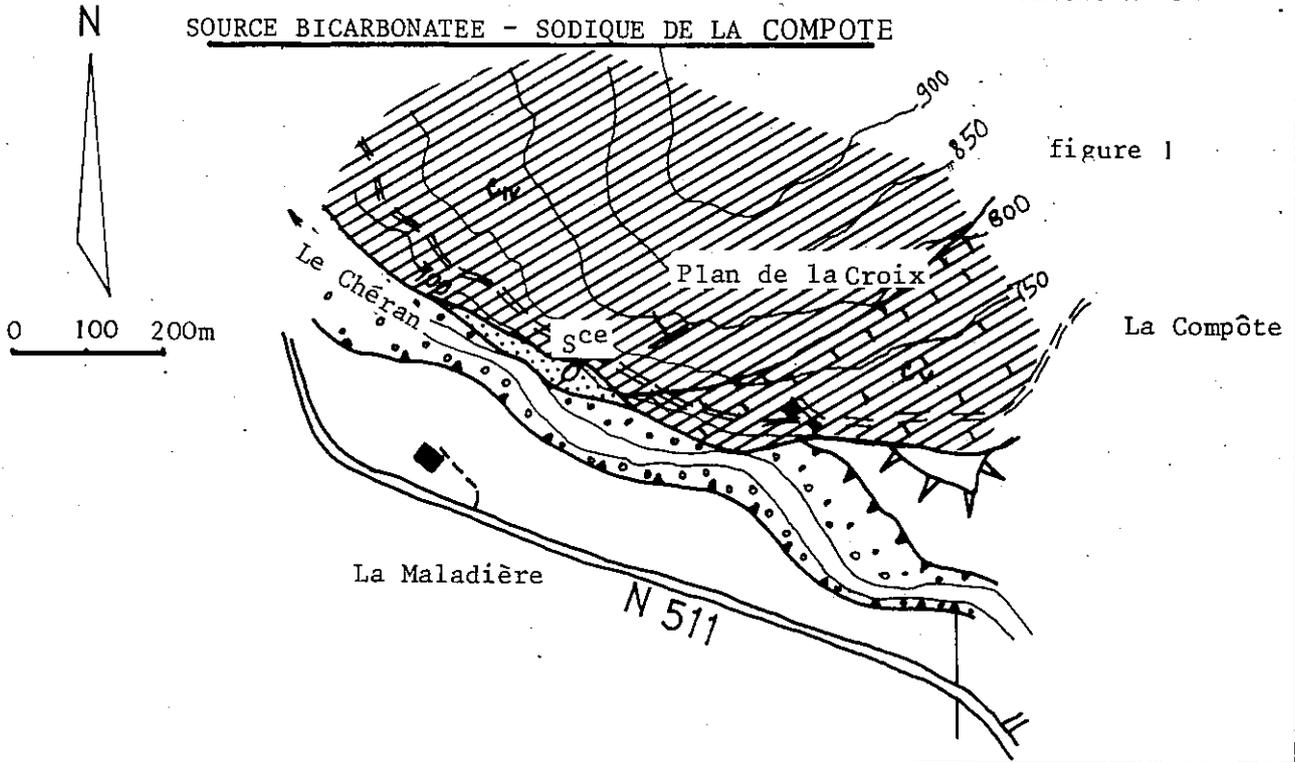


figure 1

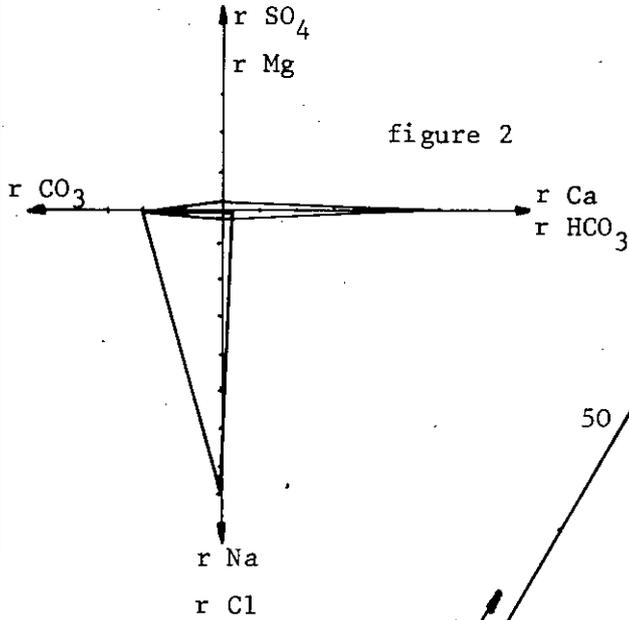
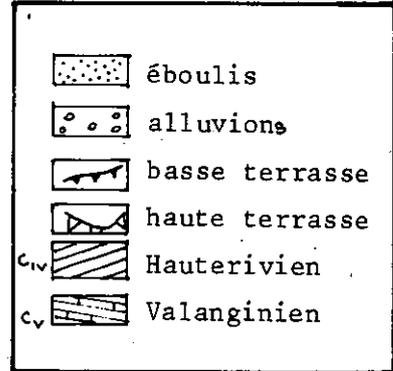
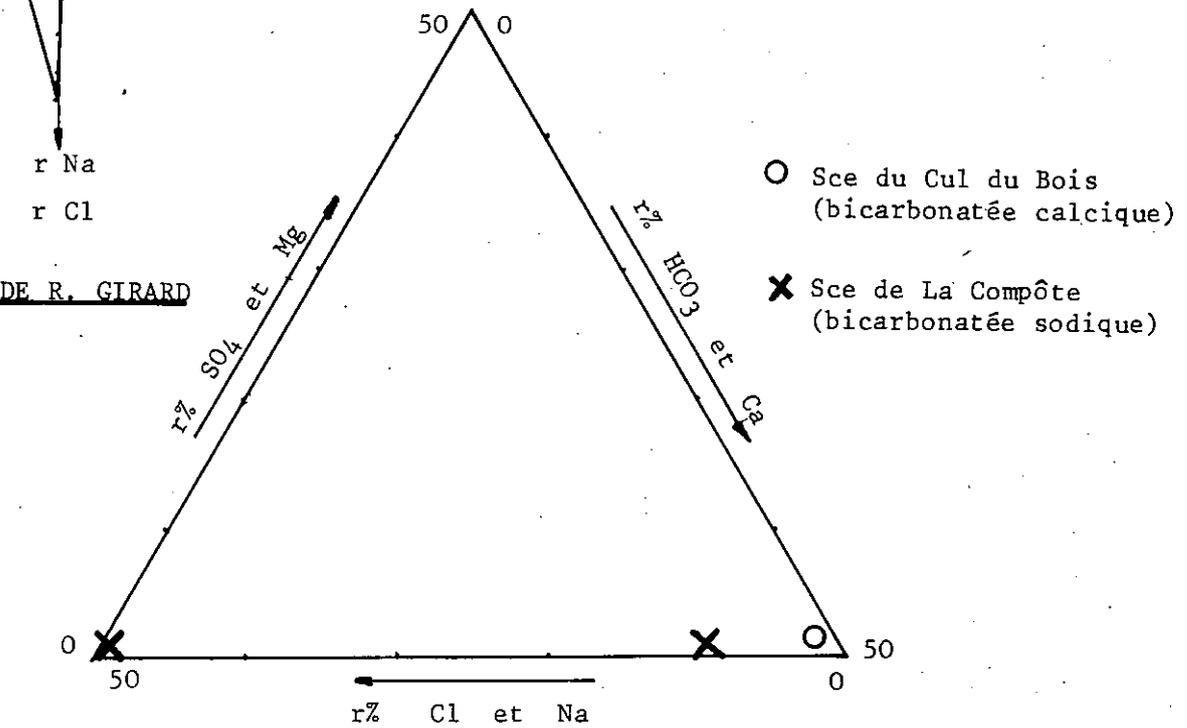


figure 2

DIAGRAMME DE R. GIRARD



- Sce du Cul du Bois (bicarbonatée calcique)
- × Sce de La Compôte (bicarbonatée sodique)

figure 3

DIAGRAMME TRIANGULAIRE

sier, à entroques et débris coquillers, légèrement glauconieux, d'une épaisseur très variable (15 cm ici à 3 m au Nord, dans le ruisseau de Saury).

Or, ce niveau lumachellique a été retrouvé à l'amont, vers l'Est et penté de telle façon qu'il s'enfonce sous la zone de l'émergence, que nous placerons pour cela dans l'Hauterivien inférieur.

### 2.1. Lithologie.

Le Valanginien est un ensemble marno-calcaire, intermédiaire entre le faciès récifal du Jura et le faciès marneux profond des Bauges orientales.

L'Hauterivien apparaît aussi comme un ensemble marno-calcaire, mais plus argileux, d'où sa couleur bleu-sombre. Il est bien reconnaissable par son débit en "pavés" ou "miches" et son altération en surface qui nous donne des argiles jaunes, concentrées très souvent au pied des pentes et entretenant l'humidité. C'est justement dans cette zone argileuse qu'émergent les eaux bicarbonatées sodiques de La Compôte.

### 2.2. Tectonique.

Cet Hauterivien appartient à l'assise orientale, peu perméable, du synclinal perché du Châtelard-Entrevernes. Les couches sont dirigées N.-N.E. - S.-S.W., et faiblement pentées vers le N.W.

On ne remarque aucune fracturation importante dans la série mais plutôt une intense schistosité de surface. Elle est, peut-être, due aux efforts tectoniques lors de la mise en place des Bauges, ou plus simplement, une réponse à la forte pression exercée par les différents glaciers quaternaires.

L'ensemble hauterivien, peu perméable en grand, peut, grâce au pendage des couches et à sa schistosité, drainer des eaux du Plan de la Croix vers la source étudiée.

## 3. CARACTERES PHYSICO-CHIMIQUES.

### 3.1. Le débit.

Bien que très faible: 1,5 l/mn, il a une constance remarquable. Mais, il est déjà certain que ce trop faible débit limitera toute exploitation intensive de cette eau.

### 3.2. La température.

Là aussi, les variations sont totalement absentes. La température moyenne de la source est de l'ordre de 9°8 alors que celle de l'air ambiant, à l'altitude de l'émergence, est d'environ 8°6. Nous avons donc une eau thermale froide. Les réactions chimiques (oxydation et réduction des pyrites de fer) pourraient expliquer en partie cet écart de température.

### 3.3. La résistivité.

Les variations, autour d'une moyenne de 1580  $\Omega$ cm à 18°, sont inférieures à 100  $\Omega$ cm. Nous pouvons donc remarquer : - la constance de la résistivité ;

- la très forte minéralisation de cette eau comparée aux sources précédemment étudiées.

### 3.4. La géochimie. (cf. planche n° 29, page 122).

#### 3.4.1. Les anions.

Le mieux représenté est l'anion  $\text{HCO}_3^-$  (460 mg/l) ; viennent ensuite les anions  $\text{Cl}^-$  (6,5 mg/l) et  $\text{SO}_4^{--}$  (1,6 mg/l).

#### 3.4.2. Les cations.

Le plus important, sur le plan quantitatif, est le cation  $\text{Na}^{++}$  (185 mg/l). Tous les autres cations sont en faible proportion :  $\text{NH}_4^+$  (0,3 mg/l),  $\text{K}^+$  (0,7 mg/l) ; à titre indicatif, le cation  $\text{Sr}^+$  représente 0,09 mg/l. La teneur en  $\text{Ca}^{++}$  (1,3 mg/l) et en  $\text{NH}_4^+$  semble indiquer la présence d'un niveau organique conséquent dans l'Hauterivien.

#### 3.4.3. Substances non électrolytes.

$\text{SiO}_2$  (11,35 mg/l) est en plus grande proportion que dans toutes les autres sources étudiées dans la région (4,5 mg/l), même celles issues de l'Hauterivien par fracturation.

#### 3.4.4. Représentation graphiques.

Elles sont établies à partir des réactions en pourcent (%) et permettent une rapide comparaison avec les autres sources thermo-minérales.

. Diagramme triangulaire (figure 3, planche n° 30, page 126).

Comparaison avec une eau circulant au contact de l'Hauterivien et ayant des caractéristiques chimiques voisines de celles des autres eaux de la région.

- . Diagramme rayonnant de R. GIRARD. (figure 2, planche n° 30, page 126).
- . Diagrammes logarithmiques verticaux de H. SCHOELLER - F. BERKALOFF. (planche n° 29, page 122).

### 3.5. Origine des sels dissouts.

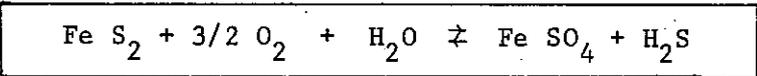
La principale source de sels dissouts provient du lessivage des terrains dans lesquels circulent les eaux souterraines. Des réactions chimiques, l'action de microorganismes et des échanges de bases modifient la composition ionique initiale.

#### 3.5.1. Les bicarbonates.

Nous sommes en terrain sédimentaire, riches en carbonates. Les bicarbonates sont donc, au départ, sous forme de Carbonates de calcium et de magnésium. Leur présence ici est tout à fait normale.

#### 3.5.2. Les sulfates.

Ils sont en faible quantité. Ceux que l'on trouve sont dus à la décomposition des quelques pyrites de l'Hauterivien, en présence d'eau.

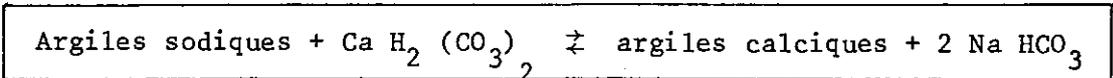


Cette réaction a aussi l'avantage d'expliquer le dégagement gazeux d'H<sub>2</sub>S qui se produit (odeur d'oeuf pourri).

#### 3.5.3. Le sodium.

Nous n'avons remarqué, au-dessus de la source, aucun dépôt glaciaire qui aurait pu faire apparaître des roches riches en plagioclases. Ces dernières auraient ainsi permis la transformation des Feldspaths sodiques en micas potassiques et libération de Na.

Il est donc probable que tout le sodium provient d'échange de bases, à l'intérieur de minéraux argileux sodiques. En effet, les marno-calcaires hauteriviens sont très argileux et la présence d'argiles échangeuses d'ions permettrait la permutation de Na avec Ca, suivant le chimisme suivant :



Une étude pétrographique de cet Hauterivien inférieur s'imposait donc.

. Choix de l'échantillon :

Il a été ramassé dans la falaise, au-dessus de la source de La Compôte, et cassé de façon à éliminer le maximum de l'altération. Cet échantillon est représentatif des bancs plus durs de l'Hauterivien, les interlits marneux étant trop minces.

. Décalcification :

Après broyage, on prélève 0,500 g de la poudre obtenue que l'on fait réagir avec de l'acide chlorhydrique à 6 N., à la température ambiante de 20°. La teneur en calcaire est de 41,6 %.

. Analyses aux R.X. :

La poudre obtenue par broyage est agitée, centrifugée. On obtient, au bout d'une demi-journée, une suspension stable. On prélève alors les particules inférieures à 2 $\mu$ . De nouveau centrifugation. La pâte argileuse obtenue est disposée dans une lame raynée. Les agrégats sont ainsi orientés. La lame est ensuite introduite sous les R.X. pour un premier passage. Puis humidifiée au glycol, elle subit un nouveau passage. Elle est ensuite asséchée à 400° pour un dernier passage aux R.X.

Des diagrammes obtenus, nous pouvons distinguer :

- du quartz en grande quantité
- des minéraux argileux dans les proportions voisines de :
  - + Illite 20%
  - + Kaolinite 7%
  - + Chlorite 7%
  - + des minéraux interstratifiés 66%

- des minéraux interstratifiés irréguliers : Illite, Montmorillonite avec 65% d'Illite, mais aussi des feuillets de Chlorite en associations difficiles à déterminer (les interstratifiés sont les termes de passage du minéral sain au minéral très altéré).

Tous les minéraux rencontrés ne contiennent, dans leur composition chimique, que peu de sodium. Il semblerait donc que le lessivage ait déjà permis les permutations entre argiles sodiques et argiles calciques. Pour obtenir des résultats tout à fait valables, il faudrait prendre un échantillon de mesure, plus sain, grâce à un carottage plus profond.

### 3.6. Dégagement gazeux d'H<sub>2</sub>S

C'est justement à cause de ce dégagement que l'on a toujours appelé la source de La Compôte "sulfureuse". Ce terme est incomplet. Il s'agit d'une source "sulfureuse" bicarbonatée sodique. La présence de l'hydrogène sulfureux peut s'expliquer par des réactions biochimiques à faible profondeur telles que la réduction des sulfates en sulfures grâce à la présence de matières organiques, par l'influence de certaines bactéries, et par la réaction chimique de l'eau sur les pyrites de fer.

## 4. CONCLUSION.

### 4.1. Origine de la source bicarbonatée sodique.

A vrai dire, l'origine d'une telle eau n'est pas ici, totalement expliquée. Ce qui est certain, c'est que, contrairement aux sources thermominérales françaises de ce type, elle n'est pas liée à un grand accident tectonique, ni à un lessivage de terrains très profonds (du genre trias). L'analyse aux R.X. n'a pas donné tout ce qu'on était en droit d'espérer. L'échantillon n'était certainement pas assez "frais".

Une question reste posée : le niveau lumachellique, limite entre l'Hauterivien et le Valanginien, joue-t-il un rôle précis ?

De l'étude entreprise, il ressortirait que la minéralisation élevée de cette eau, serait le produit du lessivage de terrains ayant des particularités chimiques bien marquées : présence de silice, d'argiles sodiques échangeuses d'ions, de pyrite de Fer, ... De plus, le bassin versant est de très faible étendue et l'écoulement souterrain favorisé par la disposition des couches.

N.B.:- Il est intéressant de noter qu'une telle source est unique dans la région des Bauges.

Il n'existe que Challes-les-Eaux et Thoiry, au Sud, (eau sulfatée sodique) et Aix-les-Bains, au Nord, (eau sulfatée calcique dégénérée) qui possèdent des propriétés thermominérales. L'origine de ces sources commence à être connue. Les caractères physico-chimiques et hydrogéologiques des sources d'Aix-les-Bains sont trop différents de ceux de la source bicarbonatée sodique de La Compôte pour qu'on puisse les comparer utilement.

Par contre, F. et J.Y. CORDEAU ont mis en évidence des sources sulfatées sodiques dans le Vercors. Elles émergent aussi de l'Hauterivien et elles sont sodiques.

Apparemment, nous pourrions ainsi relier la présence de sodium à certains niveaux de l'Hauterivien. Or, je pense qu'il n'en est rien car il existe des sources issues du Berrias (Carrières Chiron à Chambéry, sources de Thoiry ...) ou du Séquanien (Challes-les-Eaux) qui sont aussi sodiques. L'énigme demeure quant à la présence de sodium dans la majorité de ses sources.

#### 4.2. Minéralisation.

Pour une eau minérale, la source froide de La Compôte est, somme toute, faiblement minéralisée (résidu sec à 110° : 445 mg/l). Mais la constance des éléments chimiques est remarquable. La permanence du trajet souterrain et la faiblesse du débit, en égard au volume régulateur emmagasiné, en sont les principales causes.

Cette source de La Compôte est à rapprocher de celles du Mont Dore, de Vichy et Vals. Mais, comme c'est très souvent le cas, ces eaux peuvent renfermer des éléments impondérables, souvent non dosables dans certains laboratoires (iode, brome, radioactivité ...) et qui améliorent les propriétés thérapeutiques (Challes-les-Eaux par exemple, avec l'iode).

C'est pourquoi, cette source de La Compôte mérite des analyses plus approfondies.

#### 4.3. Exploitation.

La faiblesse du débit nuira à toute exploitation commerciale, quel qu'en soit l'importance. Seule l'exploitation touristique, d'ailleurs envisagée, semble possible.

En résumé, la source bicarbonatée sodique de La Compôte constitue une remarquable particularité hydrogéologique dans l'étude des eaux du bassin du Haut-Chéran.

### VIII - CONCLUSION.

#### 1. RESULTATS.

Tous les résultats obtenus peuvent être rassemblés sous forme de tableau. Connaissant, avec le plus de précision possible, la géologie de chacune des émergences, nous pouvons en comparer d'autant plus facilement les caractères physico-chimiques.

ELEMENTS POUR UNE CLASSIFICATION GEOLOGIQUE DES SOURCES  
DANS LE MASSIF DES BAUGES (SAVOIE)

Origine	Débit	température annuelle	résistivité ( $\Omega\text{cm}$ )	Chimie					
				$\frac{r\text{SO}_4}{r\text{Cl}}$	$\frac{r\text{Na}}{r\text{Mg}}$	$\text{HCO}_3$ mg/l	pH	$\text{SiO}_2$ mg/l	
KARST	"Tithonique"	moyen variable	$\approx$ air à l'émergence $\Delta\theta < 1^\circ$	$3700 \pm 700$	élevé $> 2$	moyen $\approx 0,07$	moyen 200	$> 7,6$	3,5
	"Urgonien"	moyen très variable	$\approx$ air à la côte moyenne du B.V. $\Delta\theta < 1^\circ$	$4300 \pm 1000$	moyen $\approx 1$	faible $\approx 0,01$	faible 170	$\approx 7,6$	3,5
	Sénonien	faible peu variable	$\approx$ air à la côte moyenne du B.V. $\Delta\theta < 0^{\circ}5$	$4200 \pm 400$	faible $< 0,5$	fort $\approx 0,2$	faible 180	$< 7,6$	4
Fractures superficielles		très faible variable	$\approx$ air à l'émergence $\Delta\theta \gg 1^\circ$	$3000 \pm 1200$	moyen $\approx 1$	moyen $\approx 0,05$	fort 250	neutre	5
QUATERNAIRE	Eboulis	moyen très variable	$\approx$ air à l'émergence $\Delta\theta \gg 2^\circ$	$3000 \pm 1500$	moyen $\geq 1$	fort $\geq 0,2$	très fort 270	neutre	$> 4$
	Glaciaire	moyen variable	$\approx$ air à l'émergence $\Delta\theta \approx 0^{\circ}5$	$3500 \pm 100$	moyen $\leq 1$	moyen $< 0,1$	fort 250	$\geq 7,5$	$> 4$
	Cône de déjection	moyen variable	$\approx$ air à la côte moyenne du B.V. $\Delta\theta \approx 1^\circ$	$3200 \pm 700$	faible $\leq 0,5$	fort $\gg 0,1$	très fort $\geq 250$	$< 7,5$	4
Source thermale de la Compôte		faible constant	$9^{\circ}8$ $\Delta\theta = 0^\circ$	1580	$\approx 0,5$	$\infty$	350	9	$> 11$

REMARQUE : Des mesures de Strontium ont été effectuées systématiquement sur chacune des catégories de sources. Connaissant encore très peu le rôle que peut jouer le Strontium, il serait prématuré d'extrapoler les résultats qui sont :

- sources karstiques : teneur > 0,3 mg/l
- cônes de déjection, éboulis et glaciaire : 0,1 mg/l < teneur < 0,3 mg/l
- source thermale de La Compôte : teneur < 0,1 mg/l

## 2. CRITIQUE DE LA METHODE.

Si les variables : températures, débit, minéralisation totale, donnent des résultats clairs et facilement interprétables, les paramètres chimiques appellent quelques remarques :

- les mesures du pH, faites en général au laboratoire, sont soumises à trop d'inpondérables pour permettre une classification exacte. Les mesures, faites sur le terrain même, seront d'emploi plus rigoureux.

- les composés  $\text{SiO}_2$  et  $\text{NO}_3$  sont principalement, dans le cas de notre classification, à titre indicatif.

- tous les rapports chimiques n'entreront pas en ligne de compte. Apparemment, les rapports  $\frac{r\text{SO}_4}{r\text{Cl}}$  et  $\frac{r\text{Na}}{r\text{Mg}}$  permettent de différencier aisément les types d'émergences karstiques.

- les analyses effectuées par le C.R.G. Thonon, après prélèvement général des eaux du Haut-Chéran, ont servi de base à notre classification. Une comparaison précise de ces analyses avec celles effectuées par d'autres laboratoires présentent, parfois, quelques variantes. C'est pourquoi une uniformisation des méthodes d'analyses permettrait une classification plus stricte et plus rapide. De semblables remarques avaient déjà été faites par J.L. BARBIER (1972) sur les eaux du Vercors. Néanmoins, notre classification peut permettre de déceler l'origine géologique d'une eau, dans le Massif des Bauges, dès que l'on possède quelques caractères physico-chimiques.

## ANNEXE :

Etude des variations des paramètres physico-chimiques, en fonction du temps, lors d'une crue due à une fonte des neiges. (cf. planche n° 31, page 136).

Toutes les mesures qui vont suivre ont été effectuées à l'exutoire du Pont d'Escorchevel, pendant la crue du 20 mars 1973 au 5 avril 1973.

L'amélioration du temps et le réchauffement des températures depuis le 15 mars ont accéléré la fonte des neiges.

## RESULTATS :

1°/- A la suite de la mesure du 22 mars, nous notons, par rapport aux conditions physico-chimiques des jours précédents :

- baisse accélérée de la température
- hausse rapide des résistivités
- stagnation, voire légère hausse du débit.

Nous pouvons déjà mettre en parallèle les températures et les résistivités. En effet, une eau résultant de la fonte des neiges est très froide, cela se conçoit aisément, et surtout peu minéralisée. Le 22 mars, nous avons donc une modification de deux caractères (température - résistivité), sans augmentation du troisième (débit).

2°/- Lors de la mesure du 26 mars, les variations déjà entrevues le 22 mars s'accroissent. Ainsi la température a atteint son minimum et la résistivité son maximum.

Par contre, le débit n'augmente que dans de faibles proportions. Les températures et les résistivités attaquent le processus inverse du précédent : remontée des premières et baisse des secondes.

La "crue de forte résistivité" et de faible température vient de s'écouler sans rapport immédiat avec le débit maximum.

3°/- La mesure du 29 mars, confirme le nouveau sens de variation :

- températures en hausse
- résistivité en baisse.

EVOLUTION DES CARACTERES PHYSICO-CHIMIQUES  
LORS D'UNE FONTE DES NEIGES

Planche n° 31

figure 1

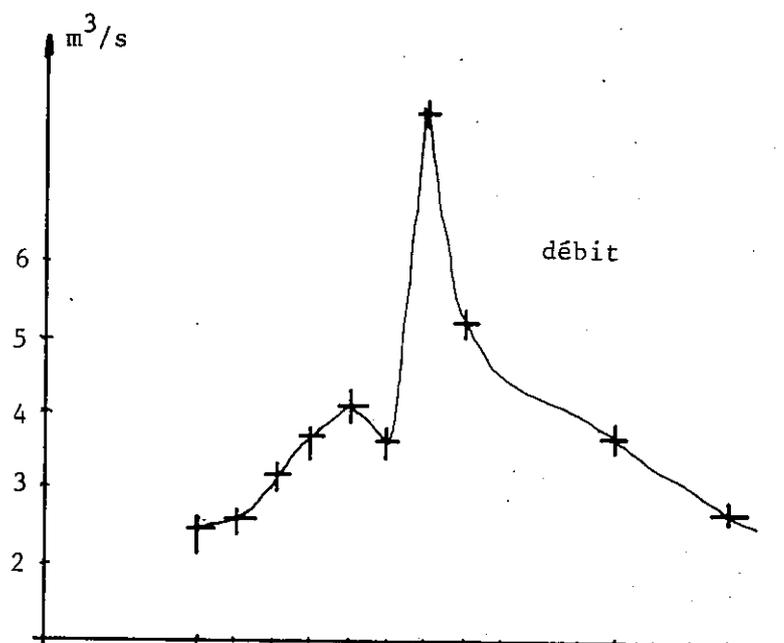


figure 2

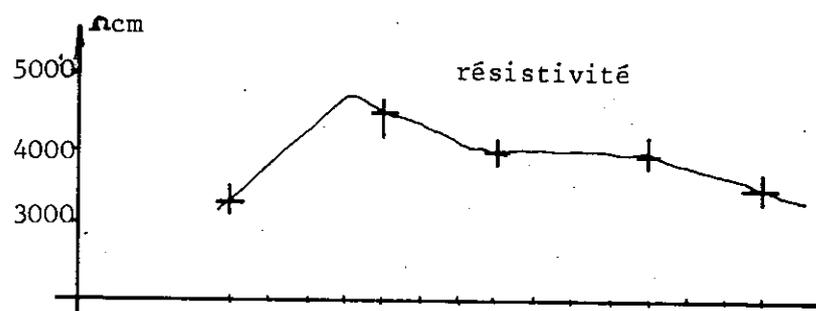
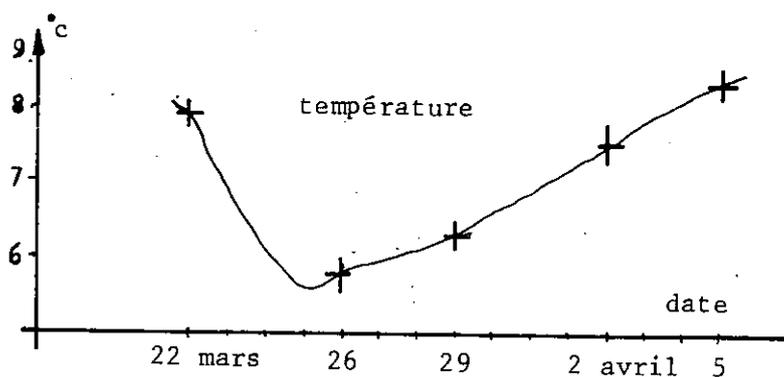


figure 3



Ces deux paramètres tendent à revenir à la "normale".

- Le Chéran aborde une décrue, après avoir atteint son maximum la veille.

L'"onde de crue" des apports vient de passer, plusieurs jours après "l'onde de crue des fortes résistivités".

4°/- Les mesures des 2 et 5 avril 1973 confirment le retour aux caractéristiques physiques et chimiques classiques.

#### CONCLUSION.

Dans le processus de fonte des neiges, nous avons pu mettre en évidence le passage de véritables "ondes" de crue, l'une liée aux fortes résistivités, l'autre à la hauteur d'eau (débit). De plus, ces deux éléments ne sont pas simultanés. Dans notre cas, le déphasage est de l'ordre de trois jours, les résistivités précédant le débit, et ce, pour un débit transité moyen de l'ordre de  $4 \text{ m}^3/\text{s}$ . De semblables résultats ont déjà été notés par J.L. BARBIER (1972) dans le Vercors.

La seule analyse journalière, soit des températures, soit des résistivités, après étalonnage d'un bassin versant, permettrait de prévoir le passage d'une crue (débâcle), consécutivement à une fonte des neiges.

VERROU "URGONIEN" DU CHATELARD (vue aval)

M<sup>t</sup> Julioz  
(Les Garins)

M<sup>t</sup> Pécloz

M<sup>t</sup> d'Armène

Arclusaz

M<sup>f</sup> du Colombier

Le Châtelard

Le Chéran



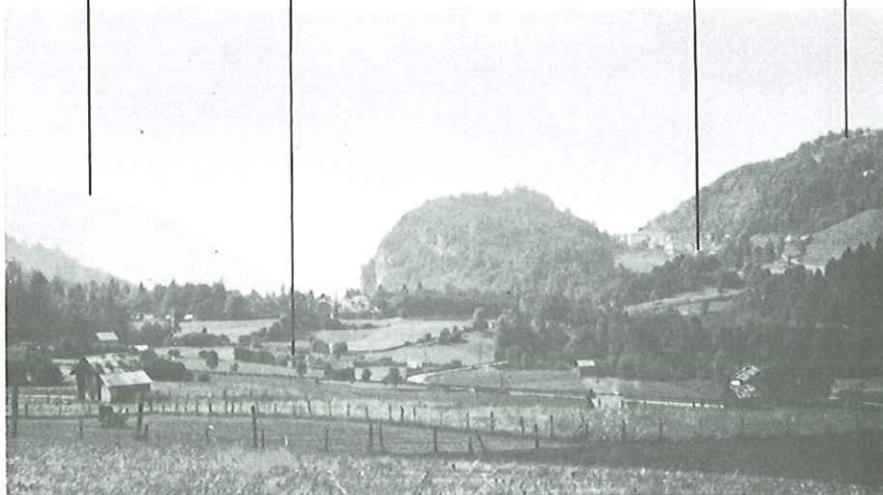
VERROU "URGONIEN" DU CHATELARD (vue amont)

M<sup>gne</sup> de Bange

Les Garins

Le Chéran

Le Châtelard



## I - SITUATION GEOGRAPHIQUE SOMMAIRE.

Entièrement située dans le département de la Savoie, la plaine d'Ecole n'a d'accès que grâce à la R.N. 511, soit à partir du col du Frêne au Sud, soit par la cluse du Chéran et le Châtelard au Nord.

Orientée grossièrement S.N. dans sa partie haute jusqu'à Ecole, la vallée décrit un brusque coude vers le N.W. dans sa partie basse, entre Ecole et le Pont d'Escorchevel. Cette morphologie a été déterminée, pour la partie basse, par une ondulation axiale des plis ("synclinal transverse" de M. LUGEON). C'est dans ce synclinal transverse que s'est installé le Chéran. De nombreuses vallées affluentes débouchent dans cette basse plaine ; elles correspondent toutes à des structures anticlinales fortement érodées. La principale est celle qui, de Sainte Reine à Ecole, détermine la partie haute de la plaine alluviale.

L'ensemble de la plaine est drainé par le Chéran qui y débouche latéralement à Ecole. On pourra commodément contrôler les débits visibles qui entrent (jaugeage du Chéran à Ecole et des affluents latéraux) et ceux qui sortent à l'exutoire du Pont d'Escorchevel (Chéran à l'altitude 660 m).

Au point de vue économique, la plaine d'Ecole, d'une longueur moyenne de 6 km pour une largeur de 4 à 500 m, fait vivre une population à vocation essentiellement agricole, groupée dans les villages du Villard au Sud, Ecole et Etre vers le centre et La Compôte, plus au Nord.

## II - GEOLOGIE DES TERRAINS ANTE-QUATERNAIRES. (cf. planche n° 32, page 140).

Cette étude, de détail, pourra nous renseigner sur la morphologie et la lithologie du substratum de la plaine. Pour faciliter la description géologique, nous distinguerons la partie de la plaine située à l'amont de La Compôte et celle située à l'aval de La Compôte.

### 1- LA PLAINE A L'AMONT DE LA COMPOTE.

Elle correspond à l'anticlinal tithonique de Doucy (anticlinal O de B. DOUDOUX).

- A l'Est, elle est limitée depuis Epernay jusqu'à La Compôte par les

calcaires tithoniques du flanc direct de l'anticlinal. Ils sont très faiblement pentés à l'Est (20°) et affleurent de manière à peu près continue d'Epernay à "Sur Roche", en passant par "Les Jarsins", Jarsy et Etre.

Entre La Compôte et Ecole, ce flanc oriental est accidenté par quelques diaclases et petites fractures N 70°, qui lui donnent, quelque peu, une allure en touches de piano. Au pont d'Ecole, le Chéran y détermine un V topographique bien caractéristique.

Au niveau d'Epernay, ce flanc direct se lamine contre la faille de décrochement de Sainte Reine.

- La plaine elle-même correspond essentiellement au cœur anticlinal éventré jusqu'aux marnes oxfordiennes. Elles affleurent rarement car elles sont, la plupart du temps, noyées sous le remplissage glaciaire et fluvio-glaciaire. Nous pourrions cependant les voir, près du village de Gratteloup, à partir de la cote 860. Elles sont là fossilifères. Elles recouvrent, vers l'Ouest, les marnes et calcaires du Séquanien du flanc occidental du pli, jusque vers la cote 950.

- A l'Ouest, cette partie de la plaine est limitée, à nouveau, par des calcaires tithoniques représentant cette fois le flanc occidental du pli. Ces calcaires sont absolument verticaux au niveau de La Compôte (colline 780), de même que de l'autre côté de la vallée, en rive gauche du Chéran, au lieu-dit "Les Places". Ce "Tithonique" montre une schistosité très marquée dans les niveaux marneux. Vers le Sud, le flanc occidental se déverse, de plus en plus à l'Ouest (Mont Chardonnet). Au niveau du ruisseau de Griot, il vient se heurter à la faille de Sainte Reine.

Ce flanc occidental du pli est échancré par le Chéran à l'amont immédiat de La Compôte. Il est probable qu'il y a là un ancien verrou, actuellement noyé en grande partie sous le remplissage alluvial de la plaine. Mais il se manifeste encore par un étranglement de la plaine à son niveau.

## 2- LA PLAINE A L'AVAL DE LA COMPOTE.

Au sortir du verrou précédent, la plaine s'élargit dans les marnes et marno-calcaires du Crétacé inférieur du pied oriental du synclinal perché du "Colombier - Le Châtelard". Ce Crétacé inférieur est penté à l'Ouest, de plus en

plus faiblement à mesure que nous descendons la vallée. Puis vient un nouveau verrou, correspondant aux calcaires Urgoniens de l'axe du synclinal du Châtelard. Fortement abaissés ici, ils sont entaillés en gorge par le Chéran. C'est là que se termine, à l'aval, la plaine d'Ecole.

### 3- CONCLUSION.

La lithologie d'une part, et la structure d'autre part, ont donc imposé le tracé de la plaine d'Ecole - La Compôte. En particulier, bien avant les glaciations, l'ondulation transverse au niveau d'Escorchevel servait déjà d'exutoire aux torrents locaux. Les terrains tendres, Oxfordien et Crétacé inférieur, ont permis le surcreusement à l'amont de deux verrous calcaires, respectivement "Urgoniens" et "Tithoniques".

## III - GEOLOGIE DU REMPLISSAGE QUATERNAIRE. (cf. planche n° 32, page 140).

### 1- LE GLACIAIRE.

Les glaciers, qui butaient sur la masse synclinale du Trélod puis sur celle du "Mont Colombier - Le Châtelard", ont donc érodé mécaniquement la région. Aujourd'hui, le verrou du Châtelard, avec son ancien thalweg reste une illustration du modelé glaciaire. Le flanc Ouest de l'anticlinal tithonique a aussi fonctionné comme un verrou et permis un surcreusement annexe dans les marnes oxfordiennes.

Nous ne reviendrons pas ici sur les différents types de glaciers, qu'ils soient "locaux" ou "alpins". Nous nous bornerons à rappeler la perméabilité généralement très faible de ce glaciaire :

$$10^{-4} < K < 10^{-5} \text{ m/s}$$

Nous le retrouvons bien visible de part et d'autre de la vallée, à l'amont d'Ecole. Il est probable qu'il tapisse aussi le fond de cette haute vallée, comme la géophysique et les observations de surface nous incitent à le supposer.

### 2- LES CONES DE DEJECTION.

Ils sont à l'origine du remblaiement de la plaine d'Ecole - La Compôte.

Ils apparaissent très bien dessinés dans la topographie. Les cônes latéraux sont d'importance sensiblement égale.

### 2.1. Cône du Nant de Rossanaz.

Il participe, dans sa majeure partie, au comblement du bassin aval de La Compôte. Sa pente moyenne est d'environ 8% vers le Chéran. Le torrent qui l'a construit, circule entièrement dans les marno-calcaires néocomiens, plus particulièrement ceux du Berrias. L'apport de fines argileuses a donc été important. La perméabilité du bassin alluvial aval s'en trouve réduite.

Cependant, il doit exister des circuits souterrains préférentiels, à remplissage plus grossier, où la perméabilité est plus grande que celle de l'ensemble. C'est la seule possibilité d'expliquer les sources de la Maladière, à la base de ce cône.

### 2.2. Cône du Nant de Doucy.

Il supporte le village de La Compôte. Sa pente est d'environ 6%. Son torrent générateur circule toujours dans les marno-calcaires du Crétacé inférieur, mais il remanie aussi de grosses masses d'éléments glaciaires, déposées sous forme de moraines latérales, au-dessus de La Compôte. Il mélange ainsi aux éléments argileux un assez grand nombre de galets et blocs. La perméabilité de l'ensemble devient donc assez bonne, de l'ordre de  $10^{-4}$  à  $10^{-5}$  m/s.

### 2.3. Cône du torrent de Chérel.

Il supporte le village d'Etre. Sa pente moyenne est de l'ordre de 6%. A la suite d'éboulements au-dessous du village, nous avons pu relever la composition pétrographique de la partie supérieure du cône : il s'agit surtout d'éléments arrondis, repris de moraines locales avec toutefois quelques cailloux "alpains" provenant de moraines alpines. Le tout est mélangé à des sables, peu argileux. L'ensemble devient plus grossier vers le haut.

Le débit, assez fort, du torrent de Chérel permet d'autre part un transport accru des particules fines. La perméabilité de l'ensemble du cône restera donc bonne ( $\approx 10^{-4}$  m/s), bien que le bassin versant du torrent soit essentiellement constitué, là encore, par les marnes du Crétacé inférieur. Le torrent de Chérel participe activement au comblement à l'amont de La Compôte.

#### 2.4. Cône du Chéran à Ecole.

Ce cône a été formé par le Chéran lui-même, au sortir des gorges de calcaires "tithoniques" de "La Lésine". Sa pente est plus faible : 5%. Le Chéran a déposé des matériaux grossiers, issus d'une part des nombreuses falaises de calcaires situées à l'amont, et d'autre part des moraines "alpines" surtout "locales". Les éléments argileux fins, issus des produits d'altération et des moraines, ont été entraînés plus loin par le fort débit du Chéran.

La perméabilité de l'ensemble de ce cône sera donc très bonne, meilleure même que celle du cône du torrent de Chérel.

#### 2.5. Autres cônes de déjection.

Ils sont de faible importance mais nombreux. Nous pouvons citer ceux qui descendent du flanc Ouest de l'Arclusaz, celui du ruisseau de Griot (Sainte Reine), et ceux de quelques torrents du flanc Est du Massif du Colombier.

#### 2.6. Conclusion.

La plupart de ces cônes de déjection mêlent donc des éléments "neufs" entraînés pour la première fois, et des éléments remaniés des moraines "locales" ou "alpines". Tous ces cônes ont été, une deuxième fois, repris dans leur partie aval par le Chéran, pour former les terrasses de la plaine d'Ecole - La Compôte. Du fait de ce nouveau remaniement, la perméabilité des alluvions s'est obligatoirement accrue au niveau des terrasses.

### 3- LES TERRASSES (cf. planche n° 32, page 140 et planche n° 33 page 146).

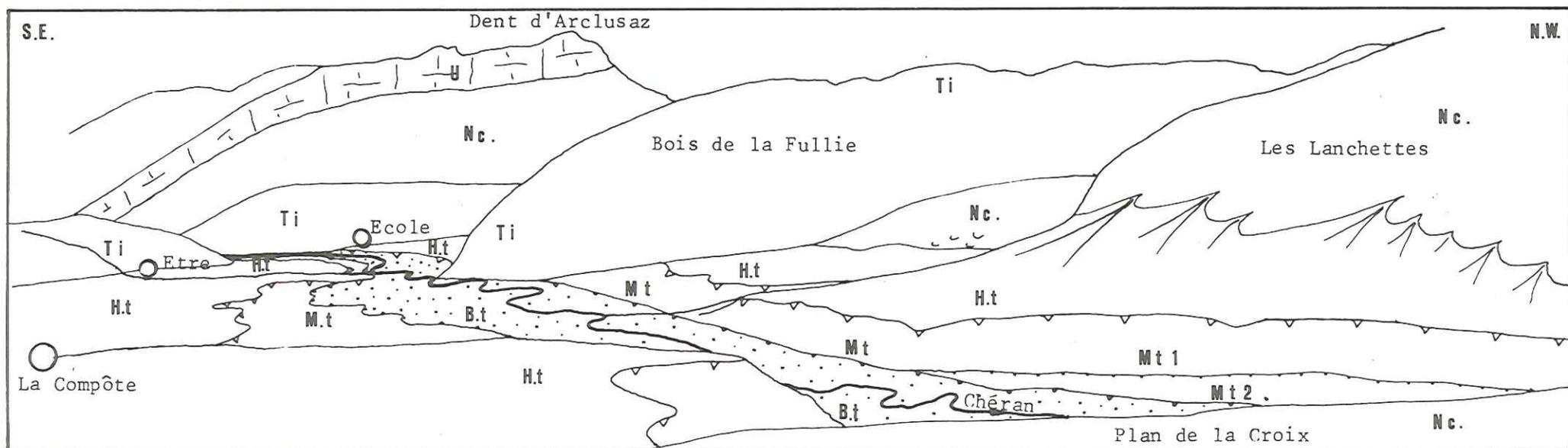
Il nous faudra, ici, tenir compte de la pente moyenne de la plaine : 15% entre Ecole et le pont d'Escorchevel. C'est une valeur élevée. Plutôt que de définir une terrasse par sa côte moyenne, nous donnerons pour être précis, ses cotes à l'aval et à l'amont de la plaine.

#### 3.1. Haute-terrasse ou terrasse de La Compôte.

C'est la plus développée de toutes les terrasses subordonnées aux cônes de déjection, que l'on devrait d'ailleurs appeler, à ce niveau, "cônes de transition", car leur passage à la haute-terrasse est progressif.



VUE PARTIELLE DE LA PLAINE D'ECOLE - LA COMPOTE



Ti calcaires "Tithonique"  
 Nc. marno-calcaires "Néocomien"  
 U calcaires "Urgonien"

H.t haute terrasse  
 M.t moyenne terrasse  
 B.t basse terrasse

{ M.t 1 terrasse du "Clos"  
 { M.t 2 terrasse de la "Maladière"

Le rebord de la terrasse, à l'aval de La Compôte, se situe à la cote 700 m, tandis qu'il se trouve à 730 m vers Ecole.

Les villages de La Compôte, Etre et Ecole, sont construits sur cette haute-terrasse.

### 3.2. La terrasse moyenne.

C'est celle du "Plan du Chéran" et de la Maladière. Vers la Maladière, son rebord est à la cote 665 m tandis que vers le "Plan du Chéran", il se trouve à 720 m. Elle paraît plus récente que la précédente. Cette moyenne terrasse peut se décomposer en deux, à l'aval de La Compôte.

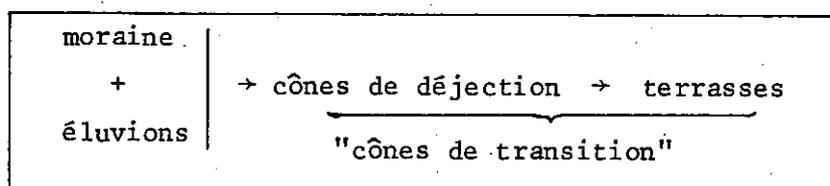
- terrasse du clos (680 m).
- terrasse de La Maladière (665 m).

### 3.3. La basse terrasse ou lit majeur.

C'est sur cette dernière que s'écoule aujourd'hui le Chéran, décrivant de nombreuses divagations. En période de fortes crues, cette terrasse est "inondable".

## 4- CONCLUSION.

Le remplissage quaternaire de la plaine d'Ecole apparaît donc simple:



D'autre part, il semble bien que la haute-terrasse passe sous les alluvions de la terrasse moyenne, qui elle même s'enfouit sous les alluvions de la basse-terrasse. Nous aurions donc un système de terrasses récentes emboîtées dans les alluvions anciennes. Le cours d'eau s'est enfoncé successivement dans les différents remblais.

Il nous reste à connaître le volume de ces alluvions afin de déterminer le réservoir susceptible d'être aquifère. Pour cela nous ferons appel à la géophysique.

#### IV - ETUDE GEOPHYSIQUE SOMMAIRE.

Dans le cadre d'une prospection générale, une firme pétrolière a employé la méthode sismique (réflexion). Le Quaternaire n'a pas intéressé les géophysiciens qui recherchaient les structures géologiques profondes. Afin d'obtenir des résultats exploitables, nous avons dû employer une autre méthode. Celle des sondages par mesure des résistivités électriques nous a semblé la mieux adaptée à l'étude du quaternaire de cette région. En effet, le substratum, dans sa majeure partie est formé par des terrains à faible résistivité (marnes, moraines argileuses), susceptibles de donner de bons contrastes avec des graviers aquifères. Localement, le substratum pourrait être calcaire, donc à haute résistivité. Là encore, les contrastes avec des alluvions humides devraient être bien décelables.

N.B.:- Je dois signaler, ici, la part importante qu'à pris J.P. MOUGIN dans le dépouillement et la corrélation des différents sondages électriques.

##### 1- MATERIEL EMPLOYE.

Il s'agit du STRATASCOUT R.40 fabriqué par la firme américaine SOILTEST Inc. EVANSTON (Illinois).

Il fonctionne suivant le principe SCHLUMBERGER, avec une longueur de ligne AB = 100 m.

L'alimentation s'effectue grâce à une pile qui envoie du courant alternatif, afin d'éviter des erreurs de mesures causées généralement par la polarisation spontanée. Cette méthode, par sondages électriques, donne le plus souvent des résultats satisfaisants, surtout quand les couches de terrains ont des épaisseurs quasi-constantes. Ce genre de méthode doit être étalonné par forage. Malheureusement, nous n'avions pas cette possibilité. Seules quelques coupes, dans la partie superficielle (3 m) des alluvions, pouvaient servir.

D'autre part, nous nous sommes attachés à rechercher, chaque fois que les sondages l'ont permis, la limite supérieure de la zone susceptible d'être aquifère. Cette zone se traduit par le fait que les caractéristiques granulométriques et physico-chimiques, donc électriques, du terrain ont été modifiées par la présence d'une nappe aquifère, en mouvement. Nous appellerons "toit de la

nappe", le sommet de la masse alluviale qui est, en général, remplie d'eau par opposition à une zone supérieure qui, elle, n'est remplie d'eau qu'en de plus rares exceptions : (crues, infiltrations des pluies ...).

REMARQUE : L'absence de puits (ou forage) dans la plaine d'Ecole - La Compôte ne nous permettra pas de préciser la zone des battements de la nappe.

## 2- RESULTATS.

### 2.1. Interprétation générale.

La géophysique nous a permis de déterminer d'abord rapidement trois sous-bassins, à l'intérieur même de la plaine d'Ecole - La Compôte.

Le sous-bassin le plus intéressant se caractérise principalement par trois terrains dont les propriétés semblent être les suivantes :

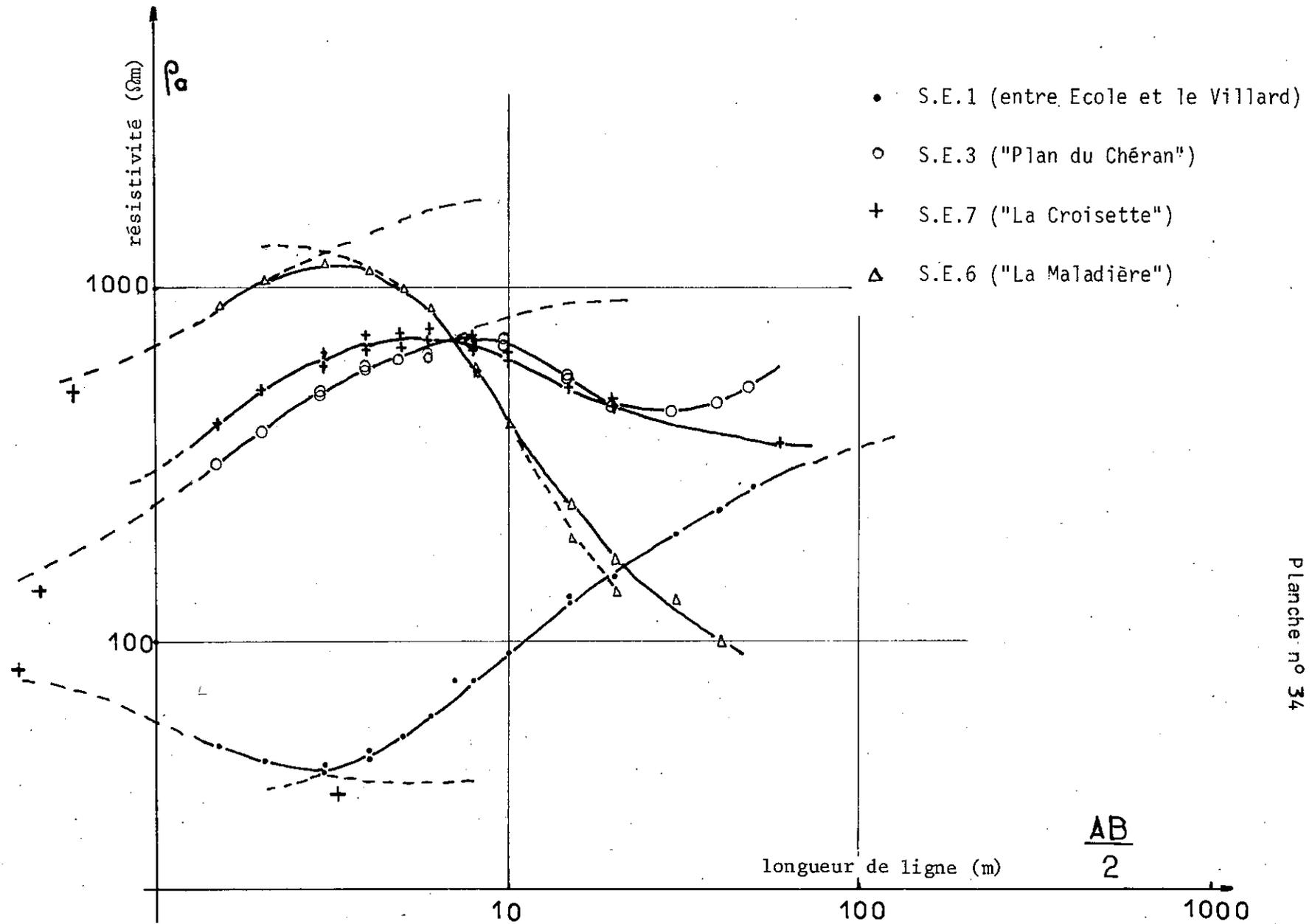
. Un terrain superficiel, à 40  $\Omega$ m, de faible épaisseur. Nous trouvons là de la terre végétale.

. Un terrain, pas très épais (3 à 4 m) et ayant pour résistivité électrique environ 1000  $\Omega$ m. Nous avons affaire, très probablement, à des alluvions torrentielles, provenant des dépôts fluvio-glaciaires repris par les crues du Chéran. Ce terrain, délavé, assez grossier, est donc très perméable et sec.

. Un terrain, de forte épaisseur, à 350  $\Omega$ m de résistivité. Très certainement il s'agit d'un même dépôt fluvio-glaciaire, peu argileux, et suffisamment perméable pour être aquifère. Il peut-être rempli d'eau.

. Le substratum n'a pas été atteint dans la majorité des sondages. Le lit du Chéran se trouve perché au-dessus du fond de l'auge glaciaire occupée par les formations alluviales perméables. Ainsi, celles-ci peuvent être bien alimentées et constituer un aquifère intéressant.

Selon les points étudiés et selon que le lit du Chéran est plus haut ou plus bas que le véritable toit de la nappe dans l'aquifère, il y aura soutirage vers la nappe ou réalimentation de la rivière. Les relations nappe - Chéran peuvent, en un même point, être à double sens. Si nous comparons les observations de surface (cote du Chéran, infiltrations du Chéran "sources de La Compôte et de La Fontaine de la Rave,...) avec le gradient de la nappe, il apparaît que la cote moyenne du toit de la nappe doit être assez proche du sommet de la formation à 350  $\Omega$ m, sans pour autant que les sondages électriques permettent une



plus grande précision dans cette identification.

## 2.2. Interprétation détaillée. (cf. planche n° 34, page 150).

A partir des observations générales, et en se penchant avec plus de rigueur sur chaque sondage ; nous avons interprété en détail les différentes courbes. Bien sûr, ces interprétations demanderont confirmation par des sondages mécaniques. Nous donnerons la valeur de la cote probable du niveau aquifère, et ce, pour chaque sondage.

### 2.2.1. Sondages électriques à l'amont d'École :

Le substratum marno-calcaire "Séquanien" affleure vers Epernay au Sud. A ce niveau, la couverture quaternaire est donc très faible. Elle augmente vers l'aval. Deux sondages ont été effectués dans l'axe de la vallée.

#### 2.2.1.1. Sondage électrique 1 (S.E. 1).

Les coordonnées Lambert II sont :

X = 898,2      Y = 78,27      Z = 730m.

Nous pouvons distinguer trois terrains que nous interpréterons de la façon suivante :

- une terre végétale humide, peu épaisse (40 cm) et de faible résistivité (90  $\Omega$ m).
- un terrain très argileux et humide (environ 2 m et 40  $\Omega$ m).
- un terrain de 440  $\Omega$ m de résistivité, d'épaisseur non déterminable à partir de la courbe obtenue. Nous pouvons envisager pour ce terrain différentes hypothèses : alluvions humides, argiles sèches, alluvions remaniées, substratum marneux ... Pour ma part, après avoir étudié les rebords de la plaine, je pense qu'il s'agit de dépôts glaciaires de fond de vallée, plus ou moins remaniés.

#### 2.2.1.2. Sondage électrique 2 (S.E. 2).

Les coordonnées Lambert II sont :

X = 898,3      Y = 79,08      Z = 728m.

Nous retrouvons une courbe assez voisine de la précédente avec :

- une terre végétale (0,40 m pour 140  $\Omega$ m). Elle serait un peu moins argileuse.
- un terrain très argileux (6 m pour 40  $\Omega$ m).

- un troisième terrain à 410  $\Omega$ m, sans doute du glaciaire légèrement remanié.

REMARQUE : Nous avons essayé de préciser, à la tarière à main, la nature de ces terrains. Mais la présence de cailloux et blocs ne nous a pas permis de sonder convenablement le sol, à plus de 2 m de profondeur.

#### 2.2.1.3. Conclusion sur ces deux sondages.

Il apparaît que la plaine, à l'amont d'Ecole, présente des alluvions très argileuses. La perméabilité doit être très faible. De plus, l'épaisseur des alluvions (peut-être des moraines de fond peu remaniées) croît vers l'aval.

Une étude gravimétrique, effectuée par une compagnie pétrolière, indiquerait, au niveau d'Ecole, un creusement que nous pouvons peut-être expliquer par la rencontre du glacier "alpin" venant du col du Frêne avec les glaciers "locaux" de Bellevaux. Ces derniers ont, un moment, fait office de verrou et permis un surcreusement amont.

Sous la couverture quaternaire, se trouvent probablement les restes d'anciens thalwegs sous-glaciaires, bien entendu comblés par des alluvions et qui pourraient drainer les eaux de tout le bassin, entre le col du Frêne et Ecole. Sinon comment expliquer le faible débit du ruisseau des Grands Prés, qui coule seul en surface dans cette vallée ?

- Enfin, nous n'avons trouvé aucun indice d'alluvions susceptibles d'être aquifères.

#### 2.2.2. Sondages électriques entre Ecole et La Compôte :

Ils ont été effectués au pied de la haute-terrasse de Etre, sur la terrasse moyenne.

##### 2.2.2.1. Sondage électrique 3 (S.E. 3).

Les coordonnées Lambert II sont :

X = 898,62            Y = 79,92            Z = 712m.

Contrairement aux deux sondages précédents, nous voyons apparaître ici une courbe en "cloche" qui peut s'interpréter de la façon suivante :

- une terre végétale (40 cm environ pour 140  $\Omega$ m).

- un terrain à 1000  $\Omega\text{m}$  de résistivité, d'une épaisseur voisine de 3,50m. Il semblerait que nous ayons à faire à des sables et graviers secs. Une entaille réalisée par le Chéran dans la moyenne terrasse confirme ce point de vue.

- un terrain à 370  $\Omega\text{m}$  pour une épaisseur de 30 m. Il est logique de penser qu'il s'agit d'un terrain comparable au précédent, mais très humide. (voir remarque préalable, § 1, p148). Nous pouvons dire que, si ces alluvions sont aquifères, nous avons le "toit de la nappe" qui serait la limite entre les alluvions sèches à 1000  $\Omega\text{m}$  de résistivité et celles humides à 370  $\Omega\text{m}$ .

sa cote z est de :

$$z = Z - (h_1 + h_2)$$

$h_1$  = épaisseur de la terre végétale

$h_2$  = épaisseur des alluvions sèches

Z = niveau du sol.

$$z = 712 - 3,9 \approx 708 \text{ m}$$

Vient ensuite un terrain très résistant (résistivité supérieure à 1500  $\Omega\text{m}$ ). Ce pourrait bien être les marnes et calcaires plus ou moins altérés de l'Oxfordien. La cote z' du substratum se trouverait à :

$$z' = Z - (h_1 + h_2 + h_3)$$

$$z' = 712 - 34 \approx 678 \text{ m.}$$

#### 2.2.2.2. Sondage électrique 7 (S.E. 7).

Les coordonnées Lambert II sont :

$$X = 898,32 \quad Y = 85 \quad Z = 694 \text{ m}$$

Une retrouvons ici une courbe en "cloche" avec des résistivités très comparables.

- terre végétale (50 cm pour 250  $\Omega\text{m}$ ). La présence de galets est certaine (difficultés pour enfoncer les électrodes).

- alluvions grossières et sèches (environ 5 m et 1300  $\Omega\text{m}$ ).

- alluvions humides avec une épaisseur supérieure à 30 m. La résistivité est ici de l'ordre de 370  $\Omega\text{m}$ .

Le substratum n'a pas été atteint. De la même façon que précédemment, nous pouvons calculer la limite z entre les alluvions sèches et humides :

$$z = 694 - 5,5 \approx 689 \text{ m.}$$

#### 2.2.2.3. Sondage électrique 4 (S.E. 4).

Les coordonnées Lambert II sont :

X = 898,26      Y = 81      Z = 690 m

La courbe obtenue est une succession de petites courbes en "cloche". Elle est difficilement interprétable dans le détail car, par les points expérimentaux, nous pouvons faire passer plusieurs courbes théoriques du cahier d'abaques. Nous pouvons quand même reconnaître :

- un ensemble alluvial sec relativement argileux (de 1 m à 1,5 m pour 300  $\Omega\text{m}$ ).

- des alluvions grossières, sans doute sèches (moins de 1 m d'épaisseur et 1400  $\Omega\text{m}$ ).

- des alluvions probablement humides, à gros blocs ( $\rho = 500 \Omega\text{m}$ ).

Toutes les petites courbes en "cloches" pourraient s'expliquer par une forte imbrication des alluvions remaniées par le Chéran avec des éléments torrentiels des cônes de déjection de Chérel ou Doucy.

La présence d'un sondage mécanique serait la bienvenue.

#### 2.2.2.4. Sondage électrique 8 (S.E. 8).

Les coordonnées Lambert II sont :

X = 898,68      Y = 80,9      Z = 715 m.

Il a été effectué sur la haute terrasse, entre Etre et La Compôte, près de la falaise "tithonique" de Jarsy. Il avait pour but de rechercher, si possible le substratum.

Nous y avons identifié :

- terre végétale (1,20 m et 60  $\Omega\text{m}$ ).

- un terrain très argileux et humide (10 m et 180  $\Omega\text{m}$ ).

- un terrain très homogène, de forte épaisseur, à 480  $\Omega\text{m}$  de résistivité.

Etant donné que nous sommes ici sous l'influence directe du cône de déjection du torrent de Chérel il pourrait s'agir de dépôts torrentiels plus ou moins "interstratifiés".

#### 2.2.3. Sondages électriques à l'aval de La Compôte :

Ces sondages sont situés sur la terrasse moyenne.

### 2.2.3.1. Sondage électrique 5 (S.E. 5).

De nouveau, la courbe obtenue à l'allure d'une courbe en "cloche", caractéristique des graviers. Nous y distinguerons :

- terre végétale et graviers (20 cm pour 300  $\Omega$ m).
- un ensemble sablo-graveleux et sablo-argileux (environ 2 m pour 400  $\Omega$ m). Nous considérons que ces alluvions sont sèches, car elles sont nettement perchées au-dessus de la côte du Chéran.
- des alluvions riches en matériaux argileux et humides (200  $\Omega$ m, avec une épaisseur très importante).

Il doit s'agir, sans doute, d'un même terrain avec une partie noyée par une nappe d'accompagnement. Si cela s'avérait exacte, nous trouverions le "toit de la nappe" à :

$$z = Z - (h_1 + h_2) = 678 - 2 \approx 676 \text{ m.}$$

### 2.2.3.2. Sondages électrique 6 (S.E. 6).

Les coordonnées Lambert II sont :

$$X = 81,5 \quad Y = 897,2 \quad Z = 668 \text{ m}$$

Nous obtenons une belle courbe en "cloche" avec des valeurs voisines de celles du sondage précédent.

- terre et cailloux (50 cm et 200  $\Omega$ m), assez sableux.
- un ensemble argileux, sans doute sec (2 m environ pour 200  $\Omega$ m de résistivité).
- un ensemble alluvial, sablo-graveleux, très argileux, d'épaisseur supérieure à 40 m, avec une résistivité proche de 150  $\Omega$ m, et sans doute humide.

Dans ce cas, la cote du "toit de la nappe" serait de :

$$z = 668 - 2,5 \approx 666 \text{ m.}$$

Les deux derniers sondages électriques (5 et 6) font apparaître des terrains assez comparables :

- très argileux et sablo-graveleux. Ils pourraient provenir de l'ensemble marno-calcaire du substratum Crétacé inférieur du synclinal "Colombier - Le Châtelard. Ils ont été transportés par les torrents de Doucy et Rossanaz.

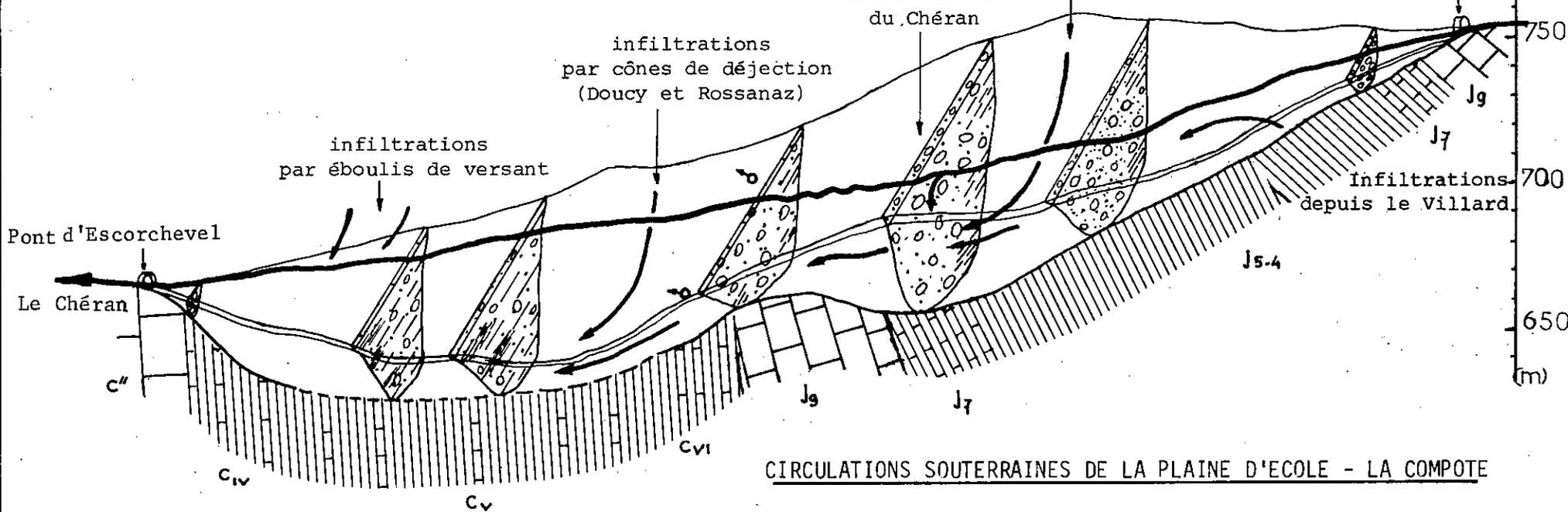
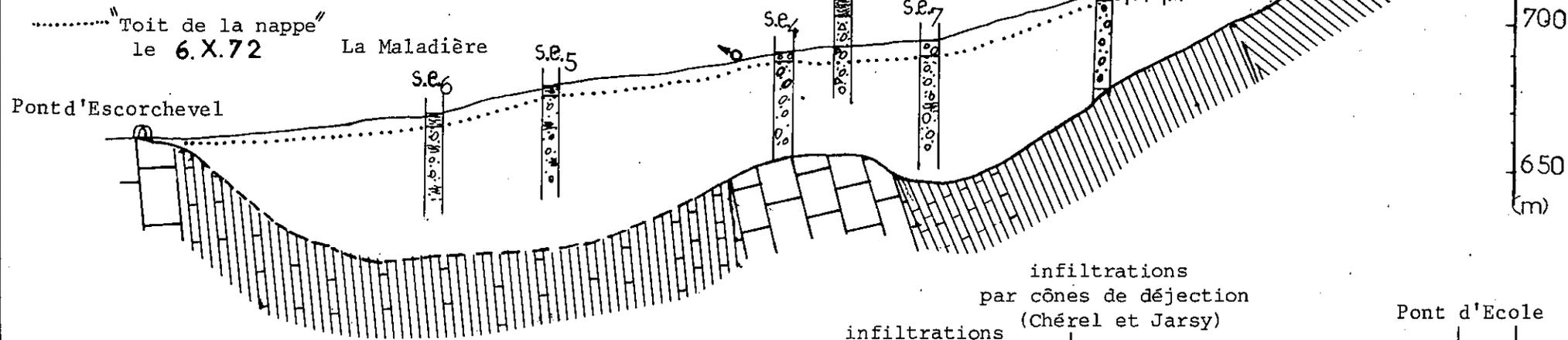
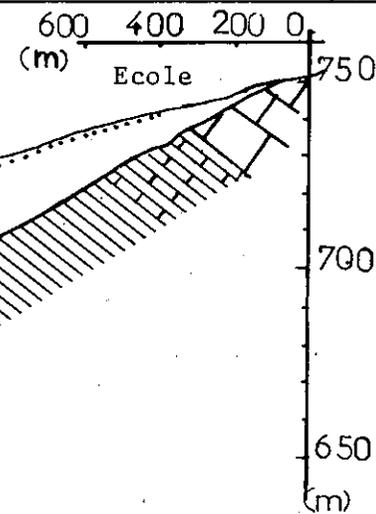
## 3- CONCLUSION (cf. planche 35, page 156).

Si les interprétations des sondages électriques effectués sur l'ensem-

PROFIL PROBABLE DE LA PLAINE D'ECOLE - LA COMPOTE

Planche n° 35

Plan du Chéran



CIRCULATIONS SOUTERRAINES DE LA PLAINE D'ECOLE - LA COMPOTE

ble de la plaine d'Ecole - La Compôte s'avèrent convenables, nous pouvons donc distinguer trois sous-bassins distincts :

- Sous-bassin du Villard à Ecole.

C'est une zone à faible perméabilité. Les éléments sont très fins, argileux, correspondant sans doute à des dépôts glaciaires peu remaniés par l'érosion et les cours d'eau. C'est une vallée morte, où la morphologie glaciaire est bien conservée.

Dès à présent, nous pouvons conclure que ce bassin n'aura que peu d'intérêt au point de vue hydrogéologique, si ce n'est la présence possible de thalwegs sous-glaciaires drainant cette vallée. Sans doute étroits, ils seront difficiles à déceler, sinon par la méthode des "trainés électriques".

- Sous-bassin de Ecole - Etre - La Compôte.

Il apparaît comme le plus intéressant par beaucoup de points :

. Sa lithologie : alluvions sablo-graveleuses, peu argileuses, donc très perméables. Elles proviendraient des cônes du Chéran et du torrent de Chérel ; ces torrents ont remanié fortement des moraines glaciaires et transporté des galets calcaires depuis l'Arclusaz et l'Arcalod.

. Son épaisseur : elle serait supérieure à 30 m, surtout à l'aval de Etre.

. La présence d'une zone susceptible d'être aquifère.

. Son alimentation se fait à partir du Chéran et du ruisseau de Chérel à travers leur cône de déjection. Elle s'effectue aussi par les éboulis de versant qui viennent s'imbriquer dans les alluvions. Enfin, des apports souterrains depuis Le Villard ne sont pas à exclure.

- Sous-bassin à l'aval de La Compôte.

Lui aussi présente quelques points intéressants :

. épaisseur des alluvions : elle serait supérieure à 40 m.

. présence d'une zone noyée ;

mais les alluvions doivent s'avérer moins perméables, que ceux du sous-bassin d'Ecole - La Compôte, du fait même de leur nature granulométrique (nombreuses fines).

. L'alimentation se fait ici par les ruisseaux de Rossanaz et Doucy

mais aussi par les versants grâce à des infiltrations dans les éboulis et les petits cônes de déjection, imbriqués dans les alluvions, de la même façon que dans le sous-bassin de Etre - La Compôte.

Pour appuyer cette étude géophysique sommaire, il serait souhaitable d'avoir quelques sondages mécaniques que l'on équiperait, par la même occasion, de piézomètres. D'une part, nous pourrions ainsi vérifier les hypothèses admises et d'autre part, suivre les variations de la cote supérieure de la nappe.

Enfin, un essai de pompage, à l'emplacement du sondage électrique n°7 nous renseignerait sur les possibilités hydrologiques de la nappe.

## V - ESTIMATION DES RESSOURCES EN EAU DE LA NAPPE D'ECOLE.

Il est certain, qu'à ce niveau de l'étude, l'estimation n'est qu'approchée. Elle ne pourrait être complétée que lorsque les travaux de reconnaissance et d'essais in-situ auront amené de plus amples précisions sur les caractéristiques hydrogéologiques de l'aquifère (perméabilité, porosité utile, ..).

### 1- JAUGEAGES DES ECOULEMENTS SUPERFICIELS. (cf. planche n° 36, page 159).

Ils donneront d'utiles renseignements sur les effets d'alimentation ou de drainage qu'exerce le cours d'eau principal vis-à-vis des eaux souterraines.

#### 1.1. Résultats.

Nous disposons de jaugeages réguliers étalés sur une seule année d'étude (juillet 1972 - août 1973) ; ils nous permettront une première évaluation.

Les points de jaugeages sont :

- Pont d'Ecole : débouché du Chéran dans la plaine d'Ecole au sortir de la vallée de Rières-Bellevaux.

- Pont de Etre (Ruisseau de Chérel).

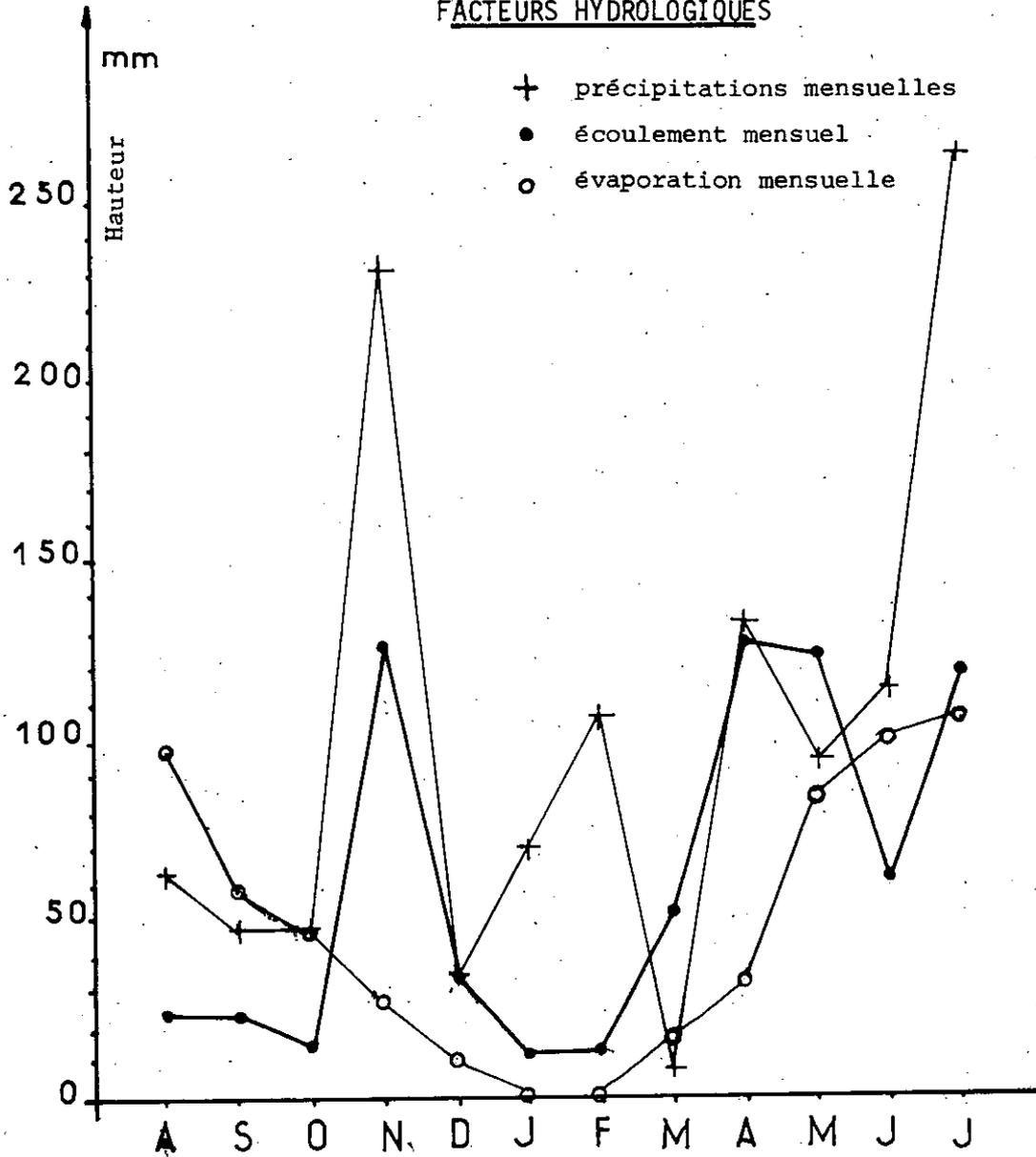
- Pont de La Compôte (Ruisseau de Doucy).

- Pont de la Scierie Petit (Nant de Rossanaz).

- Pont d'Escorchevel : exutoire de toute la haute vallée du Chéran.

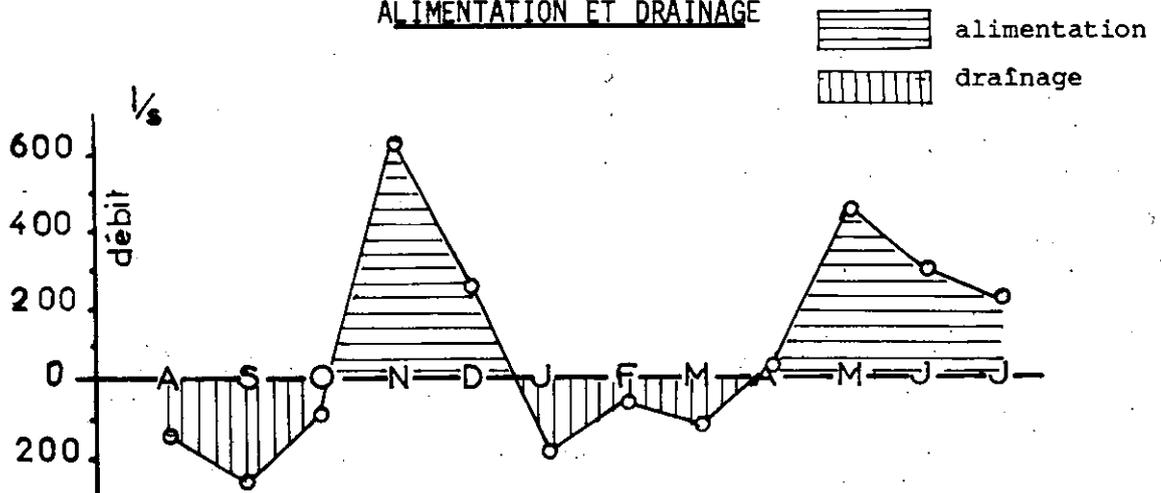
Nous connaissons le débit  $Q_D$  du Chéran au sortir de la plaine d'Ecole - La Compôte. Connaissant le débit  $q$  du Chéran au Pont d'Ecole, nous pouvons estimer le débit  $Q_A$ .

FACTEURS HYDROLOGIQUES



PLAINE D'ECOLE - LA COMPOTE

ALIMENTATION ET DRAINAGE



de tous les apports visibles à la plaine d'Ecole, par jaugeage des torrents affluents.

Nous obtenons :

- Chéran : q
  - Nant de Rossanaz
  - Ruisseau de Chérel
  - Ruisseau de Doucy
  - Ruisseau de Jarsy
  - Ruisseau des Grands Prés
- }  $\approx q$

d'où la relation  $Q_A \approx 2q$

En confrontant les apports mensuels  $Q_A$  à la plaine d'Ecole et les sorties moyennes mensuelles  $Q_D$  à l'exutoire, nous voyons apparaître :

Mois	$Q_A$ (l/s)	$Q_D$ (l/s)	alimentation (l/s)	drainage (l/s)
août 1972	750	890	-	140
septembre 1972	610	870	-	260
octobre 1972	450	530	-	80
novembre 1972	5300	4660	640	-
décembre 1972	1460	1210	250	-
janvier 1973	275	450	-	180
février 1973	525	570	-	45
mars 1973	1770	1880	-	110
avril 1973	4620	4740	50	-
mai 1973	5080	4620	460	-
juin 1973	2820	2520	300	-
juillet 1973	4500	4280	220	-

$$M = \frac{1920}{12} \approx 142 \text{ l/s} \quad M = \frac{815}{12} \approx 68 \text{ l/s}$$

Ce tableau nous permet de considérer deux variables influençant l'écoulement superficiel mesuré au Pont d'Escorchevel :

- Un déficit de l'écoulement réel par rapport aux apports visibles, ce qui peut s'interpréter comme une recharge de la nappe. Cette dernière atteint parfois 650 l/s.

- Un excédent de l'écoulement réel en période d'étiage prononcé, pouvant s'expliquer par une vidange de la nappe. Les débits restitués varient entre

45 l/s et 260 l/s.

Pour cela, nous avons admis que les différences entre les débits à l'exutoire du Pont d'Escorchevel et les apports visibles sont dues, principalement, à la rétenion dans la masse alluvionnaire.

Pour la durée de l'étude, la différence entre l'alimentation de la nappe et son drainage est de 74 l/s environ, au bénéfice de l'alimentation. Il y a donc une forte recharge de la nappe.

Si nous traduisons ces résultats en mm d'eau, nous avons :

- pour la seule plaine d'Ecole.

. un débit spécifique de  $\frac{74}{3} \approx 25 \text{ l/s.km}^2$ , ce qui représente une hauteur h d'eau annuelle de :

$$h = N.q \cdot 10^{-6} \quad \begin{array}{l} N = \text{nombre de seconde en une année } (31.10^6 \text{ s}) \\ q = \text{débit spécifique } (25 \text{ l/s.km}^2) \\ 10^{-6} = \text{coefficient de convertibilité (km en mm).} \\ h = 31.25 \approx 775 \text{ mm} \end{array}$$

soit  $h \approx 78 \text{ cm}$

- Pour l'ensemble du bassin.

. débit spécifique :  $\frac{74}{96} \approx 0,77 \text{ l/s.km}^2$

. hauteur (mm) :  $0,77 \times 31 \approx 24 \text{ mm}$

soit  $h \approx 2,4 \text{ cm}$

## 1.2. Conclusions.

Il apparaît, au niveau de la plaine d'Ecole - La Compôte pour l'année 1972-1973 un déficit d'écoulement de l'ordre de 75 l/s, ce qui représente, pour le bassin versant total, une lame d'eau de 25 mm environ.

Nous pouvons avancer l'hypothèse que ce déficit obtenu provient d'une différence du potentiel d'écoulement entre le cycle hydrologique considéré (1972-1973) et la fin du cycle précédent. Il y aurait donc une différence entre les stocks constitués avant août 1972 et entre août 1972 et juillet 1973.

En effet, l'année hydrologique 1971-1972 a montré un faible total pluviométrique (1105 mm à Ecole), ce qui a eu pour conséquence, un drainage, dès juin 1972, de la nappe par le Chéran.

De plus, durant les mois de juin-juillet 1973, la pluviosité a été très importante et l'alimentation de la nappe, par les eaux superficielles s'est poursuivie très longtemps, l'amenant à une cote très élevée.

## 2- ETUDE DES COURBES DE TARISSEMENT. (cf. planche n° 37, page 163).

La rapidité de l'épuisement d'un aquifère est fonction d'une part des volumes emmagasinés et d'autre part, des caractéristiques du réservoir. Nous allons donc considérer les volumes emmagasinés que nous étudierons à partir des courbes de décrue et tarissement.

### 2.1. Principe.

Les courbes de tarissement vont nous permettre d'apprécier les réserves phréatiques du sous-sol de la Haute Vallée du Chéran. Elles sont obtenues en considérant l'écoulement des eaux (à leur exutoire) pendant une période de décrue, en régime non influencé (sans précipitation).

Plusieurs méthodes de calculs s'offrent à nous:

- MAILLET qui considère la vidange de l'aquifère comme celle d'un réservoir à travers un bouchon poreux, après cessation de tout apport d'eau météorique.

$$Q_t = Q_o \cdot e^{-\alpha t}$$

t = temps écoulé depuis le début du tarissement

$Q_t$  = le débit à l'instant t

$Q_o$  = le débit initial (t = 0)

$\alpha$  = la pente de la droite ou coefficient de tarissement.

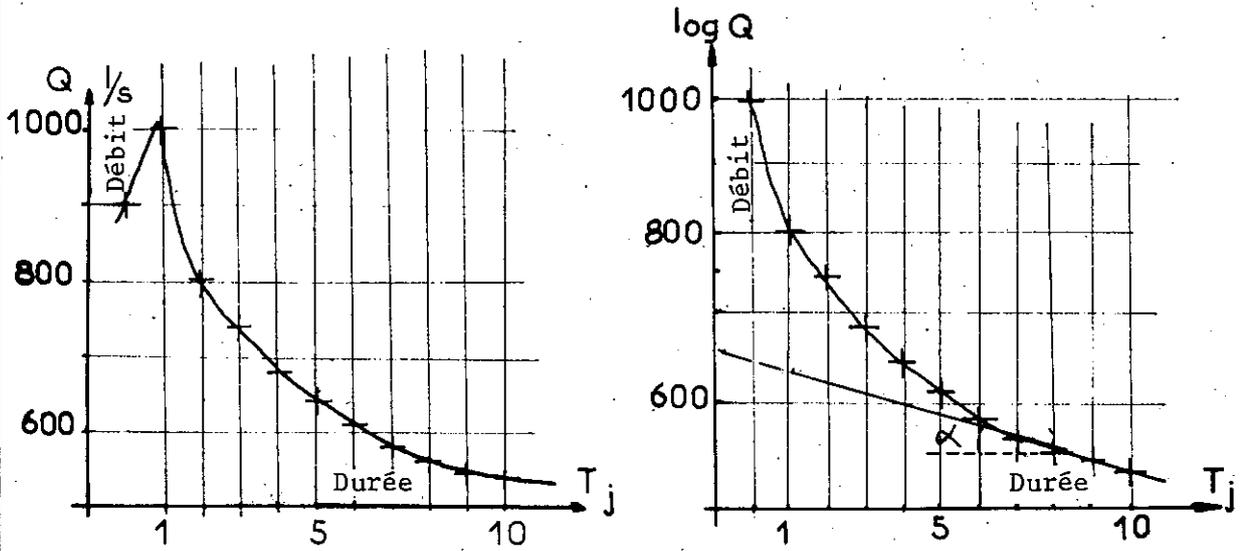
- TISON qui, lui, considère la vidange d'un réservoir rempli de sable, à travers une paroi perforée.

$$Q_t = Q_o \frac{1}{(1 + \alpha t)^2}$$

- De nombreux auteurs (H. SCHOELLER, C. DROGUE, H. PALOC, A. MANGIN ...) ont voulu tenir compte des régimes d'écoulements (turbulents ou laminaires) de façon à appliquer les méthodes aux exutoires karstiques. Apparemment, les travaux de A. MANGIN semblent donner les meilleurs résultats.

Nous avons, pour notre part, tracé les courbes de décrue et tarissement pour trois crues bien caractéristiques.

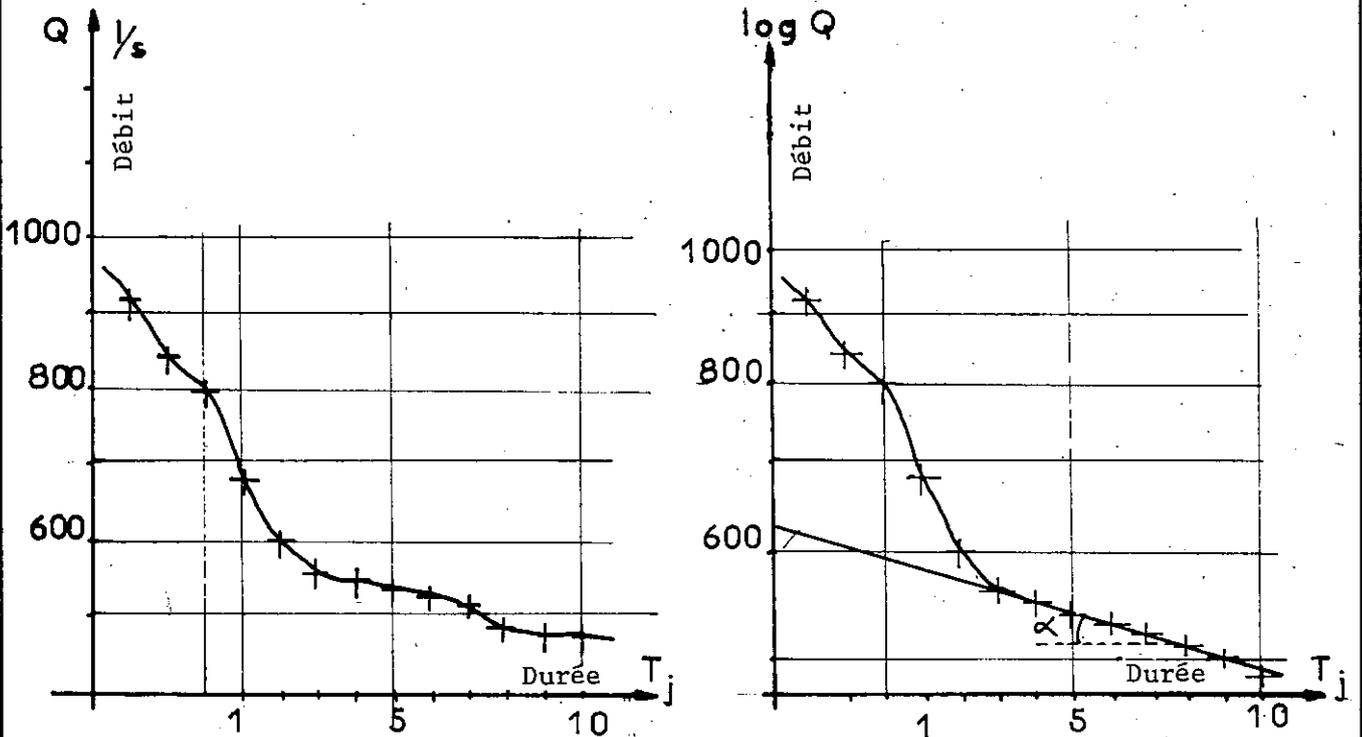
- celle du 18 août 1972



après crue du 18.VIII.1972

COURBES ET COEFFICIENTS DE TARISSEMENT DU CHERAN

Station du PONT D'ESCORCHEVEL



après crue du 11.IX.1972

- celle du 11 septembre 1972

- celle du 16 janvier 1973

Notre premier travail est de trouver le régime d'écoulement, afin d'appliquer la meilleure méthode au calcul du coefficient de tarissement.

Avec une échelle arithmétique, nous n'obtenons pas de droite, ce qui élimine l'hypothèse d'un régime exclusivement turbulent. En échelle semi-logarithmique, en portant les débits moyens journaliers en ordonnées logarithmiques, et les temps en abscisses arithmétiques, nous obtenons des droites suivant la décrue et le tarissement étudiés. Nous pouvons considérer que nous avons alors un écoulement laminaire, et nous appliquerons la formule de MAILLET

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

L'intégration de cette équation, entre le temps  $t = 0$  et l'infini donne une bonne idée du volume des réserves souterraines ( $V$ ) à l'instant  $t = 0$ .

$$V = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} \cdot dt = Q_0 \cdot \frac{1}{\alpha}$$

## 2.2. Résultats.

La formule de MAILLET :  $Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$  se transforme, en données logarithmiques, en :

$$\log Q_t = \log Q_0 - \alpha t \log e \quad \text{avec} \quad \log e \approx 0,434.$$

$$\text{l'expression de } \alpha \text{ devient : } \alpha = \frac{\log Q_t - \log Q_0}{0,434 \cdot t}$$

Quant  $t$  (durée du tarissement) est exprimée en jours,  $\alpha$  représente la pente de la droite de tarissement en ordonnées semi-logarithmiques.

Pour notre part, nous donnerons le résultat de  $\alpha$  à partir de  $t$  calculé en secondes. Ceci nous permettra de trouver le volume  $V$  des réserves supposées du bassin versant, à partir de la formule intégrant  $Q_0 e^{-\alpha t} \cdot dt$  entre  $t = 0$  et  $t = \infty$

$$V = \frac{Q_0}{\alpha}$$

### 2.2.1. Crue du 18 août 1972 (figure 1, planche n° 37, page 163).

$$- Q_0 \approx 640 \text{ l/s}$$

$$- t \approx 10 \text{ jours} = 86400 \times 10 = 864 \cdot 10^3 \text{ secondes}$$

$$- Q_t \approx 530 \text{ l/s}$$

$$\alpha = \frac{\log Q_t - \log Q_0}{-0,434.t} = \frac{2,724 - 2,806}{-0,434.864.10^3}$$

d'où

$$\alpha = \frac{0,22}{10^6} = 0,22.10^{-6}$$

Au 28 août 1972, le volume supposé des réserves s'élevait à :

$$V = \frac{640 \times 10^6}{0,22} \approx 2,9.10^6 \text{ m}^3$$

2.2.2. Crue du 11 septembre 1972 (figure 2, planche n° 37, page 163).

$$- Q_0 = 625 \text{ l/s}$$

$$- Q_t \approx 500 \text{ l/s}$$

$$- t = 13 \text{ jours} \quad 86400 \times 13 \approx 1123.10^3 \text{ s}$$

$$\alpha = \frac{\log Q_t - \log Q_0}{0,434.t} = \frac{2,69 - 2,79}{-0,434.1123.10^3} \quad \alpha \approx 0,20.10^{-6}$$

Le volume des réserves du bassin du Haut-Chéran s'élèverait, au 24 septembre 1972, à :

$$V = \frac{625}{0,20} \times 10^6 \approx 3,1.10^6 \text{ m}^3.$$

2.2.3. Crue du 10 janvier 1973.

$$- Q_0 \approx 460 \text{ l/s}$$

$$- Q_t \approx 400 \text{ l/s}$$

$$- t \approx 10 \text{ jours} = 864.10^3 \text{ s}$$

$$\alpha = \frac{\log Q_t - \log Q_0}{0,434.t} = \frac{2,60 - 2,66}{0,434.864.10^3} \quad \alpha = 0,17.10^{-6}$$

Au 20 janvier 1973, le volume des réserves s'élevait à :

$$V = 460 \times \frac{10^6}{0,17} \approx 2,7.10^6 \text{ m}^3.$$

### 2.3. Conclusion.

Le bassin du Haut-Chéran possède donc, lors de tarissements prolongés après de faibles crues, un volume de réserve proche de  $3.10^6 \text{ m}^3$ . Il nous apparaît alors bien difficile de définir la part des réserves constituées par la seule nappe d'Ecole - La Compôte.

Considérons quand même le tarissement d'un bassin versant hypothé-

tique qui serait celui d'un exutoire dont les débits Q enregistrés représenteraient le double des débits q enregistrés au Pont d'Ecole. Ces débits Q correspondent à la somme de tous les apports visibles (Chéran + torrents latéraux) à la plaine d'Ecole - La Compôte (cf. analyse des écoulements superficiels).

Dans ce cas, et en employant la formule de MAILLET, nous trouvons, pour le tarissement du 18 août 1972 au 28 août 1972, un coefficient :

$$Q_0 = 390 \text{ l/s}$$

$$Q_t = 320 \text{ l/s}$$

$$t = 10 \text{ jours} \approx 10 \times 86400 \text{ s.}$$

$$\alpha = \frac{\log Q_t - \log Q_0}{-0,434.t} = \frac{\log 320 - \log 390}{-0,434.864.10^3} \quad \alpha \approx 0,24.10^{-6}$$

Le volume V' des réserves serait de :

$$V' = 390. \frac{10^6}{0,24} \approx 1,65.10^6 \text{ m}^3$$

Nous sommes alors tentés de faire une simple différence pour trouver le volume v des réserves de la seule nappe d'Ecole - La Compôte, au 28 août 1972 :

$$v = V - V'$$

v = volume des réserves de la nappe

V = volume des réserves du bassin du Haut-Chéran.

V' = volume des réserves du bassin "théorique"

$$v = 3.10^6 - 1,65 . 10^6 \approx 1,35.10^6 \text{ m}^3$$

$$v \approx 1,3.10^6 \text{ m}^3$$

Il convient de critiquer, à ce stade de l'étude :

- la méthode de MAILLET, employée pour le calcul du coefficient de tarissement. Nous avons ici supposé que la zone noyée s'obtient par simple prolongation de la droite de tarissement. Or, des études récentes de Ph. OLIVE et A. MARCE, basées sur la méthode des isotopes naturels (tritium en l'occurrence), ont montré que dans une crue, et par conséquent décrue, la zone noyée joue un rôle plus important que celui admis classiquement.

Néanmoins, nous considérerons que les résultats obtenus par la méthode isotopique sont d'abord applicables aux circulations karstiques à régime turbulent. Nous admettrons donc, dans le cadre de la plaine d'Ecole où l'écoulement laminaire a été mis en évidence, que la formule de MAILLET nous fournit une approche non seulement rapide et correcte de la réalité, mais aussi peu oné-

reuse.

- le bassin versant "théorique" que nous avons défini, et surtout la relation établie entre les différents volumes des réserves. Pourtant, les résultats obtenus semblent à priori convenables.

En effet, ce bassin versant "théorique", qui représenterait la somme de tous les bassins versants correspondant aux différents affluents (tels que les ruisseaux de Chérel, de Jarsy, de Doucy, de Rossanaz et des Grands Prés) et au Chéran lui-même, avant son entrée dans la plaine d'Ecole, comprend une très grande proportion de terrains peu perméables (glaciaire, marnes et marno-calcaires du Néocomien en particulier). Le volume des réserves aquifères, obtenu à partir du coefficient de tarissement "théorique" apparaît conforme à la réalité, compte-tenu du fait que les eaux de ruissellement représentent ici la majeure partie de l'écoulement et que les terrains ne se prêtent pas à la rétention.

### 3- CONCLUSION.

- L'importance de la masse alluviale suggérée par la géophysique s'avère justifiée par l'étude des écoulements superficiels et des courbes de tarissement.

- Il doit donc exister une nappe importante dans la plaine d'Ecole - La Compôte. Sa plus forte puissance se trouverait être dans le sous-bassin d'Ecole - Etre - La Compôte. C'est aussi dans ce sous-bassin que la perméabilité apparaît la meilleure. C'est également là que les risques de pollution sont les plus faibles. En effet, les principaux villages polluants (Doucey, La Compôte) sont situés à l'aval. Il suffira donc de limiter la pollution au niveau d'Ecole, Jarsy et Sainte Reine afin de sauvegarder toute exploitation future de la nappe.

- Nous avons mis en évidence le rôle d'alimentation ou de drainage de la nappe d'Ecole par le Chéran. Ceci nous a conduit à un déficit, pour l'année d'étude, de 25 mm. Nous l'expliquons par le déficit antérieur de la nappe, dû à la faiblesse pluviométrique des années 1970-1971-1972.

- Une estimation du volume des "réserves" (ou ressources régularisées) donne un résultat satisfaisant, qui implique la présence d'une nappe alluviale entre Ecole et le Pont d'Escorchevel.

Une étude du débit d'écoulement de cette nappe, à partir de la formule

de Darcy :  $Q = K.e.L.i$  avec  $Q$  = débit traversant une section orthogonale à la nappe.

$K$  = perméabilité des alluvions

$e$  = épaisseur de la nappe

$L$  = largeur de l'écoulement

$i$  = pente moyenne de la nappe.

pourrait apporter quelques précieux enseignements. Malheureusement, trop d'inconnues subsistent encore (perméabilité, épaisseur réelle ...) pour annoncer un débit, dont l'ordre de grandeur serait proche de la réalité.

- L'intérêt économique de la nappe d'Ecole est d'autant plus marqué qu'il n'existe apparemment pas, dans l'ensemble du Massif des Bauges, d'autre possibilité d'aquifère en alluvions.

CHAPITRE V

APPROCHE DU BILAN HYDROLOGIQUE

UTILISATION DES EAUX

CONCLUSION GENERALE

## I - APPROCHE DU BILAN HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DU HAUT-CHERAN.

Les termes d'un bilan hydrologique, dans le cas d'une évaluation classique, se décomposent en deux familles : les apports (entrées) et les pertes (sorties). Nous écrivons généralement :

$$\text{Entrées} = \text{Sorties} + \text{Déficit d'écoulement (D)} \\ (\text{s'il existe})$$

Lorsque, aux erreurs de mesure près, D est significatif il y a un déséquilibre du bilan. Ainsi, des écoulements non décelés peuvent être mis en évidence. Nous pouvons décomposer, dans le cas de notre bassin, les entrées et les sorties de la façon suivante :

ENTREES: essentiellement la pluviométrie (P)

SORTIES: . Les écoulements visibles : débit (Q) à Escorchevel et le captage (q) des Chaudannes.

. L'ensemble évaporé (E)

d'où le bilan général (les données étant en mm d'eau)

$$P = (Q + q) + E + D \pm \Delta R$$

où D représente le déficit d'écoulement réel et  $\Delta R$  les variations des réserves du bassin entre deux cycles hydrologiques. En effet, vu la courte période d'étude (1 an), il apparaît, à priori, nécessaire de ne pas négliger ces variations.

### APPLICATION NUMERIQUE.

$$P = 1540 \text{ mm} \pm 150 \text{ mm}$$

C'est sans doute la valeur minimum compte tenu du peu de stations de haute altitude et du fort gradient pluviométrique trouvé.

$$Q \approx 740 \text{ mm} \pm 80 \text{ mm}$$

$$E \approx 450 \text{ mm} \pm 100 \text{ mm}$$

q: captage de la source des Chaudannes. Depuis 1955, cette source est captée pour l'alimentation en eau potable des communes du Haut-Chéran, mais aussi du Châtelard, à l'extérieur du bassin. Il y a donc un prélèvement non enregistré par la station du Pont d'Escorchevel. Nous pouvons le chiffrer (en mm d'eau réparties sur tout le bassin versant) :

$$q = \frac{q'}{s} \times N$$

$$q = \text{lame d'eau captée (mm)}$$

$$q' = \text{débit capté (20 l/s)}$$

N = nombre de secondes dans 1 année

s = surface du bassin versant (m<sup>2</sup>)

$$q = \frac{20 \times 86400 \times 365}{96,3 \times 10^6} \approx 7 \text{ mm.}$$

D'où la différence entre les entrées et les sorties :

$$\begin{aligned} D \pm \Delta R &= P - [(Q + q) + E] \\ &= 1540 - (740 + 7) + 450 \\ &\approx 340 \text{ mm.} \end{aligned}$$

Etant donné les erreurs possibles sur P, Q, E, nous n'avons pas une grande précision sur la différence  $P - (Q + q) + E$ . Néanmoins, nous pouvons déjà conclure que le chiffre  $D \pm \Delta R$  obtenu est significatif car plus grand que les autres erreurs admises (330 mm).

Il nous faut, du moins en partie, expliquer cette valeur de 340 mm. :

#### 1- Estimation de $\Delta R$

##### 1.1. Stockage dans la plaine d'Ecole - La Compôte.

Au terme du bilan de la nappe d'Ecole, nous avons estimé à 780 mm la lame d'eau supplémentaire retenue dans les alluvions (voir chapitre IV), à la fin du cycle 1972-1973, et à la suite du déficit du cycle précédent. Ce résultat représente une hauteur d'eau, répartie sur l'ensemble du bassin, d'environ 25 mm.

##### 1.2. Déficit antérieur du bassin versant et pluies de juillet 1973.

A la suite d'une faible pluviosité durant les années (1970-1971-1972) précédant notre étude, il est raisonnable de supposer que, tout comme la plaine d'Ecole - La Compôte, l'ensemble de la Haute-Vallée du Chéran a comblé son déficit, à partir des pluies de 1972-1973. De plus, les fortes pluies de la fin juillet 1973, laissent le bassin versant avec une lame d'eau non encore écoulée lors de l'arrêt des mesures (août 1973). Pour la calculer, nous tiendrons compte :

. De la pluviométrie de juillet 1973 : 340 mm sur l'ensemble du bassin.

. De l'écoulement mesuré au Pont d'Escorchevel durant ce mois de juillet : 4280 l/s soit une lame d'eau de 120 mm, répartie sur tout le bassin.

. De la hauteur d'eau évaporée (30 mm environ).

. De la part de l'eau qui restera fixée, disponible pour le tarissement : 20 mm environ, évaluée à partir du coefficient de tarissement.

Nous trouvons alors une lame d'eau, non encore écoulée au 1<sup>er</sup> août 1973 de :  $340 - (120 + 20 + 30) \approx 170$  mm.

### 1.3. Valeur probable de $\Delta R$

Il apparaît raisonnable de supposer une augmentation du stock d'eau retenu dans le bassin du Haut-Chéran de l'ordre de :  $170 + 25 \approx 195$  mm.

Une erreur de 20% s'admet très facilement (40 mm).

d'où  $\Delta R \approx 195 \pm 40$  mm.

### 2- Valeur du déficit d'écoulement réel (D).

$$D = 340 - 195 \approx 145 \text{ mm}$$

Il ressort que ce chiffre n'est pas significatif (- 10%) devant les erreurs de mesures admises couramment (20%).

Si nous considérons qu'il existe vraiment un déficit d'écoulement, si faible soit-il, il nous faut alors admettre un phénomène extérieur que nous pouvons assimiler à des pertes vers les zones voisines.

. Une étude du pourtour du bassin révèle l'existence de nombreuses sources sur le versant de l'Isère. Ce sont les sources captées du Bourget (Saint Pierre d'Albigny), de Cayan, de Frêterive, des Fontanières, de Montaille, pour ne citer que les principales. Le débit total d'étiage de ces sources peut être évalué à 15-20 l/s. De plus, les études récentes de J.C. FOURNEAUX montrent un apport supplémentaire d'environ 20 à 30 l/s, à l'écoulement superficiel entre Montaille et Saint Pierre d'Albigny. Le bassin versant géographique de ces sources couvre 8 km<sup>2</sup>. Il apparaît à peine suffisant pour expliquer les débits enregistrés à l'aval. Un apport d'eau supplémentaire pourrait donc provenir du Massif des Bauges, et plus particulièrement de l'extrémité Sud du synclinal de l'Arclusaz et du Mont d'Armène.

. Bien qu'une reconnaissance géologique de ces zones ne laisse apparaître ni grosses fractures, ni décalage notable dans les séries, une karstification s'est installée jusque dans les marno-calcaires du Barrémien. Comme témoins, nous trouvons de nombreuses grottes telles celles du lieu-dit "La Ceinture", au pied de la barre urgonienne du col de l'Arclusaz. Des circulations karstiques, à partir des pluies et de la fonte de la neige, stockée dans toutes les

fissures superficielles, sont probables et certaines peuvent participer aux ruissellements observés sur le versant Isère. Les eaux se réinfiltrent ensuite dans des éboulis du versant pour aider à l'alimentation des sources citées. Mais compte-tenu de la disposition géologique des couches (fort pendage vers le Nord, c'est-à-dire vers l'intérieur du bassin versant du Haut-Chéran), et de leur nature lithologique (calcaire "Urgonien" sur une énorme série de marnes et marno-calcaires Néocomiens), la part des eaux fuyant vers l'Isère ne peut qu'être faible. Seule l'extrémité du synclinal d'Arclusaz (1,5 km<sup>2</sup>) pourrait permettre ces fuites.

Une étude complète (physique, chimique : O<sub>18</sub>, Sr<sup>87</sup>..) des sources du versant Isère permettrait d'éclaircir leur origine.

### 3- Conclusion.

L'approche du bilan hydrologique nous permet de schématiser le rôle et la part de tous les facteurs influant sur les eaux précipitées. Nous aurons :

ENTREES : Précipitations (P) (100%)	=	1540 mm (± 150 mm)
SORTIES : Evaporation (E) (30%)	=	450 mm (± 100 mm)
Ecoulement (Q + q) (47%)	=	750 mm (± 80 mm)
Variations des réserves (ΔR) (14%)	≈	195 mm (± 40 mm)
Déficit d'écoulement (D) (9%)	≈	145 mm

Le bilan est excédentaire (150 mm) mais cette valeur est située dans la fourchette d'erreur admissible (330 mm).

Toutefois, le fait même que le bilan soit excédentaire n'exclut pas la possibilité de fuites vers l'extérieur du bassin (vallée de l'Isère ou infiltrations à travers le glissement de terrain du Roc de Poyez, en rive gauche du Chéran, à Escorchevel).

## II - UTILISATION DES EAUX DE LA HAUTE-VALLEE DU CHERAN.

Il nous est apparu nécessaire, pour terminer cette étude hydrogéologique sur la Haute-Vallée du Chéran, de faire un commentaire sommaire de leur utilisation et de leur qualité actuelle.

### 1- Utilisation humaine.

L'alimentation en eau potable des communes du Haut-Chéran (Doucy - La Compôte - Jarsy - Ecole - Sainte Reine) s'effectue à partir des ressources en eau gravitaire. Il existe suffisamment de sources pour satisfaire ces commu-

nes à l'exception de celle de Sainte Reine dont l'altitude (850 m) constitue un handicap vis-à-vis des grosses émergences. De plus, les conditions hydrogéologiques de la vallée de Sainte Reine sont très défavorables : (d'un côté, un talus marneux peu perméable ; de l'autre, une dalle de calcaires jurassiques absolument sèche). La seule solution acceptable apparaît être un pompage depuis Ecole, à partir soit d'une source, soit de la nappe.

## 2- Utilisation industrielle.

Elle est pratiquement inexistante. Nous pouvons seulement signaler son utilisation à des fins électriques, comme à la scierie Petit (La Compôte).

## 3- Utilisation agricole.

Elle est plus fréquente, et malheureusement cause de la pollution du Chéran. En effet, cette eau sert, très souvent, au lessivage des planchers d'écuries et des porcheries, où elle déblaie lisier et sciure qui sont alors directement rejetés à la rivière.

## 4- Conséquences.

### 4.1. Pollution.

Connaissant les effets cumulatifs de la pollution de chaque ruisseau, l'établissement d'une comparaison entre la capacité auto-épuratrice du Chéran et les besoins en oxygène des effluents rejetés, devra obligatoirement prendre en compte le débit d'étiage de la rivière.

La vie piscicole caractérise le Chéran qui, jusqu'à une dizaine d'années, était resté indemne de toute pollution notable. Or aujourd'hui, les poissons disparaissent très rapidement, l'alevinage est impossible et des algues se développent.

Il s'agit avant tout d'une pollution organique, l'élevage étant l'activité principale du bassin. Nous dénotons plusieurs causes :

- lessivage des étables
- rejets des porcheries
- rejets des eaux usées domestiques.

D'autre part, une certaine pollution chimique n'est pas négligeable : elle est due au lessivage des terrains et prés fertilisés par les engrais.

De plus, les décharges "sauvages", éparpillées tout le long des ruisseaux (Chérel, Chéran, Doucy ...) sont entraînées mécaniquement lors de la moindre crue.

Enfin, nous retrouvons des "plages" de sciure. Cette dernière provient soit des dé-

pôts proches du Chéran, soit des étables où elle est alors mélangée au lisier.

#### 4.2. Résultats.

Le Chéran, tendant à devenir un "égoût à ciel ouvert", perd ses qualités premières : - couleur de son eau  
- richesse piscicole.

#### 4.3. Remèdes.

Ils pourront paraître draconiens mais ce sont les seuls efficaces :

- . Etablissement de fosses à lisier pour les étables et les porcheries.
- . Création de stations d'épuration pour les eaux usées.
- . Implantation de dépôts d'ordures "contrôlés" dans des zones non inondables, où l'épaisseur des alluvions "sèches" sera un filtre épurateur convenable et pour le Chéran, et pour la nappe d'Ecole - La Compôte que l'on évitera ainsi de polluer.

### III - CONCLUSION GENERALE.

En terminant ici notre étude, nous pensons avoir mis en évidence la plupart des caractéristiques hydrogéologiques d'une région demeurée jusqu'ici peu connue, du fait de son isolement relatif et de ses modestes possibilités hydroélectriques. A noter cependant qu'en 1917, la société des Forces Motrices du Chéran s'était fixée pour but l'installation d'un barrage à l'aval du Pont d'Escorchevel. L'E.D.F. avait repris ce projet vers les années 1945-1950. Des difficultés pour trouver une chute convenable avaient eu définitivement raison de l'idée.

*. Dans un premier stade,* nous nous sommes attachés à présenter une synthèse climatologique des Bauges et, en particulier de la Haute-Vallée du Chéran : nous pouvons retenir le très fort gradient pluviométrique (85mm/100m), un gradient thermométrique (0°52/100m) légèrement inférieur à la valeur accordée généralement (0°6/100m) mais qui confirme les valeurs trouvées par ANGOT, R. MICHEL et E. SIWERTZ. De plus, nous avons montré l'influence du relief sur les précipitations et, par conséquent, sur l'enneigement.

*. Dans un deuxième stade,* nous avons décrit d'une part le rôle des différents ensembles géologiques dans les circulations souterraines, et, d'autre

part, l'influence de la fracturation sur ces circulations. De ceci, nous retiendrons la présence de trois ensembles plus ou moins karstifiés suivant la lithologie et la fracturation, donnant lieu à des circulations et à des émergences. Malheureusement, nous n'avons pu nous arrêter sur l'étude particulière de ces karsts, ceci étant maintenant une affaire de spécialistes.

L'un des points les plus importants reste la grande faille coulissante de l'Arclusaz-Arcalod, qui sert d'écran aux circulations, tandis que les fractures qui lui sont conjuguées sont, en général, des drains.

. *Dans un troisième stade*, nous avons effectué une étude physico-chimique assez précise des émergences, afin de déterminer plus aisément l'origine géologique des circulations. Pour ce faire, nous avons utilisé les méthodes classiques : résistivité, température, mesure de débit et analyses chimiques. Nous avons comparé les résultats obtenus sur un certain nombre de sources aux données géologiques locales ; nous avons ainsi confirmé, si cela était encore nécessaire, le rôle primordial de la lithologie et de la tectonique quant à la nature et à la qualité des eaux à l'émergence, tant au point de vue physique et chimique que du point de vue bactériologique.

Parmi toutes les sources étudiées dans le bassin du Haut-Chéran, nous retiendrons la source des Chaudannes (émergeant d'un karst urgonien) qui est la plus importante par son débit. Malheureusement, le fait qu'elle ait une circulation purement karstique la prive d'une véritable filtration, et c'est ce qui donne quelques soucis aux responsables locaux. Par contre, la source de La Teuvière de Jarsy (filtrée à la sortie du karst tithonique par d'importants dépôts glaciaires), peut recevoir le titre de "meilleure source" du bassin grâce à la constance de tous ses éléments physico-chimiques, à son débit important (15 l/s) et ses qualités bactériologiques.

Après l'inventaire de toutes les ressources en eau gravitaire, souvent acceptables pour la consommation humaine, il nous fallait signaler la source bicarbonatée sodique de La Compôte. Mais l'examen des paramètres physiques et chimiques de son eau et de la roche magasin, n'a pas permis d'éclaircir vraiment son origine.

. *Dans un quatrième stade*, nous avons recherché les ressources souterraines de la plaine d'Ecole - La Compôte. En effet, connaissant l'origine géologique de la plaine : surcreusement glaciaire derrière le verrou du Châtelard et remplissage fluvio-glaciaire consécutif, nous avons évalué, grâce à une prospec-

tion géophysique sommaire, quelques paramètres "hydrauliques" montrant la présence d'un grand réservoir (épaisseur des alluvions, leur nature, leur résistivité électrique ...). Grâce aux observations de surface, nous avons supposé l'existence d'une nappe et nous avons calculé ses principales caractéristiques (réserves exploitables, alimentation, drainage ...). Les résultats obtenus sont encourageants.

. Enfin, le bilan hydrologique nous a fait apparaître un déficit d'écoulement. Toutefois, la valeur de ce dernier est très faible par rapport à la pluviométrie, et nettement inférieure aux erreurs commises et admissibles. Mais le fait que nous trouvions un bilan bénéficiaire nous a amené à considérer l'hypothèse de fuites soit en rive gauche du Pont d'Escorchevel vers l'aval du bassin, soit vers la vallée de l'Isère. Ce dernier point est à mettre en relation avec les surplus constatés, dans cette vallée, par J.C. FOURNEAUX. Néanmoins, la structure géologique de la bordure Sud du bassin du Haut-Chéran limite, au maximum, ces fuites.

Pour conclure, nous dirons que les besoins en eau potable des communes du Haut-Chéran sont, actuellement, largement assurés par les seules eaux gravitaires, et qu'il existe, dans la nappe alluviale d'Ecole - La Compôte, d'importantes réserves. Ces dernières permettront de faire face aux besoins futurs des Bauges, et même, de régions moins favorisées de la basse vallée du Chéran.

Par ailleurs, cette nappe d'Ecole est certainement la seule nappe quantitativement intéressante du massif. Il importe d'autant plus de prendre, dès à présent, les mesures propres à éviter sa pollution.

## B I B L I O G R A P H I E

- 1 ANDRE (1970) - Cours d'hydrométrie pratique. Certificat d'hydrogéologie.
- 2 ARLERY R., GARNIER M. et LANGLOIS R. (1955) - "Application des méthodes de Thornthwaite à l'esquisse d'une description agronomique du climat de la France". *Direction de la Météorologie Nationale*.
- 3 BARBIER J.L. (1972) - "Etude hydrogéologique de la Haute-Vallée de la Vernaïson et de ses bordures". *Thèse 3ème cycle - Grenoble*.
- 4 BARBIER R. (1955) - "Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques" (BARBIER R. et GIGNOUX M.). *Masson Ed.*
- 5 BARFETY J.C.I., GIDON M. (1969) - Carte géologique Montmélian 1/50.000. *B. R.G.M.*
- 6 BAZIN J. (1970) - Cours d'hydrodynamique souterraine. Certificat d'hydrogéologie.
- 7 BENEDETTI-CROUZET F. (1972) - "Etude géodynamique du Lac d'Annecy et de son bassin versant". *Thèse 3ème cycle. C.R.G. Thonon. Paris VI.*
- 8 BENEVENT E. (1926) - "Le climat des Alpes françaises". *Paris. Office national de la Météorologie.*
- 9 BOURDIER F. (1961) - "Le bassin du Rhône au quaternaire". Géologie et préhistoire. *Ed. du C.N.R.S.*
- 10 BOUVARD M. (1968) - "Hydrologie" cours section hydraulique. *I.P. Grenoble.*
- 11 CASTANY G. (1967) - *Traité pratique des eaux souterraines. Dunod Ed.*
- 12 CHABERTY L. (1961) - "La cluse du Chéran". *D.E.S. Grenoble.*
- 13 COLLIN J.J., DELAROZIERE O, LEBLANC M., LEGRAND D. (1968) - "Abaque de détermination pratique de l'évapotranspiration réelle annuelle selon la formule de TURC". *B.R.G.M.*
- 14 COMBAZ (1909) - "Le glacière de la partie supérieure de la cluse de Chambéry". *B.S.H.N. Savoie.*
- 15 DAGAS P. (1969) - "Etude d'aménagement du Canton du Châtelard. *Mémoire de fin d'étude. Ecole Sup. d'Agriculture. Purpan - Toulouse.*
- 16 DESCOTES (1875) - "Le bassin et les eaux du Chéran". *Revue Savoisienne t.16.*
- 17 DOUDOUX B. (1967) - Nouvelle étude de la montagne du Semnoz, près d'Annecy. *T.L.G. Grenoble t. 40.*
- 18 DOUDOUX B. (1967) - Nouvelle étude de la montagne du Charbon. *An. C.E.S. Chambéry.*
- 19 DOUDOUX B. (1969) - "La cluse du Chéran". *An. C.E.S. Chambéry.*
- 20 DOUDOUX B. (1969) - Présence probable au Cénomanién-Turonien dans la région de Chambéry. *S.H.N. Savoie.*

- 21 DOUDOUX B. (1971) - "Rapport géologique sur l'implantation d'un dépôt d'ordures ménagères à La Compôte en Bauges (Savoie). *Inédit.*
- 22 DOUDOUX B. (1973) - "La Faille de l'Arcalod et ses abords" (Massif des Bauges). *An. C.U.Savoie. A paraître.*
- 23 FOURNEAUX J.C. (1968) - "Hydrogéologie de la vallée du Grésivaudan". *Thèse 3ème cycle, Grenoble.*
- 24 GIDON P. (1952) - "Rapport sur les conditions géologiques d'un projet de captage destiné à compléter l'alimentation en eau potable de la commune d'Ecole (Savoie). *Inédit.*
- 25 GIDON P. (1952) - "Rapport sur les conditions géologiques d'un projet de captage destiné à l'alimentation en eau potable de la commune de Sainte Reine (Savoie). *Inédit.*
- 26 GIDON P. (1964) - "Géologie chambérienne, guide du géologue et de l'amateur dans la région chambérienne". *An. C.E.S. Chambéry, hors série.*
- 27 GIDON M. (1968) - Sur la morphologie fluvioglaciale aux marges des glaciers würmiens alpins. Le dispositif "moraine-chenal marginal" (GIDON M., MONTJUVENT G. et STEINFATT E.). *B.A.F. Etude du quaternaire.*
- 28 KERCKHOVE C. et ANTOINE P. (1964) - "Sur l'existence de failles de décrochement dans le Massif des Bauges. Zone subalpine Savoie. *T.L.G. F.S. Grenoble, t. 4.*
- 29 LEMOINE P. (1933) - Rapport géologique : adduction d'eau potable - Commune de La Compôte. *Inédit.*
- 30 LUGEON M. (1900) - "Les dislocations des Bauges". *B.S. Carte géologique de France.*
- 31 MARTINI J. (1960) - "Présence de l'Yprésien dans le Massif des Bauges" Savoie. *S. Ph. et H.N. de Genève.*
- 32 MARTINI J. (1970) - Contribution à l'étude de l'éocène supérieur et de l'oligocène subalpin de la Savoie. *S. Ph. et H.N. de Genève.*
- 33 MICHEL M. (1971) - "Hydrogéologie du bassin de Theys". *Thèse 3ème cycle, Grenoble.*
- 34 MICHEL R. (1960) - "Contribution à l'étude des températures dans le département de l'Isère". *T.L.G. Grenoble, t. 36.*
- 35 MICHEL R. (1971) - "Géologie du Génie Civil". (MICHEL R. et LETOURNEUR J.) *Armand Colin Ed.*
- 36 MORET L. (1948) - "Rapport sur les conditions géologiques de l'aménagement hydroélectrique du Chéran entre Lescheraines et le Pont de l'Abymes. *Inédit.*
- 37 MORET L. (1952) - "Note géologique sur la chute : "Lescheraines-Lac du Bourget" sur le Chéran. *Inédit.*
- 38 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.*
- 39 OLIVE Ph., CROUZET E., HUBERT A., SIWERTZ E. (1970) - "Le tritium dans les mesures d'hydrogéologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement". *Journ. of Hydrology, t. II.*

- 
- 40 OSEDA P. (1964) - "Biogéographie végétale" *DOIN Ed.*
- 41 PERRIER R. (1958) - Etude géologique des synclinaux du Noyer et des Aillons des anticlinaux du Margeriaz et Colombier (Massif des Bauges). *D.E.S. Grenoble.*
- 42 REMENIERAS G. (1965) - "L'hydrologie de l'ingénieur". *EYROLLES Ed.*
- 43 REVIL J. (1913) - "Géologie des Chaînes subalpines de la Savoie". *M.A. Savoie.*
- ✓ 44 REVIL J. (1913) - Hydrogéologie des Massifs Savoisiens. *S.H.N. Savoie, t. XX.*
- 45 REVIL J. (1913) - Formation pleistocènes du Massif des Bauges. Glaciaire et fluvio-glaciaire (REVIL J. et COMBAZ). *B.S.H.N. Savoie, t. XI.*
- 46 SARROT-REYNAULD J. (1960) - "Rôle des failles transverses dans la structure de la bordure orientale du Vercors, au Sud de Grenoble. *C.R.S.G.F. n° 7.*
- 47 SCHOELLER H. (1962) - "Les eaux souterraines". *MASSON Ed.*
- 48 SERVICE D'HYDROMETEOROLOGIE. E.D.F. Lyon.
- 49 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, C.R.G. Thonon, Paris VI.*

VU

Grenoble, le

Le Président de la thèse

R. BARBIER

VU, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université  
Scientifique et Médicale

M. SOUTIF