HAL
open science

Etude hydrogéologique du synclinal d'Autrans Méaudre, massif du Vercors - Alpes françaises

Jean Pierre Vinter

To cite this version:

Jean Pierre Vinter. Etude hydrogéologique du synclinal d'Autrans Méaudre, massif du Vercors - Alpes françaises. Hydrologie. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1973. Français. NNT : . tel-00605778

HAL Id: tel-00605778

https://theses.hal.science/tel-00605778

Submitted on 4 Jul 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.

Doctorat de 3ème Cycle
N° d'ordre

THESE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE TITRE DE DOCTEUR DE 3ème CYCLE

Spécialité : Sciences de la Terre

Mention : Géologie appliquée

par

Jean-Pierre VINTER

ÉTUDE HYDROGÉOLOGIQUE DU SYNCLINAL D'AUTRANS MÉAUDRE MASSIF DU VERCORS

Soutenue le septembre 1973 devant la commission d'examen

Président : R BARBIER Professeur

Examinateurs : R MICHEL Professeur

J SARROT-REYNAULD
Professeur directeur de thèse

Invité : J DUBUS Géologue conseil

AVANT - PROPOS

Au moment où s'achève cette étude, c'est pour moi un agréable devoir d'exprimer toute ma reconnaissance à ceux qui m'ont aidé dans sa réalisation.

Je remercie tout spécialement monsieur le professeur J. Sarrot-Reynauld qui m'a proposé le sujet de cette étude et m'a conseillé dans sa conduite, ne ménageant ni son temps, ni ses conseils.

Que messieurs les professeurs R. Barbier, J. Debelmas et R. Michel, qui ont su me faire profiter de leur savoir et de leur expérience, trouvent ici ma plus sincère reconnaissance.

Je ne saurais oublier messieurs les professeurs R. Dars et J. Polvèche de l'Université de Nice qui m'ont initié à la géologie.

Je me sens particulièrement redevable envers monsieur J. Dubus qui a guidé et encouragé mes premiers efforts et n'a pas hésité à me consacrer du temps, me donnant avis et conseils.

Une grande partie de ce travail n'aurait pu être menée à bien sans les concours de :

la Direction Départementale de l'Agriculture qui a installé une station de jaugeage sur le Méaudret,

le laboratoire du Service d'Etudes et de Surveillance des Eaux de la Faculté de Médecine de Grenoble,

le personnel des stations de la Météorologie Nationale, sans oublier monsieur le professeur P. Chanteur du S. C. P. R. I qui m'a communiqué les résultats de sa station de Méaudre,

les municipalités d'Autrans et de Méaudre qui ont facilité mes investigations.

Je veux également remercier monsieur C. Duraffour pour son amical concours et son aide.

Je ne veux pas oublier les enseignants et le personnel du laboratoire de l'Institut ainsi que mes camarades et amis pour les conversations toujours fructueuses.

Mademoiselle Bianchin et monsieur Chabert pour la part qu'ils ont pris dans l'édition de ce texte.

Je veux, enfin, remercier ma famille qui m'a toujours encouragé tout au long de mes études universitaires.

TABLE DES MATIERES

pages

SOMMAIRE 1

INTRODUCTION 3

1re PARTIE : Chap. I : GEOLOGIE DU BASSIN VERSANT 7

1. SERIE STRATIGRAPHIQUE ET LITHOLOGIQUE 7
1.1. L'Hauterivien 7
1.2. Les calcaires urgoniens 7
1.3. Les formations apto-albiennes 9
1.4. Le Sénonien 10
1.5. Le Miocène 11
1.6. Le Quaternaire 12
1.6.1. Description, genèse 12
1.6.2. Nature du remplissage 13
a) Prospection géophysique 13
b) Sondages mécaniques 17
1.6.3. Conclusion 19

2. APERCU TECTONIQUE 19
2.1. Description 19
2.1.1. Le flanc occidental 21
2.1.2. " " oriental 21
2.1.3. La bordure septentrionale 22
2.2. Conséquences morphologiques et hydrogéologiques 22

3. EVOLUTION GEOLOGIQUE DU VERCORS SEPTENTRIONAL 24
4. CONCLUSION 25

Chap. II : LES SOURCES 27
1. MOYENS D'ETUDE 28
1.1. Le débit 28
1.2. Les températures 29
1.3. Les résistivités 31
1.4. Le pH 32
1.5. La composition chimique des eaux 32

2. ETUDE DES SOURCES PAR FAMILLES 34
2.1. Sources liées au calcaire 34
2.1.1. Sources karstiques superficielles 36
a) Géologie 36
b) Caractéristiques 37
c) Particularités chimiques 38
2.1.2. Sources liées à l'Albien 39
a) Géologie 39
b) Caractéristiques 39
c) Décrue et tarissement 43
d) Particularités chimiques 44
2.2. Sources liées au Miocène 45
a) Géologie générale 45
b) Etude hydrogéologique détaillée du Bois de Claret 45
c) Caractéristiques 49
d) Particularités chimiques 50

pages

2.3. Sources liées au Quaternaire 51
2.3.1. Sources liées aux moraines 51
a) Caractéristiques 52
b) Particularités chimiques 53
2.3.2. Sources de versant 53
a) Caractéristiques 56
b) Particularités chimiques 57
2.3.3. La source et la nappe du Château 58
a) Essai de pompage 58
b) Particularités chimiques 60

3. ESSAI DE SYNTHESE 61

3.1. Renseignements apportés par la chimie 61
3.2. " " " les résistivités 62
3.2.1. Classification générale des sources 62
3.2.2. Le cas particulier de Bellecombe 66
3.2.3. Conclusion 66

4. CONCLUSION GENERALE 67

2e PARTIE : Chap. I : FACTEURS CONDITIONNANT L'HYDROLOGIE 68

1. APERCU CLIMATOLOGIQUE 68
2. ETUDE DES PRECIPITATIONS 68
2.1. Ajustement des précipitations annuelles de la station d'Autrans 72
2.2. Régime pluviométrique 72
2.2.1. Relation pluviosité/altitude 77
2.2.2. Neige 77
2.3. Détermination de la lame d'eau 80
- isohyètes 80
- Thiessen 80

3. LES TEMPERATURES 83
4. EVAPOTRANSPIRATION 84
a) Méthode de Turc 84
b) Méthode de Coutagne 84
c) Méthode de Thornthwaite 84

5. CONCLUSION 88

Chap. II : HYDROLOGIE DE SURFACE : LE MEAUDRET 89

1. LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE 89

1.1. Description du réseau 89
1.2. Pollution du Méaudret 92

2. DONNEES HYDROMETRIQUES 92

2.1. Emplacement de la station de mesure 92
2.2. Courbe de tarage 93
2.3. Régime de la rivière 95
2.4. Débits moyens journaliers 95

pages

3. ANALYSE DE L'ECOULEMENT 97

3.1. Forme générale de l'hydrogramme 97
3.2. Etude des crues 98
3.2.1. Courbe de concentration 98
3.2.2. Approche de statistique des crues 101
3.3. Etude du tarissement 102
3.3.1. Coefficient de tarissement 103
3.3.2. Volume des réserves 105

4. ESSAI DE CORRELATION PLUIE - DEBIT 106

4.1. Techniques d'approche 106
4.2. Relation Pluie-Débit 107
4.3. Volume ruisselé. 1ère approche du bassin d'alimentation 108
4.4. Etude comparative des débits spécifiques : 2e approche du bassin d'alimentation 109

5. VERIFICATION PAR LE BILAN 113
5.1. Les bassins versants 116
5.2. Justification de la méthode utilisée 116
5.3. Eléments du bilan 119
5.4. Remarques sur l'écoulement théorique 121
5.5. Conclusion 123

2e PARTIE : Chap. III : LES CIRCULATIONS KARSTIQUES : LA GOULE NOIRE 125

1. INVENTAIRE RAPIDE DES GROSSES SOURCES ET RESURGENCES HORS BASSIN 125

2. LA GOULE NOIRE ET LES COLORATIONS 126
2.1. La Goule Noire 126
2.2. Coloration du Méaudret 127
2.3. Coloration du Trou qui Souffle 127
2.4. Coloration de la Glacière d'Autrans 128

3. LES GORGES DU MEAUDRET 129

3.1. Les pertes 129
3.2. Les apports 131

4. SCHEMA DES CIRCULATIONS KARSTIQUES 132

5. EXTRAPOLATION DES DONNEES HYDROMETRIQUES AU BASSIN CALCAIRE 133

6. APPROCHE DU BILAN 137

6.1. Forme analytique 137
6.2. Forme globale 137
6.3. Causes d'erreurs et d'incertitudes 139
6.4. Conclusion 141

CONCLUSIONS 143

BIBLIOGRAPHIE 147

LISTE DES PLANCHES

n°	page	
1	2	Situation du bassin versant du Méaudret dans les Alpes françaises
2	4	Fréquences altimétriques et courbe hypsométrique
3	8	Schéma structural du synclinal Autrans-Méaudre
4	14	Diagramme des sondages électriques
5	15	Coupes d'interprétation des sondages électriques
6	18	Carottage des sondages mécaniques
7	20	Coupes géologiques du bassin versant
8	30	Relation température/altitude
9	33	Diagramme de H. Schoeller
10	35	Plan de situation des sources
11	40	Source a_1 Bellecombe, courbes caractéristiques
12	41	" a_2 " " "
13	42	Courbes de tarissement
14	46	Sources du Miocène, Bois de Claret
15	54	Source c_3 Les Ronins, courbes caractéristiques
16	55	" a_5 fontaine Gabet, " "
17	59	Nappe du Château, essai de pompage
18	63	Relations résistivité/débit
19	65	Source a_2 Bellecombe, crue pluviale
20	71	Distribution des précipitations annuelles
21	73	Précipitations mensuelles, année 1971
22	74	" " " 1972
23	75	Distribution des précipitations mensuelles
24	79	Courbes isohyètes, années 1971 et 1972
25	82	Méthode de Thiessen
26	87	Calcul de l'évapotranspiration
27	90	Profil en long du Méaudret et de ses affluents
28	94	Station le Coin, courbe de tarage
29	96	Débits moyens journaliers du Méaudret
30	98	Exemple de crue pluviale
31	100	Distribution des pointes de crue pluviale
32	104	Courbes de tarissement
33	110	Relation pluie/débit. Débits spécifiques
34	114	Fréquences altimétriques et courbe hypsométrique du bassin versant réduit
35	115	Fréquences altimétriques et courbe hypsométrique du bassin versant karstique
36	120	Bassin versant propre au Méaudret, méthode de Thiessen, courbes isohyètes pour l'année 1972
37	122	Bassin versant propre au Méaudret, bilan hydrologique pour l'année 1972
38	130	Coupe du Trou qui Souffle. Bloc diagramme des gorges du Méaudret
39	137	Bassin versant du Méaudret, bilan hydrologique analytique
40	142	" " " " " " global.

LISTE DES TABLEAUX

n°	pages	
I	69	Précipitations annuelles classées
II	70	Ajustement des précipitations annuelles à une distribution normale
III	78	Stations retenues pour la détermination des courbes isohyètes
IV	81	Calcul de la pluviosité mensuelle par la méthode de Thiessen
V	85	Evapotranspiration, méthodes de Turc et de Coutagne
VI	86	Evapotranspiration, méthode de Thornthwaite
VII	117	Bassin versant propre au Méaudret, pluviosité moyenne annuelle
VIII	118	Bassin versant propre au Méaudret, bilan hydrologique mensuel pour l'année 1972
IX	135	Bassin versant du Méaudret, bilan hydrologique pour l'année 1971
X	136	Bassin versant du Méaudret, bilan hydrologique pour l'année 1972

SOMMAIRE

La division de cette étude en deux parties peut paraître arbitraire mais correspond au souci de présenter les différents éléments qui la composent dans un ordre logique.

1re PARTIE : LES CIRCULATIONS A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT

Chap. I. Avant de nous pencher sur le problème des circulations, de surface ou souterraines, il nous a paru indispensable de préciser le rôle morphologique et hydrogéologique des différentes formations géologiques qu'on y rencontre. La géologie, véritable support de notre étude, en formera le premier volet et sera constituée d'une description lithologique et tectonique du bassin versant, en faisant notamment appel à des procédés géophysiques afin de préciser la nature du remplissage tertiaire et quaternaire de la vallée.

Chap. II. Ayant ainsi précisé l'importance de la fracturation et localisé la situation et la nature des différents niveaux de base, nous aborderons alors le problème des sources, au moyen de mesures physico-chimiques, par l'aspect qualitatif et quantitatif des eaux. Les sources seront classées par familles dont nous illustrerons les types les plus représentatifs au moyen de courbes de débits, résistivités, températures, pH et de courbes de tarissement.

A ce point de notre travail, nous disposerons de suffisamment d'éléments pour aborder le problème des circulations à l'échelle du bassin versant, de surface d'abord, karstiques ensuite.

2e PARTIE : LES CIRCULATIONS A L'ECHELLE DU BASSIN VERSANT

Chap. I. Afin d'entreprendre cet aspect de l'étude dont le but final est la réalisation d'un bilan, nous devrons tout d'abord examiner les facteurs qui conditionnent l'hydrologie. L'étude des précipitations sera abordée par les statistiques afin de replacer les années 1971 et 1972 dans leur contexte, le calcul de la pluviosité par les méthodes des courbes isohyètes et de Thiessen, la détermination de l'évapotranspiration par le calcul selon les méthodes de Turc, Coutagne et surtout Thornthwaite.

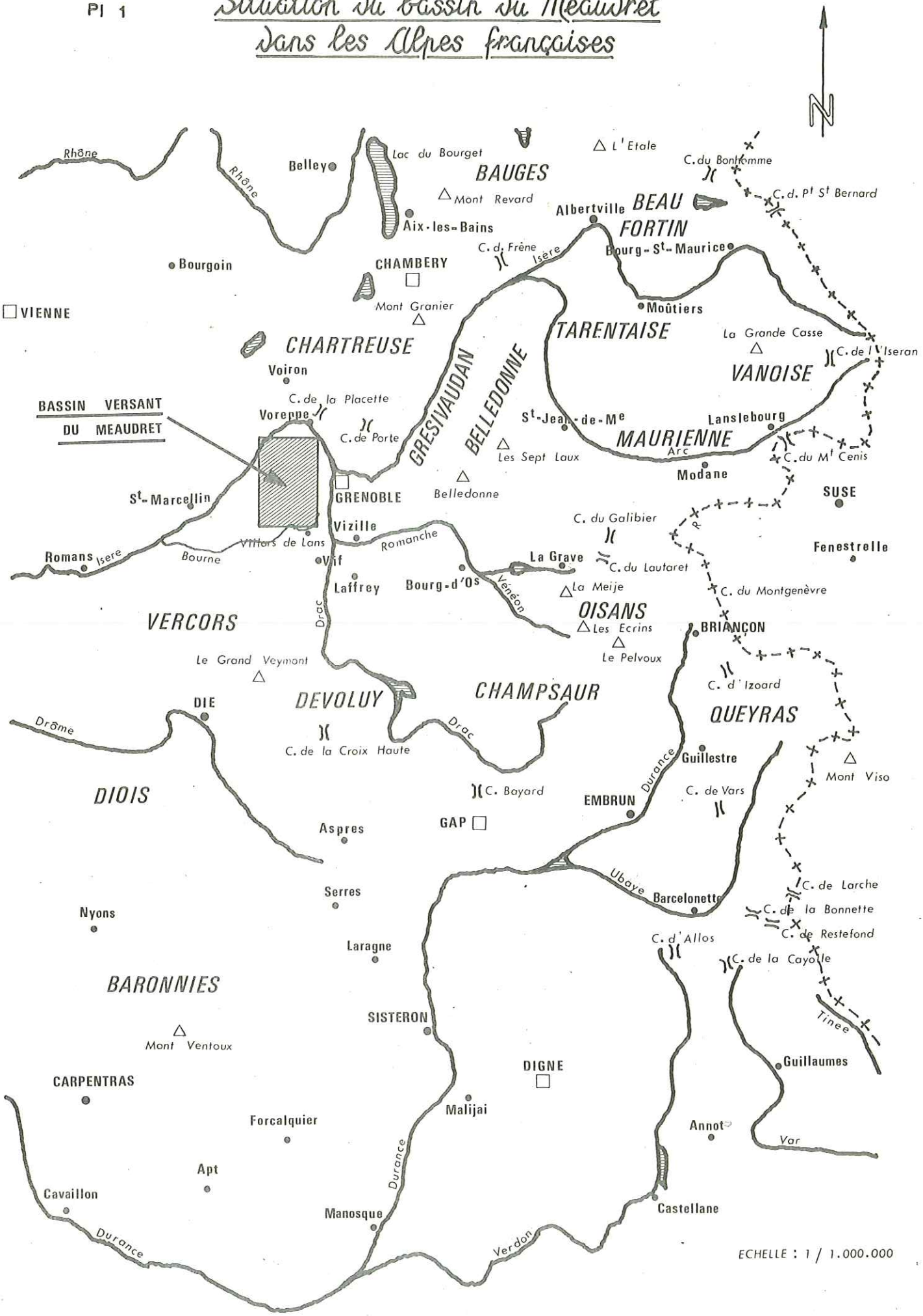
Chap. II. L'étude de l'hydrologie de surface sera abordée par les différents aspects de l'analyse de l'écoulement (débits, crues, tarissement) et nous nous efforcerons de préciser la superficie réelle du bassin d'alimentation du Méaudret au moyen de différents procédés (planimétrie, volumes ruisselés et étude comparative des débits spécifiques). La superficie du bassin d'alimentation, ainsi déterminée, sera vérifiée par la réalisation d'un bilan.

Chap. III. Le dernier chapitre enfin, consacré à l'étude des circulations karstiques fera état des diverses colorations à la fluorescéine réalisées sur le bassin versant. Après étude des pertes du Méaudret, nous ferons alors le point sur les circulations karstiques et tenterons une estimation des débits de la grosse résurgence de la Goule Noire qui en est le principal et quasiment unique émissaire.

La dernière partie du chapitre constituera une approche de bilan, considéré sous un aspect analytique pour les années 1971 et 1972 et global, à titre de vérification, au cours de la période d'enregistrement des débits.

Pl 1

Situation du bassin du Méaudret dans les Alpes françaises



INTRODUCTION

I. SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le massif du Vercors est un ensemble de chaînes et hauts plateaux calcaires qui s'étendent de l'Isère à la Drôme et du Drac aux plaines du Bas-Dauphiné. C'est un massif boisé, aux formes lourdes et puissantes, limité par de hautes falaises qui en rendent l'accès difficile. Le massif culmine au Grand-Veymont (2 341 m), son altitude moyenne est de 1 200 m environ.

Contrairement au massif de la Grande Chartreuse qui lui fait suite vers le Nord, les reliefs du massif du Vercors sont conformes. Les vallées correspondent aux dépressions synclinales et les anticlinaux, le plus souvent en larges croupes, déterminent de grandes surfaces, faisant apparaître cette région comme un pays de plateaux.

La partie septentrionale du Vercors, avec des vallées plus larges, s'oppose à sa partie méridionale où les hauts plateaux dominent et où les dépressions sont réduites à de simples gouttières synclinales.

Le synclinal d'Autrans-Méaudre forme une région naturelle à l'extrémité septentrionale du Vercors, parfaitement limité au Nord et à l'Ouest par de hautes falaises urgoniennes qui dominent la plaine de plus de 1 000 m et à l'Est par la croupe anticlinale du plateau de Sornin. Par sa forte humidité et sa température fraîche, la végétation est très développée et l'économie axée sur l'exploitation forestière et l'élevage bovin pour les produits laitiers. De plus en plus sa vocation touristique s'affirme : le relief paisible de cette grande "vasque" aux lignes tranquilles en fait un havre de paix estival ; l'enneigement important une partie de l'année y attire des skieurs de fond de plus en plus nombreux.

II. CADRE GEOLOGIQUE SOMMAIRE

Pour les géographes le Vercors est le plus vaste massif des Préalpes calcaires. Il appartient, pour les géologues, au domaine septentrional des chaînes subalpines et, en tant que tel, il représente la couverture sédimentaire décollée des massifs cristallins externes.

Ce déplacement, limité par la plasticité des marnes liasiques et l'accumulation des conglomérats miocènes du Bas-Dauphiné, s'est traduit par l'existence de plis couchés et chevauchants vers l'Ouest.

La morphologie particulière de cette région est conditionnée par la présence d'une importante carapace, formée essentiellement de calcaires récifaux urgoniens. Cette véritable ossature du massif a été peu entaillée par l'érosion, excepté dans quelques cluses et gorges profondes. C'est elle qui est à l'origine du style structural du massif. Cependant, si le Vercors méridional est essentiellement urgonien, les couches du Crétacé supérieur en bancs plus minces affleurent largement dans sa partie septentrionale, notamment dans le synclinal d'Autrans-Méaudre où les formations miocènes tiennent par ailleurs une place importante.

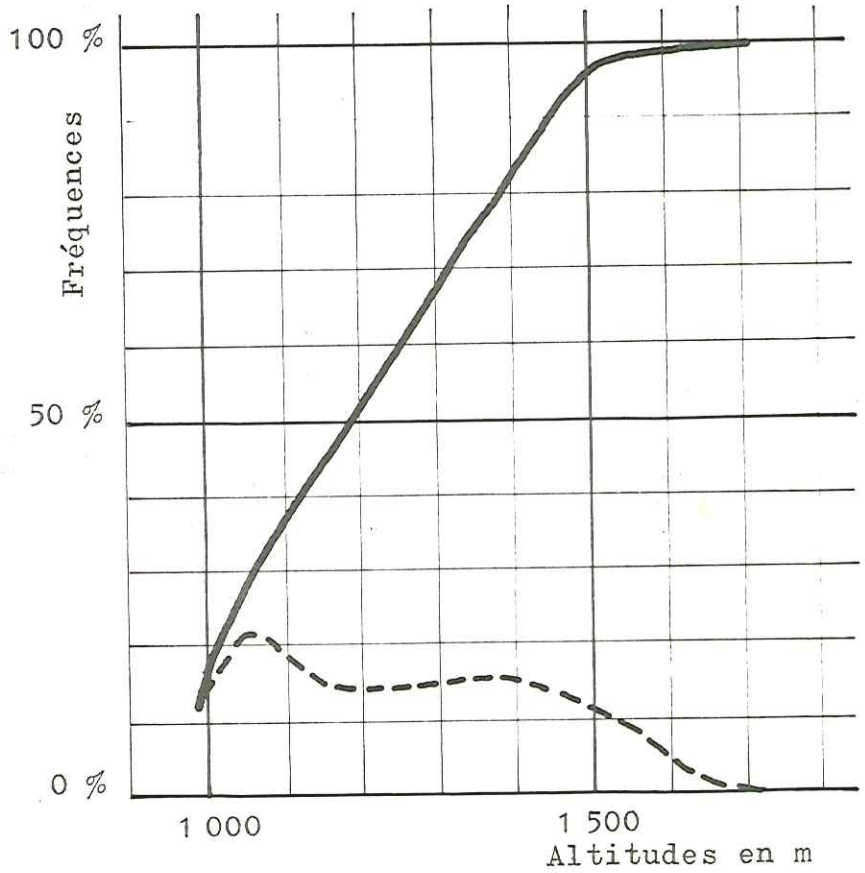
BASSIN VERSANT DU MEAUDRET

Pl 2

FREQUENCES ALTIMETRIQUES ET COURBE HYPSOMETRIQUE

BASSIN VERSANT TOTAL

Altitudes		Superficies			
Intervalles	Moyenne	en km²		en %	
		p. tranche	cumulée	p. tranche	cumulée
- de 1 000	980	5,320	5,320	6,63	6,63
1 000 à 1 100	1 050	18,080	23,400	22,52	29,15
1 100 à 1 200	1 150	12,025	35,425	14,98	44,13
1 200 à 1 300	1 250	12,000	47,425	14,95	59,08
1 300 à 1 400	1 350	12,715	60,140	15,84	74,92
1 400 à 1 500	1 450	11,160	71,300	13,90	82,82
1 500 à 1 600	1 550	7,490	78,790	9,33	98,15
1 600 à 1 700	1 650	1,435	80,225	1,79	99,94
+ de 1 700	1 710	0,050	80,275	0,06	100,00



Altitude moyenne ..... 1 251 m

Altitude de fréquence 1/2 ..... 1 185 m

Altitude la plus fréquente ..... 1 050 m

Altitude médiane ..... 1 330 m

---- Fréquences

——— Fréquences cumulées

On admet généralement que c'est dans la partie nord du Vercors que se font sentir les influences tectoniques jurassiennes les plus méridionales. Cette observation est particulièrement vraie pour le synclinal d'Autrans qui affecte une allure typique en pli coffré.

III. ORIGINE DE L'ETUDE

Essentiellement calcaire et siège de manifestations karstiques importantes, le massif du Vercors, pourtant bien arrosé, pose un grand nombre de problèmes, ne serait-ce que l'énorme déficit que présente son réseau hydrographique de surface. C'est en partie afin de résoudre les problèmes posés par le renforcement du réseau d'alimentation en eau potable de la commune d'Autrans que cette étude a été entreprise.

Par ailleurs, cette étude s'insère parfaitement dans un schéma plus général, dont l'impulsion a été donnée par l'Université de Grenoble, avec la participation de nombreuses administrations et dont la première manifestation a été, en novembre 1968, le récent colloque sur l''Hydrogéologie karstique du massif du Vercors''.

Elle s'insère également dans le cadre d'études menées par la Direction départementale de l'Agriculture de l'Isère et par l'Electricité de France. Rappelons, en effet, qu'il existe un projet pour l'aménagement d'un ''Parc Régional du Vercors'' et que le Méaudret participe pour une bonne part à une des quatre chutes aménagées sur la Bourne, la retenue des Jarrands qui alimente par conduite forcée l'usine de Rencurel.

IV. PRESENTATION DU BASSIN VERSANT

Le bassin versant d'Autrans-Méaudre se présente donc comme une vaste dépression fermée à l'aval, au relief conforme et grossièrement orientée Nord-Sud.

Sa superficie a un peu plus de 80 km^2 aux Jarrands (point de confluence avec la Bourne) et 75 km^2 au lieudit le Coin ou la Ville, où a été installée la station de jaugeage.

La répartition des affleurements peut schématiquement se faire de la façon suivante :

- les calcaires affleurent largement sur toute la périphérie du bassin :
  - l'Urgonien en surface structurale au Nord et à l'Ouest, avec 20 % de la superficie (16 km^2 environ) : 20 % (16 km^2)
  - la Lumachelle ..... avec 5 % (4 km^2)
  - le Sénonien ..... 48 % (38, 5 km^2)
- le Miocène et le Quaternaire assurent le remplissage de la vallée :
  - le Miocène ..... 12 % (9, 5 km^2)
  - les formations quaternaires ..... 15 % (12 km^2)

Les fréquences altimétriques et la courbe hypsométrique sont présentées sur la Pl. 2. L'allure bimodale de la courbe des fréquences illustre les remarques faites ci-dessus, l'altitude la plus fréquente de 1 050 m correspon-

dant aux formations miocènes et quaternaires, le pic plus étalé aux affleurements calcaires. Il sera présenté des courbes hypsométriques pour ces deux ensembles dans le chapitre II , 2e partie.

L'altitude moyenne est de 1 250 m. Près de 50 % de la superficie du bassin versant est situé sous cette altitude. Seulement 1, 85 % est à plus de 1 600 m, le point culminant du bassin est le lieudit Charande avec 1 710 m.

Les données caractéristiques du complexe physique que représente le bassin versant figurent dans le tableau ci-dessous :

- indice de compacité (Gravelius)	K_c = 1, 44	
- rectangle équivalent	(L = 18, 7	km
	(l = 4, 3	km
- indice de pente	i = 4	%
- densité de drainage	D = 0, 43	

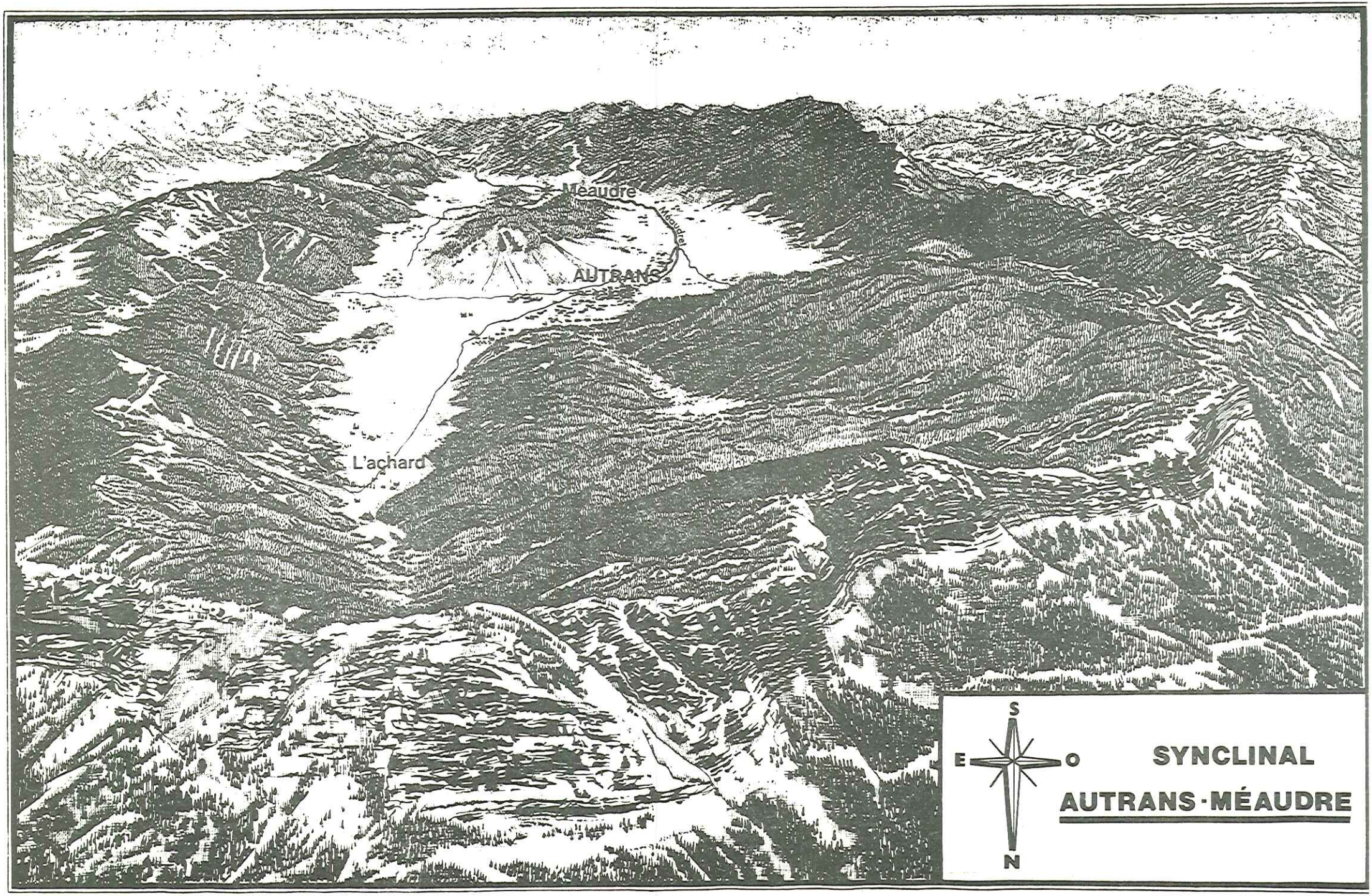
Ces données, classiquement utilisées, donnent une bonne idée de l'aspect physique du bassin versant et représentent ses paramètres essentiels, elles permettent des comparaisons aisées avec d'autres bassins versants. La faiblesse de l'indice de drainage, due à l'importance des affleurements calcaires, nous indique que le réseau hydrographique actuel est peu développé. L'importance de l'indice de compacité qui sert à calculer le réctangle équivalent traduit conventionnellement la forme allongée du bassin. De même, la faiblesse de l'indice de pente (dénivelée rapportée à la longueur du rectangle équivalent) traduit l'aspect paisible des reliefs.

PREMIERE PARTIE

LES CIRCULATIONS A L' ECHELLE DE L' AFFLEUREMENT

Chap. I : GEOLOGIE DU BASSIN VERSANT

Chap. II : LES SOURCES


Méaudre
Méaudre
AUTRANS
L'achard
S
E
O
N
SYNCLINAL
AUTRANS-MÉAUDRE

CHAPITRE I : GEOLOGIE DU BASSIN VERSANT

Ce chapitre va nous permettre de définir la nature des terrains qui affleurent dans le synclinal d'Autrans-Méaudre etde dégager les grands traits de sa structure. L'étude de notre secteur a déjà fait l'objet d'une thèse de 3e cycle (J. BELLAMY, 1963) et d'un Diplôme d'Etudes Supérieures (J.-P. GIROD, 1964). Nous y ferons référence en y ajoutant nos observations personnelles et en insistant notamment sur l'aspect morphologique et hydrogéologique des formations rencontrées.

1. SERIE STRATIGRAPHIQUE ET LITHOLOGIQUE

1.1. L'Hauterivien

L'Hauterivien est représenté par une alternance de calcaires marneux, à patine jaunâtre et miches caractéristiques, et de marnes de couleur gris foncé. Fossilifère, on groupe souvent cet ensemble sous le nom global de "Marnes à Spatangues". Bien que n'affleurant pas sur le bassin versant d'Autrans-Méaudre, cet étage devait être mentionné car il constitue un niveau important à la base des circulations karstiques. Dans les gorges de la Bourne, ses affleurements donnent naissance à de grosses résurgences, ainsi qu'en témoignent la Goule Noire et la Goule Blanche; c'est également sur ce niveau que s'est développée une grande partie du réseau du gouffre Berger.

J.-L. BARBIER (1972), dans sa thèse, à l'occasion de remarques sur les circulations karstiques, a signalé que des débits importants pouvaient transiter par les formations hauteriviennes, dans le gouffre Berger notamment, mais imputables, à la suite d'accidents locaux, à une érosion régressive et non à des manifestations karstiques. Nous considérerons comme lui que ces formations constituent le mur étanche de toutes les circulations karstiques profondes.

1.2. Les calcaires urgoniens

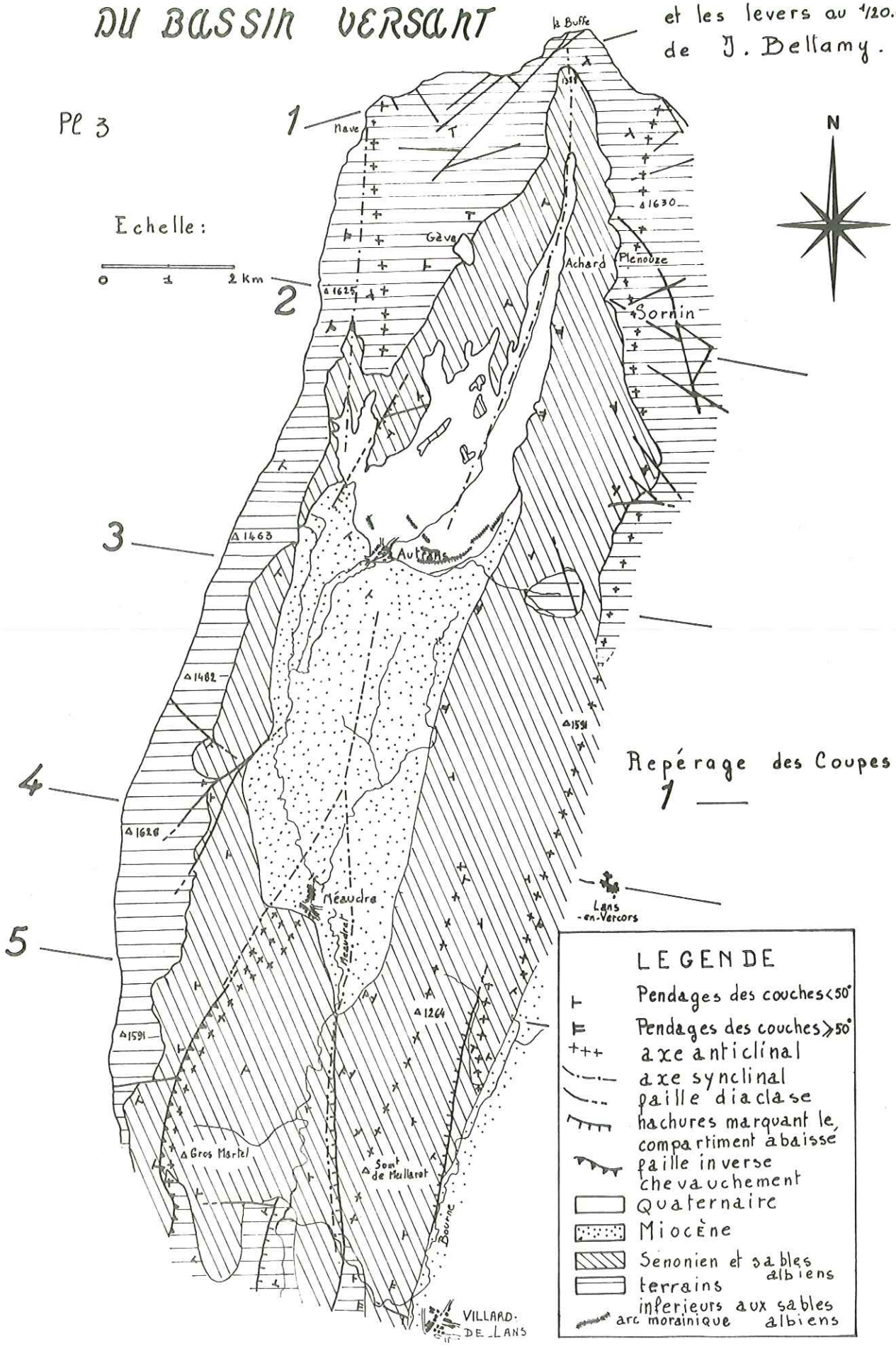
Le complexe barrémo-aptien se présente avec le faciès urgonien. Sa base, dolomitisée, de même que la couche à Panopées qui fait office de transition avec l'Hauterivien, n'affleure que dans les gorges de la Bourne. Dans le synclinal d'Autrans, c'est la masse supérieure qui constitue le terme le plus ancien et l'ossature des séries. Il affleure, avec des bancs francs et massifs, au Nord du Pré de Gève et sur le plateau de Sornin en une surface structurale lapiazée.

Au-dessus du toit de l'Urgonien, il existe parfois des passées plus marneuses, couches à Orbitolines vraies et assimilées, pouvant s'intercaler dans l'Urgonien (Fontaine Renard), rejoignant le cas général décrit par J. GOGUEL (1945) dans les gorges de la Bourne, ou même dans les dépôts détritiques de la Lumachelle qui lui fait suite ; d'abord signalée par R. BARBIER (1950) à Villard-de-Lans, cette observation se retrouve dans le synclinal d'Autrans, au niveau

SCHEMA STRUCTURAL DU BASSIN VERSANT

D'aprés les Cartes Géologiques au 1/50.000 de Grenoble et Vif et les levers au 1/20.000 de J. Bellamy.

Pl 3



de la Fontaine de la Quà (J.-P. GIROD, 1964). C'est également à ce niveau qu'est rattachée l'épaisse lentille argileuse des Plagnieux (80 m) découverte et étudiée par V. PAQUIER (1905).

Depuis le début de ce siècle, P. LORY, 1901 - V. PAQUIER, 1906, il était admis que ces formations s'étaient uniformément déposées à la surface de l'Urgonien puis érodées et plissées ; elles avaient été conservées dans les dépressions synclinales et décapées ailleurs par des courants contemporains de ces plissements. Cette hypothèse a été récemment remise en cause par H. ARNAUD (1970) dans la région des Rimets où l'existence de mouvements tectoniques antérieurs à leur dépôt ont pû être mis en évidence. Ainsi les "Marnes à Orbitolines" se seraient déposées au fond de dépressions préexistantes, sous forme de chenaux. Cette observation peut s'appliquer à la région des Plagnieux et expliquer ainsi leur grande épaisseur.

Ces niveaux n'ont qu'un rôle hydrogéologique restreint et localisé, juste suffisant à assurer le site géologique de quelques petites sources. A l'échelle du bassin versant, ils ne sont pas assez étendus et développés pour former obstacle à la pénétration des eaux, ainsi que le montre, à l'exception de la région des Plagnieux, l'absence de circulation de surface.

L'Urgonien forme véritablement le karst profond du Vercors. Ainsi, sur le seul plateau de Sornin, près de 80 cavités ont été explorées par les spéléologues. Parmi elles figure le gouffre Berger avec 1 100 m de dénivelée.

1.3. Les formations apto-albiennes

A la suite de ces dislocations et exhaussements, les conditions de dépôt se sont uniformisées avec les calcarénites à entroques de l'Aptien supérieur, la Lumachelle des géologues dauphinois. Ce niveau a une épaisseur à peu près constante de 20 à 25 m et se présente sous forme de dalles peu compactes, formées d'un calcaire brunâtre, gréseux et très détritique à stratification souvent entrecroisée.

Ce niveau, moins facilement karstifiable car plus grossier que les calcaires sénoniens sus-jacents ne forme cependant pas obstacle à la pénétration des eaux. Tout comme les niveaux décrits précédemment, il peut donner naissance à de petites sources, comme celles du Pré de Gève.

Beaucoup plus important est le rôle hydrogéologique de l'Albien. Le passage est assuré par l'intermédiaire d'un niveau conglomératique gréso-phosphaté très fossilifère daté de l'Albien inférieur. Il est constitué par des sables verts ou jaunâtres comportant des passées de grès avec parfois un ciment calcaire ;

- il affleure au Sud, dans les gorges du Méaudret, au niveau de la Martinière, et de façon continue sur le versant oriental du synclinal. Epais d'une trentaine de mètres à Bellecombe, il subit une diminution importante vers le Nord et ne mesure plus que quelques mètres à la hauteur du tunnel du Mortier ;

sur le versant occidental, excepté au Sud, dans la région du gros Martel, seuls quelques lambeaux témoignent de son dépôt.

La direction d'accroissement des épaisseurs est grossièrement située NNE-SSW. Cette limite est identique à celle des rivages du Crétacé supérieur. D'après J. BELLAMY (1963), se basant sur l'homogénéité des faciès de l'Albien, les limites d'affleurement vers le Nord seraient dues à l'érosion, et non à une lacune de sédimentation. Les dépôts détritiques de l'Albien traduisent cependant une tendance à l'émersion de cette région qui a joué un rôle de haut-fond depuis le Crétacé inférieur avec le faciès urgonien. Cette tendance à l'émersion est confirmée par l'absence ou l'extrême réduction du Cénomanien et le non-dépôt des premiers termes du Crétacé supérieur.

C'est avec l'Albien que l'on retrouve le deuxième niveau hydrologique important, base des circulations karstiques sénoniennes. Ses affleurements sont à l'origine des grosses sources de Bellecombe ou de résurgences comme celle des Olivets. Mais, n'étant pas présent partout ou n'existant que sous une forme très réduite, la communication est assurée avec les circulations urgoniennes, sur la majeure partie du synclinal ; à cet égard, le cas du Trou qui Souffle, que nous examinerons par la suite, est particulièrement significatif.

1.4. Le Sénonien

Sous cette appellation se rattachent les séries calcaires d'âge néo-crétacé qui marquent un retour et une avancée de la mer. Dans le synclinal d'Autrans-Méaudre, les lauzes à ciment du type de celles qui affleurent dans les gorges du Furon ne se retrouvent qu'à l'Est, partout ailleurs les séries sont plus détritiques, à faciès grossier, quartzeux ou crayeux. Nous conserverons cependant pour la commodité de l'usage la dénomination de lauzes, d'autant que les bancs sont généralement assez compacts, en bancs minces et réguliers. Les coupes lithologiques varient selon les affleurements, on notera par exemple qu'elles sont différentes de part et d'autre de Bellecombe. D'après J.-P. GIROD (1964), l'ensemble inférieur de 200 m sur la rive sud, n'aurait plus que 84 m sur la rive nord, soit une diminution considérable de 116 m sur deux coupes très peu distantes.

Ce n'est qu'après le dépôt des lauzes que les conditions de sédimentation s'uniformisent avec l'apparition des calcaires à silex en bancs morphologiquement semblables aux précédents mais plus compacts et formés de calcaires à grain plus fin, caractérisés par la présence de nombreux nodules de silex irrégulièremnt répartis. Vers le Sud, dans l'axe du synclinal, la série se termine par des bancs de calcaire jaunâtre à Orbitoïdes du Maëstrichtien supérieur.

De fait, la distinction entre lauzes et calcaires à silex est souvent imprécise. J. BELLAMY dans son étude stratigraphique du Sénonien a adopté une limite mise en évidence par R. BARBIER dans le synclinal de Villard-de-Lans, constituée par un niveau de calcaire sableux qui marque la reprise trangressive des dépôts des calcaires à silex.

B. PORTHAULT (1968) a précisé l'âge des formations néo-crétacées du massif du Vercors. S'il a modifié les données paléogéographiques du Vercors occidental, en rattachant au Turonien une partie des dépôts considérés jusqu'à cette date comme Sénonien, il a par contre confirmé un âge campano-maëstrichtien à l'essentiel des séries néo-crétacées du Vercors nord-oriental.

Du point de vue hydrogéologique, la distinction en deux ensembles n'a que

peu de répercussions sur les circulations, certes, les calcaires à silex, à grain plus fin, sont plus aisément karstifiables et présentent une perméabilité en grand, liée à la fissuration mais les exceptions sont nombreuses. L'exemple le plus caractéristique est celui du Trou qui Souffle dont le réseau est développé en majeure partie dans les lauzes du "Sénonien" inférieur. D'une façon générale, l'existence de calcaires en petits bancs assure en l'absence de fissuration une perméabilité verticale négligeable face à la perméabilité horizontale, c'est-à-dire parallèlement aux joints de stratification.

1.5. Le Miocène

Exondé par les mouvements anté-nummulitiques, le Vercors ne possède pas d'Eocène marin. Cet étage est représenté par des poches karstiques de sables et argiles bigarrés. Les poches n'existent que sur le versant oriental et sont particulièrement abondantes au niveau du col de la Croix Perrin, elles n'excèdent pas une dizaine de mètres et sont toujours développées dans le Sénonien. Cette émersion se poursuit durant l'Oligocène.

Les terrains miocènes par contre occupent une grande partie du synclinal, assurant le remplissage de la vallée sur des épaisseurs parfois importantes. Sans entrer dans le détail de la coupe décrite par V. PAQUIER (1905) dans le vallon de Nave, nous retiendrons la distinction en trois ensembles faite par J.- P. GIROD pour la vallée située entre Autrans et Méaudre :

- à la base, une molasse gréso-marneuse burdigalienne affleurant dans les vallées entre Autrans et Méaudre et déterminant une topographie très douce. Nous l'avons étendue à la totalité du bassin versant car elle a été retrouvée d'une part par sondages mécaniques à l'amont d'Autrans à une profondeur de 10 m environ sous les formations quaternaires, d'autre part par sondages électriques dans tout le vallon de l'Achard. (Voir ci-après) ;

- il lui fait suite une molasse gréseuse à passages de grès micacés formant le soubassement de la colline du Bois de Claret et des Buissonnées. Entre ces deux formations, il existe autour du Bois de Claret des assises de calcaire à Ostracodes en lentilles au sein de la molasse sableuse (J.-P. GIROD, 1964) ;

- au sommet du Bois de Claret, enfin, des conglomérats très polygéniques formés de galets calcaires clivés, impressionnés et de roches aussi diverses que radiolarites, silex et quartz.

Le Miocène traduit la dernière invasion marine, déposant argile et molasse, dans les synclinaux, vraisemblablement déjà ébauchés, du massif du Vercors. La profondeur de la mer décroît avec le dépôt des conglomérats apportés par les fleuves dans d'immenses deltas où se déposent des matériaux arrachés aux Alpes internes.

Du point de vue hydrogéologique, le contact dans le Bois de Claret et des Buissonnées entre conglomérats supérieurs et molasse gréseuse se traduit par l'existence d'un niveau de base local qui est à l'origine d'une ligne de

sources, située approximativement à la cote 1 100 tant à l'extérieur qu'à l'intérieur du bois.

1.6. Le Quaternaire

1.6.1. Description. Genèse

La couverture quaternaire est largement développée dans le fond du synclinal. Les formations glaciaires y sont amplement représentées, notamment au niveau du village d'Autrans où l'on retrouve l'existence de 4 vallums morainiques formant un amphithéâtre dont la concavité est tournée vers le vallon de l'Achard.

C'est d'ailleurs dans le vallon de l'Achard, avec son fond plat et ses bords en auge, formés de moraines latérales, évoquant en réduction les grandes vallées alpines, que l'on relève les traits les plus caractéristiques. Sur le versant oriental, l'existence de vallées suspendues se raccordant au vallon par de petits cônes de déjection après une gorge de raccordement encaissée, évoquent l'image d'un façonnement glaciaire repris par une érosion fluviatile. Excepté les éboulis vifs à la hauteur de Villeneuve, exploités intensément, les éboulis qu'on y rencontre sont anciens et pratiquement impossibles à distinguer des moraines auxquelles ils se raccordent tout naturellement. Nous pouvons considérer le vallon de l'Achard comme un petit synclinal surcreusé, d'une part, sur son flanc oriental entre les Ronins et Eybertière l'inclinaison du versant est supérieure au pendage des couches, d'autre part, sur l'autre flanc les couches sont tranchées en biseau par le profil du versant.

Le façonnement de la grande entaille de Bellecombe a très certainement une origine glaciaire, ainsi que le suggère l'absence de cône de déjection à son débouché. A. ALLIX (1914) avait d'ailleurs reconstitué son profil actuellement retaillé par l'érosion fluviatile et l'avait rattaché aux vallées suspendues que l'on trouve plus au Nord dans le vallon de l'Achard. Située à l'aval du complexe morainique d'Autrans, il peut s'agir d'un petit glacier de cirque en liaison avec la calotte glaciaire de Sornin qui s'est individualisé du système principal de l'Achard.

Du vallon de Nave, il s'est également écoulé un glacier ainsi que le montre l'existence de placages morainiques, mais, n'étant pas venu rompre l'ordonnance de l'amphithéâtre; s'il était contemporain de celui de l'Achard, il a dû s'arrêter plus tôt, avant la formation de ces dépôts.

Cette morphologie glaciaire, assez fraîche, date de la dernière glaciation (würmienne), en liaison avec une calotte glaciaire située sur le plateau de Sornin. Ce glacier principal alimentait le vallon de l'Achard par l'intermédiaire d'un petit glacier de cirque situé au Nord du vallon au niveau de la grange Poya, mais aussi par l'intermédiaire des vallées suspendues sur le flanc oriental. A cet égard, le rabotage au niveau de Plénouze est particulièrement net.

Cependant, nous pouvons penser avec A. ALLIX, que toutes ces formations sont postérieures à un stade glaciaire plus ancien pendant lequel les glaciers occupaient, vers l'aval, la vallée des Tranchants et celle de la Perrinière. Actuellement les deux vallées principales aboutissant à Méaudre comportent surtout de la molasse et le glaciaire ne se retrouve qu'en plaques locales, couvertes par

une épaisse chape d'altération, les alluvions anciennes ou modernes ayant repris les éléments du Miocène par érosion regressive. L'argumentation est indirecte. Certes, A. ALLIX signalait à la hauteur de Bourg-Dessus l'existence de deux phases successives de creusement qui ont décapé la moraine et atteint la roche en place, mais ce sont surtout des observations morphologiques qui peuvent faire accréditer cette thèse :

- la vallée des Tranchants montre une forme très régulière avec un fond plat et des bordures en forme d'auge. Le surcreusement n'a pas dû être important, la pente actuelle est de l'ordre de 5 mm/m. Ces observations se trouvent d'ailleurs confirmées par les sondages électriques qui ont été réalisés (voir ci-après) ;

- la vallée de la Perrinière montre la curieuse forme d'épigénie du ruisseau des Griats dans les calcaires sénoniens. Cette épigénie ne peut s'expliquer par le seuil molassique très bas existant actuellement, mais par un obstacle, peut-être une moraine aujourd'hui disparue. A présent les eaux de surface provenant de l'Achard contournent le Bois de Claret par la droite de même que le ruisseau des Griats après sa confluence avec le ruisseau des Rivaux contourne le Bois des Buissonnées, n'empruntant pas la vallée de la Bourrière dont le façonnement est certainement dû au prolongement de la branche du glacier qui a creusé la vallée de la Perrinière.

1.6.2. Nature du remplissage

a) Prospection géophysique

Les sondages électriques permettent d'indiquer avec une certaine approximation la répartition des résistivités électriques suivant la profondeur. La commune d'Autrans, désirant renforcer son alimentation en eau potable, a fait appel à cette technique pour la prospection de 2 zones situées immédiatement autour du village, la première au NE dans le vallon de l'Achard jusqu'à la hauteur du Préventorium, la seconde au SW jusqu'aux Tranchants. La C.P.G.F.* qui a réalisé ce programme a effectué 27 sondages répartis sur 3 profils amont et 3 profils aval, transversaux, perpendiculairement à l'axe de la vallée.

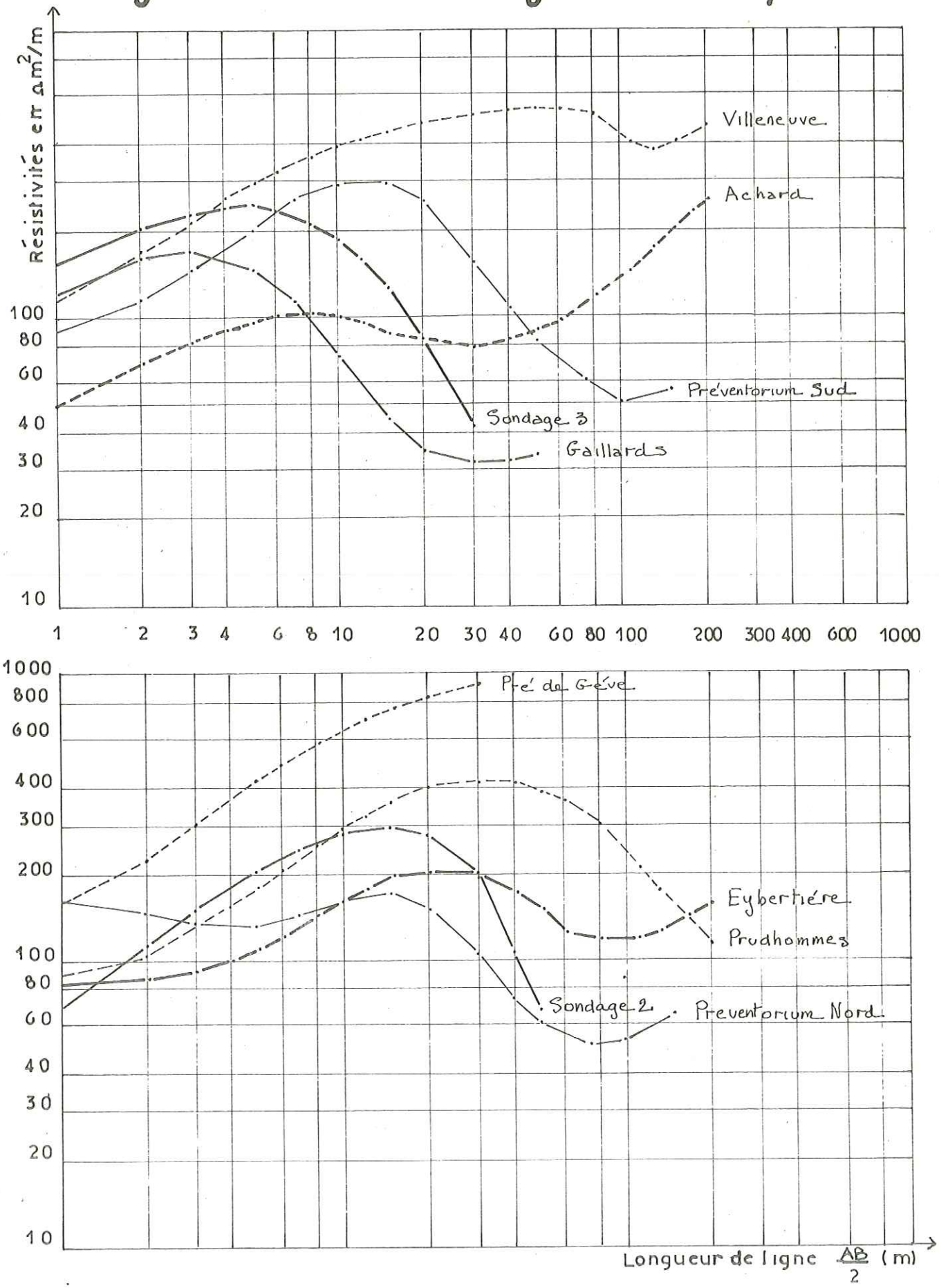
Ces profils ont montré une grande homogénéité. Dans la zone amont, sous couverture argilo-limoneuse d'épaisseur variable (1 à 5 m) on rencontre une formation susceptible d'être aquifère (300 ohm-m) puissante de 5 m environ. Cette formation suit régulièrement la topographie et repose sur un substratum argileux imperméable (20 à 40 ohm-m). Dans la zone aval, cette formation repose également sur le même substratum argileux mais est moins épaisse (3 m en moyenne) et moins résistante (200 ohm-m). La figure 5 illustre un exemple de profil amont qui est d'ailleurs le plus intéressant car il montre le développement de cette formation résistante vers le centre de la vallée, à l'est du lieudit le Cornet, la couverture argilo-limoneuse reposant directement sur le substratum argileux.

Pour notre part, nous avons voulu compléter cette investigation géophysique par une suite de sondages plus profonds (longueur de ligne AB = 400 m sur 4 sondages, 300 m sur 2 sondages) depuis l'extrémité nord du vallon de l'Achard. Les diagrammes de sondage sont représentés par la Pl. 4 et les coupes d'interprétation par la Pl. 5. Les sondages ont été effectués longitudinalement selon

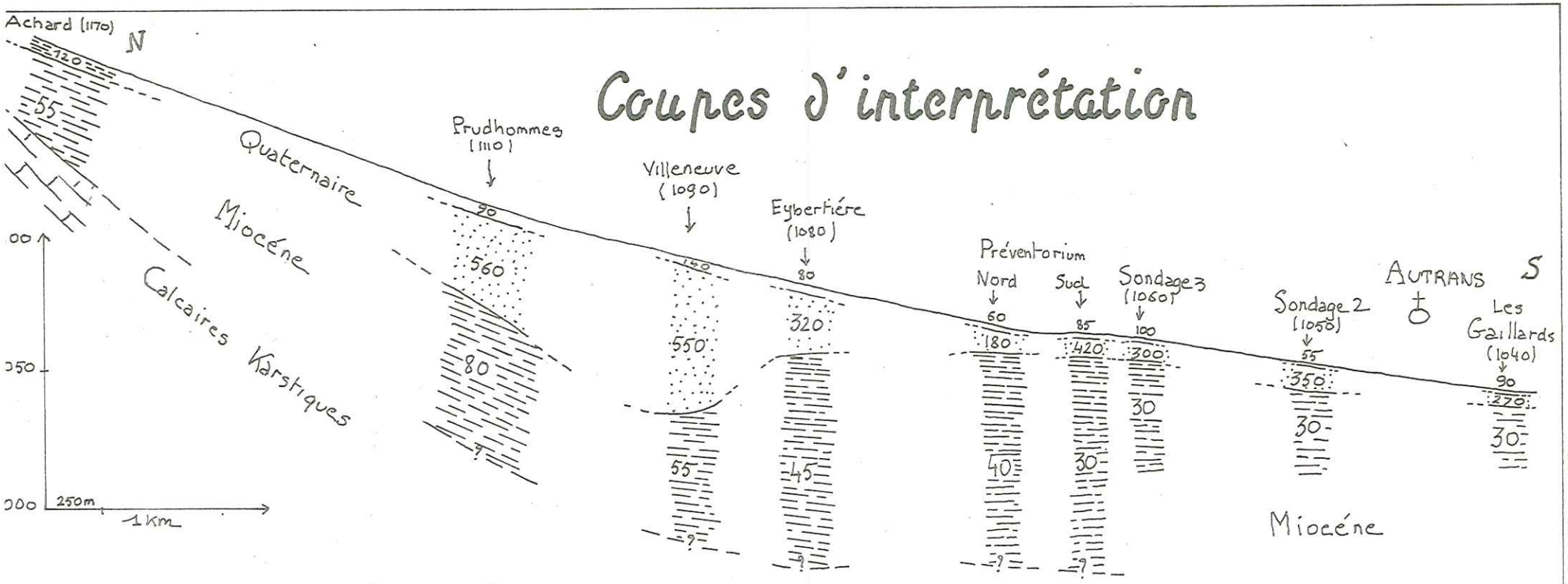
* C.P.G.F. Compagnie de Prospection Géophysique Française

Pl 4

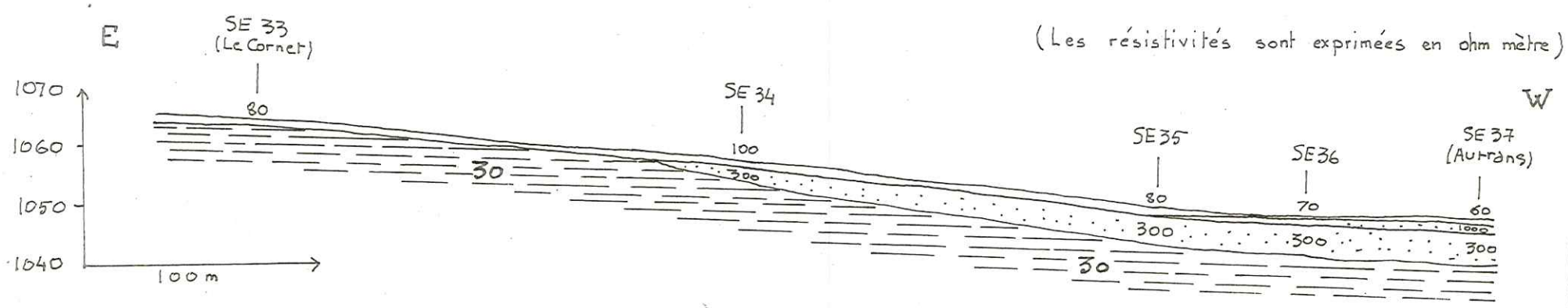
Diagramme de sondage électrique



Coupes d'interprétation



Evolution des résistivites du N. au S. dans le fond de la vallée



(Les résistivités sont exprimées en ohm mètre)

Profil électrique transversal E-W (d'après document C.P.G.F)

Pl 5

l'axe NS de la vallée, la trop grande distance qui les sépare empêche d'en faire un profil longitudinal mais permet cependant de voir l'évolution des résistivités de l'amont vers l'aval. On peut en tirer les remarques suivantes :

- sauf à la hauteur de l'Achard, la longueur de ligne n'est pas suffisante pour pouvoir déterminer avec précision la profondeur à laquelle on retrouve le substratum profond calcaire. Un étalonnage réalisé au Nord de l'Achard, au niveau de la grange Poya et dans le Pré de Gève, donne pour les calcaires sénoniens une résistivité de l'ordre de 800 à 1 500 ohm-m, indice de calcaires peu compacts et karstiques mais indiquant d'autre part qu'ils sont secs (zone dénoyée).
Il a été indiqué sur la coupe interprétative la cote approximative à partir de laquelle leur influence commence à se faire sentir.
Sur tous les sondages réalisés, il n'a été nulle part décelé d'anomalie , le substratum calcaire s'enfonce régulièrement vers l'aval, de la cote -35 à l'Achard, il passe à des profondeurs de l'ordre de -80 à -100 m. Il n'y a notamment pas de remontée à l'approche de la colline du Bois de Claret ;

- le substratum argileux est très certainement représenté par les marnes miocènes avec des résistivités de l'ordre de 40 à 60 ohm-m (80 au niveau des Prudhommes). Ces marnes occupent le fond et assurent le remplissage de la vallée. On retrouve ces formations a des cotes variant entre 5 et 10 m de la surface du sol à l'Achard d'une part et dans tout le Sud de la vallée, à partir du lieudit le Château. Immédiatement au Nord d'Autrans et dans la vallée des Tranchants, les formations quaternaires sont, en effet, peu épaisses et leur mur suit régulièrement la topographie. C'est dans le vallon de l'Achard que le rôle du glacier a été le plus actif, encaissé dans une vallée étroite, il a rogné les versants, décapant le Miocène, les moraines reposant directement sur les calcaires. Dans la vallée des Tranchants, au contraire, les formations quaternaires reposent sur le Miocène ;

la nature de la moraine de fond est variée. La fraction la plus argileuse a été relevée à la hauteur de l'Achard (120 ohm-m). De fait, à cet endroit, il n'existe pas à proprement parler de sources mais des réseaux de drainage établis artificiellement pour assainir cette zone et dont les eaux ont été recueillies dans des citernes. De même, dans la vallée des Tranchants, à l'aval, les formations situées sur le substratum marneux sont également assez argileuses (200 ohm-m en moyenne). C'est dans la zone amont que l'on avait le plus de chance de trouver une formation susceptible d'être aquifère (300 ohm-m en moyenne). Les conclusions du rapport de la C. P. G. F. ont été dans ce sens et le programme de reconnaissance a été poursuivi par l'implantation de 3 sondages mécaniques ;

- le point le plus remarquable de cette étude est la mise en évidence d'une épaisse formation résistante qui atteint son développement maximal au lieudit Villeneuve mais qui est déjà importante à la hauteur des Prudhommes. Le sondage des Prudhommes, étant situé à la hauteur d'un panneau non entaillé par l'érosion, entre 2 cônes de déjection distants de plus

d'un kilomètre, on ne peut mettre cette accumulation de matériaux à leur compte. Sans parler de verrou situé à la hauteur d'Eybertière, la cause ne peut qu'en être un surcreusement dû au glacier du vallon de l'Achard. En l'absence d'étalonnage des sondages électriques pour des résistivités de cet ordre, il est difficile de rattacher les valeurs trouvées (de l'ordre de 600 ohm-m) à un terrain donné. Cependant, sachant que pour une même formation les fourchettes de résistivités peuvent être importantes, il semble que l'on puisse les rattacher à des matériaux de même nature graveleuse que ceux rencontrés un peu plus à l'aval, et, qui plus est, ces formations ont de grandes chances d'être aquifères. Seul un sondage de reconnaissance pourra en décider.

b) Sondages mécaniques

Compte tenu des facilités d'accès, l'emplacement de trois sondages mécaniques de reconnaissance a donc été décidé dans la zone amont :

- le premier à l'Est du village, au lieudit la Patinoire, immédiatement en contrebas des pentes du Bois de Claret;

- le deuxième un peu plus au Nord, près de l'ancienne scierie, au lieudit le Moulin Vacher, au niveau duquel nous avons réalisé après coup un sondage électrique à des fins d'étalonnage ;

- le troisième encore plus au Nord, en contrebas de l'entrée du Préventorium sur lequel nous avons également effectué un sondage électrique pour les mêmes raisons. Les coupes des sondages sont données par la Pl. 6.

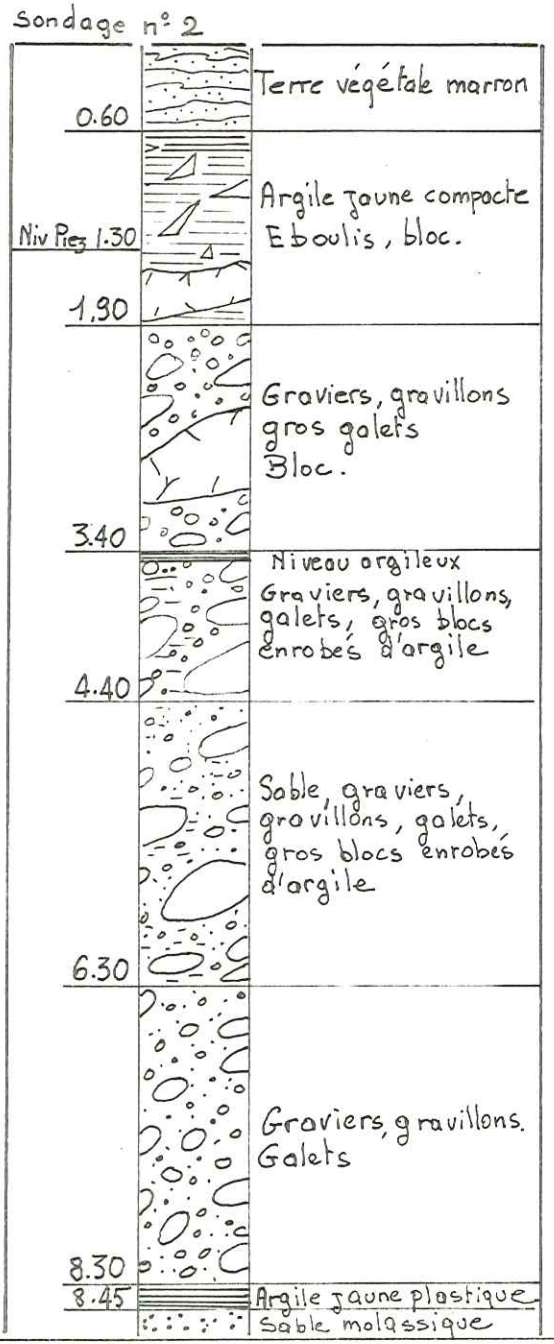
Les sondages ont été réalisés par percussion et havage (Ø 375 mm) avec un trépan de 600 kg et une soupape à clapet de 400 kg. Le tubage (Ø 406 mm) a été réalisé au fur et à mesure de l'avancement. Chaque sondage a été équipé au moyen de tubes plastiques (Ø 300 mm), les zones aquifères ont été crépinées.

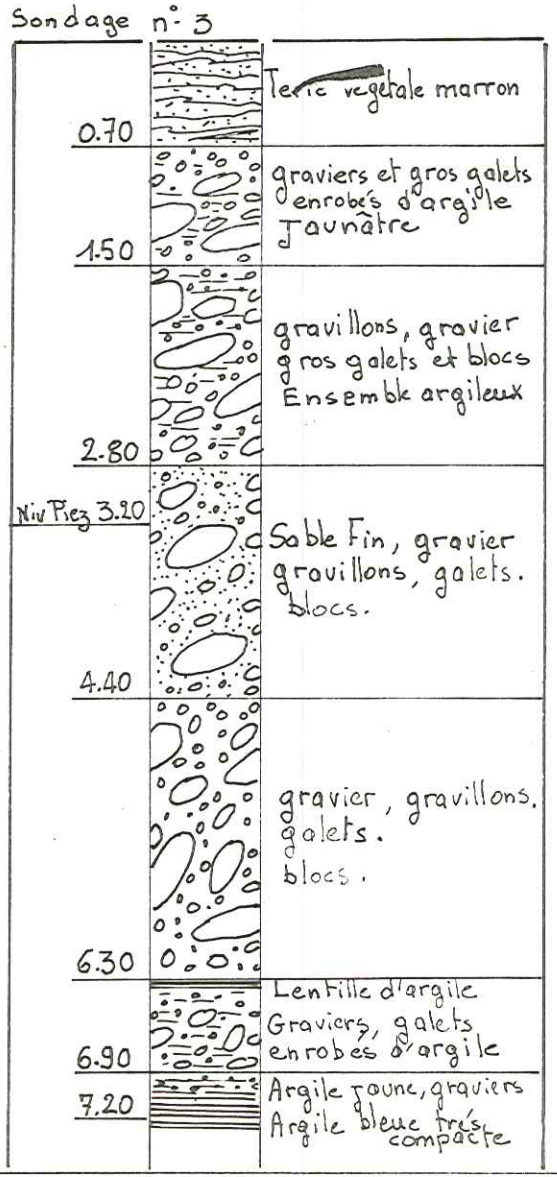
Il a été trouvé une nappe dans les trois sondages, les niveaux piézométriques sont indiqués sur la Pl. 6. Mais le seul sondage intéressant sur lequel il a été entrepris des essais de pompage, décrits dans le chapitre suivant sous le nom de nappe du Château, est le sondage n° 2 (scierie). On y a trouvé en effet une nappe retenue par les niveaux supérieurs argileux depuis la cote -3, 5 m jusqu'au substratum à -8, 5 m de la surface du sol. Cette nappe est légèrement en charge puisque son niveau est remonté brutalement jusqu'à -1, 4 m pour se stabiliser finalement à -1, 3 m après quelques jours de repos.

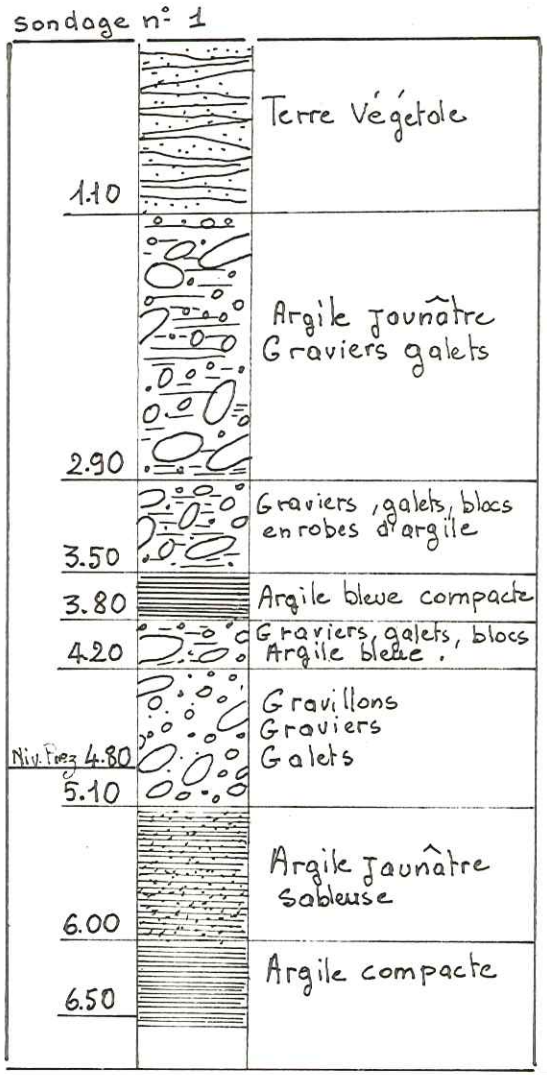
La coordination entre les trois sondages est difficile car ni les cotes, ni les épaisseurs ne correspondent. On peut cependant relever une tendance générale de l'aquifère, décelé par géophysique et constitué d'une épaisse formation argileuse avec graviers et galets : l'argile étant de plus en plus déliée jusqu'au substratum qui redevient très argileux.

Ces dépôts sont typiquement glaciaires, caractérisés par leur hétérogénéité allant des blocs aux argiles qui leur confère une perméabilité médiocre sauf lorsqu'elle est améliorée par la présence de sables et graviers en lentilles d'extension plus ou moins importante, horizontales et généralement peu épaisses.

Sondages mécaniques







Le problème se pose alors de savoir s'il s'agit de chenaux, il faut bien souligner en effet que les sondages mécaniques et la majorité des sondages électriques ont été réalisés plus ou moins dans l'axe de la vallée. Nous ne pouvons trancher, mais il est possible qu'il s'agisse d'un remaniement par un agent torrentiel ou d'un classement par un torrent sous glaciaire. Cette hypothèse ne paraît pas justifiée, surtout si l'on considère l'importance des surcreusements de Villeneuve et des Prudhommes, une moraine de fond a pu, suivant la nature des roches de son bassin d'alimentation, fournir une matrice sableuse. Ce que l'on peut assurer, c'est l'indépendance des nappes retrouvées par forage dans la zone amont ; au cours des essais de pompage, les niveaux piézométriques n'ayant à aucun moment varié dans les deux autres sondages. Cette indépendance n'est que relative, étant due aux différences de perméabilité entre les niveaux à tendance plus graveleuse ou plus argileuse.

1.6.3. Conclusion

Le Quaternaire joue un rôle important dans le bassin d'Autrans-Méaudre. C'est le façonnement glaciaire qui a conditionné toute la morphologie du fond de la vallée et qui a très certainement aidé au découpage du versant oriental du synclinal en combes d'importance variable.

D'un point de vue hydrogéologique, la géophysique a permis la mise en évidence de formations graveleuses résistantes à l'amont du village d'Autrans, qui conduira à l'exploitation prochaine de la nappe du Château et peut-être même à la localisation d'une nappe beaucoup plus importante à la hauteur de Villeneuve, au niveau d'un surcreusement glaciaire.

L'alimentation de ces nappes est assurée par les versants, le versant oriental notamment. Elle est rendue possible, en l'absence de circulation de surface par l'érosion glaciaire qui a décapé sur les bords tout ou une partie de la couverture miocène.

Enfin, à l'échelle du bassin versant, nous voyons ici, avec le mur des formations quaternaires l'existence d'un troisième niveau de base des circulations d'eau.

2. APERCU TECTONIQUE

2.1. Description

Le synclinal d'Autrans-Méaudre constitue une région naturelle dans la partie septentrionale du massif du Vercors. Le bassin est parfaitement limité à l'Ouest et au Nord par de hautes falaises urgoniennes et à l'Est par la croupe anticlinale du plateau de Sornin et son prolongement vers le Sud, l'anticlinal de la forêt de Guiney.

A la latitude d'Autrans, le synclinal se présente de façon fort simple et très tranquille. Cette disposition pourtant se complique :

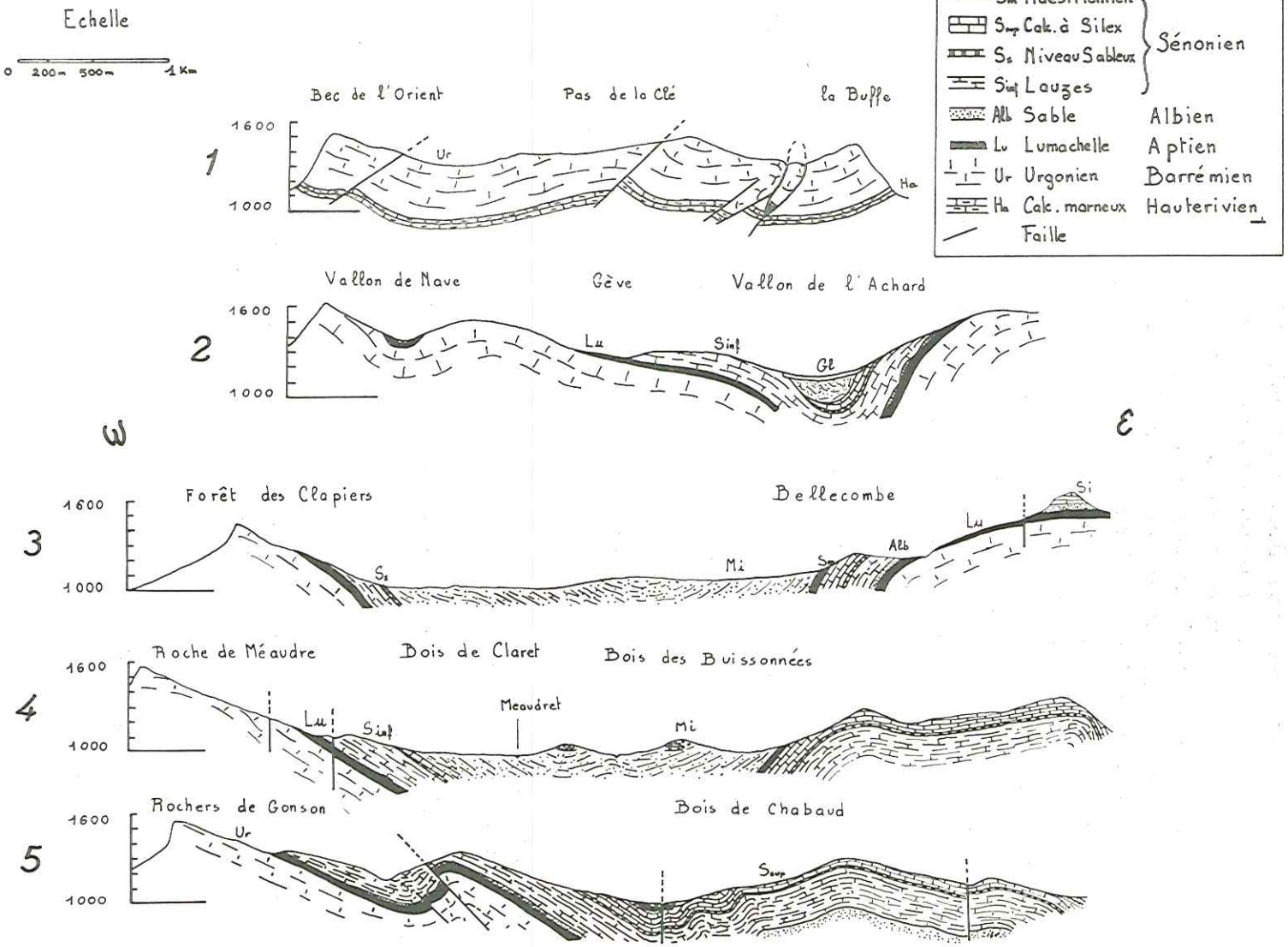
- vers le Sud, à l'approche de Méaudre :

Pl 7

BASSIN VERSANT DU MEAUDRET

coupes géologiques

d'après les levers au 1/20.000 de J. Bellamy et J.P Girod



L'emplacement et l'orientation des coupes sont figurés sur le schéma structural.

- le flanc occidental, d'abord affecté de 3 failles en éventail, se divise en deux branches sous l'influence d'un pli-faille dont le rejet augmente rapidement vers le Sud ;

- parallèlement, sur le flanc oriental, l'anticlinal de la forêt de Guiney s'amortit et se trouve relayé à l'Ouest par l'anticlinal de Meillarot au niveau du col de la Croix Perrin ;

- vers le Nord, en dépassant Autrans, le synclinal se divise également en deux branches :

  - à l'Est, par un petit synclinal très étroit d'axe N-S formant le vallon de Nave ;

  - à l'Ouest par le synclinal de l'Achard très dissymétrique, séparé du précédent par la large croupe anticlinale du Pré de Gève, elle-même affectée d'ondulations.

2.1.1. Le flanc occidental

Le flanc occidental chevauche le synclinal de Rencurel. La direction générale des couches est N 30° E entre Autrans et Méaudre. Seule l'existence de 3 failles de direction NW-SE n'affectant que la falaise urgonienne, puis NNE-SSW et NE-SW, venant converger à la latitude du hameau de Thorénas, vient en perturber l'ordonnance par abaissement du compartiment situé au SE. Le flanc occidental affecte une allure, pas toujours nette, en pli coffré. On note la présence de 2 flexures, l'une au contact urgonien- sénonien, l'autre au contact sénonien-molasse.

Vers le Nord, bordant le synclinal plus étroit du vallon de Nave qui s'individualise à la hauteur du Bourg et va se terminer brusquement dans la falaise, le pendage du flanc occidental s'accentue pour atteindre des valeurs de l'ordre de 50°.

Vers le Sud, les pendages se régularisent jusqu'à la combe de Furon où la branche occidentale du synclinal disparaît sous le chevauchement du Gros Martel. Ce chevauchement a une direction générale NNE-SSW. Il commence au Sud de Méaudre par une série de plis à faible rayon de courbure, dissymétriques et parfois pincés pouvant correspondre à des failles inverses dans l'Urgonien sous-jacent. Il se poursuit par un pli chevauchant (anticlinal des Enversins) dont le rejet augmente rapidement vers le Sud. Son amplitude maximale est appelée chevauchement du Gros Martel qui apparaît comme une duplication du chevauchement principal de Rencurel.

2.1.2. Le flanc oriental

Bordé au NE par le plateau de Sornin, le flanc oriental affecte une allure de pli coffré avec une flexure qui se développe jusqu'au col de la Croix Perrin et occasionne des pendages pouvant dépasser 60° à la hauteur des Ronins. L'axe de l'anticlinal correspond sensiblement, jusqu'au col de la Croix Perrin, à la ligne de crête qui domine Lans-en-Vercors et Engins ; puis il s'abaisse vers le Sud pour correspondre, à la hauteur du hameau de la Cordelière, à une série d'ondulations avant de se perdre dans le synclinal molassique de Villard-de-Lans.

En revanche, la flexure du flanc occidental de l'anticlinal donne naissance à l'anticlinal de Meillarot dont l'axe se relève vers le Sud en prenant le relais de l'anticlinal de la forêt de Guiney à la hauteur du col de la Croix Perrin. Ce nouvel anticlinal est affecté de petits plis sur les deux flancs, puis est bordé vers le Sud par deux failles relevant toutes deux le compartiment oriental, à l'Est une faille de direction N 10° qui vient se perdre dans la molasse mais se prolonge peut-être au Sud de Villard-de-Lans et, à l'Ouest, une faille N-S, dite de la Bonnetière, affectant son flanc occidental à la hauteur des gorges du Méaudret.

Le col de la Croix Perrin correspond à une zone d'ensellement des anticlinaux Guiney-Meillarot. Si tant est que la notion de bassin versant puisse avoir une signification en terrain karstique, c'est cette zone qui présentera le plus de difficultés. Mais, ainsi que nous aurons l'occasion de l'exposer par la suite, l'indétermination ne représente finalement que peu de chose face à l'énorme déficit du bassin d'alimentation du Méaudret, aussi avons-nous adopté les bordures géographiques comme limites de bassin versant. Ces bordures correspondent sensiblement, sauf dans la zone de la Croix Perrin, aux limites géologiques du secteur de notre étude.

2.1.3. La bordure septentrionale

C'est dans la partie nord où le domaine urgonien devient prépondérant que les grands accidents deviennent visibles, encore que là aussi la couverture végétale, très développée, masque souvent les affleurements.

Au Nord du pré de Gève, on relève l'existence de grandes fractures de direction générale NNE-SSW à NE-SW recoupant et déplaçant des fractures et diaclases NNW-SSE. En fait, malgré les apparences, l'Urgonien n'affleure pas en surface structurale mais est affecté de grandes ondulations correspondant à l'existence de "clapiers", compartiments abaissés ou surélevés les uns par rapport aux autres dont les charnières sont rarement visibles et limités par des cassures et diaclases importantes. C'est à l'approche de la falaise où, aux phénomènes de contraintes, viennent s'ajouter les décompressions que le secteur paraît le plus tectonisé. Ainsi, l'examen de la falaise qui domine Montaud montre l'existence de plis-failles couchés vers l'Est au niveau du Bec de l'Orient et aux rochers de Combe Noire qui borde sur l'Ouest la terminaison nord du synclinal de l'Achard.

Sur le plateau de Sornin, une étude phototectonique récente (Cl. ARNAUD et Kl. LUCAS, 1972) a également révélé l'existence de diaclases NNE-SSW (parallèles aux structures du plateau) et NNW-SSE à N-S en plus de la présence de 5 grands accidents majeurs E-W traversant tout le plateau. Cette dernière série d'accidents apparaît comme la plus récente, elle serait contemporaine des premiers plissements alpins post-miocènes donnant naissance aux plis et chevauchements déversés vers l'Ouest des chaînes subalpines. De même dans la partie nord du pré de Gève, c'est à l'approche de la falaise que le plateau paraît le plus tectonisé.

2.2. Conséquences morphologiques et hydrologiques

Nous n'essaierons pas de reconstituer la chronologie des accidents. J. BELLAMY (1963) dans son étude, du Sud de notre secteur jusqu'à Corrençon, avait conclu à l'antériorité d'un système N-S et E-W par rapport au système

NNE-SSW à NE-SW, ce qui n'est pas le cas du plateau de Sornin qui, dominant la cluse de l'Isère, est, remarquons-le, plus exposé aux poussées que le Sud de notre secteur qui fait suite vers l'Ouest au synclinal de Lans.

Les accidents, fractures et diaclases, sont en général bien visibles dans le domaine urgonien. Le synclinal d'Autrans-Méaudre est situé dans une zone à prédominance sénonienne affectée d'un nombre restreint de failles qui n'ont que de faibles rejets. C'est ainsi que les grands accidents E-W du plateau de Sornin se "perdent" dans le Sénonien après traversée de l'axe de l'anticlinal. L'explication en est très certainement due à la disposition lithologique des couches sénoniennes, très bien litées, formant une couverture plus souple que les bancs massifs de l'Urgonien. Le Sénonien réagit aux efforts de poussées par des plis de grande amplitude (anticlinorium de la Croix Perrin) s'accompagnant de complications sous forme de plis à faible rayon de courbure, eux-mêmes affectés par de nombreux microplis.

Il reste néanmoins possible que des réajustements aient pu se produire avant les dépôts du Crétacé supérieur. Nous avons signalé que des dislocations de la dalle urgonienne avaient eu lieu dès la fin du Barrémien. Dans le même ordre d'idée, B. PORTHAULT (1968) a attribué un âge anté-santonien au renversement paléogéographique qui s'est traduit par une inversion de subsidence entre les zones occidentales et orientales du massif du Vercors. Mais, masquée par les phases alpines postérieures, il est difficile de dégager l'influence qu'ont pu prendre les mouvements anté-santoniens dans la structure du massif. Ainsi nous avons parlé de l'importance du façonnement glaciaire à Bellecombe, il n'en est pas moins vrai que l'origine de la combe est obscure surtout si l'on considère l'importance de la différence d'épaisseur et les variations de faciès existant entre ses rives nord et sud. On peut très sérieusement penser à la présence d'un ou plusieurs accidents cachés (l'Urgonien n'affleurant pratiquement pas) ayant pu, au début de la transgression santono-campanienne, jouer momentanément un rôle de seuil. La solution de ces problèmes tectoniques dépasse le cadre de notre étude et nécessiterait un examen structural et paléogographique approfondi. De plus, notre secteur se prête peu à une étude de ce genre car la couverture végétale est très importante, la couche d'humus développée et les affleurements rares sur les bords du synclinal.

Il faut souligner aussi l'inertie qu'opposent les formations miocènes, la molasse se prête peu aux plissements et les sables, souvent épais, sont difficilement déformables. On peut expliquer ainsi le relais de l'axe anticlinal de la forêt de Guiney qui est repoussé vers l'Ouest, à la hauteur de Lans-en-Vercors, alors que le synclinal molassique d'Autrans tend à se réduire et que s'étale celui de Villard-de-Lans. Cependant la molasse peut elle-même être affectée de failles ainsi qu'en témoigne un pointement du Sénonien dans la molasse, déjà signalé par V. PAQUIER (1904) à la hauteur de Bourg-Dessous, dû à une faille de même direction NNE-SSW que les structures principales du synclinal.

Du point de vue hydrogéologique, nous avons vu qu'au Nord et à l'Ouest le bassin versant était bien délimité, seule la bordure orientale est plus floue notamment au niveau du col de la Croix Perrin, ce qui pose des problèmes d'étanchéité que nous essaierons de cerner au cours de l'étude hydrogéologique.

Si les grands accidents sont rares dans le Sénonien, les diaclases et micro-failles sont extrêmement nombreuses, ceci expliquant l'absence de circulation de surface, qui, si elle est évidente sur les lapiaz urgoniens, l'est beau-

coup moins dans les talwegs sénoniens. Des mesures systématiques faites sur la route forestière qui conduit à la Molière a montré, pour des couches sénoniennes de direction générale N-S à N10° E, deux familles principales de joints de cisaillement, les directions les plus fréquentes étant N60° et N120°. Il apparaît également un système de diaclases de distension, ouvertes, perpendiculaires à la stratification.

La disposition en pli coffré, nette sur le versant oriental, un peu moins nette sur le flanc occidental à laquelle s'ajoutent les accidents obliques par rapport à la direction générale des structures, traduit typiquement un style de rejeu structural dû à l'influence alpine sur un relief jurassien. Nous avons déjà parlé de la prépondérance de la perméabilité horizontale liée aux joints dans les bancs sénoniens. Ici, avec l'aide des diaclases perpendiculaires à la stratification, facilitant la pénétration des eaux, et l'inclinaison accentuée des couches, il se substitue à cette perméabilité horizontale une pseudo-perméabilité verticale qui, avec l'aide de la gravité, favorisera le drainage des eaux vers le fond du synclinal.

3. EVOLUTION GEOLOGIQUE DU VERCORS SEPTENTRIONAL

A la lumière de ce que nous venons de voir, nous allons rapidement retracer l'histoire de la sédimentation dans le synclinal d'Autrans-Méaudre.

Le Crétacé inférieur et moyen. L'histoire commence pour nous à la fin de l'Hauterivien. Jusque-là, le dépôt des marnes néocomiennes et des calcaires argileux à Spatangues avait traduit un régime stable de sédimentation vaseuse correspondant à une période de calme tectonique. Notre secteur échappe à l'influence de la fosse voncontienne, qui se fait sentir dans le Vercors méridional et, dès le Barrémien, apparaissent des calcaires plus compacts préfigurant le faciès urgonien.

Le régime urgonien, caractérisé par une diminution de profondeur de la mer va entraîner le dépôt des épaisses séries calcaires qui formeront véritablement l'ossature du synclinal. Vers la fin du Barrémien des mouvements d'exhaussement entraînent la formation de hauts-fonds matérialisés par des surfaces corrodées sur l'Urgonien, tandis que vont se déposer dans des creux des formations plus terrigènes, couches marneuses à Orbitolines ou formation très argileuse des Plagnieux.

Dès lors, les oscillations de la mer vont se poursuivre jusqu'à la fin du Crétacé.

Le régime terrigène cesse avec l'extension des dépôts à entroques de la Lumachelle, s'affinant avant l'apparition des sables albiens. Avec l'Albien, les oscillations augmentent d'amplitude mais il semble bien que déjà l'extrémité septentrionale devait être émergée.

Le Crétacé supérieur. Au Cénomanien, la tendance à l'émersion se poursuit. La partie nord-orientale du Vercors émerge et on ne relève la présence d'aucun dépôt turon o-coniacien. Il faut attendre le Santonien où un jeu de bascule provoque l'effondrement de la région orientale, jusque-là en relief, marqué par une reprise transgressive de la mer. Les rivages du "Sénonien" semblent limités à un golfe d'orientation NNE-SSW. Ainsi une ébauche du synclinal aurait pu déjà se former à cette époque. La mer subsistera sensiblement jusqu'à la fin du Crétacé, s'approfondissant avec le dépôt des lauzes à ciment dans le secteur

oriental, correspondant souvent à des formations plus détritiques dans le reste du synclinal. Puis les conditions de sédimentation s'uniformisent avec l'arrivée des calcaires à silex dont la reprise est souvent assurée par un niveau sableux ou conglomératique.

Tertiaire et Quaternaire. Le massif du Vercors émerge totalement au Danien et, à l'Eocène, un phénomène d'érosion se traduit par la formation de poches karstiques. Cette émersion se poursuit à l'Oligocène, ce n'est qu'au Miocène que la mer transgresse une dernière fois, dans les synclinaux vraisemblablement déjà élaborés, et dépose conglomérats, argile et molasse, puis la profondeur décroît et les derniers dépôts sont liés à d'immenses deltas où les fleuves déposent des matériaux arrachés aux zones internes.

La mer se retire définitivement et, au Quaternaire, les glaciers envahissent notre secteur et vont façonner les vallées. Les formations glaciaires, qualifiées de locales, sont rattachées au cycle würmien mais peuvent avoir persisté tardivement du fait de l'altitude.

Le plissement de la région est post-miocène. Il est généralement admis qu'il appartient au paroxysme ponto-pliocène donnant naissance aux plis et aux chevauchements déversés vers l'Ouest. Cependant, à l'instar du Vercors sud-oriental et occidental où comme l'ont montré les récents travaux d'H. ARNAUD (1971, 1973) se situerait une importante phase de tectonisation anté-miocène vraisemblablement à l'Oligocène ; nous pouvons également penser à son existence dans notre secteur. Dans le synclinal d'Autrans-Méaudre, comme dans tout le Vercors nord-oriental, il est difficile de dater les accidents et de les rattacher à des phases données, certains d'entre eux comme la grande faille chevauchante qui borde le synclinal de Rencurel doivent correspondre à un trait paléotectonique ancien et ont du jouer à plusieurs reprises. Nous avons la preuve de leur importance par l'évolution paléogéographique de cette région.

4. CONCLUSION

De ce rapide tour d'horizon de la géologie de notre secteur, nous pouvons déjà envisager plusieurs types de circulations :

- les unes, karstiques, liées aux terrains barrémo-aptiens et au Sénonien, conditionnées par la fissuration et la fracturation d'une part, par la disposition en pli coffré du synclinal qui occasionne des pendages importants dans la partie basse de la vallée, d'autre part ;

- d'autres liées aux formations miocènes, particulièrement aux conglomérats supérieurs et, dans une moins grande mesure, aux marnes basales ;

- les dernières enfin, dans le fond de la vallée, dues au remplissage quaternaire.

L'étude du remplissage quaternaire a été rendue possible par une prospection géophysique qui a permis de localiser une petite nappe qui sera exploitée prochainement par la commune d'Autrans et l'existence probable d'une nappe beaucoup plus importante dans le vallon de l'Achard, au niveau d'un surcreusement glaciaire.

A l'échelle du bassin versant, qui n'est nettement limité qu'au Nord et à l'Ouest par de hautes falaises urgoniennes, des problèmes d'étanchéité sur le versant oriental pourront se poser.

On notera enfin l'importance de trois niveaux de base. En effet, si l'on excepte le niveau de base très local des conglomérats sommitaux miocènes, nous avons :

- avec l'Hauterivien marneux, la base des circulations karstiques profondes ;

- avec le complexe lumachelle-albien, le niveau de base des circulations karstiques sénoniennes ;

- le toit du Miocène qui forme le troisième niveau, fera obstacle en premier à la pénétration profonde de l'eau dans le substratum.

CHAPITRE II : LES SOURCES

On ne peut ignorer l'importance économique des sources qui ont de tout temps conditionné l'expansion des regroupements humains. Particulièrement dans notre secteur, où la vocation touristique s'affirme, une pénurie d'eau pourrait se traduire par une "halte de la croissance" et une limitation des constructions.

Jusqu'à présent les besoins en eau potable sont assurés par des sources captées pour la commune de Méaudre, des sources captées et un réseau de drainage pour la commune d'Autrans. Les adductions sont de type gravitaire. Ce n'est qu'à l'automne 1971 que la commune d'Autrans, pour renforcer son alimentation déficitaire en périodes touristiques d'été et d'hiver, à fait appel à une prospection géophysique ayant conduit à la localisation d'une petite nappe qui lui permettra de doubler son potentiel actuel au moyen d'un seul ouvrage supplémentaire et qui sera mis en exploitation prochainement.

Parallèlement au réseau communal, il existe un nombre important de petites sources privées, dont le captage est antérieur au réseau d'adduction, sont entretenues actuellement par leurs propriétaires qui les utilisent pour alimenter les abreuvoirs. Soulignons enfin l'existence de petites sources isolées dans la montagne, également entretenues dans un intérêt touristique et pour les pâturages estivaux.

Commencé au cours de l'été 1971, un inventaire nous a permis de recenser plus de 110 zones d'émergences correspondant à près de 130 exutoires de sources. Sur la totalité 20 % seulement sont issues des calcaires qui couvrent plus de 70 % de la superficie totale du bassin versant, le reste se partageant entre les formations quaternaires et miocènes.

La durée d'observation va de l'été 1971 à la fin de l'automne 1972, période correspondant à un cycle hydrologique débutant et se terminant en période de basses eaux. Une étude climatologique plus complète sera faite dans la seconde partie à l'occasion de l'établissement du bilan mais nous pouvons dire dès à présent que cette période est caractérisée par :

- un étiage assez long de juillet à novembre 1971 marqué par des pluies isolées ;

- un enneigement précoce d'intensité moyenne dès le mois de novembre avec une fonte principale en février, secondaire en avril;

- un printemps et un été 1972 modérément pluvieux mais avec des pluies réparties uniformément n'entraînant pas de tarissement particulièrement prolongé.

Comparées à la pluviométrie annuelle moyenne, les années 1971 et 1972 apparaissent comme des années sèches faisant suite à une période plus humide (année 1970).

1. MOYENS D'ETUDE

Des campagnes systématiques de mesures de débit, résistivité, température et pH ont été effectuées sur la plupart des points d'émergence à des dates représentant différents stades de l'évolution des aquifères, notamment des mesures en hautes et basses eaux. Ces campagnes ont permis de suivre le comportement des sources au cours d'un cycle annuel. Il a été procédé, en outre, à des mesures journalières, sur certaines sources au cours d'une crue et d'une décrue pluviales (septembre 1972). Des analyses chimiques, enfin, faites sur des sources aussi dissemblables que possible, permettent de rattacher les résistivités à la composition chimique des eaux.

Ces campagnes, ajoutées à l'étude morphologique et géologique des émergences permettent de localiser et de caractériser les différents aquifères. Tous ces facteurs sont, en fait, indissociables, chacun ajoutant une précision qui amène à une meilleure connaissance du site.

1.1. Le débit

Les mesures de débit pourraient déjà permettre une classification. Il a été cité dans l'introduction 130 points de mesures mais la plupart d'entre eux présente des débits de l'ordre de quelques litres par minute(l/mn). Si on ne veut considérer que les sources importantes dépassant le litre par seconde (l/s), cette énumération se réduit singulièrement et on ne trouve plus guère que des captages communaux. Parmi ceux-ci :

- pour les sources issues des calcaires, celles liées à l'Albien (Bellecombe pour Autrans, combe du Furon pour Méaudre) ;

- pour les sources issues du Miocène, celles liées aux conglomérats supérieurs (3 Fontaines pour Méaudre, Gonnet et Crauze pour Autrans) ;

- pour les sources issues du Quaternaire, celles liées aux formations glaciaires (zone située au Nord d'Autrans).

Les mesures de débit, suivies sur une longue période, apportent en outre des renseignements sur le mode de recharge des aquifères. En exceptant les exurgences, la recharge hivernale est prédominante pour la majorité des sources et, notamment, pour les plus importantes citées ci-dessus. Ce sera le cas du Méaudret, la fonte des neiges représentant ses seules véritables hautes eaux. Un facteur essentiel dont nous tiendrons compte pour la suite est le "facteur de constance" qui peut s'exprimer par le rapport entre les débits extrêmes, maximal et minimal, enregistrés. Les courbes de tarissement, enfin, nous donneront des renseignements sur l'étendue et la capacité des aquifères.

Une remarque s'impose, la quantité d'eau recueillie dans les différents ouvrages de captage, privés ou communaux, ne représente qu'une fraction très réduite de l'ensemble des circulations de surface. A titre d'exemple, nous présentons ici le bilan général des sources et captages établi pour le compte de la commune d'Autrans, il représente environ les 2/3 des émergences de tout le bassin versant :

	nov. 1971	mars-avr.72	janv.-juin	10 mois	Q moyen
captages commune					
Achard	70 l/mn	240 l/mn	150 l/mn	90 l/mn	145 l/mn
Ronins	10	100	50	20	55
Verney	200	600	450	360	400
Bellecombe	85	500	200	100	250
Gonnet + Grauze	80	170	135	110	130
Combaux	80	165	95	80	100
total ...	525	1775	1080	760	1080
captages privés					
3 Fontaines	110 l/mn	220 l/mn	180 l/mn	140 l/mn	185 l/mn
Sources nord	20	95	60	40	55
Sources centre ...	30	180	100	60	80
Sources sud	490	1480	1000	750	945
total ...	650	1975	1340	990	1265

1.2. Les températures

La température est un excellent critère de reconnaissance car il est immédiat et facile à mettre en oeuvre. A condition de faire des mesures sur le site géologique même de la source, 2 cas peuvent se présenter :

- les sources qui montrent une grande variation de température au cours de l'année risquent, au moins dans leur dernier parcours avant l'émergence, d'être superficielles. Les variations de température des eaux traduisant celles des terrains traversés, si ces derniers sont peu profonds (zone d'hétérothermie du sol), les eaux seront sensibles aux variations diurnes et saisonnières ;

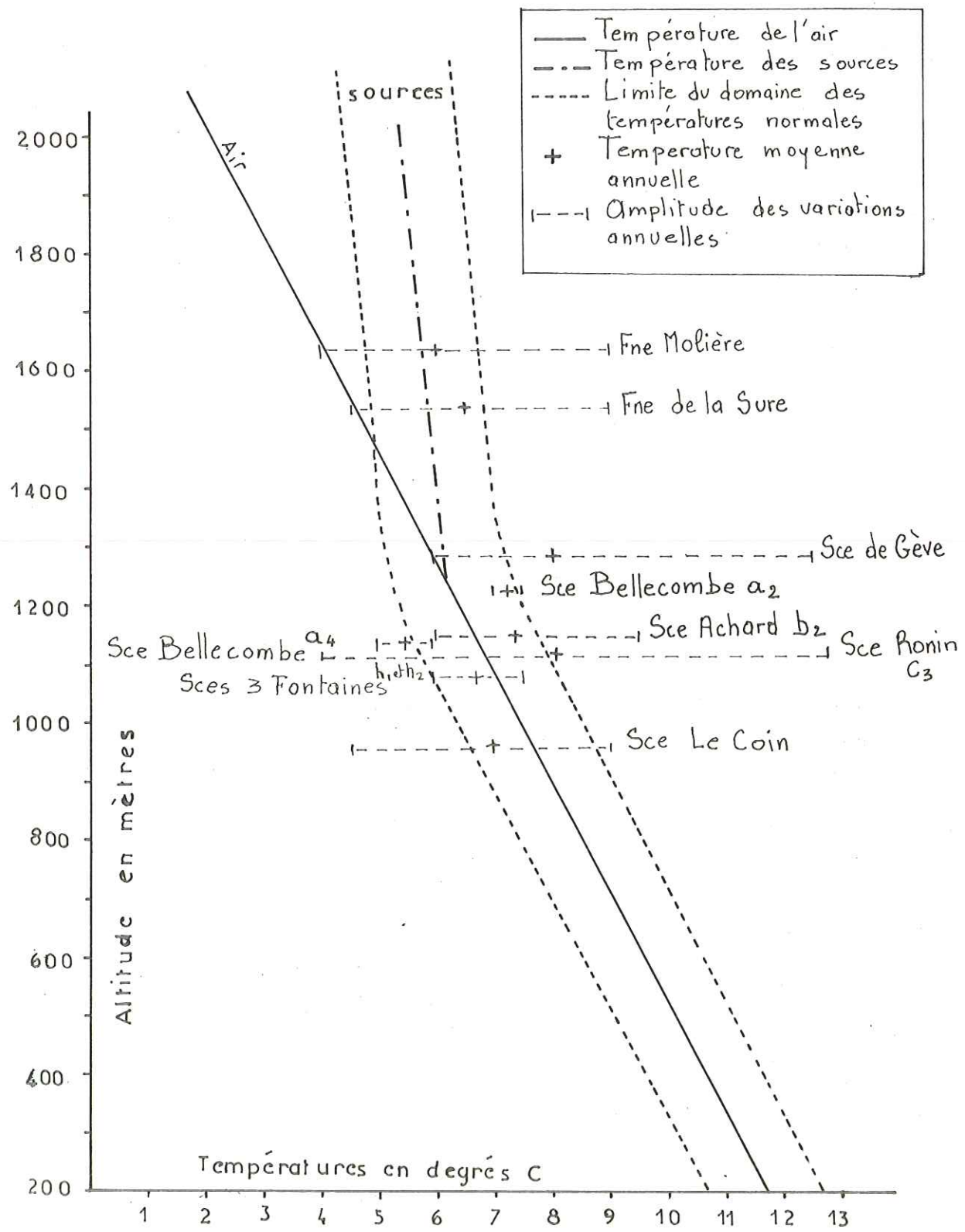
- les sources qui, par contre, présentent une plus grande constance dans leur température montrent un cheminement profond (zone d'homothermie du sol), que ce soit dans les terrains de couverture ou le substratum rocheux.

Nous devons cependant remarquer que le cas idéal de non-variation de température est présenté par celui où les eaux cheminent dans un aquifère profond avec lenteur puis parviennent rapidement à la surface. C'est généralement le cas des sources qui ont des débits importants et des exutoires bien localisés, et non celui des petites sources, car une masse importante d'eau a une plus grande inertie thermique qu'un petit filet d'eau.

Il est établi, d'autre part, que la température moyenne annuelle des sources traduit à peu de choses près celle de la température moyenne annuelle de l'air du lieu considéré et qu'il existe une relation entre la température des sources et l'altitude de leur point d'émergence. En nous référant au graphique établi par R. MICHEL en 1960 pour le département de l'Isère et reproduit par la Pl. 8, nous pouvons en tirer quelques enseignements :

Relation Température - Altitude

Dpt. de l'Isère (d'après R. Michel 1960)



- il n'existe pas, sur notre secteur, de grosses anomalies liées à l'altitude. Cependant à Bellecombe où sont rassemblées 4 sources captées sur une dénivelée inférieure à 20 m, la température moyenne annuelle des eaux est différente, allant de 5°5 pour la plus froide, à 7°2. Il faut voir là une différence due à l'altitude moyenne de leur bassin versant. Ces sources ont par ailleurs un comportement différent qui sera étudié par la suite ;

- la plupart des sources présentent des variations importantes de température : de 4° en moyenne l'hiver, elles passent à 12° et même à 16° l'été. Un nombre plus réduit de sources, notamment celles déjà citées ont des écarts absolus moins importants, de l'ordre de 1 à 2° seulement.

La température joue également un rôle important vis-à-vis de la minéralisation des eaux qui traduit un équilibre toujours renouvelé de leur composition chimique face aux différents agents extérieurs.

1.3. Les résistivités

La conductivité traduit la propriété de l'eau de conduire le courant électrique, elle se comporte alors comme un électrolyte. Cette propriété croît avec la concentration ionique des solutions. La résistivité, inverse de la conductivité, reflète donc la minéralisation des eaux, elle est fonction de la nature, et de la concentration en sels dissous. Fonction également de la température, toutes les mesures faites ont été ramenées à 18°C.

Ce critère d'identification est précieux. S'il ne permet pas de caractériser, seul, la composition des eaux de sources, il permet néanmoins de la différencier. La composition chimique des eaux du Vercors montre une grande homogénéité, ce sont toutes des eaux hypercarbonatées-calciques présentant seulement quelques différences dans les concentrations.

L'étude de la résistivité d'un secteur peut être menée de deux façons différentes :

- soit en considérant une évolution temporelle au cours d'un cycle hydrologique ; cet aspect sera traité ultérieurement au cours d'un essai de synthèse par les résistivités ;

- soit en considérant une évolution spatiale au cours d'une même période.

De ce point de vue, il faut avouer que les différences ne sont pas très sensibles, toutes les eaux présentant des minéralisations moyennes. Sans entrer dans les détails, nous pouvons cependant distinguer un certain nombre de zones :

- résistivité de 3 500 à 6 000 ohm. cm pour les sources issues des calcaires, les valeurs supérieures à 5 000 ohm. cm étant une exception ;

- résistivité de 3 000 à 4 500 ohm. cm pour les sources issues du Miocène. Les valeurs les plus basses se rapportant à celles liées aux marnes, les plus élevées aux conglomérats ;

- résistivité de 2 000 à 3 000 ohm. cm pour les sources issues des formations quaternaires avec des valeurs plus importantes pour les sources

présentant des caractères mixtes (eaux issues des calcaires, puis cheminant dans le Quaternaire, éboulis ou moraines par exemple).

Une règle générale s'en détache : les eaux tendent à une plus grande minéralisation en progressant vers l'intérieur du synclinal. On pourrait de la même façon que pour la température établir un gradient d'altitude en considérant les valeurs les plus représentatives. Celà traduirait, en fait, les particularités structurales de notre bassin versant.

1.4. Le pH

Le pH représente l'alcalinité ou l'acidité naturelle d'une eau résultant de sa composition la rendant comparable à un électrolyte très dilué. On l'exprime par le cologarithme de sa concentration en ion H+ ; il dépend essentiellement du rapport :

CO_2 libre / CO_2 des carbontes.

Toutes les mesures ont été faites soit à l'aide d'indicateurs colorés (rouge de phénol, bleu de bromothol), soit par mesure électrique pour les eaux qui ont été l'objet d'analyses chimiques.

Ces mesures sont celles qui fournissent le moins de renseignements. Avec la précision apportée par les indicateurs colorés, les variations de pH ne sont pas toujours significatives dans le temps et les légères différences enregistrées difficiles à interpréter. Tout au plus peut-on remarquer que les valeurs les plus fréquentes sont :

- 7,0 à 7,2 pour les formations quaternaires (valeurs extrêmes 6,8-7,6)
- 7,4 à 7,6 pour les calcaires (valeurs extrêmes 6,6 - 8,1)
- 7,3 à 7,6 pour le Miocène (valeurs extrêmes 6,8 - 8,0).

Les mesures de pH peuvent être également utilisées pour l'hydrologie de surface. Après leur émergence les eaux voient leur pH se stabiliser rapidement vers 8,3. Cette constatation nous a permis notamment de préciser que le ruisseau de l'Achard était un réseau de drainage. Outre ses sources, il est alimenté par le secteur pourtant peu marécageux d'Eybertière et par une zone plus marécageuse au voisinage de la source du Château. En fait, d'autres anomalies plus suspectes sont apparues, dues vraisemblablement à la proximité de fermes (pollution animale).

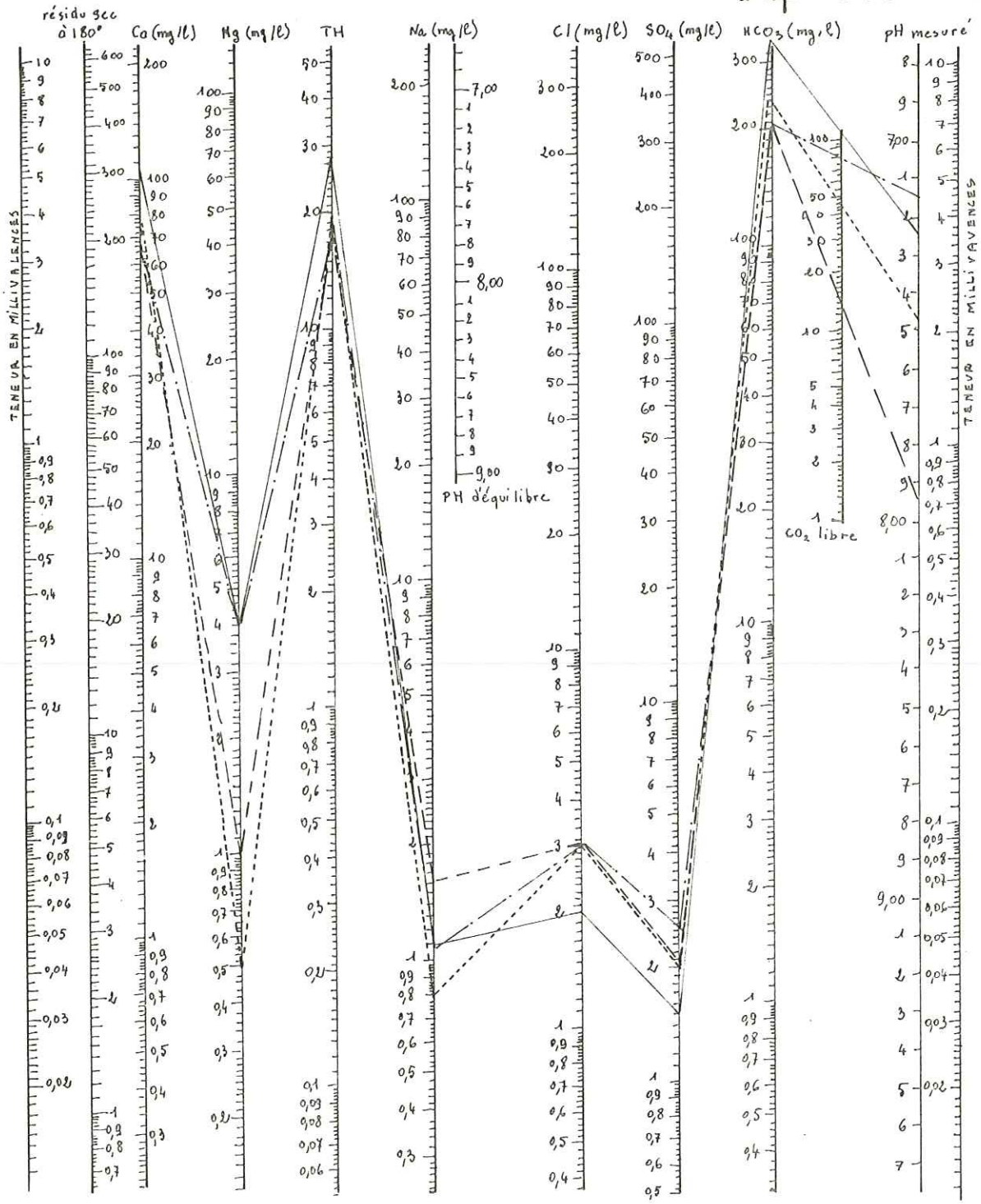
En ce qui concerne les analyses chimiques réalisées, la mesure du pH, avant et après marbre, ou l'utilisation de graphiques comme celui de Tillmanns ou de Hoover-Langelier qui donnent le pH d'équilibre, fournit un indice d'agressivité ou d'incrustation des eaux. Là encore, il n'y a pas de règle générale : les eaux sont, pour la plupart, inertes, certaines, quelle que soit leur provenance, peuvent être ou légèrement agressives ou légèrement incrustantes.

1.5. La composition chimique des eaux

Les eaux du Vercors sont hypercarbonatées-calciques. Parmi les cations, les alcalins Na^+ et K^+ sont pratiquement négligeables r Na/Ca, r K/Ca = 0,01, et une recherche du lithium par spectrophotométrie d'absorption atomique a donné des résultats inférieurs au seuil de mesure ($<$ 0,01 mg/l). Les anions autres

Diagramme Logarithmique

d'après H. Schoeller



Sources Caractéristiques

- ------- Fne Renard (Lumachelle)
- ——— Sce Verney C_2 (IV Moraine)
- – – – Sce Bellecombe a_2 (Albien)
- —·— Sce 3 Fontaines h_1 (Gl Miocène)

que le bicarbonate ont également des teneurs très faibles : de 2 à 3 mg/l de Cl^-, 1 à 2 mg/l de SO_4^{--} ; seuls les nitrates ont parfois des teneurs importantes pour les sources du fond de la vallée, situées dans les prairies.

Avec des teneurs de cet ordre, les différents rapports des ions exprimés en milliéquivalents (utilisés par H. SCHOELLER) sont peu significatifs, n'exprimant que des variations infimes au sein d'eaux essentiellement semblables. Nous avons préféré utiliser des pourcentages de cations et d'anions exprimés en milliéquivalent :

$$r\,(Ca^{++} + Mg^{++} + Na^{+} + K^{+}) = 100\ \%$$

$$r\,(CO_3H^{-} + Cl^{-} + SO_4^{--} + NO_3^{-}) = 100\ \%$$

C'est la méthode préconisée par PIPER (U. S. A.), mais nous ne présenterons pas de diagramme trilinéaire ou losangique, les eaux quelle que soit leur provenance, auraient été toutes placées dans un même coin du graphique. L'expression des résultats en pourcentages permet de mettre en évidence des différences entre des eaux de minéralisation voisines.

Le cation dominant est, sans conteste, le calcium, avec des pourcentages exprimés en milliéquivalents de l'ordre de 90 à 95 % (valeurs extrêmes 80 et 98 %) et des teneurs allant de 60 à 120 mg/l. Le magnésium ajouté au calcium donne des pourcentages de 98 à 99 % de tous les cations.

En ce qui concerne les anions, le bicarbonate joue le même rôle prépondérant que le calcium pour les cations, de 90 à 95 %, avec des teneurs extrêmes de 150 à 300 mg/l. Ajoutons que le pH étant inférieur à 8,3 (sauf pour les cours d'eau), il n'y a pas de carbonates dans la composition des eaux de source (TA = 0).

En résumé, on peut définir, comme l'a fait A. CHOUTEAU (1968), une eau caractéristique du Vercors comme une eau calcaire dont le titre alcalimétrique complet (TAC) est de 20° français (240 mg/l de bicarbonate), dont la résistivité est de 3 000 ohm. cm, inerte (ni agressive, ni incrustante), dépourvue d'anions sulfate, nitrate, chlorure.

Les analyses chimiques des sources les plus représentatives seront présentées dans le texte. Les DHT et TAC sont exprimés en degrés français, les teneurs des différents anions et cations en milligrammes par litre et milliéquivalents. La planche 9 en illustre quelques exemples (1⁻ ligne mg/l, 2⁻ ligne mé/l).

2. ETUDE DES SOURCES PAR FAMILLES

A l'aide des critères que nous venons de définir, nous allons mettre en évidence trois grandes familles de sources, selon leur site géologique :

- sources liées au calcaire,
- sources liées au Miocène,
- sources liées au Quaternaire.

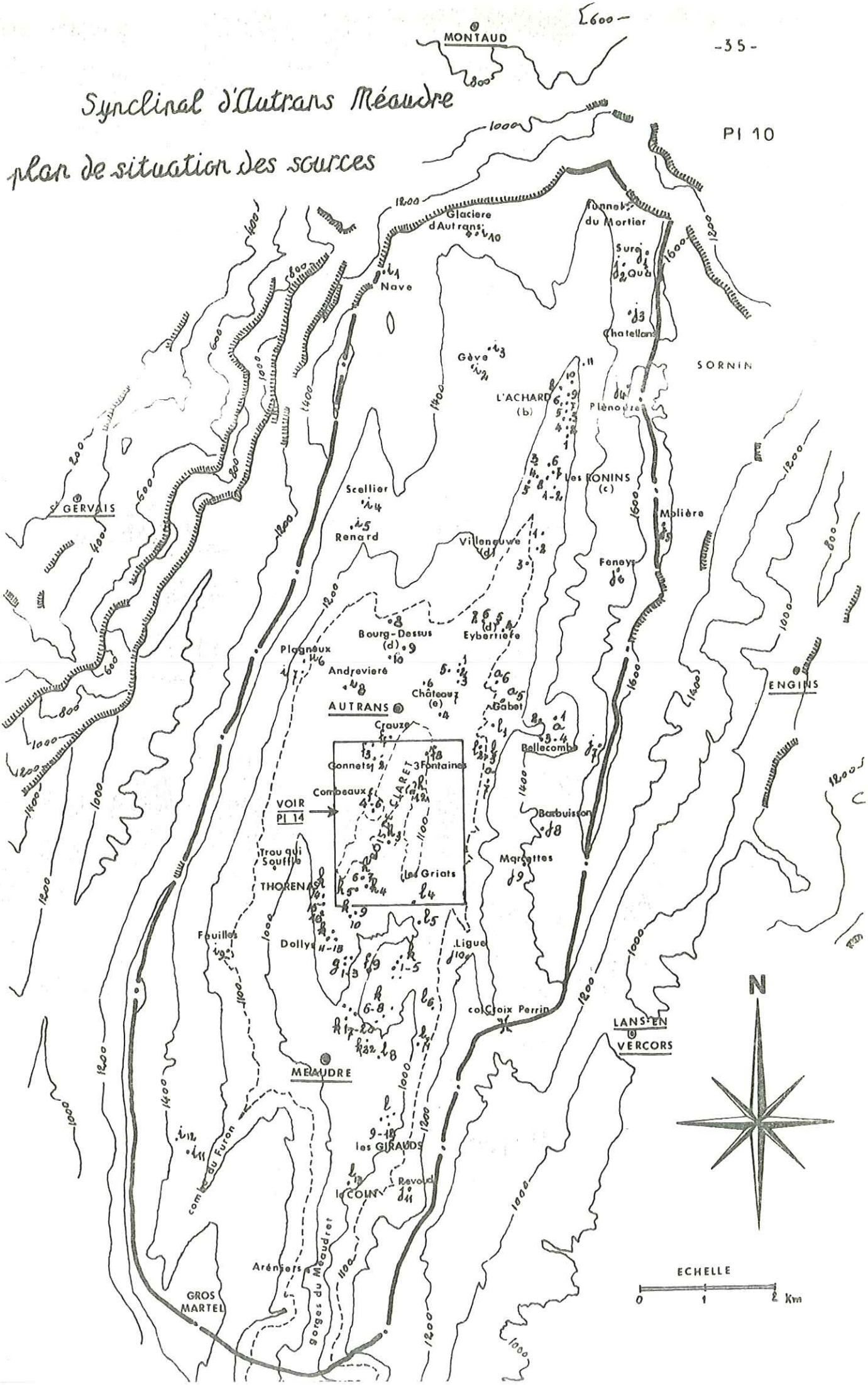
2.1. Sources liées au calcaire

Les calcaires, affleurant à l'Ouest, à l'Est et au Nord du bassin versant, qu'ils soient d'âge urgonien (terme le plus ancien et ossature de la série) ou séno-

Synclinal d'Autrans Méaudre

plan de situation des sources

PI 10



nien, offrent peu de potentialité hydrologique. A l'exception du site de Bellecombe, ainsi que nous l'expliquerons par la suite, on n'y trouve pas de source importante. Leur rôle est cependant prépondérant, d'une part, par la superficie qu'ils représentent (plus de 70 % du bassin versant), d'autre part, en tant que collecteurs d'eau.

Intensément fracturés, présentant un pendage important dans les parties basses de la vallée et très souvent karstifiés, ils drainent les eaux vers le fond du synclinal. C'est ainsi qu'on ne trouve, malgrè la pluviosité importante, que des talwegs secs ou tout au plus des cours d'eau temporaires sur les flancs est et ouest du synclinal. L'étude des circulations karstiques sera abordée dans la seconde partie mais nous pouvons déjà dire qu'il n'existe aucune résurgence importante à l'intérieur du bassin versant. Les seules manifestations karstiques représentées par la présence de siphons, sortes de cheminées d'équilibre sur un réseau souterrain, ne s'amorçant qu'exceptionnellement.

La présence de sources est liée à l'antagonisme existant entre une pénétration de l'eau dans le sol et un facteur tendant à la faire émerger. C'est ici qu'intervient la notion de perméabilité horizontale liée aux joints et la perméabilité verticale causée par la seule fissuration. La rareté et le peu d'importance des débits des sources dans notre secteur sont dues à des particularités structurales : le synclinal affecte une forme de pli coffré. La ligne de sources est située en altitude au niveau de la rupture de pente mais leurs sources ayant des bassins versants réduits auront de très faibles débits. Après la rupture de pente, les pendages devenant très accentués, la perméabilité horizontale, déjà prédominante, avec l'aide de la gravité devient une pseudo-perméabilité verticale laissant peu de chance à l'eau d'arriver à la surface.

Mais les séries calcaires sont elles-mêmes très diversifiées ainsi que nous l'avons vu au cours du chapitre précédant et on peut classer les sources de cette famille selon leur mode d'émergence en plusieurs groupes :

- sources liées à une intercalation marneuse,
- sources liées à la Lumachelle,
- sources liées à l'Albien,
- sources liées à la seule fissuration.

2.1.1. Sources karstiques superficielles

Leur caractéristique est la faiblesse de leur débit, ce sont de petites émergences dont la plupart tarissent l'été. Leur température est basse car elles se trouvent toutes en altitude et leur émergence se situe toujours dans des couches ayant un pendage peu accentué.

a) Géologie

Ces sources peuvent être divisées en 3 types, celles liées à une intercalation marneuse dans l'Urgonien ou dans le faciès de transition qui lui fait suite, celles liées à la seule fissuration et celles liées plus spécialement à la Lumachelle

- Sources liées à une intercalation marneuse dans l'Urgonien

Dans l'Urgonien, deux sources répondent à ce type, la première en tête de bassin versant près de la doline d'effondrement du Pas de la Clé (ou Glacière

d'Autrans), dénommée fontaine de Coulomp (i_{10}), est située au niveau d'un joint marneux entre 2 bancs massifs de calcaire compact. La seconde sur le flanc oriental du synclinal, dite fontaine de la Sure (J_1), s'écoule au niveau d'une intercalation marneuse de 30 cm d'épaisseur. Ces sources ne tarissent pas mais ont des débits de l'ordre de $\frac{1}{4}$ 1 /mn en été. Elles ont un pH très basique (voisin de 8).

En liaison avec le faciès marneux de transition au-dessus de l'Urgonien, on trouve les 2 sources des Plagneux (i_6 et i_7). La couche à Orbitolines supérieure est à l'origine des fontaines de la Quà (j_2) et de Chatellans (j_3) sur le flanc oriental du synclinal.

- Sources liées à la Lumachelle

L'Albien se retrouve de façon constante sur le flanc E du synclinal mais avec une diminution d'épaisseur vers le Nord. Sur le flanc W, seuls quelques lambeaux témoignent de son dépôt. La Lumachelle par contre est toujours présente (sauf à l'extrémité nord du synclinal) et bien que perméable, elle sert de niveau de base à de nombreuses circulations. On peut lui rattacher sur le flanc occidental les 2 sources du Pré de Gève (i_2 et i_3), la fontaine Renard (i_5) et la fontaine Scellier (i_4) dans le prolongement du vallon de Nave et, sur le flanc oriental, la fontaine de Plénouze (j_4), la fontaine des Feneys (j_6) et la source de la Pisse Vache (j_7).

Un cas particulier est apporté par la fontaine de la Molière (j_5), également liée à la Lumachelle mais qui, avec une minéralisation très peu accentuée (7 000 ohm. cm en moyenne) et un pH très acide (6, 6), doit être alimentée par des puits à neige et autres glacières, non localisés pour l'instant.

- Sources liées à la fissuration et à la fracturation

On les trouve dans les séries sénoniennes : sur le flanc oriental du synclinal, fontaine de Barbuisson (j_8) et de Narcettes (j_9), fontaine de la Ligue (j_{10}) et Revoud (j_{11}) ; sur le flanc occidental, on ne trouve guère que la fontaine des Feuilles (i_9) à la hauteur de Méaudre.

On peut leur ajouter la fontaine de Nave (i_1), liée au synclinal pincé et fracturé de la cabane de Nave qui draine un petit bassin versant au contact urgonien-lumachelle vers l'extérieur de notre secteur.

b) Caractéristiques

Toutes ces sources, quel que soit le mode de résurgence, ne représentent que la trace épidermique d'un réseau de drainage important vers le fond du synclinal. Leurs débits cumulés sur la majeure partie de l'année n'atteignent pas 1 l/s (16 l/mn à l'étiage 1972). Leur bassin d'alimentation est difficile à évaluer, la plus grande partie de l'eau s'infiltrant vers le bas, en direction du coeur du synclinal. On en retrouve par exemple la trace dans le gouffre du Trou qui Souffle où existent un réseau N-S et un réseau E-W, au contact de la Lumachelle et du Sénonien ou dans d'autres gouffres tels que le labyrinthe de Méaudre dans le Sénonien ou la glacière d'Autrans dans l'Urgonien.

Leur température moyenne annuelle est froide car liée à l'altitude de leur point d'émergence mais avec des écarts absolus importants dus à leur carac-

tère superficiel et aux très faibles débits d'été. Sensibles aux orages, elles ont des coefficients de tarissement importants pouvant amener des débits nuls. Leur pH est essentiellement basique, 8,0 pour les sources de l'Urgonien, un peu plus neutre (en moyenne 7,3) pour les sources du Sénonien.

Leur résistivité est élevée : on peut distinguer 2 groupes de sources : de 4 000 à 6 000 ohm. cm pour l'Urgonien et la Lumachelle, de 3 500 à 4 500 ohm. cm pour le Sénonien, mais pouvant atteindre des valeurs beaucoup plus importantes au cours de la fonte des neiges.

c) Particularités chimiques

Des analyses chimiques ont été réalisées les 9 août et 8 septembre 1972 en période de basses eaux.

	Rés.	pH	DHT	TAC	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{--}	NO_3^{-}
i_6 Plagnieux	3880	7,29	17,0	16,7	67 3,343	0,5 0,041	0,82 0,036	0,18 0,005	204 3,339	3,0 0,085	2,5 0,052	0,9 0,015
i_5 Fne Renard	3400	7,47	19,4	19,1	77 3,842	0,5 0,041	0,79 0,034	0,16 0,004	233 3,919	3,0 0,085	2,0 0,042	0,4 0,006
j_5 Molière	7380	6,57	8,1	7,9	32 1,597	0,5 0,041	0,5 0,022	0,47 0,012	96 1,580	3,0 0,085	2,5 0,052	0,6 0,010
j_4 Plénouze	5130	7,88	15,8	15,0	62,5 3,119	0,5 0,041	0,94 0,041	0,10 0,003	183 2,999	2,5 0,071	4,5 0,094	3,1 0,050
j_3 Chatellans	6100	8,03	10,4	9,1	41 2,046	0,5 0,041	0,64 0,028	0,23 0,006	111 1,819	2,5 0,071	2,5 0,052	6,4 0,103
j_1 Fne La Sure	4905	8,12	14,0	13,3	55 2,745	0,5 0,041	0,79 0,034	0,05 0,001	162 2,659	2,5 0,071	4,0 0,083	2,5 0,041

D'une façon générale, les analyses chimiques sont assez décevantes, montrant toutes des compositions très voisines avec toutefois des minéralisations plus ou moins marquées. On peut en tirer quelques particularités :

- le calcium, exprimé en milliéquivalent représente 98 à 99 % de tous les cations ;

- ce sont les seules à présenter un déficit carbonaté :

$$r\,CO_3H^- - r\,Ca^{++} < 0$$

- ce déficit anionique est compensé par les ions chlore et sulfate :

$$r\,(Na^+ + Mg^{++}) - r\,(Cl^- + SO_4^{--}) < 0$$

- le magnésium est très peu représenté ($r\,Mg/Ca \# 0,01$) mais reste très légèrement supérieur au sodium ($r\,Mg/Na \# 1$) et nettement supérieur au potassium ($r\,K/Na \# 0,1$).

En résumé : $r\,Ca^{++} \gg r\,Mg^{++} > r\,Na^{+} > r\,K^{+}$

Remarque : La Molière, avec un pH acide (6,6) a sensiblement les mêmes caractéristiques que les sources les plus basiques (pH 8).

2.1.2. Sources liées à l'Albien

Ainsi qu'il est dit dans l'introduction, ce sont les seules sources issues des calcaires présentant de gros débits.

a) Géologie

L'Albien est un niveau important au point de vue hydrogéologique. Ses affleurements sont médiocres, souvent altérés et couverts d'éboulis. A l'intérieur du synclinal il n'affleure pratiquement qu'à Bellecombe au Nord, dans les gorges du Méaudret et à leur voisinage au Sud.

Deux sources (i_{11} et i_{12}), rassemblées dans un captage alimentant la commune de Méaudre lui sont liées. Elles sont situées sur le flanc occidental qui fait suite à l'anticlinal faillé des Enversins, affouillé au niveau de la Combe du Furon. Leur débit cumulé moyen est de 50 l/mn.

Dans le secteur de Bellecombe, on trouve 4 sources numérotées de a_1 à a_4 ,situées dans la combe et captées au profit de la commune d'Autrans, les sources a_1 et a_3 au niveau des sables albiens, les 2 autres quasiment au contact albien-sénonien. Il faut attribuer l'importance de leur débit à la réunion de deux faits que nous rappelons : - d'une part, l'épaisseur importante de ces sables (25 m à Bellecombe) qui diminue progressivement vers le Nord ;
- d'autre part, la superficie que représente l'entaille de Bellecombe, de loin la combe la plus développée et la plus profonde (jusqu'à l'Urgonien) laissant affleurer les sables albiens au niveau du fond de la vallée et déterminant un bassin versant important.

b) Caractéristiques

Nous prendrons comme exemple les sources de Bellecombe.
Mesures moyennes relevées au cours de l'année 1971-1972 :

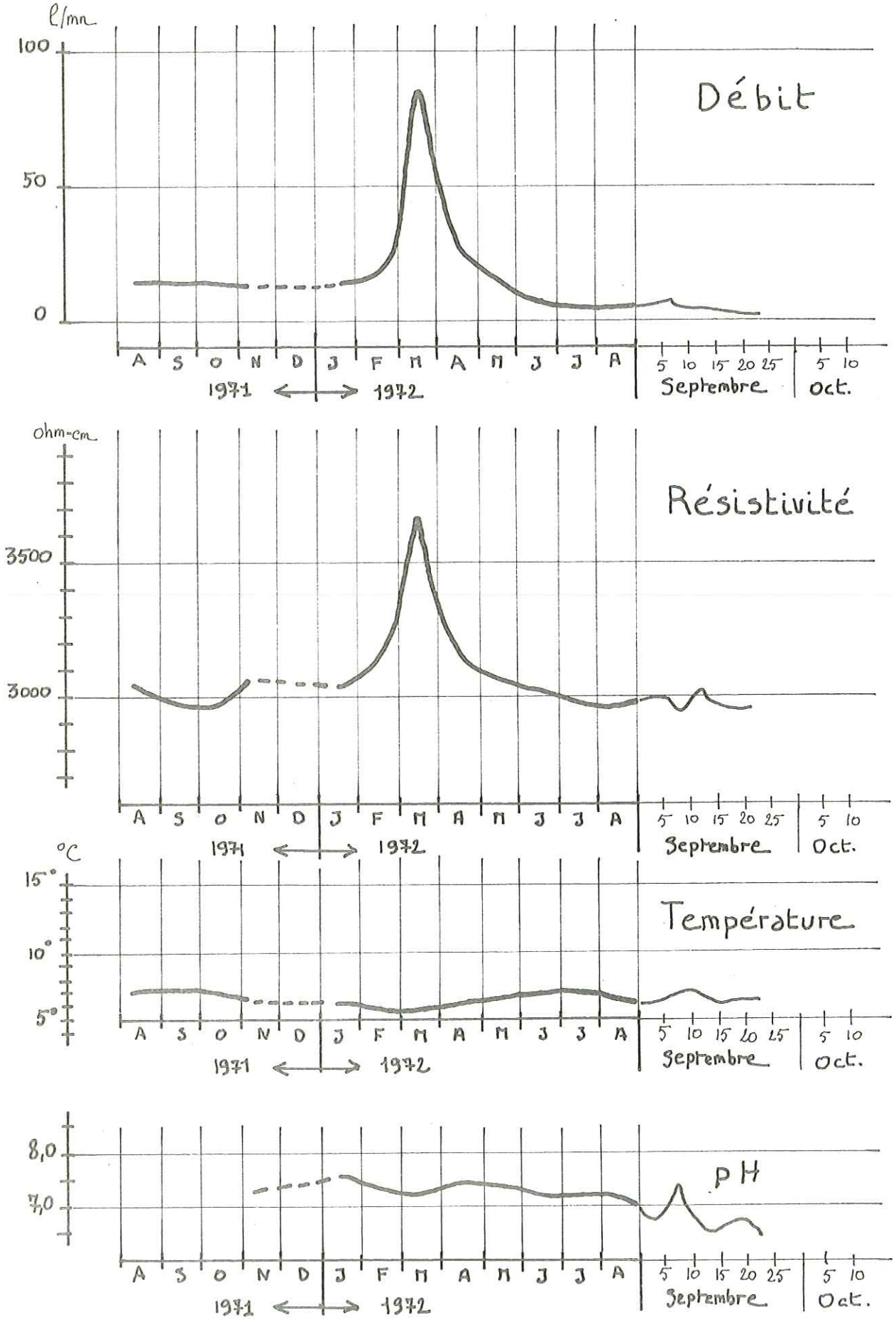
	Débit	Résistivité	Température	pH
a_1	15 l/mn	3000 ohm. cm	6°7	7,3
a_2	80	4000	7°3	7,6
a_3	40	3700	6°7	7,3
a_4	120	4300	5°5	8,0

Excepté les sources a_1 et a_3 , captées au sein de la masse albienne, les deux autres montrent une remarquable constance dans leur température (écart de l'ordre de 1° tout au long de l'année) qui traduit un cheminement profond de l'eau dans la masse calcaire. Malgré cette constance leur température est très différente : 5°5 pour la source a_4 , 7°3 pour la source a_2 . L'écart constaté doit traduire une différence d'altitude entre les cotes moyennes des deux bassins versants : la plus chaude drainant la masse sénonienne au Nord de la combe, la plus froide au

PI 11

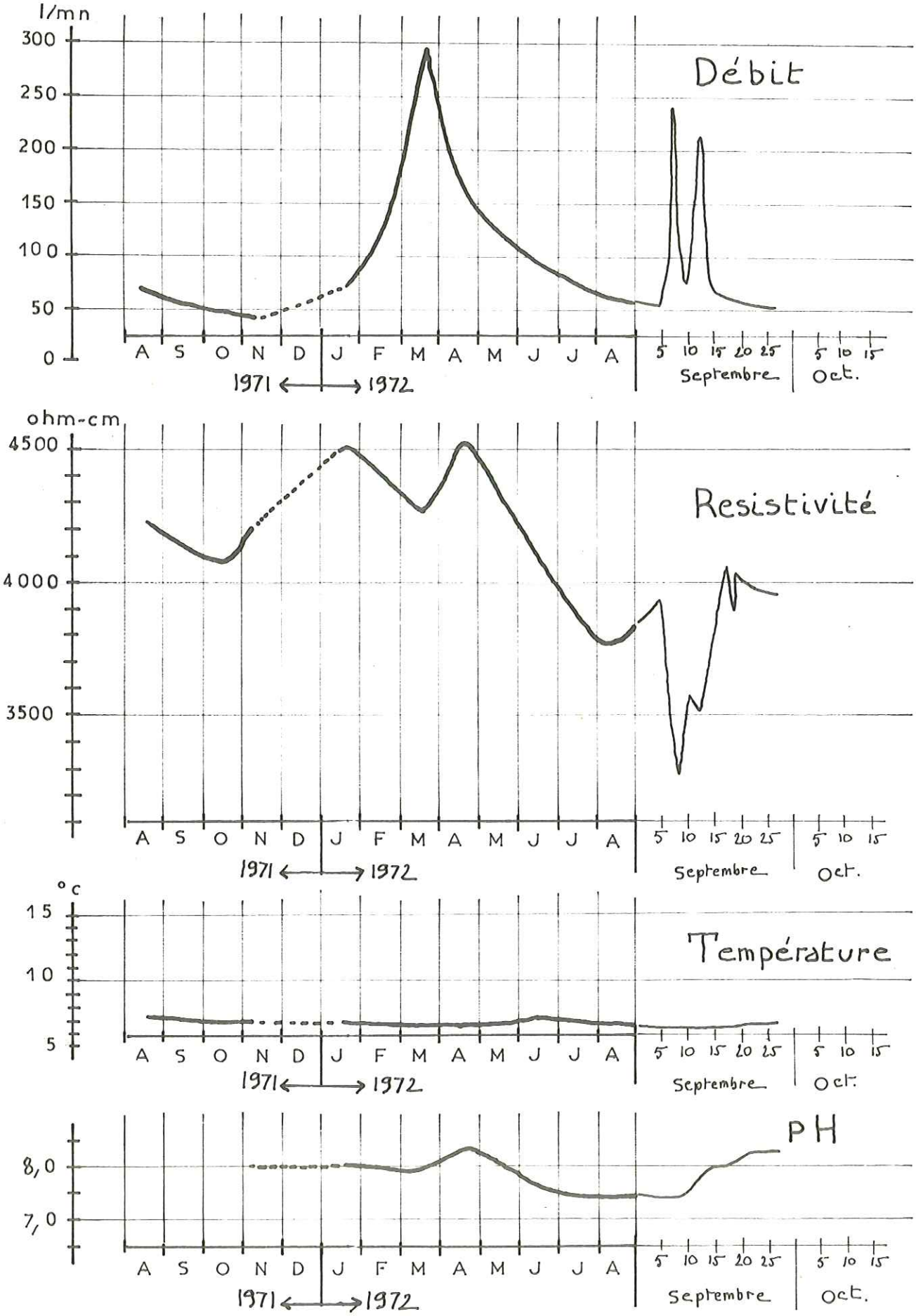
Source a, Bellecombe

COURBES CARACTERISTIQUES

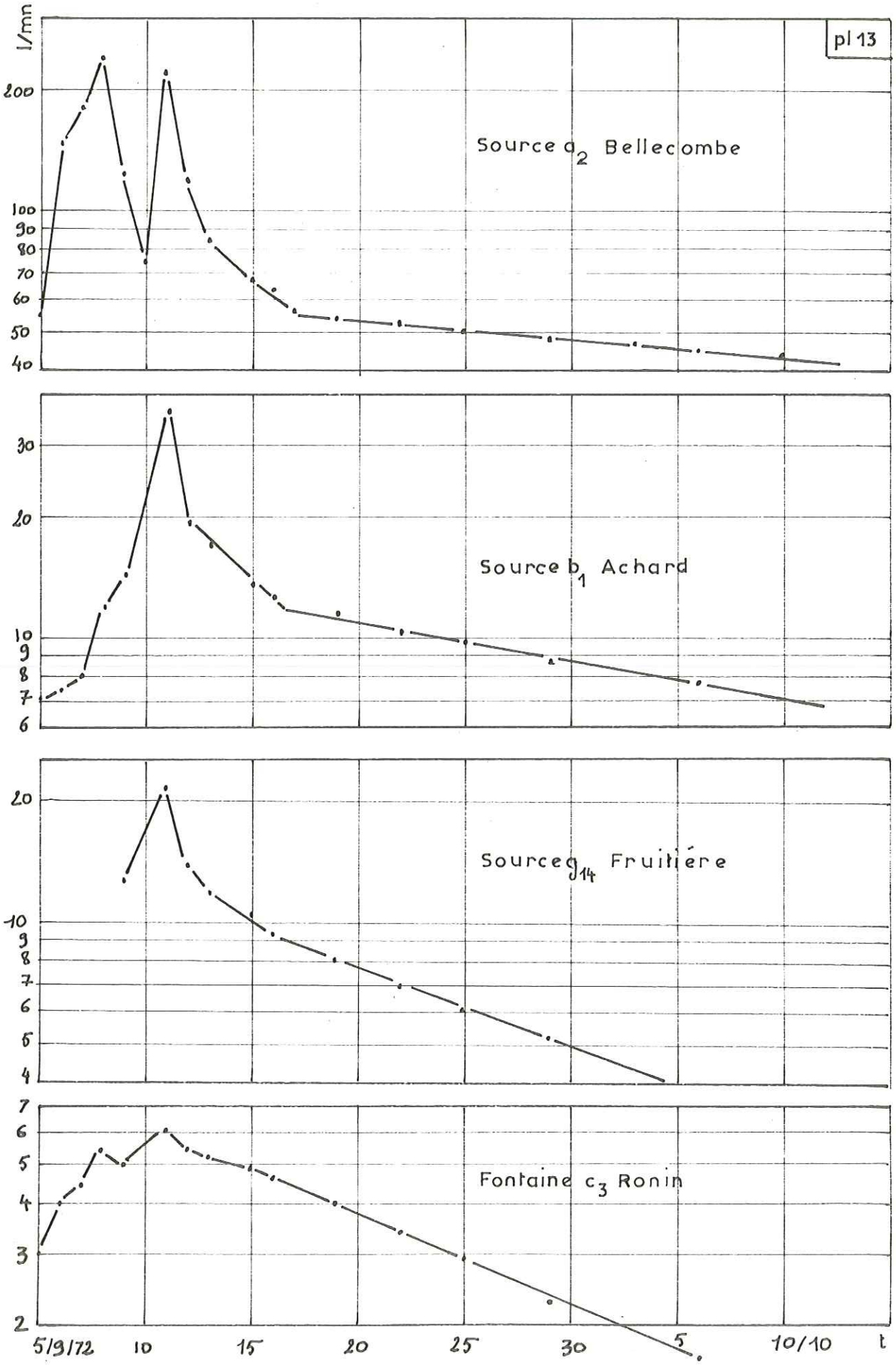


Source a_2 Bellecombe

COURBES CARACTERISTIQUES



Courbes de tarissement



Sud. Il est d'ailleurs reconnu (J.-P. GIROD, 1964) que les deux coupes stratigraphiques, pourtant distantes de 800 m seulement, montrent une grande variation d'épaisseur : 200 m sur la rive nord, 84 m sur la rive sud, soit une différence de 116 m, ce qui suffirait à l'expliquer mais il se peut que, le relai de l'axe de l'anticlinal à l'approche du col de la Croix Perrin ait aussi son rôle à jouer.

Les résistivités montrent des caractères proches de celles du groupe précédent, en particulier les sources a_2 et a_4 (4 000 ohm. cm). La minéralisation est plus accentuée pour les deux autres dont le niveau de captage est plus lié au sable qu'au calcaire ; même remarque en ce qui concerne le pH.

La recharge est assurée par la fonte du manteau neigeux. Néanmoins, les sources a_2 et a_4, captées à la limite sable-calcaire, bénéficient moins de l'effet régulateur des sables que la source a_1 et sont sujettes à de brusques variations de débit à la suite d'orages prolongés ou violents.

En résumé, se trouve rassemblé, dans cette catégorie, un bon échantillonnage de sources :

- la source a_1 est typiquement liée à l'Albien, avec une grande constance dans ses débits due à l'effet régulateur du milieu poreux ;

- les sources a_2 et a_4 sont des sources typiquement calcaires, montrant des circulations karstiques plus profondes que celles que nous avons envisagées jusqu'à présent. Leur débit de base est régularisé par les sables albiens, mais en période de hautes eaux, l'influence des calcaires devient prédominante. Ce fait sera confirmé par une étude des résistivités (sous-chapitre 3);

- la source a_3 est mixte, montrant un passage entre les deux types ci-dessus. Plus superficielle elle est sujette à de plus grandes variations de débit et de température au cours de l'année.

c) Décrue et tarissement

Des courbes de tarissement ont été tracées pour un certain nombre de sources issues des calcaires du Miocène et du Quaternaire, à la suite d'une crue pluviale d'automne. La planche 13 en représente quelques-unes parmi les plus significatives. Les courbes ont été exploitées par méthode semi-logarithmique.

La formule de Maillet :

$$Q_t = Q_o \times e^{-\alpha t}$$

où Q_t est le débit à l'instant t et Q_o le débit à l'instant t_o, début du tarissement, permet de calculer le coefficient α caractéristique de la capacité de rétention de l'aquifère de la source.

En coordonnée semi-logarithmique, on obtient :

$$\log \frac{Q_o}{Q_t} = \alpha t \times \log e$$

Appliqué aux sources les plus représentatives de ce groupe, nous obtenons les coefficients α suivants :

- source a_1 (sable albien) $\alpha = 0,0089$
- source a_2 (sable + calcaire) $\alpha = 0,0115$

L'intégrale de l'équation $Q_t = Q_o \; e^{-\alpha t}$ permet d'évaluer le volume des réserves emmagasinées par l'aquifère et restituées après l'arrêt des apports. On a :

$$V_r = \int_{t_o}^{\infty} Q_o \cdot e^{-\alpha t} = \frac{Q_o}{\alpha}$$

exprimé en m^3/s, on obtient :

- source a_1 $Q_o = 14$ l/mn $V_r = 2220 \; m^3$
- source a_2 $Q_o = 56$ l/mn $V_r = 7000 \; m^3$

d) Particularités chimiques

Les analyses chimiques ont été réalisées sur les sources de Bellecombe le 7 août 1972 en période de basses eaux :

	Rés.	pH	DHT	TAC	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{--}	Cl^{-}	SO_4^{--}	NO_3^{-}
a_1	3000	7,76	23,0	22,5	90 4,491	1,5 0,123	0,86 0,037	0,24 0,006	275 4,499	3,0 0,085	2,0 0,042	0,55 0,009
a_2	4000	7,96	17,0	16,8	67 3,343	1,0 0,082	1,6 0,070	0,32 0,008	205 3,359	3,0 0,085	2,0 0,042	1;15 0,018
a_3	3700	7,51	21,0	19,0	79 3,942	3,0 0,0247	0,86 0,037	0,16 0,004	243 3,979	3,0 0,085	2,0 0,042	0,75 0,012
a_4	4300	8,16	16,0	15,6	62 3,094	1,5 0,123	0,71 0,031	0,21 0,005	190 3,119	3,0 0,085	2,5 0,052	1,85 0,030

On observe quelques différences avec la composition chimique des sources du pragraphe précédent :

- le calcium représente toujours le cation dominant mais cette fois avec un pourcentage de 93 à 95 % des cations exprimés en milliéquivalents ;

- autre différence notable, le déséquilibre carbonato-calcique existe dans l'autre sens, nous trouvons maintenant :

$$r \; CO_3H^- - r \; Ca^{++} > 0$$

- le déficit calcique étant compensé par les autres cations :

$$r \; (Na^+ + Mg^{++}) - r \; (Cl^- + SO_4^{--}) > 0$$

ce qui va devenir une règle générale, même pour les sources liées au Quaternaire et au Miocène ;

- les teneurs en sodium et potassium sont comparables à celles des sources karstiques superficielles. L'influence grandissante du magnésium atteint près de 5 % des cations exprimés en milliéquivalents pour la source a_3 ;

- en ce qui concerne les anions, les pourcentages du bicarbonate varient

en sens opposé à ceux du calcium, passant de 90 %/95 % pour les sources karstiques superficielles à 95 %/97 % des anions exprimés en milli-équivalents. Les autres anions (chlorure, sulfate et nitrate) restent négligeables.

2.2. Sources liées au Miocène

Le Miocène est bien représenté dans le synclinal, occupant 12 % de la superficie des affleurements. C'est le premier et dernier dépôt marin au-dessus des calcaires du Crétacé supérieur. Il occupe tout le fond de la vallée mais n'affleure qu'au Sud d'Autrans. Au Nord, il est couvert par les formations glaciaires, sa présence se faisant cependant sentir sur tous les sondages électriques que nous avons effectués.

a) Géologie générale

Nous avons vu la succession stratigraphique du Miocène dans le chapitre précédent. On peut la résumer en distinguant, de la base vers le sommet, trois niveaux :

- une molasse gréso-argileuse,
- une molasse gréseuse à passées de grès,
- des conglomérats.

Les sources que l'on y rencontre sont de deux types : d'une part, des sources importantes liées aux conglomérats supérieurs :

- à l'intérieur du bois de Claret : sources des 3 Fontaines (h_1 et h_2), sources de Claret (h_4 à h_7), source Pra Nud (h_3);

- à l'extérieur du bois de Claret : sources des Gonnet (f_1, f_2, f_3), sources des Combeaux (f_4, f_5, f_6), la Crauze (f_7);

- à l'extérieur du bois des Buissonnées : source le Ferré (f_9);

d'autre part, des petites sources superficielles liées aux marnes plus ou moins sableuses et présentant de faibles débits :

- à l'extérieur du bois de Claret et des Buissonnées : sources g_1 à g_{14}, k_1 à k_{22} ;

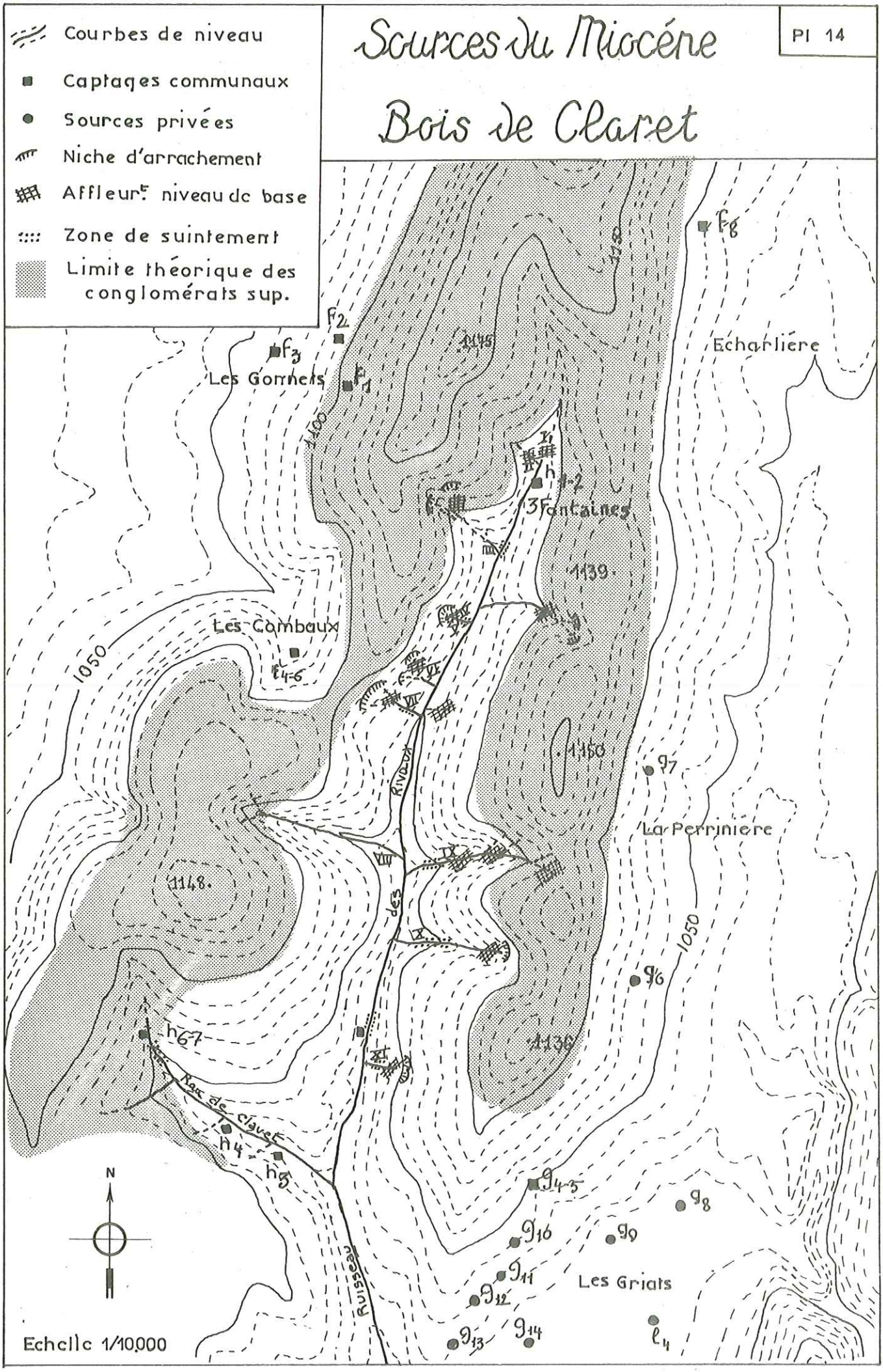
- sur le versant oriental du synclinal calcaire : sources l_1, l_2, l_4 à l_{12}.

b) Etude hydrogéologique détaillée du bois de Claret

Le bois de Claret constitue la partie sommitale du synclinal molassique qui domine la plaine de près de 150 m à son point culminant. Il est entaillé par le ruisseau des Rivaux (s'écoulant sur l'axe nord-sud du synclinal) et par son principal affluent, le ruisseau de Clavet (NW-SE).

Dans le bois de Claret, l'érosion n'a pas été suffisante pour dégager les marnes gréseuses basales que l'on retrouve alentour.

La molasse par contre, affleure par endroits, au fond des principaux


Sources du Miocéne
Bois de Claret
Pl 14
Courbes de niveau
Captages communaux
Sources privées
Niche d'arrachement
Affleur^t niveau de base
Zone de suintement
Limite théorique des conglomérats sup.
Les Gonnets
Les Combaux
Echarliere
3 Fontaines
La Perriniere
Les Griats
Rivaux
des
Ruisseau
Rau de Claret
1050
1100
1145
1139
1150
1148
1136
N
Echelle 1/10.000

talwegs, elle n'a toutefois pas été entaillée profondément car, à ce niveau, on observe presque toujours un passage à un microconglomérat très dur. On trouve au-dessus, faisant transition avec la masse conglomératique supérieure, un niveau fait de petits galets dans une masse argileuse compacte.

CES DEUX DERNIERES FORMATIONS CONSTITUENT LE NIVEAU DE BASE DES CIRCULATIONS D'EAU.

Les gros galets qui surmontent le tout semblent avoir eu un ciment moins dur ou plus facilement altérable. C'est cette formation qui, PERMEABLE, CONSTITUE L'AQUIFERE PERCHE DU BOIS DE CLARET.

Toutefois, il serait vain de considérer cette zone comme homogène, des passées argileuses peuvent occasionner des zones de suintements et être la cause de glissements de terrain. De la même façon, le niveau argileux au-dessus du microconglomérat peut également servir de lubrifiant et être le siège, lui aussi, de glissements de terrain.

En résumé, on constate l'existence d'une "nappe perchée" donnant naissance à une ligne de sources à la cote approximative 1 100, correspondant au niveau de base de la masse conglomératique supérieure.

Outre le ruisseau de Clavet, celui des Rivaux est grossi de proche en proche par de nombreux autres petits ruisseaux de direction générale E-W. Pour plus de commodité, ils ont été numérotés de l'amont vers l'aval (r_I à r_{XI} sur la planche 14. Tous ces ruisseaux servent de drain naturel à l'épaisse formation conglomératique et ont des entailles (petites combes) d'importance variable. Leur débit est directement lié à la superficie des entailles. Ainsi, il ne sera pas étonnant de trouver des débits assez importants pour la source captée des 3 Fontaines (150 l/mn en moyenne, 110 l/mn à l'étiage), ces deux sources drainant toute la partie amont. Outre les principaux talwegs, le ruisseau des Riveaux peut être grossi par des alimentations occultes. C'est ainsi que sur le versant intérieur E, à la hauteur des ruisseaux VI et VII, on trouve une zone de suintements sans débit appréciable. Inversement, il existe sur le versant intérieur ouest, face au Grand Molard, au Nord de la source Pra Nud un talweg profond mais sec, ne déterminant pas d'entaille suffisante.

Par contre, les principaux talwegs, III, IV, VIII, IX et X offrent des entailles suffisamment profondes, un certain nombre de ramifications et une niche d'arrachement vers le sommet assez développée pour fournir un drain naturel notable. Il peut ainsi se présenter une convergence de filets d'eau donnant naissance à une source importante.

Il sera procédé ici à une simple énumération des différentes zones prises dans leur ordre de numérotation : description sommaire et mesures de débits réalisées en hautes et basses eaux.

1) Les <u>sources I et II</u> situées, la première au Nord de la source captée des 3 Fontaines, la deuxième légèrement en contrebas donnent naissance au ruisseau des Rivaux. Leur zone d'émergence est bien individualisée, sous couverture végétale, les eaux s'écoulent à la faveur d'un cailloutis argileux. Les débits sont faibles : 4 à 5 l/mn en hautes eaux, 1 à 2 l/mn en basses eaux. Ces sources sont en fait le résidu non capté de la source des 3 Fontaines.

2) Le ruisseau III est alimenté par une source amont située à la cote 1 100, coulant très fort en période de fonte des neiges et à la suite de gros orages mais pratiquement tarie à l'étiage. Le point d'émergence est localisé par le niveau de conglomérat dur qui forme un véritable béton affleurant légèrement en contrebas dans le talweg.

Il est probable qu'une partie des eaux au moins se réinfiltre vers la cote 1 080 m et ressort un peu plus bas car, à cette cote, le talweg a été remblayé par un glissement de terrain et réentaillé par deux petits talwegs parallèles.

Débit mesuré au point de confluence avec le ruisseau des Rivaux : 40 l/mn en avril, 5 l/mn en août.

3) Le ruisseau IV est alimenté par une source bien individualisée, récemment captée. Seul affleure dans le talweg un tuf déposé par le ruisseau, mais le dégagement de la source a montré qu'elle prenait naissance à la cote 1 100, au niveau du conglomérat dur, avec cependant des suintements en amont, à la cote 1 120. Débits mesurés : 40 l/mn en hautes eaux, 15 l/mn à l'étiage.

4) Les ruisseaux V, VI et VII offrent moins d'intérêt, leur débit étant beaucoup plus faible. Tous trois ont des talwegs bien individualisés jusqu'à la cote 1 070, s'ouvrant à l'amont dans le cirque dû à une niche d'arrachement (cote 1100), au fond de laquelle ils prennent naissance au niveau d'une zone plus ou moins suintante. Le conglomérat bétonné affleure dans la partie la plus abrupte. La faiblesse des débits est due à la petitesse et à la non-ramification de leur niche d'arrachement. Débit mesuré : 5 à 6 l/mn en avril, 1 à 2 l/mn en août.

5) Le ruisseau VIII présente, quant à lui, l'avantage d'avoir un débit plus important. Il a créé une profonde entaille dans les conglomérats mais, la topographie très molle à cet endroit, ne permet pas d'avoir des affleurements. Il faut remonter presque à sa source pour trouver des conglomérats grossiers, vers la cote 1090.
Débits mesurés : 70 l/mn en avril, 15 à 20 l/mn en basses eaux.

6) Le ruisseau IX présente également un débit important mais la zone d'emergence est plus diffuse et la pente du talweg est interrompue à plusieurs niveaux par des replats dus à des glissements. Ces replats sont soulignés par des amas de tuf aux cotes 1070, 1080 et 1100. A la cote 1080, le débit du ruisseau devient important, il s'écoule sur le substratum rocheux formé du conglomérat bétonné qui affleure de la cote 1045 à la cote 1065. Ce ruisseau entaille en outre la partie sommitale des grès molassiques, notamment au niveau 1050 m où l'on voit s'y joindre une petite source qui draine la partie nord du talweg.
Débits mesurés : 40 l/mn en avril, 12 à 13 l/mn en août.

7) Le ruisseau X est également important. Sa zone d'émergence semblant bien localisée, des recherches ont été entreprises pour son captage éventuel. Au cours des travaux de dégagement, les venues d'eau sont apparues plus diffuses, cela étant dû à un ancien glissement de terrain. Ce ruisseau offre la particularité de traverser, à la cote 1060, une argile bleue très pure, interstratifiée dans la molasse gréseuse.
Débits mesurés : 40 l/mn en août, 4 à 5 l/mn en basses eaux.

8) Le ruisseau XI enfin, assez peu développé a des débits plus faibles. Sa

zone d'émergence, assez diffuse est, à la cote 1045 , au niveau le plus bas rencontré jusqu'à présent ; elle doit être du même type que les précédentes.
Débits mesurés : 15 l/mn en hautes eaux, 4 à 5 l/mn en basses eaux.

En résumé, la masse conglomératique supérieure apparaît comme un aquifère perché, constituant une pseudo-nappe. Elle est drainée par des ruisseaux naturels qui ont des débits d'autant plus importants que les combes qu'ils déterminent sont plus larges et développées. On trouve une ligne de sources située approximativement à la cote 1100, tant à l'extérieur qu'à l'intérieur du bois. Cette ligne de sources correspond au contact entre les formations conglomératiques supérieures et le microconglomérat bétonné faisant office de niveau de base. Les eaux se rassemblent à la faveur de points bas, dans les talwegs, et s'écoulent au niveau de ce béton ou du conglomérat argileux qui le surmonte.

c) Caractéristiques

Les sources liées aux conglomérats supérieurs et notamment, à l'intérieur du bois, celles des 3 Fontaines, à l'extérieur celles des Combeaux, sont caractérisées par leur régularité. Leur facteur de constance excède rarement la valeur 2. De même pour les températures, les écarts absolus été-hiver sont de l'ordre de 1°5. Tout cela accrédite la thèse d'une nappe perchée quoique présentant des cheminements préférentiels en certains endroits, causés par une hétérogénéité de détail. Ces caractères traduisent en effet, l'inertie d'une grande masse d'eau. La recharge en est d'ailleurs assurée par la fonte du manteau neigeux, l'influence des pluies, même importantes ou prolongées, se faisant peu sentir.

Mesures moyennes relevées au cours de l'année 1971/1972 :

	Débit	Résistivité	Température	pH
Source h_1	120 l/mn	3860 ohm. cm	6°6	7,3
Source h_2	65	3830	6°8	7,2

Des courbes de tarissement, faites sur ces deux sources captées aux 3 Fontaines, donnent les résultats suivants :

	Source h_1	Source h_2
Coefficient de tarissement α	0,015	0,009
Débit initial Q_o	90 l/mn	60 l/mn
Volume des réserves V_r	8640 m^3	9800 m3

Le volume des réserves est relativement important, surtout en considérant que ces deux sources, quoique les plus importantes, ne sont pas les seules à drainer la partie amont.

Les résistivités sont constantes tout au long de l'année, avec une moyen-

ne de 3 800 ohm. cm. Certaines, comme la source f_1 des Gonnets sont moins minéralisées, avec des résistivités de 4 000 à 4 500 ohm. cm qui les rendent comparables aux sources issues des calcaires.

Un certain nombre de petites sources situées à l'extérieur du bois peuvent être rattachées aux précédentes (résistivités supérieures à 3 500 ohm. cm) mais les plus nombreuses ont des résistivités comprises entre 2 500 et 3 000 ohm. cm. Elles présentent des débits de quelques litres par minute et ont des coefficients de tarissement importants et de grandes variations de température, on pourrait les qualifier d'exsurgences. Le type représentatif en est la source (g_{14}), dite "Ancienne Fruitière" située à mi-pente du versant oriental du bois de Claret avec une résistivité moyenne de 2 800 ohm. cm. Source g_{14} :

Coefficient de tarissement α	0, 05
Débit initial Q_o	10 l/mn
Volume des réserves V_r	276 m^3

d) Particularités chimiques

Les analyses chimiques ont été réalisées en période de basses eaux pour les sources (6 août et 19 septembre 1972), en hautes eaux pour les ruisseaux (25 mai 1972):

	Rés.	pH	DHT	TAC	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{--}	NO_3^{-}
1) Sources et ruisseaux liés aux conglomérats supérieurs.												
h_1 Sce 3 Fontaines	3860	7,76	17,4	16,2	64 3,194	3,4 0,280	1,1 0,048	0,26 0,007	198 3,239	3,5 0,097	4,0 0,083	0,6 0,010
h_2 Sce 3 Fontaines	3830	7,73	18,6	17,2	67 3,343	4,0 0,329	1,1 0,048	0,23 0,060	210 3,439	3,0 0,085	2,5 0,072	0,6 0,010
h_3 Sce Pra Nud	3675	7,82	19,4	18,2	69 3,443	5,3 0,436	1,2 0,051	0,2 0,005	222 3,639	2,5 0,070	2,0 0,042	0,3 0,005
f_3 Sce Laitière	3840	8,26	17,8	17,5	60 2,994	6,8 0,529	1,3 0,059	0,9 0,024	213 3,499	3,0 0,085	3,5 0,073	2,7 0,043
r_{III}	3030	7,98	18,6	17,7	70 3,543	2,0 0,164	0,9 0,041	0,1 0,003	216 3,539	1,5 0,042	4,0 0,083	0,7 0,011
r_{VIII}	3550	7,38	18,6	16,0	66 3,293	0,5 0,041	0,9 0,041	0 0	195 3,199	2,5 0,070	4,5 0,094	0,3 0,056
r_{IX}	2830	7,39	21,6	21,1	83 4,142	2,5 0,206	1,1 0,048	0,13 0,003	257 4,219	2,5 0,070	4,5 0,094	0,4 0,073
r_X	3300	8,07	18,0	17,3	66 3,293	3,4 0,280	1,0 0,044	0,13 0,003	202 3,319	2,0 0,056	4,0 0,083	1,1 0,018
2) Sources liées aux marnes basales miocènes.												
l_5 Sce Arnaud	1995	7,06	32,0	31,3	120 5,990	4,8 0,395	2,7 0,118	0,4 0,010	382 6,259	5,0 0,141	2,0 0,042	4,2 0,068
k_1 Sce Bourrière	2530	7,35	24,6	23,9	83 4,142	9,2 0,757	2,0 0,087	0,52 0,013	292 4,779	4,0 0,113	2,5 0,052	9,7 0,157
g_{14} Sce Fruitière	2450	6,95	24,8	24,6	91 4,541	4,8 0,396	2,8 0,123	2,8 0,072	300 4,919	4,0 0,113	2,5 0,052	6,3 0,102

La teneur en calcium est la plus variable, de 85 à 95 % de tous les cations exprimés en milliéquivalents. Mais cette teneur (70 mg/l en moyenne) est, tout au moins pour les sources issues des conglomérats supérieurs, analogue à celle rencontrée dans les calcaires qui occupait 98 % à 99 % de tous les cations. La raison essentielle est l'importance grandissante du magnésium avec des pourcentages de 5 % à 10 % au lieu de 1 % à 2 % pour les sources karstiques superficielles et 2 % à 3 % pour les sources liées à l'Albien. Le sodium et le potassium sont toujours peu représentés.

Les anions présentent peu de différence, tout au plus peut-on remarquer pour les ruisseaux un rapport r SO_4/Cl positif.

Par contre les 3 analyses correspondant aux marnes gréseuses sont différentes. La minéralisation plus accentuée porte sur le calcium pour deux d'entre elles (83 et 88 %), sur le magnésium (15 %) pour la source de la Bourrière. Autre différence, l'ion nitrate tend à occuper la deuxième place après les bicarbonates. Enfin les pH sont plus neutres : 7, 0 à 7, 3 au lieu de 7, 4 à 8, 0.

La valeur la plus importante des nitrates peut être tout simplement due au fait que ces sources, situées dans des prairies, présentent des risques de contamination.

2. 3. Sources liées au Quaternaire

Ce sont les sources que l'on trouve dans le fond du synclinal, certaines sont profondes et plus spécialement liées aux formations glaciaires, d'autres, plus superficielles, sont liées aux versants.

2. 3. 1. Sources liées aux moraines

Si la prospection géophysique réalisée ne nous autorise pas à faire une cartographie détaillée des formations morainiques, elle nous a permis de distinguer un certain nombre de zones : au Nord, une formation essentiellement argileuse, au Sud, à l'approche des arcs morainïques un ensemble gravelo-sableux redevenant plus argileux au Sud d'Autrans dans la vallée des Tranchants. Le sub - tratum est assuré partout par les marnes gréseuses basales du Miocène. Ce type de sources intéresse essentiellement deux secteurs :

- d'une part l'extrémité nord, dans le petit vallon de l'Achard, des moraines en majeure partie argileuses sur une épaisseur de 5 à 6 m présentent une perméabilité médiocre. Par renardage et à la faveur de passées plus grossières, des filets d'eau arrivent à la surface. Le terrain a été assaini vers les années 1930 au moyen de drains artificiels et les eaux ont été rassemblées dans des citernes : pseudo-sources b_1 à b_7. Leur profondeur moyenne est de l'ordre de 3 à 5 mètres. Ils drainent en majeure partie le flanc oriental et la zone amont. Le flanc occidental est nettement moins humide. Nous ferons la même constatation lors de l'étude des sources du versant ;

- d'autre part, immédiatement au Nord d'Autrans, nous trouvons lié à la rupture de pente de l'arc morainique du Guinchet-Le Truc, un ensemble de 5 sources numérotées : e_1 pour les 3 premières, e_2 et e_3 pour les sources dites du Verney. Ces sources drainent le flanc oriental du

synclinal. On peut leur ajouter une petite source superficielle au lieudit le Cornet (e_7) et un réseau de drainage au centre de cette zone, réalisé pour l'alimentation en eau du Préventorium : pseudo-sources e_4 et e_5. Cet ensemble de sources est lié à une granulométrie plus grossière que dans la zone nord de l'Achard, elles sont plus importantes et moins superficielles.

Notons enfin, à la hauteur du ruisseau de l'Achard, une grosse source artésienne dénommée source du Château (e_6) représentant le trop-plein d'une nappe semi-captive qui sera exploitée prochainement par la commune et dont l'étude fera l'objet d'un paragraphe suivant.

a) Caractéristiques

Toutes ces eaux ont en commun une minéralisation importante qui se traduit par une faible résistivité (2 500 à 2 800 ohm. cm en moyenne). Par contre le pH est beaucoup plus proche de la neutralité (7, 0 à 7, 2 la plupart du temps). On serait tenté de dire que les eaux atteignent là leur équilibre, ce qui est naturellement une image puisque une eau est en fait en équilibre toujours renouvelé avec son encaissant.

Contrairement aux sources plus superficielles, leur résistivité n'augmente pas lors de la fonte des neiges. Les eaux sont en équilibre chimique avec le sol plus argileux qui leur assure un "effet tampon".

La température moyenne correspond bien à l'altitude du lieu considéré mais, pour la partie nord (secteur de l'Achard), les écarts absolus de température été-hiver, sont un peu plus importants (4 à 5° l'hiver, 9 à 10 ° l'été), indice d'une circulation proche du sol. La zone sud a des écarts beaucoup moins marqués (6°5 l'hiver, 8° l'été) pour la source e_2 des Verney.

Les variations de débit enfin ne sont pas très importantes, le facteur de constance n'excède jamais 4, il est le plus souvent de 2 ou 3. Les hautes eaux se situent pour la plupart à la période de fonte des neiges, l'influence des pluies se faisant peu sentir.

Exemple de mesures types pour l'année 1971/1972 :

Sources	Débit	Résistivité	Température	pH
b_1 Achard	14 l/mn	2650 ohm. cm	7°4	7, 2
e_2 Verney	80	2560	7°5	7, 0

Des courbes de tarissement réalisées sur ces deux sources donnent :

	Source b_1	Source e_2
Coefficient de tarissement α	0, 028	0, 014
Débit initial Q_o	13 l/mn	46 l/mn
Volume des réserves V_r	666 m^3	4727 m^3

La valeur relativement importante de la capacité d'emmagasinement de la source e_2 laisse supposer une alimentation par les calcaires avoisinants même en basses eaux, sutout si l'on considère que cette source n'est pas seule dans ce secteur à présenter des débits soutenus.

En d'autres termes, le problème se pose de savoir pourquoi cette zone est si riche en eau, alimentant les plus grosses sources du synclinal, la source du Château et la nappe semi-captive dont nous avons signalé l'existence. Ce secteur est restreint, limité au Sud et à l'Est par l'arc morainique du Guinchet-Le-Truc, à l'Ouest par la zone axiale du synclinal au niveau du ruisseau, au Nord il ne dépasse pas Eybertière. Cette alimentation occulte, n'est pas visible de la surface et ne participe à l'alimentation du Méaudret que par le trop-plein de la nappe semi-captive (source du Château).

Une explication possible serait la proximité des sables albiens bien développés dans le secteur de Bellecombe, l'érosion du substratum molassique par les glaciers permettant une alimentation directe des formations quaternaires par les calcaires.

b) Particularités chimiques

Les analyses chimiques ont été faites en période de basses eaux ; en étiage d'été le 22 septembre 1972 pour les deux premières, en étiage d'hiver le 4 février 1973 pour la troisième.

	Rés.	pH	TAC	DHT	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{--}	NO_3^{-}
b_1 Sce Achard	2170	7,30	27,8	27,7	97 4,840	8,8 0,724	1,2 0,052	0,56 0,014	338 5,539	2,0 0,056	2,0 0,042	1,1 0,018
e_2 Sce Verney	2250	7,24	27,4	27,2	103 5,139	4,0 0,329	1,1 0,048	0,43 0,011	332 3,439	2,0 0,056	1,5 0,031	3,9 0,064
e_7 Sce Cornet	2741	8,11	28,4	28,1	109 5,438	3,0 0,247	2,1 0,090	2,8 0,072	343 5,619	5,0 0,141	3,5 0,073	8,5 0,137

La source du Cornet, beaucoup plus superficielle, diffère des autres. Les anions autres que le bicarbonate sont beaucoup plus représentés, elle contient notamment une plus grande quantité de nitrate. Le sodium et le potassium sont également mieux représentés.

Le cation dominant est toujours le calcium avec des teneurs de l'ordre de 100 mg/l. Son pourcentage exprimé en milliéquivalent va de 86 % pour les formations argileuses (type Achard) à 95 % pour les formations plus graveleuses (type Verney ou Cornet).

L'écart est toujours dû au magnésium dont le pourcentage semble se stabiliser à 5 % mais pouvant atteindre 12 % dans les formations plus argileuses (type Achard).

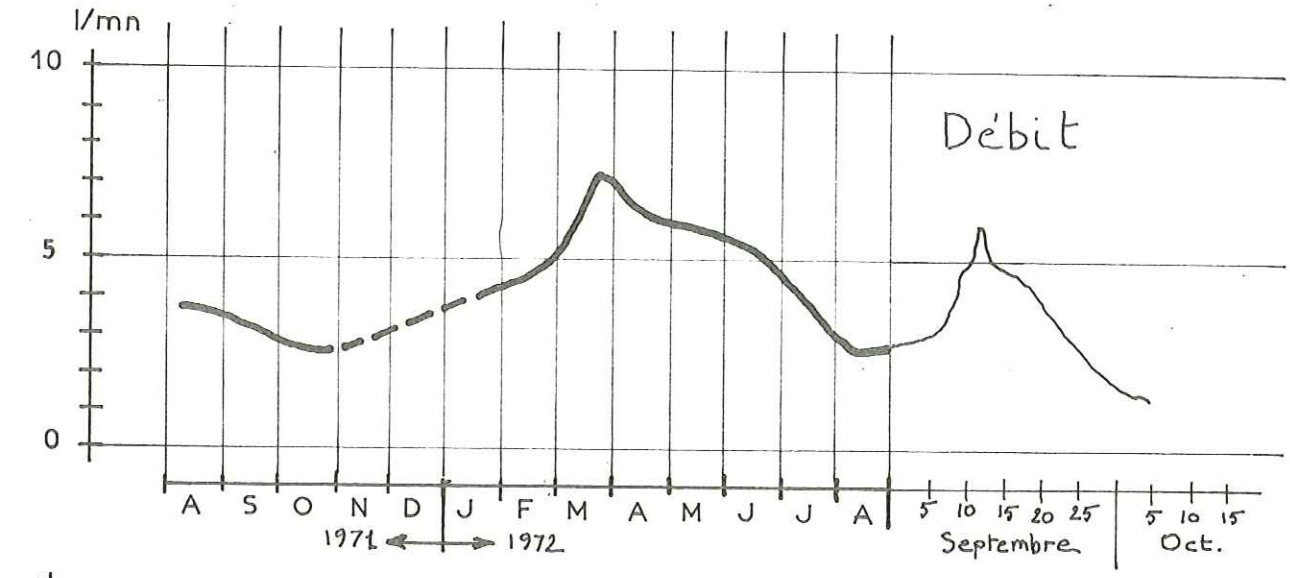
2.3.2. Sources de versant

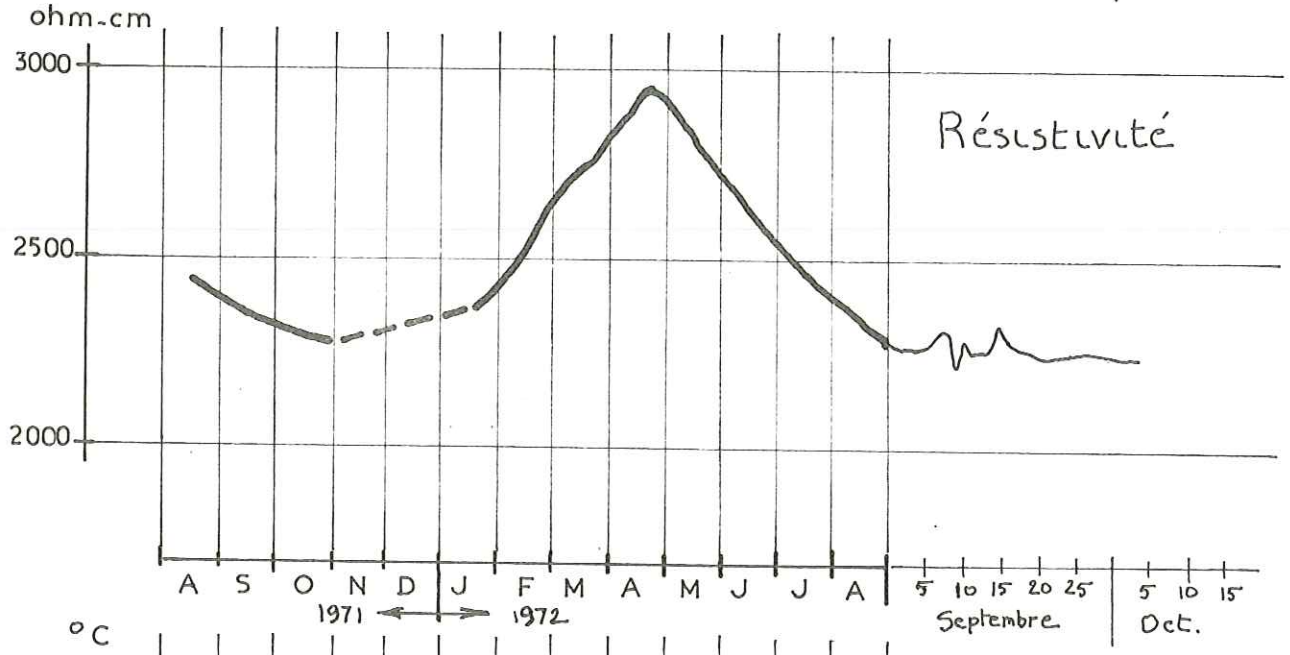
Ces sources sont pratiquement toutes situées au Nord d'Autrans sur le flanc oriental du synclinal. Ce sont les sources :

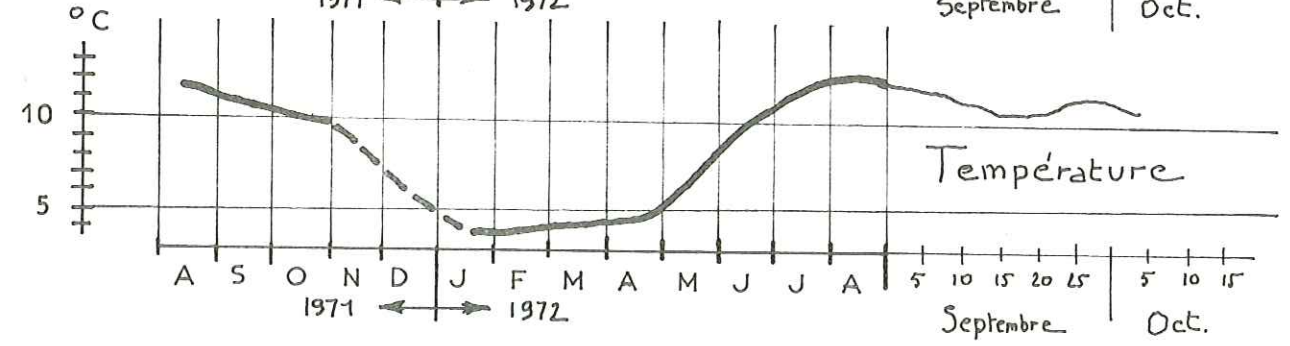
a_5, a_6 - c_1 à c_9 - b_8, b_9 - d_1 à d_{10} - l_{13} - l_3

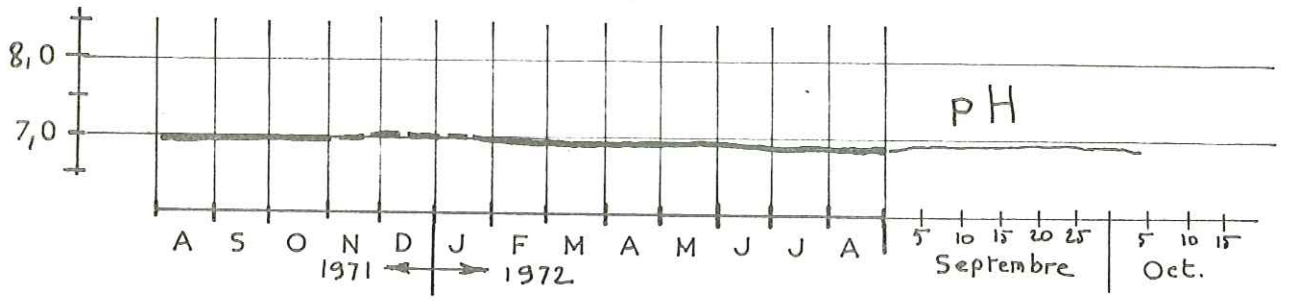
Source c_3 les Ronins

COURBES CARACTERISTIQUES





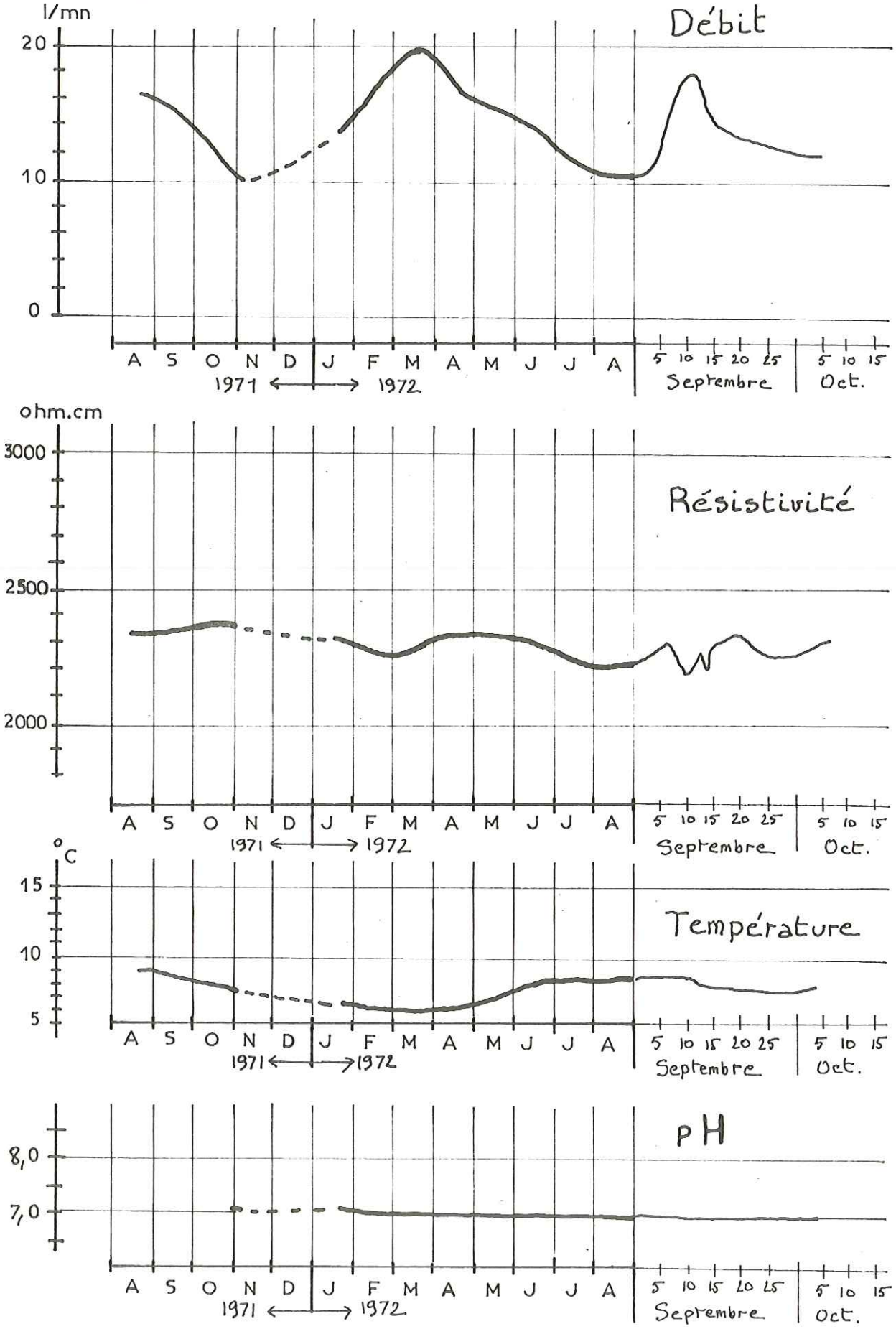




PI 16

Sce a_5 Fontaine Gabet

COURBES CARACTERISTIQUES



Certaines se présentent au contact des éboulis anciens avec les moraines latérales, d'autres sont liées aux cônes de déjection que l'on trouve plus ou moins bien marqués aux débouchés des talwegs. La source des Ronins (c_1) illustre bien le premier cas : on voit, à mi-pente, entre le fond du synclinal et le début de la forêt, une rupture de pente au contact éboulis-moraines, soulignée par une zone marécageuse.

a) Caractéristiques

Leurs caractéristiques sont l'irrégularité des débits et des températures. Ce sont des sources superficielles, les hautes eaux étant assurées autant par la fonte des neiges que par les pluies. La majorité d'entre elles n'ont que quelques l/mn de débit, seules les sources c_1 et c_2, dans le secteur des Ronins, captées au profit de la commune d'Autrans, offrent un débit moyen cumulé proche de 1 l/s, quoique baissant beaucoup aux étiages (10 l/mn en 1971). Le rapport entre le débit maximal enregistré (210 l/mn) et le débit minimal est supérieur à 20. Cette irrégularité se retrouve également dans les mesures de température où les écarts absolus dépassent 10° (4° en hiver et 16° en été).

Mesures moyennes sur les sources les plus représentatives au cours de l'année 1971-1972 :

Sources	Débit	Résistivité	Température	pH
B-Dessus d_8	2,5 l/mn	4190 ohm. cm	11°5	7,3
Ronin (c_1	30	3725	6°5	7,5
Ronin (c_3	5	2600	7°9	7,1
Ronin (c_8	6	2500	7°3	7,0
Gabet a_5	14	2270	7°4	7,0

Le type le plus fréquent est illustré par les sources c_3, c_8 et a_5 avec les résistivités de l'ordre de 2 500 ohm. cm et des pH proches de la neutralité. Les deux autres ont été mentionnées ici pour illustrer leur caractère transitoire ;

- la source d_8, de même que la source a_6, bien que situées dans le fond de la vallée, ont une résistivité proche de celle des calcaires. Leur site géologique est d'ailleurs voisin du Sénonien, la première d_8 au Bourg-Dessus, la seconde a_6, près du versant nord de Bellecombe ;

- la source c_1, de même que la source c_2, montrent un stade encore plus intermédiaire, les eaux séjournant plus longtemps dans les éboulis.

On pourrait les qualifier de sources mixtes, ayant une alimentation calcaire et un parcours plus ou moins long dans des formations plus superficielles.

Une courbe de tarissement effectuée sur les sources c_3 et a_5 donne les

résultats suivants :

	Source a_5 Gabet	Source c_3 Ronin
Coefficient de tarissement α	0,007	0,050
Débit initial Q_o	14 l/mn	6 l/mn
Volume des réserves V_r	2840 m^3	175 m^3

Ces résultats ne sont pas surprenants, la première ne tarit jamais, son débit descend rarement au-dessous de 10 l/mn ; bien qu' ayant une eau très minéralisée, il doit être soutenu par les calcaires avoisinants. La seconde est une petite source qui tarit en période de sécheresse prolongée.

b) Particularités chimiques

Les analyses chimiques ont été réalisées en basses eaux, étiage d'hiver (février 1973) pour les quatre premières, étiage d'été (septembre 1972) pour les deux autres.

	Rés.	pH	DHT	TAC	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{--}	NO_3^{-}
d_8 Bourg-Dessus	4066	8,23	14,8	14,4	55 2,744	2,5 0,206	0,64 0,028	0,81 0,021	176 2,879	3,0 0,085	2,5 0,052	1,5 0,025
c_1 Sce Ronin	3296	8,33	19,6	19,2	72 3,593	4,0 0,329	0,79 0,034	0,10 0,003	234 3,839	3,0 0,085	3,5 0,073	0,7 0,011
b_8 Sce Achard	2741	7,25	27,4	26,9	97 4,840	7,8 0,641	0,94 0,041	0,13 0,003	328 5,379	3,0 0,085	2,5 0,052	1,7 0,237
l_{13} Sce Le Coin	2356	7,34	29,6	29,3	114 5,689	3,0 0,247	1,43 0,062	0,47 0,012	357 5,859	3,0 0,085	3,5 0,073	1,4 0,237
a_5 Fne Gabet	2035	7,28	29,4	28,3	103 5,139	9,2 0,757	4,0 0,171	3,62 0,093	345 5,659	8,0 0,226	2,0 0,042	11,0 0,177
l_3 Sce Colonie	2540	7,35	23,8	23,3	91 4,541	3,0 0,247	1,18 0,051	0,68 0,017	284 4,659	2,0 0,056	2,0 0,042	4,3 0,069

Ce tableau n'amène aucune remarque particulière. Il rassemble des sources faisant transition entre un type que nous avions défini comme "calcaire", la plus proche étant la source d_8 et un type quaternaire, la plus proche étant la source b_8.

Un cas particulier est posé par la fontaine Gabet (a_5) dont l'eau est la plus minéralisée de tout le bassin versant, présentant un fort pourcentage en magnésium (12,5 %) et les plus grandes valeurs en sodium, potassium, chlorure et nitrate. Cependant, il faut remarquer que, même dans ces conditions, les eaux restent hypercarbonatées-calciques et que les concentrations des ions cités sont loin d'atteindre les valeurs maximales acceptables fixées par les normes de potabilité.

2. 3. 3. La source et la nappe du Château

Indépendamment des sources liées au Quaternaire, il existe sur le bassin un certain nombre de petits puits individuels, non entretenus depuis que les communes ont réalisé leur adduction d'eau. C'est notamment le cas sur le flanc occidental du synclinal, on en retrouve également au lieudit "le Château" et dans la vallée de l'Achard, au lieudit "les Ronins". Ces puits ont au plus 10 m de profondeur, la perméabilité médiocre des terrains fait que leur possibilité d'exploitation est modeste, enfin, la majorité d'entre eux sont condamnés et ne sont plus visitables. Ils correspondent à autant de petites nappes dont l'étanchéité de base est assurée par le toit du Miocène. Elles sont alimentées par les versants et séparées par des épisodes plus argileux. Leurs intercommunications sont très lentes quand elles sont possibles et elles se raccordent naturellement aux nombreux petits filets d'eau issus des calcaires sénoniens.

La nappe la plus importante rencontrée jusqu'à présent a été décelée par sondages électriques suivis d'un forage de reconnaissance (voir chap. I). C'est une nappe semi-captive bloquée par une épaisse formation à dominante argileuse. Elle est alimentée par le versant oriental du synclinal, dans le secteur de Bellecombe ; elle est en liaison avec la source du Château située plus en amont, qui fait office de trop-plein.

Les essais de pompage ont montré que cette nappe répondait aux besoins de la commune, celle-ci envisage la mise en place d'un puits à son emplacement.

a) Essai de pompage

Le forage de reconnaissance de Ø = 406 mm a été descendu jusqu'à la molasse à la cote -8, 5 m. Il a été crépiné sur toute la hauteur de l'aquifère entre les cotes -3, 5 m et -8, 5 m. Le niveau piézométrique s'est stabilisé à la cote -1, 3 m.

Une pompe immergée a été maintenue à 50 cm du fond précédemment gravillonné. Les eaux ont été rejetées 50 m à l'aval, dans le ruisseau de l'Achard.

Les essais ont été menés par paliers de débits croissants de 3 m^3/h à 65 m^3/h pendant 24 heures puis maintenus à ce débit 24 heures consécutives, la période choisie correspondant à l'étiage prononcé de septembre 1971. Les niveaux d'eau ont été mesurés à raison d'une lecture toutes les heures. Après arrêt du pompage, les observations ont été poursuivies à un rythme plus accéléré afin d'établir la courbe de remontée.

Les stabilisations, après chaque augmentation de débit, ont été obtenues dans l'heure qui suivait. Seul le passage brutal de 30 m^3/h à 65 m^3/h a demandé plusieurs heures avant d'obtenir la stabilisation qui s'est maintenue ensuite jusqu'à la fin du pompage.

La planche 17 représente la courbe caractéristique du puits, courbe que l'on peut assimiler à une droite dont l'équation est :

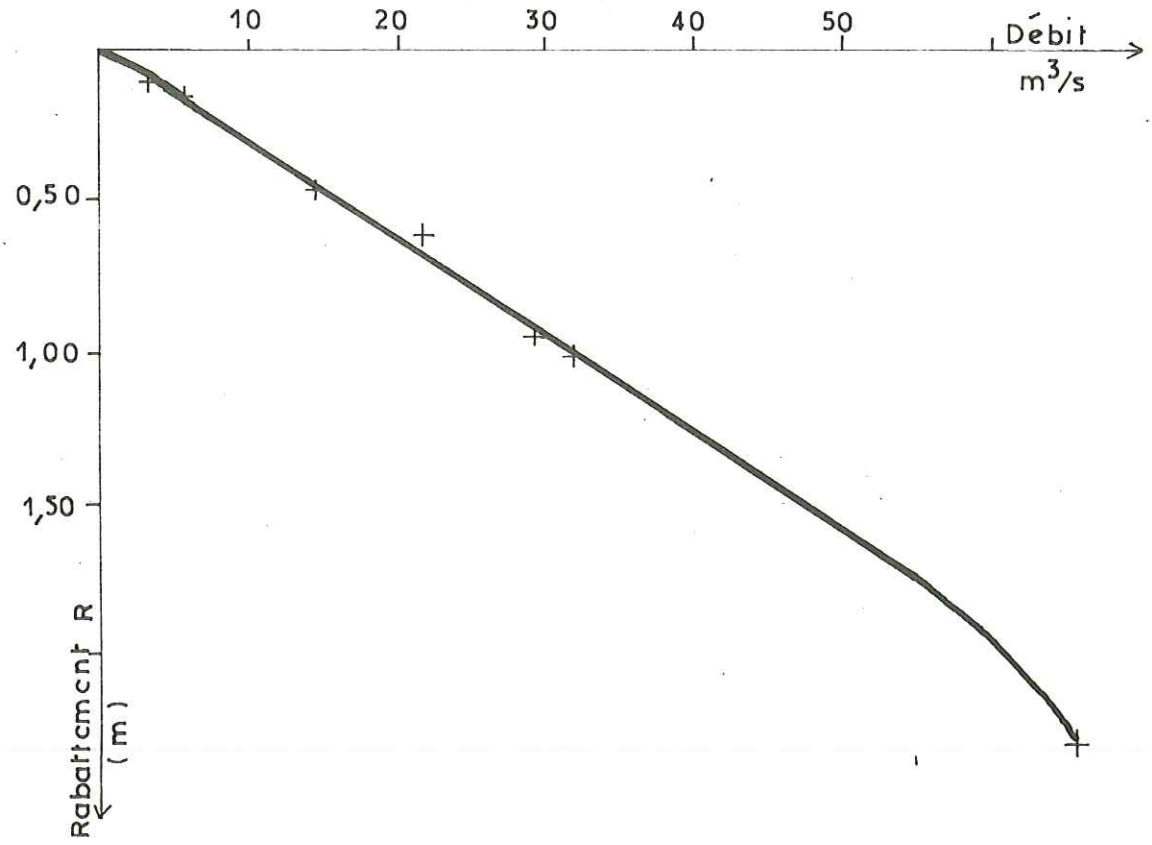
$$Q \# 30 R$$

Q, débit en m^3/h R, rabattement en m

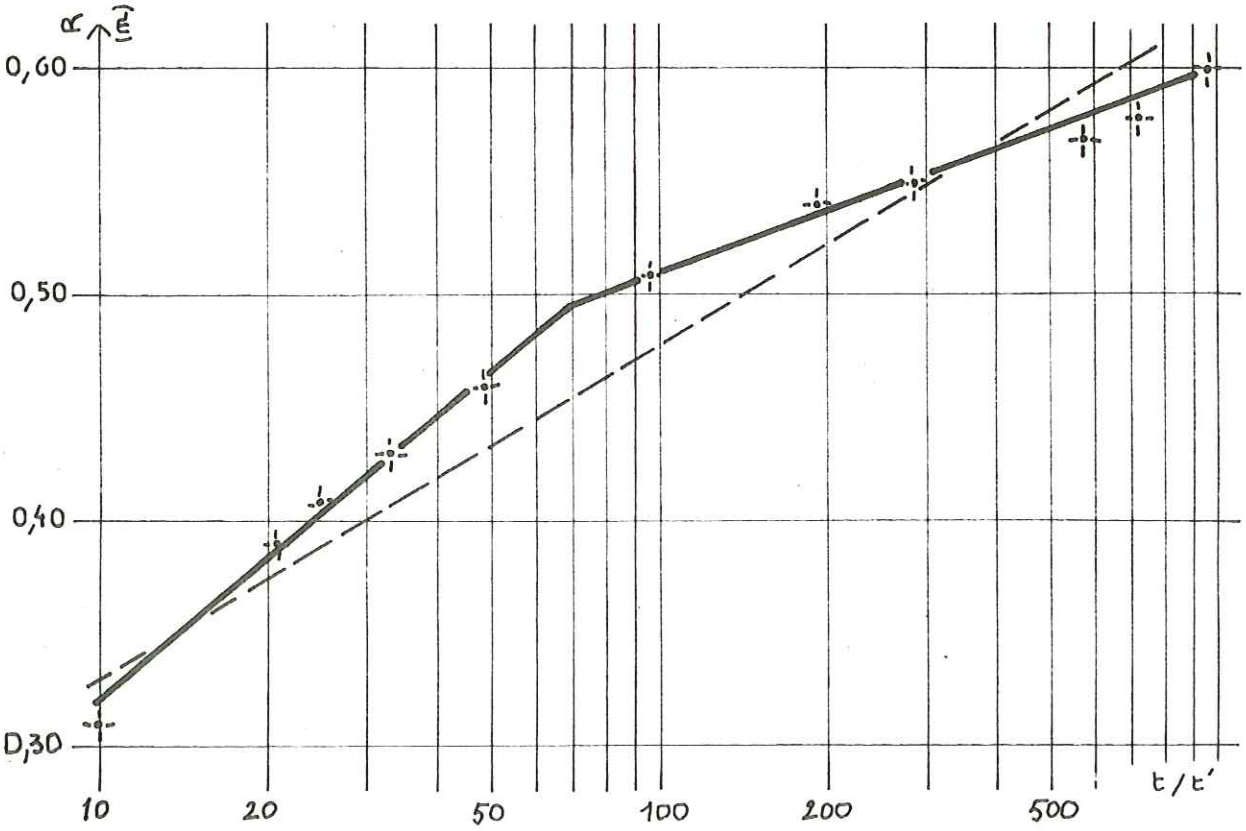
Pl 17

Essai de pompage

Courbe caractéristique du puits



Courbe de remontée



Au cours des 48 h de pompage, le débit critique n'a jamais été atteint, tout au plus, peut-on observer un léger fléchissement de la droite pour les forts débits. Le rabattement maximal a été de 2,3 m pour une hauteur piézométrique totale de 7,2 m, soit un peu plus de 30 %.

La courbe de remontée, exploitée par la méthode d'approximation logarithmique permet de donner une évaluation de la transmissivité, donc de la perméabilité de l'aquifère.

La courbe figurée sur la planche 17 a été obtenue en portant en abscisse le logarithme du rapport t/t', en ordonnée le rabattement en m :

t étant la durée du pompage exprimé en secondes,
t' étant la durée en secondes depuis l'arrêt de pompage.

Les points s'alignent sensiblement selon une courbe que l'on peut assimiler à deux droites, la première devant correspondre à la perméabilité des gros éléments (graviers), la seconde, à la perméabilité des sables. Il faut, néanmoins, remarquer que nous ne nous trouvons pas dans les conditions d'application strictes de la formule qui nécessite un très long temps de pompage et surtout des conditions aux limites infinies. Nous pouvons cependant prendre une droite de pente moyenne :

la formule de Theiss-Jacob $T = 0,183 \frac{Q}{C}$

avec, T transmissivité en m^2/s

C = 0,175 lu sur le graphique 17, pour un cycle logarithmique,

Q = débit maximal en m^3/s.

nous donne :

$$T = \frac{0,183}{0,175} \times \frac{65}{3600} = 2.10^2 \quad m^2/s$$

d'où nous tirons la perméabilité K, en m/s, en divisant T par la hauteur h en m de l'aquifère :

$$K = \frac{2.10^{-2}}{5} = 4.10^{-3} \quad m/s$$

malgré cette forte perméabilité au sein d'une formation glaciaire, nous avons déjà vu (chap. I) qu'il ne nous était pas possible de préciser s'il s'agissait de chenaux ou de remaniement de moraines par un agent torrentiel.

b) Particularités chimiques

Les analyses chimiques ont été réalisées le 22 septembre 1972 pour la source du Château, le 10 septembre 1971, 9 déc. 1971 et 1 mars 1973 pour le forage :

	Rés.	pH	DHT	TAC	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{--}	NO_3^{-}
e6 Château	2155	7,41	28,4	28,0	108 5,389	3,4 0,280	1,9 0,083	1,33 0,034	342 5,599	4,0 0,113	1,5 0,031	5,9 0,095
F 10/09/71	2220	6,90	27,6	26,9	107 5,339	3,0 0,247	2,2 0,095	1,29 0,033	328 5,379	6,0 0,169	3,0 0,062	5,6 0,090
F 9/12/71	2260	6,90	28,0	27,8	111 5,539	3,0 0,247	2,9 0,129	1,9 0,050	392 5,559	6,0 0,169	2,0 0,042	6,3 0,169
F 1/03/73	2310	7,25	29,2	28,7	114 5,689	2,0 0,164	2,9 0,129	1,0 0,026	350 5,739	7,0 0,197	2,0 0,042	5,4 0,087

On peut remarquer une grande stabilité des eaux de forage, quelle que soit l'époque du prélèvement. Seule, l'analyse de mars 1973 fait apparaître un pH légèrement plus basique. l'eau est toujours inerte, ni agressive, ni incrustante. La similitude de l'eau de la source du Château et des eaux de forage confirme bien que la source est le trop-plein de la nappe.

L'ion calcium, avec des teneurs de 100 mg/l environ, représente 93 % de tous les cations, le magnésium 4 %, le sodium 1,5 % à 2 %. Le potassium est toujours peu représenté, 0,5 % en moyenne.

L'ion bicarbonate a, comme toutes les sources du Quaternaire, des teneurs de l'ordre de 300 à 350 mg/l, représentant 93 % à 95 % des anions. L'ion sulfate est quasiment inexistant, les ions chlorure et nitrate sont en proportion faible et semblable.

3. ESSAI DE SYNTHESE

3.1. Renseignements apportés par la chimie

Les eaux, quel que soit leur point de captage, montrent des compositions voisines du type hypercarbonaté-calcique. On peut schématiser la répartition des ions de la façon suivante :

cations : $Ca^{++} \gg Mg^{++} > Na^{+} > K^{+}$
anions : $HCO_3^{-} \gg Cl^{-} > SO_4^{--} > NO_3^{-}$

la réaction dominante est donc :

$$Ca\ (CO_3H)_2 \rightleftharpoons Ca\,CO_3\downarrow + CO_2 + H_2O$$

Un abaissement de température ou une augmentation de pression fera tendre vers une minéralisation plus grande de l'eau, réaction se produisant vers la gauche.

Au cours du transfert de l'eau vers son exutoire, des facteurs étrangers interviendront et pourront la modifier. Parmi eux, on peut citer :

- une augmentation de la surface de contact de l'eau avec l'encaissant, particulièrement lors d'un passage d'un réseau de fissures à un milieu poreux ;

- des différences de porosité de l'encaissant, cause de variation de la vitesse d'écoulement ;

- une influence de la mise en solution d'autres sels sur la solubilité des carbonates ;

- une influence de la végétation : teneur du sol en acide humique, variation de la pression partielle de l'anhydride carbonique (H. SCHOELLER), etc.

On peut essayer de suivre l'évolution d'une eau de la bordure calcaire jusqu'au fond de la vallée. Cette évolution est marquée par une résistivité décroissante allant de pair avec une minéralisation de plus en plus grande. La concentration des différents ions augmente de façon inégale. En particulier, les ions magnésium

augmentent plus vite que les ions calcium. Par contre, il ne semble pas qu'il y ait de règles générales pour les anions, exception faite, pour les nitrates dont l'augmentation en quelques points particuliers de la vallée, est certainement due à une pollution d'origine animale.

Le tableau ci-dessous donne quelques caractéristiques de quatre eaux issues de terrains différents, il met en évidence l'évolution probable d'eaux issues :

- de terrains calcaires ayant ensuite cheminé en terrain quaternaire ;
- du Miocène, des conglomérats supérieurs vers les marnes basales. L'évolution atteint son point ultime dans les formations argileuses (sources de l'Achard et de la Bourrière);

Source		% des milliéq. /litre				Résistivité
aquifère	lieudit	Ca	Mg	Na	K	en ohm. cm
calcaire	Fontaine Renard	98	1, 0	0, 9	0, 1	3 400
Quaternaire	Source de l'Achard	86	12, 8	0, 9	0, 3	2 170
Cgl^t miocène	Source 3 Fontaines	90	8, 0	1, 5	0, 5	3 830
marnes miocènes	Sce de la Bourrière	83	15, 0	1, 5	0, 5	2 530

3. 2. Renseignements apportés par les résistivités

Nous avons vu que les résistivités ρ reflètent la composition chimique des eaux et le dernier tableau montre qu'elles traduisent leur évolution spatiale. La maniabilité des résistivimètres de terrain permet, en outre, de poursuivre leur mesure dans le temps.

3. 2. 1. Classification des sources

Les résistivités les plus constantes sont relevées dans les sources qui ont les plus faibles variations de débit et de température. Les sources importantes comme e_2 du Verney, h_1 et h_2 des 3 Fontaines et même, de plus petites comme la Fontaine de Gabet a_5 présentent des écarts de mesure, au cours des campagnes, de moins de 200 ohm. cm, limite de précision de l'appareil utilisé.

Cependant, dans la majorité des cas, les résistivités évoluent en rapport étroit avec les débits, donc avec des vitesses d'écoulement ou, plus précisément, avec le temps de contact.

Sans tenir compte des petites exsurgences qui tarissent l'été et sont directement et très rapidement liées aux fluctuations extérieures : fonte des neiges, pluies, etc., on peut en construisant des graphiques :

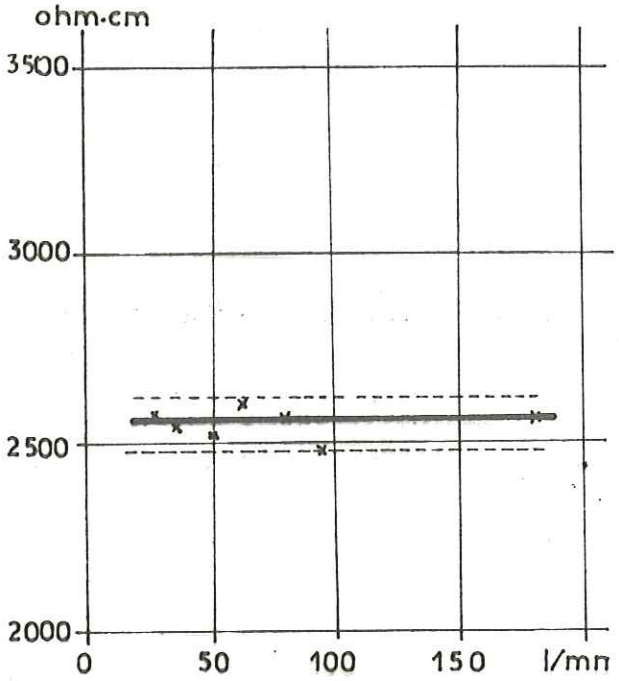
$$\rho = f(Q)$$

classer les sources en quatre catégories :

PI 18

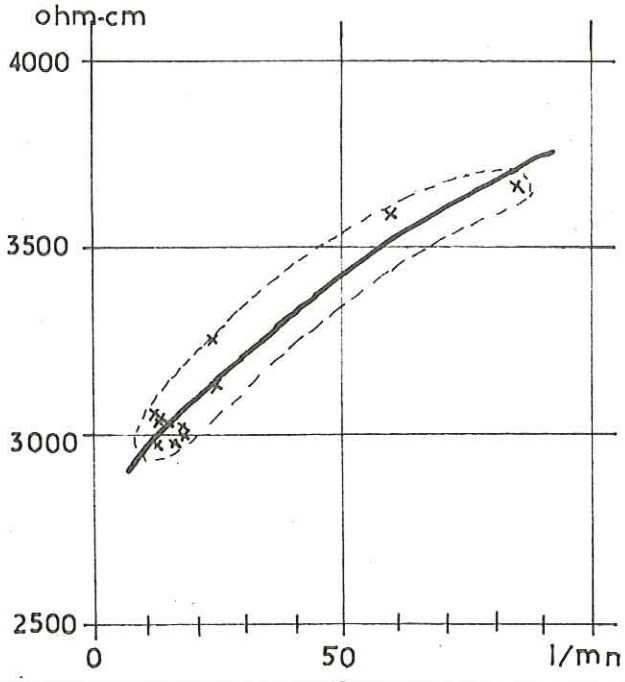
Relation résistivité débit

SOURCE e_2 LES VERNEY



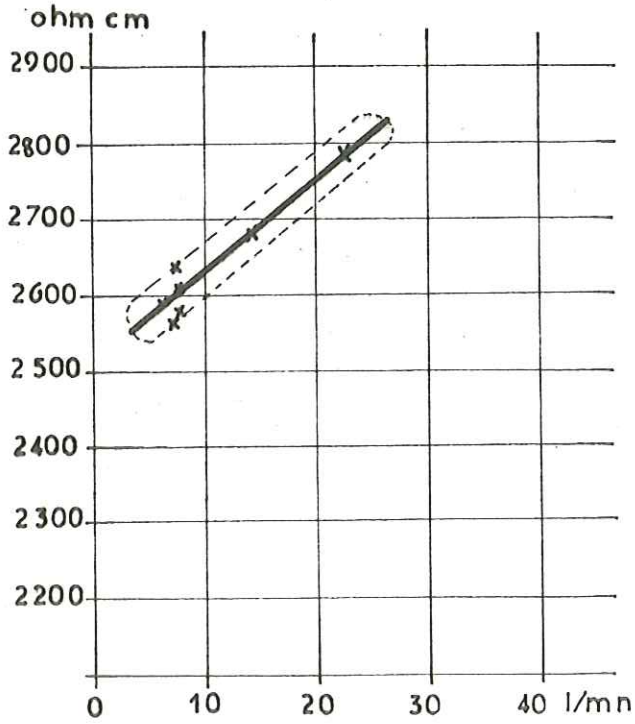
-1-

SOURCE a_1 BELLECOMBE



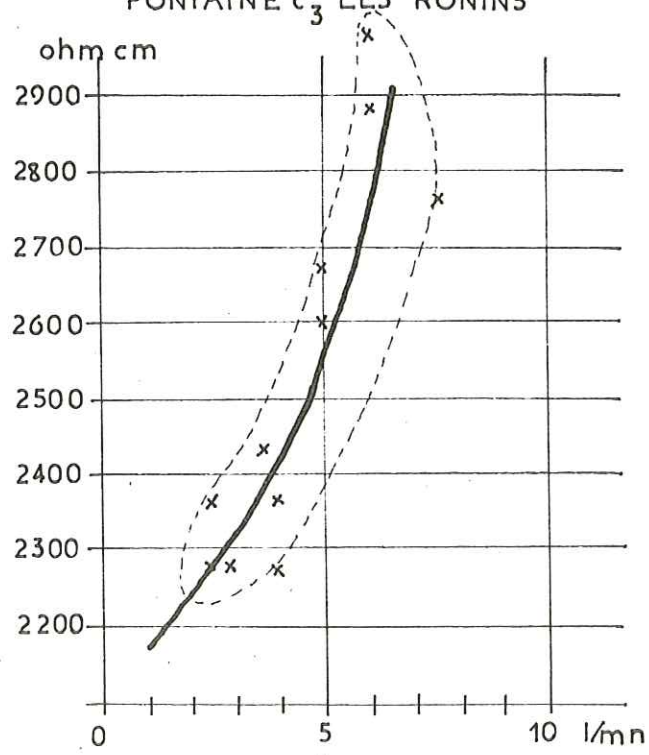
-2-

SOURCE b_1 L'ACHARD



-3-

FONTAINE c_3 LES RONINS



-4-

1) droites parallèles à l'axe des Q montrant la constance de la résistivité et son interdépendance vis-à-vis des débits, c'est le cas des sources citées ci-dessus : e_2 , h_1 et h_2 , a_5, etc. ;

2) courbes à allure logarithmique correspondant aux sources présentant de faibles variations en basses eaux (périodes de tarissement) et dont la résistivité tend à se stabiliser : cas de la source e_1 du Verney, de la source a_1 de Bellecombe liée aux sables albiens ou des sources de versant c_1 et c_2 ;

3) droites de pente positive : sources présentant des fluctuations plus importantes que les sources précédentes en basses et même en hautes eaux telle la source b_1 de l'Achard ;

4) courbes à allure exponentielle, ce sont les sources de faible importance, irrégulières en débit et en température, source c_3 des Ronins.

On peut remarquer que des variations de débit et de résistivité peuvent se produire au cours d'une courte durée : crue et décrue pluviales. Elles présentent, alors, une désynchronisation des maxima. Nous n'avons pas tenu compte de ces variations toujours très faibles, même dans les cas 3 et 4 et nous avons dissocié le cas de Bellecombe qui sera étudié séparément.

Le phénomène est, par contre, particulièrement net à l'échelle d'un cycle hydrologique où les résistivités en hautes et basses eaux diffèrent notablement tant au cours de la fonte des neiges qu'au cours des tarissements.

Remarquons, en outre, que la relation résistivité/débit n'est pas univoque mais indique une tendance générale dont l'allure varie, soit avec l'aquifère, soit avec le niveau de captage dans l'aquifère.

Les relations liant la résistivité des eaux à leurs autres caractères physico-chimiques sont nombreuses et complexes. Outre la réactivité propre de l'eau, nous pourrions faire intervenir, entre autre, le mode de renouvellement de l'aquifère : temps de transit, existence de passages préférentiels, etc.

A ce sujet, le tritium et l'oxygène 18, utilisés par E. SIWERTZ dans une étude récente (1973) lui ont permis de préciser les différents paramètres qui régissent l'infiltration.

Il a pu montrer qu'elle dépendait essentiellement de deux tendances antagonistes :

- l'une, amixtique et rapide, liée à la macroporosité du sol ;
- l'autre, dispersive et lente, liée à sa microporosité ;

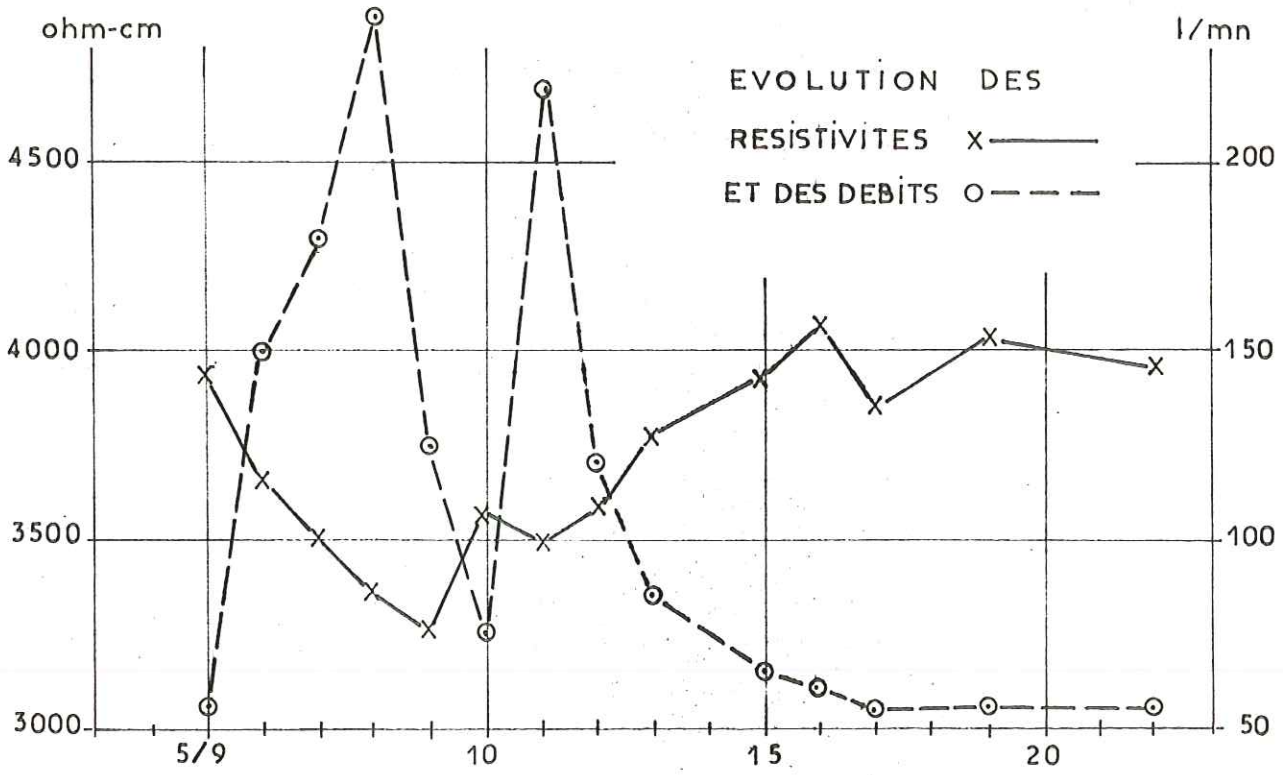
et montrer que, sous notre latitude où règne un climat tempéré-humide, le mécanisme lent intervient toute l'année dans la zone saturée du sol et préside à 80 % dans la zone non-saturée, le temps moyen de renouvellement de l'aquifere correspondant à deux cycles hydrologiques.

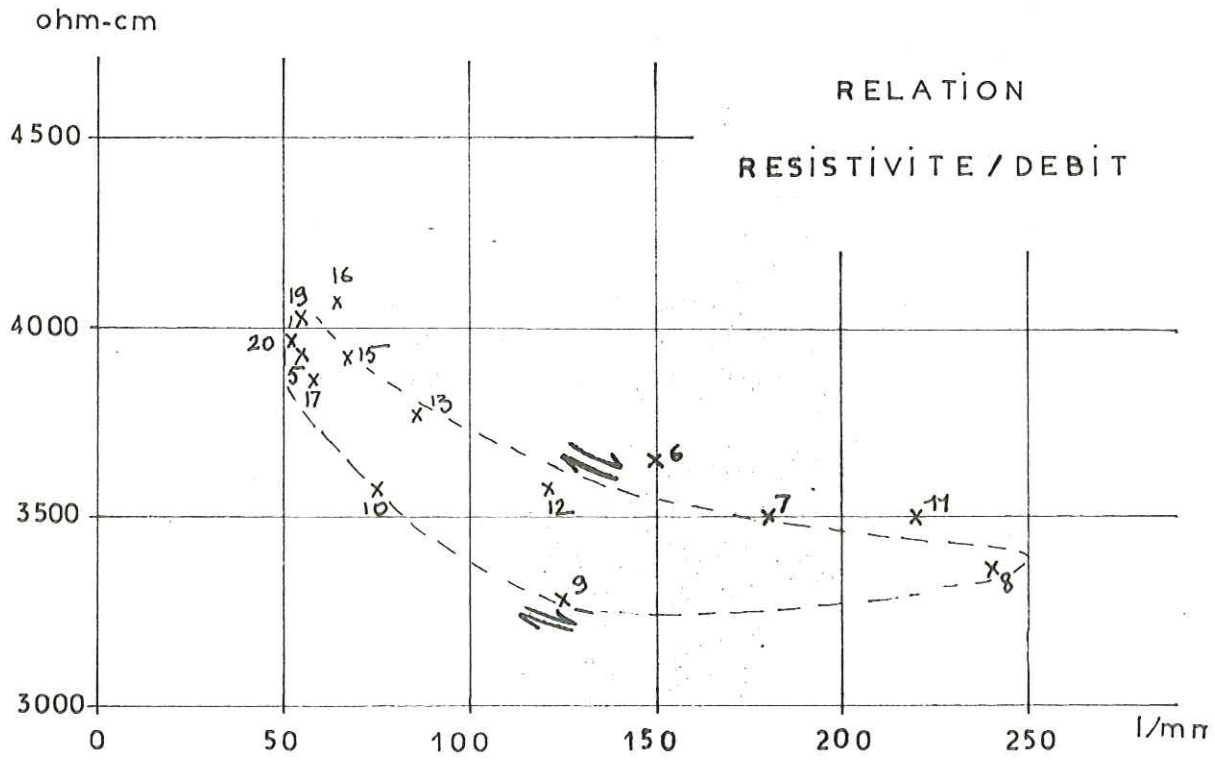
En appliquant ces résultats à nos observations, nous sommes tentés de rattacher les cas 1 et 2, sources à caractères constants, à un mode de renouvellement lent et dispersif, quelle que soit la saison. Ces sources ont un aquifère étendu, fait confirmé par l'examen des courbes de tarissement, et sont à l'abri de toutes contaminations venant de la surface, exutoire protégé naturellement ou artificiellement.

Source a_2 Bellecombe crue pluviale

PI 19

MOIS DE SEPTEMBRE 1972





Les différences entre les deux cas illustrés par les deux sources du Verney, e_1 et e_2 dont la résistivité de l'une est plus constante que celle de l'autre, peut s'expliquer par des niveaux de captage différents dans le même aquifère.

Les cas 3 et 4, correspondant à des sources plus superficielles dont l'aquifère est, soit plus réduit, source c_3, soit plus sujet à des contaminations extérieures, source b_1, seraient régis principalement par le régime amixtique et rapide, en période d'alimentation.

3.2.2. Cas particulier de Bellecombe

Les deux sources a_2 et a_4, de Bellecombe montrent des relations débit/résistivité complexes. Pour étudier ce cas, nous suivrons les observations faites sur la source a_2.

En période de basses et moyennes eaux, les résistivités croissent avec les débits ; puis, passé le seuil de l'ordre de 1 l/s, toute augmentation de débit entraîne une diminution de la résistivité pouvant atteindre, au cours des hautes eaux de printemps, 700 ohm. cm.

Cette évolution étudiée pendant un mois au cours de crues et de décrues d'automne consécutives, à des intervalles d'un jour, a pu montrer que le phénomène était répétitif et que les pointes de crue correspondraient systématiquement aux minima de résistivités. Il faut noter qu'au cours de ces observations, la température de l'eau a été constante dans les limites de précision des thermomètres, 2/10 de degré C.

Le cycle hydrologique 1971/1972 confirme cette évolution :
- résistivités proportionnelles aux débits d'août 1971 à janvier 1972 ;
- inversion de la relation correspondant aux hautes eaux de janvier à avril ;
- enfin, retour à la proportionnalité au cours du ressuyage puis un tarissement d'été et d'automne.

Pour l'explication de ce phénomène, identique pour les deux sources, nous pouvons retenir que :

- leur niveau de captage se situe à la limite supérieure des sables albiens au-dessous de la masse sénonienne ;
- la décompression de l'eau emmagasinée dans un réseau karstique fissuré de plus de 50 m de hauteur entraîne des variations importantes de son comportement physico-chimique.

Mais il apparaît, étant donné la brutalité du phénomène, que la raison la plus probable réside en la superposition à l'aquifère albien de venues d'eau dues à l'amorçage d'un réseau karstique qui se désamorce au cours du ressuyage.

3.2.3. Conclusion

Le relevé systématique des débits, des résistivités et l'établissement des diagrammes qui en résultent montrent que la relation résistivité/débit, quoique d'une univocité imparfaite, n'est pas fortuite mais traduit bien une tendance générale.

L'inertie chimique des eaux, en équilibre constant avec leur encaissant qui leur assure une sorte d"effet tampon", montre que les échanges se prosuident surtout au début de leur parcours, ce qui assure une relative constance de la réserve qu'elles vont grossir et permet d'apprécier approximativement la durée de leur trajet.

Par contre, nous n'avons jamais constaté de relation entre la résistivité ramenée à 18°C des eaux et leur température.

Le comportement des deux sources de Bellecombe, bien qu'uniques dans le bassin, méritait d'être étudié. Cette étude montre qu'une analyse d'un phénomène assez complexe permet de le replacer dans un cadre général.

4. CONCLUSION GENERALE

Une classification rationnelle des sources a pu être établie à l'aide de la géologie, permettant de souligner notamment l'importance des niveaux de base qui conditionnent leur site d'émergence. La prise en compte des caractéritiques physico-chimiques des eaux vient en préciser l'importance et la constance. Cette première partie de l'étude, "les circulations à l'échelle de l'affleurement" aurait tout aussi bien pu s'intituler : les aquifères en liaison avec la géologie.

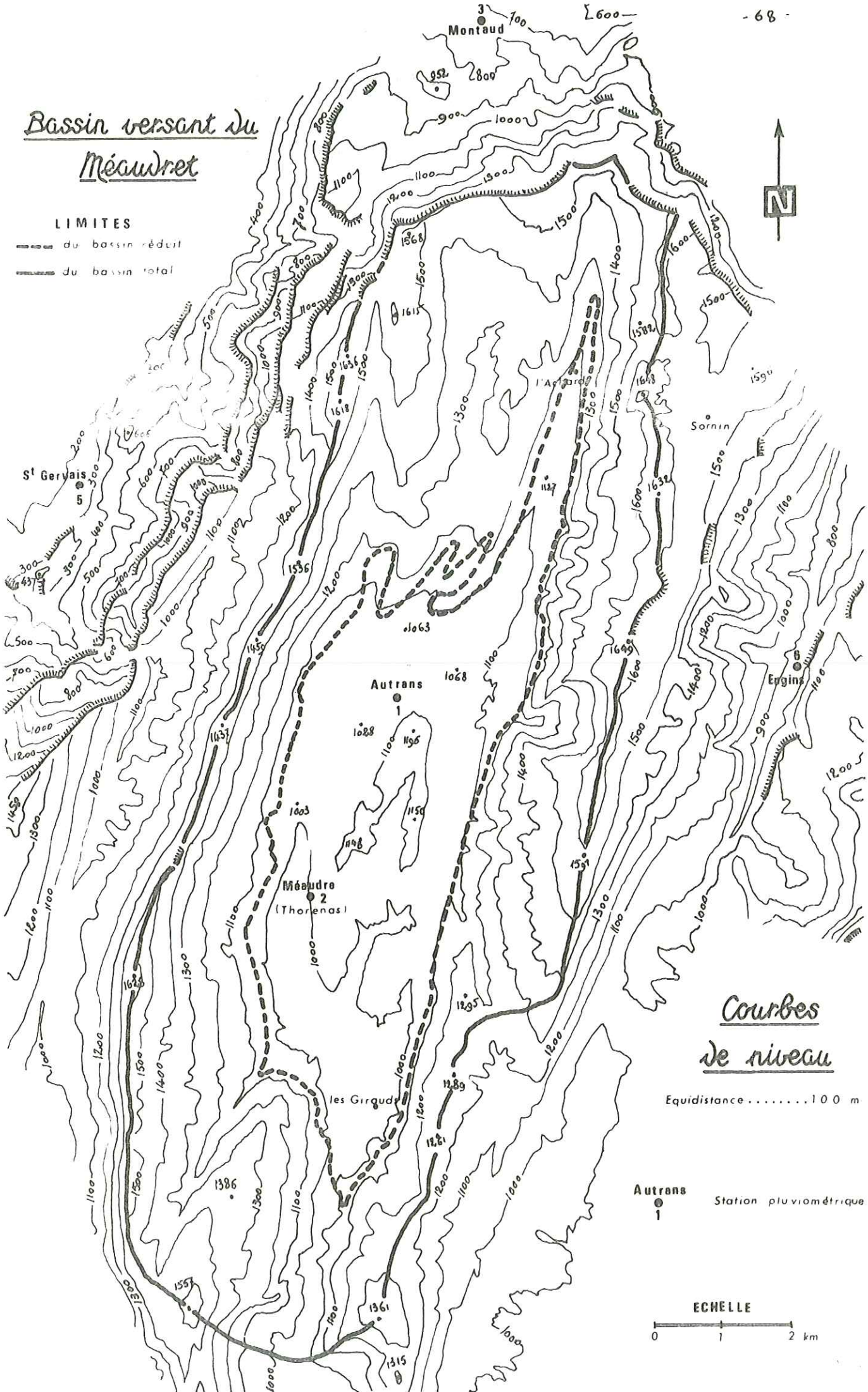
Au point de vue qualitatif, leur composition chimique révèle que toutes les eaux sont essentiellement semblables avec quelques différences dans les concentrations des ions, seul le magnésium traduit l'évolution d'une eau, marquée par une plus grande minéralisation, de la périphérie vers l'axe du bassin. L'étude des résistivités s'est révélée plus riche d'enseignements, soulignant l'évolution des minéralisations des eaux au cours d'un cycle hydrologique, en liaison étroite avec les débits.

Au point de vue quantitatif, nous avons vu que les grosses émergences étaient rares et rassemblées au fond de la vallée. Les débits moyens annuels cumulés n'excèdent pas 60 l/s, chiffre dérisoire face à la grande étendue du bassin versant. La mise en exploitation d'un seul puits, avec un débit modéré de 65 m^3/h, dans une petite nappe, permettra à elle seule une augmentation des débits cumulés de plus de 25 %.

Ayant ainsi précisé le mode de circulation dans les différents aquifères, la seconde partie de cette étude sera consacrée à l'examen des "circulations à l'échelle du bassin versant" et à la réalisation d'un bilan. De ce point de vue, le volume représenté par les débits des sources n'interviendra pas dans l'équation du bilan, toutes les sources s'écoulant vers l'intérieur du synclinal :

- les eaux, issues des sources captées, sont momentanément stockées dans des réservoirs puis rejetées à l'écoulement de surface après utilisation ;

- les eaux, issues des sources non-captées, participent directement à l'alimentation du réseau hydrographique.


Bassin versant du Méaudret
LIMITES
du bassin réduit
du bassin total
Courbes de niveau
Equidistance ..... 100 m
Autrans
1
Station pluviométrique
ECHELLE
0
1
2 km
Montaud
St Gervais
5
Autrans
1
Méaudre
2
(Thorenas)
Engins
6
Sornin
l'Achard
les Girauds

DEUXIEME PARTIE

LES CIRCULATIONS A L'ECHELLE DU BASSIN VERSANT

CHAPITRE I : FACTEURS CONDITIONNANT L'HYDROLOGIE

CHAPITRE II : HYDROLOGIE DE SURFACE : LE MEAUDRET

CHAPITRE III : LES CIRCULATIONS KARSTIQUES :
LA GOULE NOIRE

CHAPITRE I : FACTEURS CONDITIONNANT L'HYDROLOGIE

L'étude hydrologique d'une région consiste essentiellement à établir un bilan moyen de l'eau qui y circule, c'est-à-dire à faire la balance de l'eau reçue et de l'eau utilisée, l'excédent constituant, pour l'hydrogéologie, l'eau disponible pour l'écoulement, tant superficiel que souterrain. De ce fait, la climatologie et la géologie en fourniront les données de base.

1. APERCU CLIMATOLOGIQUE

Nous avons vu que le massif du Vercors était limité sur toutes ses faces par de hautes falaises. Sa situation élevée au-dessus de la vallée du Rhône lui assure une pluviosité et un enneigement importants. Le climat, tempéré humide, est celui des massifs de moyenne altitude.

Situé entre les chaînes subalpines, méridionale et septentrionale, sa partie sud subit l'influence d'un climat méditerranéen ; cette influence diminue lorsqu'on remonte vers le Nord. Son extrémité nord participe aux copieuses précipitations qui affectent le massif de la Grande Chartreuse.

Plus particulièrement, une grande humidité règne sur le Nord du synclinal d'Autrans et les brouillards sont fréquents le matin au col de la Croix Perrin et dans le fond de la vallée.

Le régime des vents peut se schématiser ainsi :

- les vents dominants sont les vents du Nord, "la bise", dispensateurs de beau temps mais entraînant une baisse de température. Ils prédominent l'hiver et l'été en régime anticyclonique. Ce sont les grands triomphateurs des Alpes " (R. BLANCHARD, 1956) ;
- les vents du SW, appelés "vents du midi", "vent d'en-bas" ou plus simplement "le vent", transportent l'humidité de l'Atlantique. Ils sont donc générateurs de pluies et sont souvent accompagnés d'une élévation de température ;
- les brises locales ou brises de vallées sont liées aux courants de convection, donc au relief. Au cours de la saison chaude, elles sont montantes durant la matinée, descendantes après le coucher du soleil, tempérant ainsi la chaleur des nuits estivales. Ces souffles sont secs, ils peuvent être violents en se combinant avec des vents de type général.

2. ETUDE DES PRECIPITATIONS

L'étude est basée sur les relevés pluviométriques de la Météorologie Nationale, à l'exception des relevés effectués par le S. C. P. R. I. * à sa station de Méaudre, au lieudit Thorénas. Elle couvre les années 1971 et 1972.

---

* Service Central de Protection contre les Rayonnements Ionisants.

Tableau I

PRECITATIONS ANNUELLES CLASSEES

VALEURS CARACTERISTIQUES DE LA DISTRIBUTION

Année	Précipitations annuelles p	$\frac{100\ n}{51}$
1921	953	1,96
32	1 095	3,92
29	1 158	5,88
47	1 206	7,84
62	1 209	9,80
20	1 228	11,77
57	1 232	13,73
64	1 232	15,69
71	1 237	17,65
59	1 269	19,61
1924	1 287	21,57
06	1 288	23,53
72	1 312	25,49
32	1 323	27,45
67	1 327	29,41
56	1 338	31,37
61	1 348	33,33
08	1 381	35,29
11	1 394	37,26
69	1 397	39,22
1913	1 458	41,18
09	1 479	43,14
25	1 499	45,10
33	1 523	47,06
44	1 544	49,02
63	1 568	50,98
36	1 591	52,94
07	1 626	54,90
37	1 627	56,86
31	1 635	58,82
1958	1 637	60,79
12	1 652	62,75
26	1 658	64,71
66	1 668	66,67
27	1 675	68,63
65	1 707	70,59
70	1 714	72,55
68	1 733	74,51
16	1 737	76,47
17	1 743	78,43
1905	1 756	80,39
51	1 770	82,35
60	1 777	84,31
28	1 890	86,28
15	1 953	88,24
22	1 989	90,20
30	2 016	92,16
23	2 039	94,12
10	2 108	96,08
19	2 390	98,04

Limites des intervalles	Valeurs moyennes	Fréquences (nombres) (d'années)
900		
	1 000	2
1 100		
	1 200	10
1 300		
	1 400	11
1 500		
	1 600	12
1 700		
	1 800	9
1 900		
	2 000	4
2 100		
	2 200	1
2 300		
	2 400	1
2 500		
	$\overline{p}$ = 1 548	N = 50

Nombre d'années retenues 50

Moyenne des précipitations ... $\overline{p}$ = 1 548 mm d'eau/an

Ecart moyen ..... e_m = 248 mm d'eau/an

Variance ..... v = 92 460

Ecart probable ... σ = 304 mm d'eau/an

Coefficient de variation..... V = 19,6 %

Fréquence maximale $\overline{p}$ = 1 548 mm d'eau/an

50 % des précipitations annuelles sont donc comprises entre 1 244 et 1 852 mm

Test de PEARSON

Degré de liberté ..... 6 - 4 = 2

Ecart quadratique . χ^2 = 4,962

Limites des probabilités correspondant au χ^2 comprises entre ..... 0,55 et 0,56

ce qui traduit un assez bon accord entre les fréquences constatées et les fréquences calculées.

STATIONS D'AUTRANS - PERIODE DE 1905 A 1972

Tableau II

AJUSTEMENT DES PRECIPITATIONS ANNUELLES A UNE DISTRIBUTION NORMALE

Limites des intervalles	Valeurs moyennes p	Fréquences f	Ecarts à la moyenne $(p - \bar{p})$	$f(p - \bar{p})$	$f(p - \bar{p})^2$	Ecarts réduits $X = \frac{p - \bar{p}}{\sigma}$	Ordonnées à la courbe normale Y	Ordonnées à la courbe normale ajustée y	$\theta \frac{(p-\bar{p})}{\sigma}$	$\Delta\theta \frac{(p-\bar{p})}{\sigma}$	Fréquences théoriques	Ecarts (y - f)	Ecarts quadratiques réduits
900			- 648			2,131			0,9665				
	1 000	2	- 548	- 1 096	600 608	1,802	0,0787	2,59		0,1105	2,8	(	
1 100			- 448			1,473			0,8560			(- 2,60	0,719
	1 200	10	- 348	- 3 480	1 211 040	1,144	0,2072	6,81		0,2707	6,8	(	
1 300			- 248			0,816			0,5853				
	1 400	11	- 148	- 1 628	240 944	0,487	0,3541	11,64		0,4657	11,6	+ 0,64	0,035
1 500			- 48			0,158			0,1196				
	1 600	12	+ 52	+ 624	32 448	0,171	0,3927	12,91		0,5026	12,6	+ 0,91	0,064
1 700			+ 152			0,500			0,3830				
	1 800	9	+ 252	+ 2 268	571 536	0,829	0,2830	9,31		0,3702	9,3	+ 0,31	0,010
1 900			+ 352			1,158			0,7532				
	2 000	4	+ 452	+ 1 808	817 216	1,486	0,1325	4,36		0,1769	4,4	+ 0,36	0,297
2 100			+ 552			1,815			0,9301				
	2 200	1	+ 652	+ 652	425 104	2,144	0,0405	1,33		0,0568	1,4	(	
2 300			+ 752			2,473			0,9869			(- 0,41	0,106
	2 400	1	+ 852	+ 852	725 904	2,802	0,0080	0,26		0,0114	0,3	(	
2 500			+ 952			3,131			0,9983				
	1 548	50		12 408	4 624 800						49,2		1,231

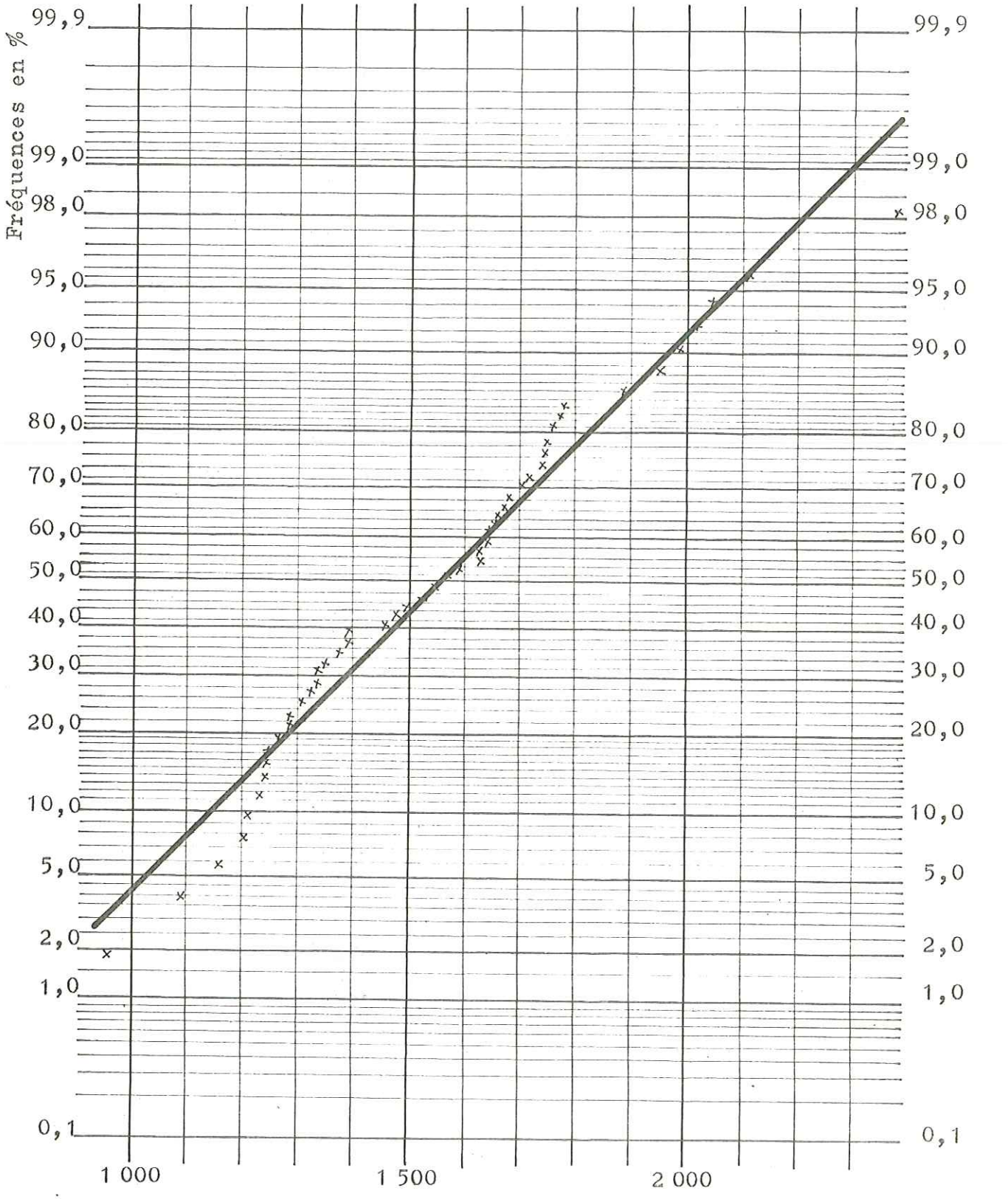
PI 20

Bassin versant du Méaudret – Station d'Autrans

DISTRIBUTION DES PRECIPITATIONS ANNUELLES

DIAGRAMME GAUSSO-ARITHMETIQUE DES FREQUENCES CUMULEES

PERIODE DE 1905 A 1972



2.1. Ajustement des précipitations annuelles de la station d'Autrans

Cet ajustement nous permettra de connaître le régime des précipitations du bassin et de situer les deux années de l'étude. Le choix de la station d'Autrans est déterminé, d'une part, par sa situation dans le bassin, à l'altitude la plus fréquente, 1 050 m, sensiblement au centre de gravité et, d'autre part, par l'ancienneté des relevés dont nous disposons, 50 années entre 1905 et 1972.

Ses déplacements ne peuvent affecter gravement l'homogénéité des relevés car la station est toujours restée à la même altitude et à une faible distance du centre du village.

Le tableau I de la figure 20 présente :

- les pluviosités annuelles classées et leurs fréquences relatives cumulées qui permettront de construire la droite de Henry sur un diagramme gausso-arithmétique (fig. 20) ;
- le classement par intervalles de 200 mm/an et les résultats des calculs relatifs à l'ajustement des cinquante pluviosités annuelles dont le détail figure sur le tableau II. Ils traduisent un assez bon accord entre les fréquences constatées et une distribution gaussienne.

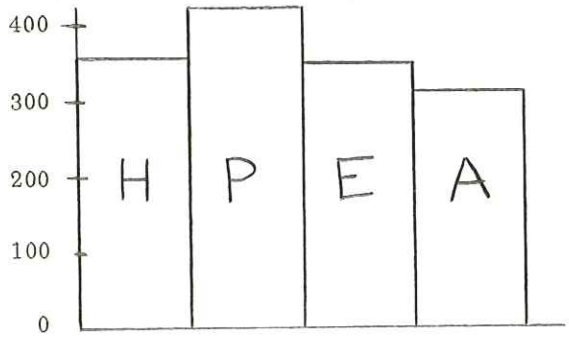
La droite de Henry nous permet :

- de déterminer la valeur moyenne de la pluviosité à Autrans, soit 1 548 mm d'eau/an ;
- d'affirmer que 50 % des années auront une pluviosité comprise entre 1 335 et 1 770 mm d'eau/an ;
- enfin de situer les années 1971 et 1972 dans la distribution, fréquence 17 % et 21 %, c'est-à-dire qu'environ 80 % des années seront plus pluvieuses. Ce sont donc des années séches.

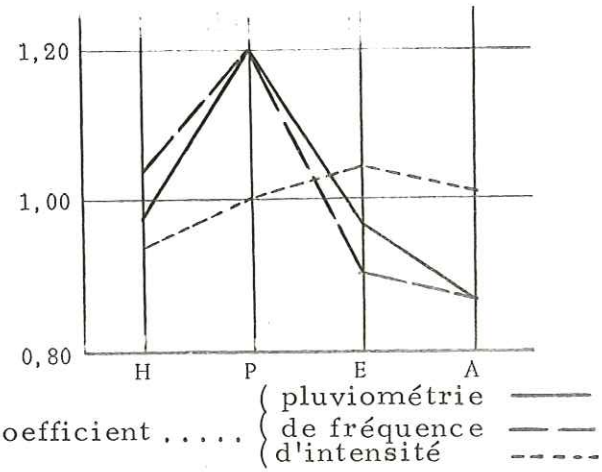
Remarque : Ces valeurs, établies pour la distribution réelle diffèrent quelque peu des valeurs du tableau I, calculées d'après la distribution ajustée.

2.2. Régime pluviométrique

Les calculs des pluviosités moyennes, mensuelles et saisonnières ont été effectués sur la période 1962/1972, soit 11 années consécutives. Les critères saisonniers ont été calculés suivant l'année météorologique, les saisons commençant par le mois au cours duquel se produit un solstice ou un équinoxe. Les deux graphiques ci-dessous matérialisent les différentes caractéristiques saisonnières :



Indice saisonnier P. H. E. A.



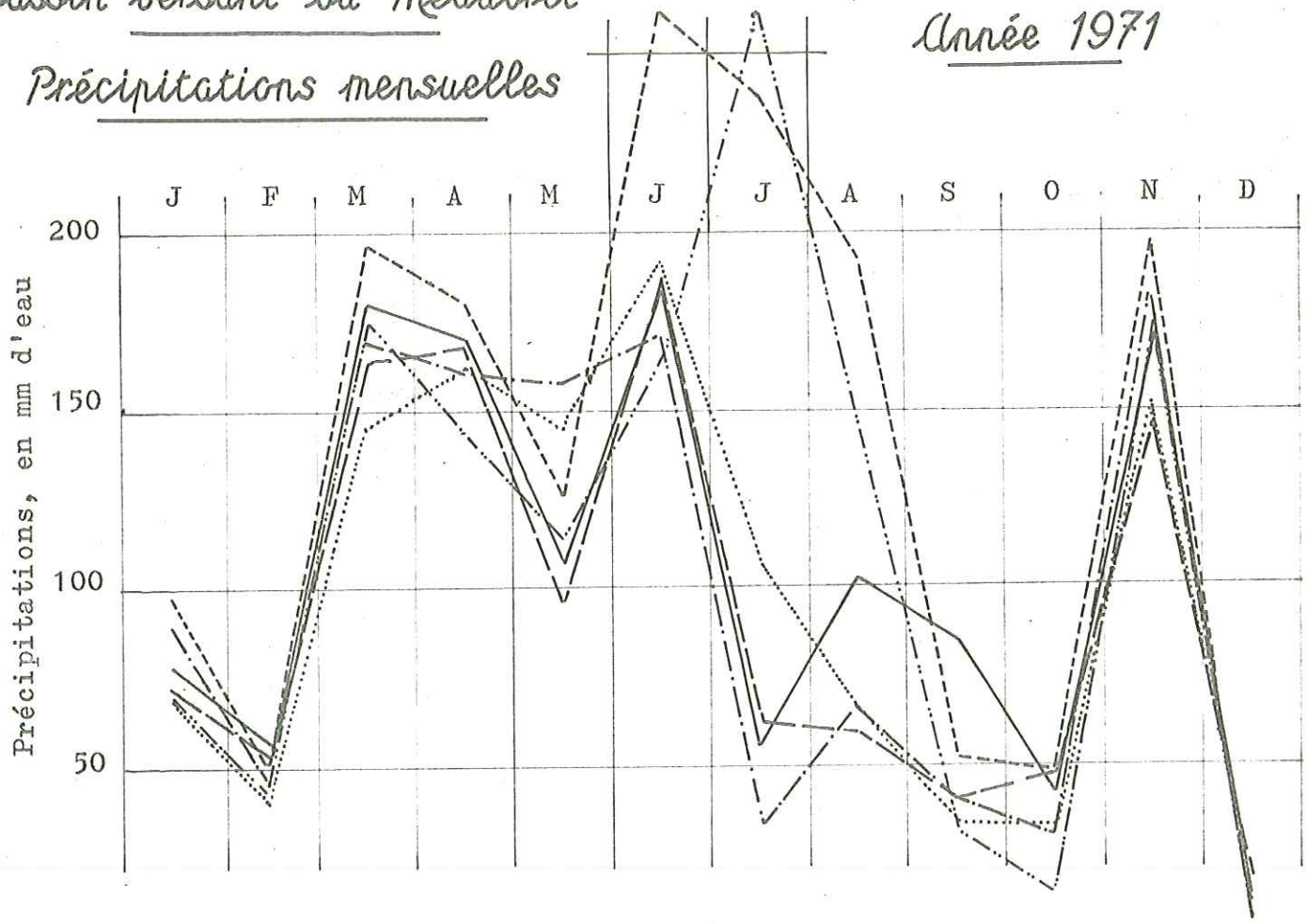
Coefficient .....

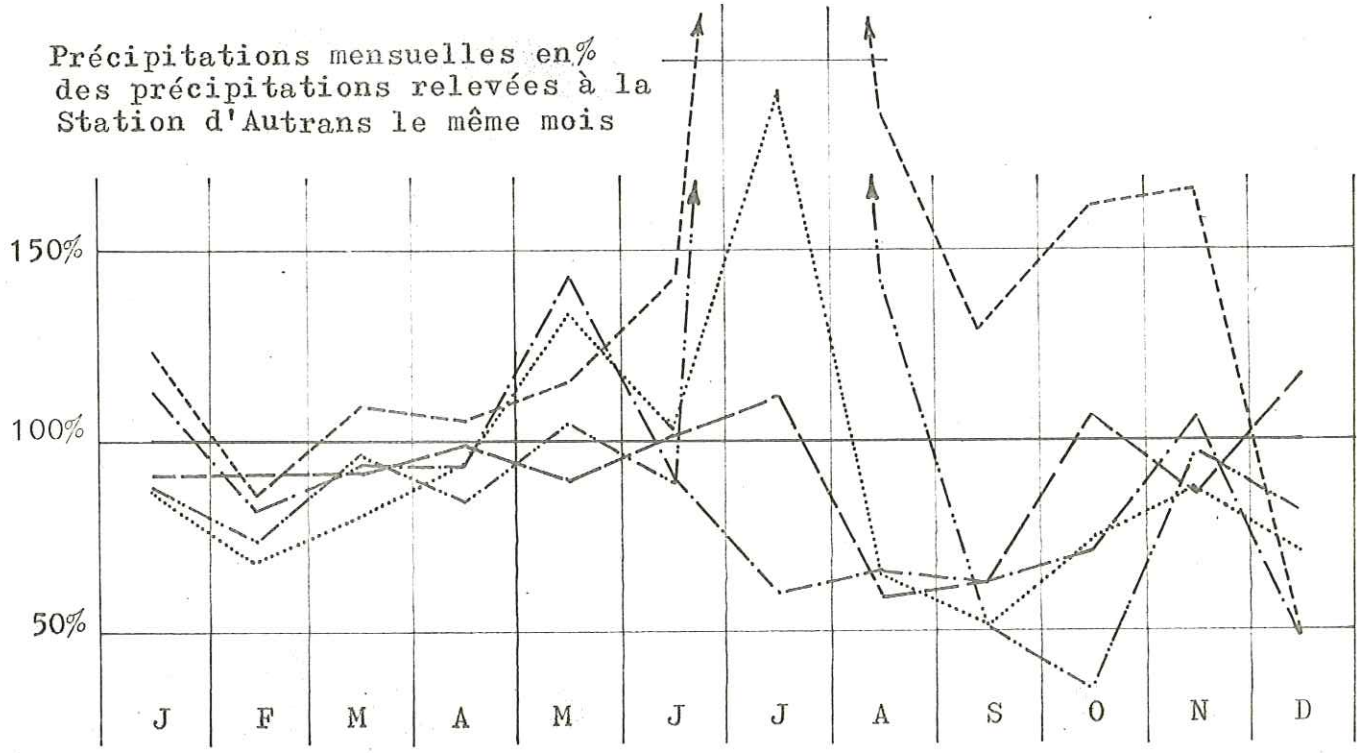
PI 21

Bassin versant du Méaudret

Précipitations mensuelles

Année 1971





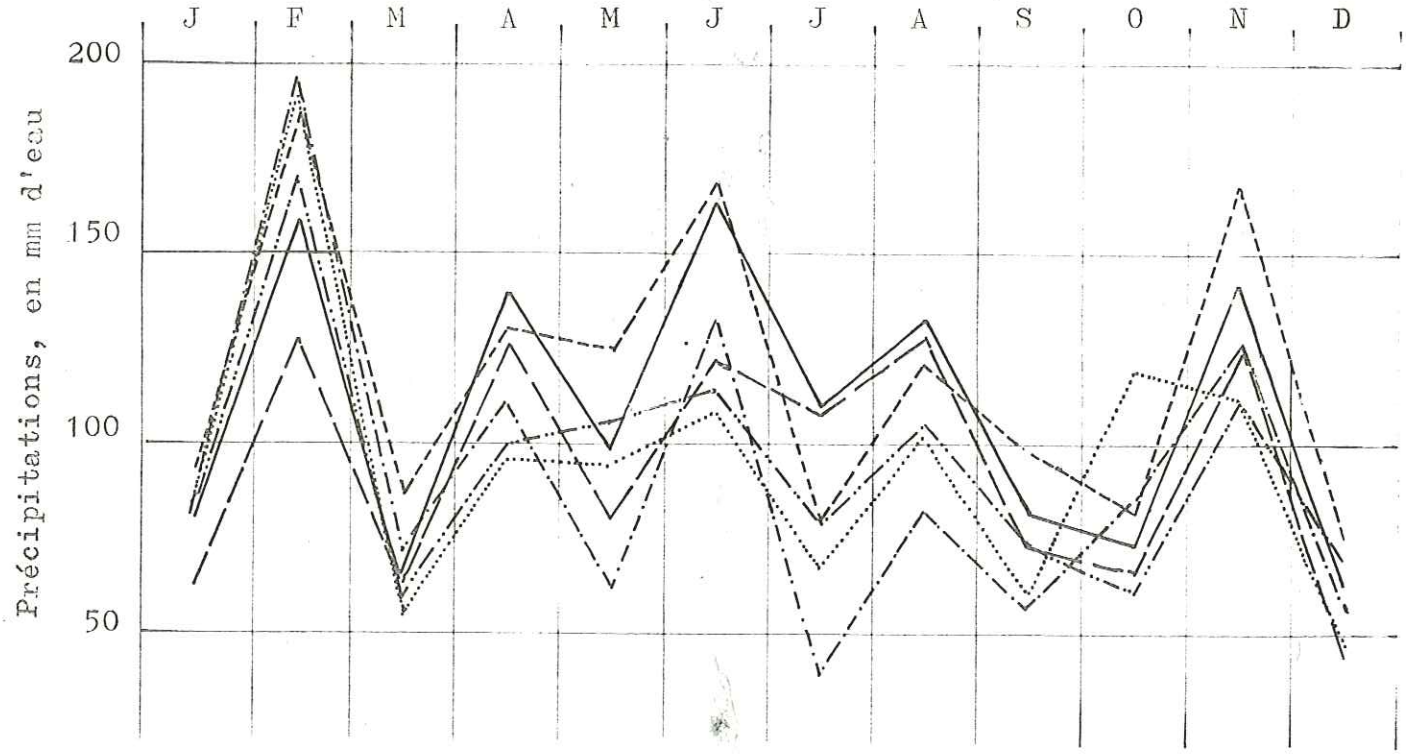
STATIONS PLUVIOMETRIQUES

- ——— Autrans (1)
- — — — Méaudre, Thorenas (2)
- - - - - - Montaud (3)
- ..... Villars-de-Lans (4)
- —.—.— Saint-Gervais (5)
- —.—.— Engins (6)

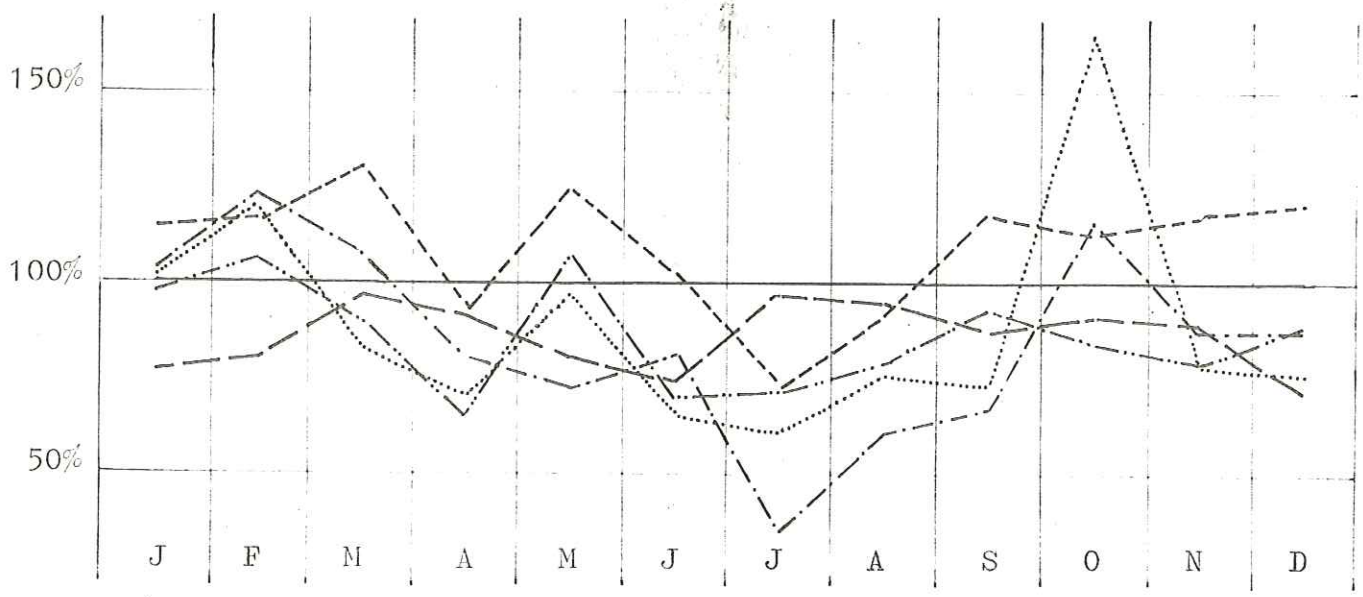
Bassin versant du Méaudret

Précipitations mensuelles

Année 1972



Précipitations mensuelles en %
des précipitations relevées à la
Station d'Autrans le même mois



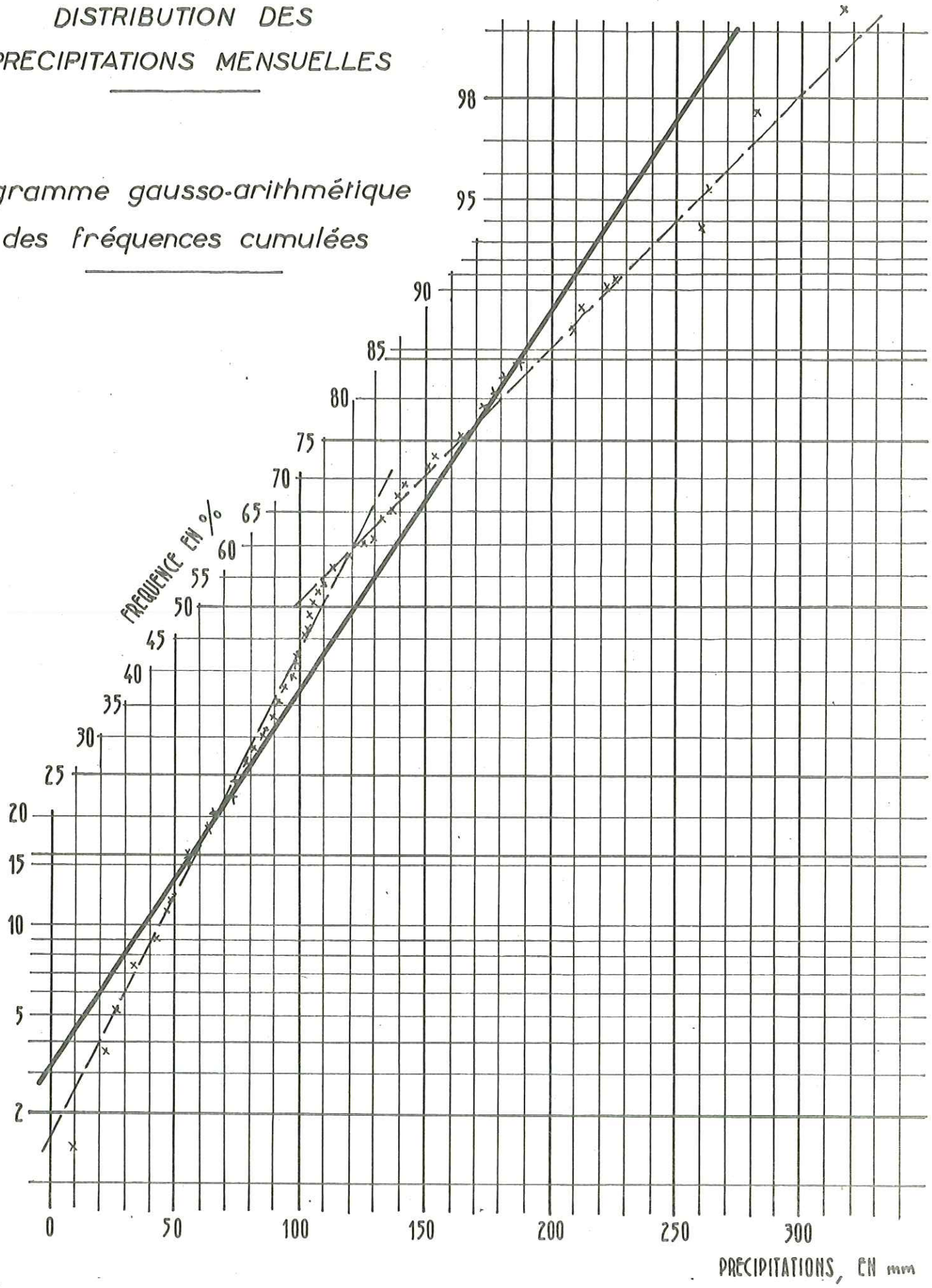
STATIONS PLUVIOMETRIQUES

- ——— Autrans (1)
- — — — Méaudre, Thorenas (2)
- - - - - - Montaud (3)
- ..... Villars-de-Lans (4)
- —..—..— Saint-Gervais (5)
- —·—·— Engins (6)

Bassin versant du Méaudret – Station d'Autrans. PI 23

DISTRIBUTION DES PRECIPITATIONS MENSUELLES

Diagramme gausso-arithmétique des fréquences cumulées



Mois	Précipitations mensuelles			Nbr jours de précipitation Pluie + Neige			Intensité moyenne par jour de pluie	
	mm d'eau et 1/10	en % du total annuel	Coef pluvio-métrique	en jour et 1/10	en % du total annuel	Coef. de fréquence	mm d'eau par jour	Coef d'intensité
Janv	96,3	6,6	0,79	11,5	8,1	0,97	8,4	0,82
Fev	116,7	8,0	0,96	12,5	8,8	1,05	9,3	0,90
Mars	144,2	9,8	1,18	13,7	9,6	1,16	10,5	1,02
Avril	147,5	10,1	1,21	14,8	10,4	1,25	10,0	0,97
Mai	147,5	10,1	1,21	14,3	10,0	1,21	10,3	1,00
Juin	138,9	9,5	1,14	12,5	8,8	1,05	11,1	1,08
Juil	87,5	6,0	0,72	8,5	6,0	0,72	10,3	1,00
Août	122,6	8,4	1,00	11,5	8,1	0,97	10,7	1,04
Sept	109,2	7,5	0,89	10,2	7,1	0,86	10,7	1,04
Oct	76,9	5,2	0,63	7,1	5,0	0,60	10,8	1,05
Nov	132,5	9,0	1,09	13,2	9,3	1,11	10,0	0,97
Déc	144,1	9,8	1,18	12,5	8,8	1,05	11,5	1,11
Hiver D.J.F	357,1	24,4	0,97	36,5	25,7	1,03	9,8	0,95
Print M.A.M	439,2	30,0	1,20	42,8	30,1	1,20	10,3	1,00
Eté J.J.A	349,0	23,8	0,96	32,5	22,8	0,91	10,7	1,04
Autom S.O.N	318,6	21,8	0,87	30,5	21,4	0,86	10,4	1,01
Année	1463,9	100,0	1,00	142,3	100,0	1,00	10,3	1,00

L'indice saisonnier P.H.E.A. montre que l'hiver, encore au second rang, est à peine pluvieux que l'été, 0,97 pour 0,96, montrant l'influence du climat méditerranéen qui, d'après R. BLANCHARD (1956), progresse vers le Nord.

On peut également remarquer que les coefficients pluviométriques et de fréquence varient dans le même sens, alors que les coefficients d'intensité varient différemment : intensité maximale en été, minimale en hiver, fréquence maximale au printemps et minimale à l'automne.

Les pluviosités mensuelles des années 1971 et 1972 figurent sur les graphiques 21 et 22. Ces graphiques montrent qu'au cours du premier et du dernier trimestres des deux années considérées, les précipitations sont homogènes sur tout le bassin. Les divergences se constatent au cours du deuxième trimestre et, plus particulièrement en été où sévissent les orages. Ce fait a été surtout sensible en 1971 où le maxima de précipitations sur Saint-Gervais et sur Montaud a coïncidé avec un minima sur les quatre autres stations retenues. Nous pouvons rappeler que ces pluies ont été cause de "débourrages karstiques" et de glissements de terrain (la commune de Montaud a même été déclarée "sinistrée").

Dans le cadre de la période 1962/1972, l'année 1972 apparaît comme une année exceptionnelle et sèche : après un hiver relativement doux et un enneigement faible, l'été a été normalement pluvieux.

Un essai d'ajustement des précipitations mensuelles de la période 1962/1972 fait apparaître une courbe des fréquences bimodale (droite de Henry cassée) mon-

trant que ces précipitations sont sous l'influence de deux tendances dont les effets disparaissent dans la moyenne annuelle. Une étude portant sur un plus grand nombre d'années permettrait de préciser cette constatation. Néanmoins, les droites de Henry, tracées pour chacune des saisons montrent la même tendance. Les pluies mensuelles sont partagées en deux groupes par une parallèle à l'axe des fréquences correspondant approximativement à une hauteur de 190 mm/mois, faisant penser à des influences propres aux pluies, soit violentes, soit de longue durée (Pl 23).

2.2.1. Relation pluviosité/altitude

Le rapprochement des altitudes et des précipitations qui figurent sur le tableau III, ayant servi à la construction des isohyètes, montrent que toute recherche d'une relation entre ces deux paramètres est vaine. Les points représentatifs des stations sur un diagramme altitude/précipitations se rassemblent en deux nuages étroits et parallèles à l'axe des altitudes, montrant une indépendance quasi-totale entre elles.

L'extrémité nord du Vercors, très allongée, s'inscrit dans l'épingle formée par la vallée de l'Isère prolongée, à partir de Grenoble, par celle du Drac. Son grand axe est sensiblement orienté dans le même sens que les vents pluvieux du SSW, "le vent". Ceux-ci s'élèvent sur les crêtes qui dominent Montaud au Sud, puis viennent buter sur le front froid du sillon subalpin et sur les contreforts du massif de la Grande Chartreuse, ce qui explique la plus grande intensité des précipitations sur les stations situées à plus basse altitude, en 1972 :

1 417 mm sur Montaud situé à l'altitude 800
1 140 mm sur Villard-de-Lans " 1 050
1 120 mm sur Saint-Gervais " 249.

On peut conclure ce paragraphe en disant que la configuration et la position de cette partie du Vercors la font échapper à la règle générale d'un gradient positif d'altitude.

2.2.2. Neige

La neige est abondante dans le Nord du Vercors, les chutes débutent en novembre, quelquefois en octobre, et durent jusqu'en avril, plus rarement jusqu'en mai. Le manteau neigeux reste en permanence entre décembre et mars.

Au cours des onze années de la période étudiée, les hauteurs moyennes mensuelles tombées - cumul des hauteurs quotidiennes de neige - se répartissent ainsi :

Mois	janv.	fév.	mars	avril	mai	oct.	nov.	déc.	année
hauteur de neige en cm	57,2	68,6	65,1	20,7	1,0	6,4	42,5	81,1	342,6
hauteur d'eau équivalente en mm de la neige 0,1 2	71,5	85,8	81,4	25,9	1,2	8,0	53,1	101,4	428,3

soit un coefficient nivométrique annuel de $\frac{428,3}{1\,463,9} = 0,29$

BASSIN VERSANT DU MEAUDRET - ANNEES 1971 ET 1972

Tableau III

STATIONS RETENUES POUR LA DETERMINATION DES COURBES ISOHYETES

Stations	Repère des plans	Altitude	Année 1971						Année 1972					
			Températures °C			Pluviométrie			Températures °C			Pluviométrie		
			m	M	$\frac{m+M}{2}$	nbr de jours	dont neige	mm d'eau	m	M	$\frac{m+M}{2}$	nbr de jours	dont neige	mm d'eau
Autrans	1	1 050	- 1°0	+12°8	+ 5°9	108	40	1 327	- 0°1	+12°0	+ 6°0	137	46	1 311
Méaudre*	2	1 000				143	-	1 123				170	-	1 127
Montaud	3	800				117	23	1 651				130	27	1 417
Villars-de-Lans	4	1 050	+ 1°3	+12°3	+ 6°8	116	37	1 157	+ 2°0	+12°1	+ 7°1	142	32	1 140
Saint-Gervais	5	249				104	10	1 352				127	5	1 120
Engins	6	838				107	32	1 161				122	27	1 102
Châtelus	7	310				104	14	1 100				132	7	1 000
Château-Bernard	8	800				105	25	1 137				139	30	1 188
Gresse-en-Vercors	9	1 220				98	30	949				110	31	1 078
Saint-Marcellin	10	280	+ 6°0	+16°7	+11°3	102	13	1 093	+ 6°5	+16°2	+11°4	133	8	1 135
Tullins	11	201				85	9	1 000				97	5	970
Varces-All.-et-Ris.	12	250				98	10	923				118	4	674
Fontanil-Cornillon	13	204				107	12	1 091				124	9	1 002
Grenoble-St M.-d'H.	14	212	+ 5°0	+16°4	+10°7	124	16	991	+ 5°8	+16°5	+11°1	143	6	847
Grenoble-St Geoirs	15	384	+ 4°2	+15°1	+ 9°6	120	21	907	+ 4°8	+15°3	+10°0	153	19	868
La Motte d'Aveil.	16	937	+ 4°2	+13°2	+ 8°7	104	29	925	+ 4°2	+12°8	+ 8°5	124	30	803
La Mure	17	854	+ 4°1	+13°6	+ 8°9	112	33	950	+ 4°4	+13°5	+ 9°0	133	31	761
Moirans	18	196				124	14	1 199				132	6	1 070
Corenc	19	227	+ 5°0	+17°0	+11°0	143	12	1 053	+ 5°5	+16°9	+11°2	148	4	917
Monestier de Cl.	20	800	+ 3°6	+14°3	+ 8°9	117	23	996	+ 3°9	+14°1	+ 9°0	111	23	912

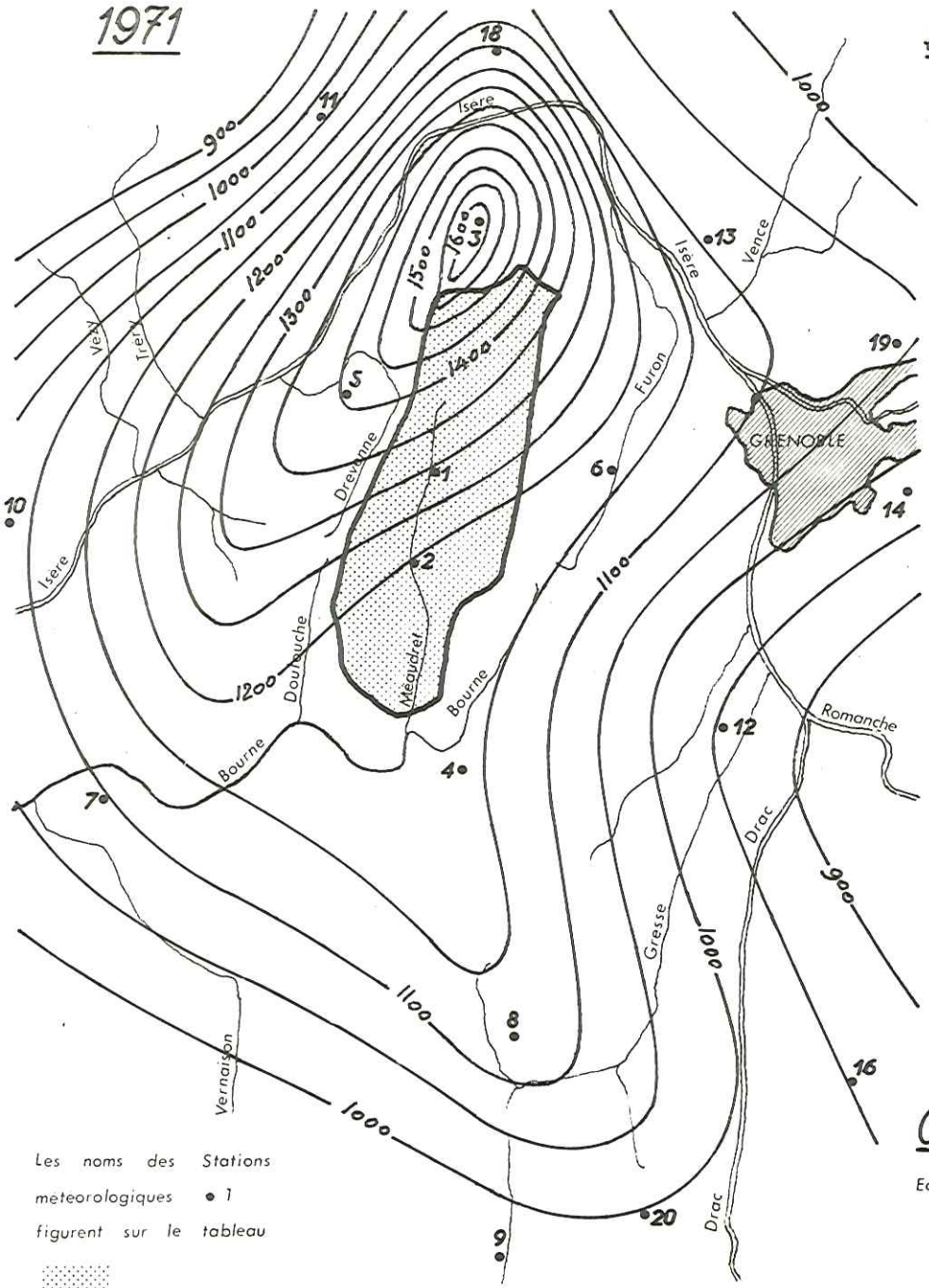
* Méaudre, station pluviométrique exploitée par le S.C.P.R.I. au hameau de Thorénas.

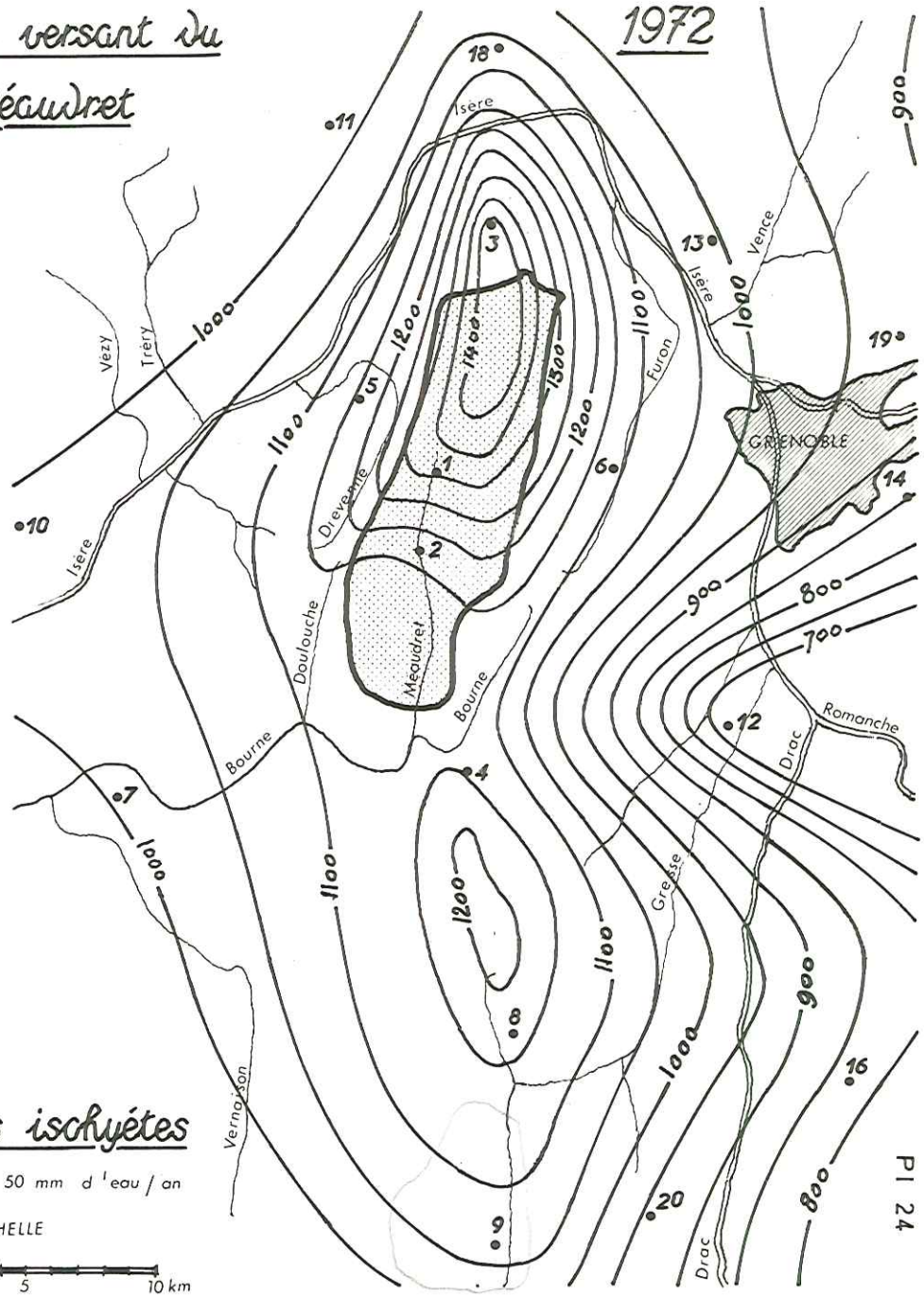
LEGENDE DES PLANS

Nom des stations météorologiques se rapportant au tableau ci-dessus •5

Equidistance des isohyètes 50 mm/an d'eau

Bassin versant du Méaudret





Courbes ischyétes

Equidistance : 50 mm d'eau / an

ECHELLE

0 1 2 5 10 km

Les noms des Stations meteorologiques • 1 figurent sur le tableau

Bassin versant du MEAUDRET

PI 24

2.3. Détermination de la lame d'eau

Elle consiste à répartir sur la surface du bassin les mesures ponctuelles effectuées par les stations pluviométriques voisines. Sans négliger la simple moyenne arithmétique des précipitations relevées, nous avons fait appel à deux méthodes :

- la méthode des isohyètes qui utilise les courbes d'égales-précipitations tracées à partir des relevés des stations situées dans un rayon d'environ 20 km autour du bassin du Méaudret. Les cartes de la figure 24 et du tableau III représentent les isohyètes des années 1971 et 1972 et l'énumération des stations retenues avec leurs caractèristiques principales. Les résultats et les éléments du calcul figurent dans le tableau ci-dessous, soit pour l'année 1972, une lame d'eau de 1,251 m représentant environ 100×10^6 m^3 annuels :

Précipitations en mm d'eau		Superficies délimitées		Volume d'eau reçue		
limites des isohyètes	Moyennes	en km 2	en %	annuellement en 10^3 m^3	journalier en m^3	moyen m^3/sec
1 100 - 1 150	1 125	24,305	30,3	27 343	74 706	0,86
1 150 - 1 200	1 175	8,115	10,1	9 535	26 052	0,30
1 200 - 1 250	1 225	7,540	9,4	9 237	25 237	0,29
1250 - 1 300	1 275	8,380	10,4	10 685	29 194	0,34
1 300 - 1 350	1 325	12,790	15,9	16 947	46 302	0,54
1 350 - 1 400	1 375	10 130	12,6	13,929	38 057	0,44
1 400 - 1 420	1 410	9,015	11,3	12 711	34 729	0,40
Total ou moyenne	1 251	80,275	100,0	100 387	274 277	3,17

- la méthode de Thiessen permet la détermination, pour chacune des stations pluviométriques situées à l'intérieur du bassin ou à son voisinage immédiat, de zones d'influence sur lesquelles on suppose des précipitations uniformément réparties. Cette méthode, moins précise que la précédente, est d'une utilisation plus simple puisqu'uniquement liée à la configuration du bassin, elle est permanente dans le temps.

La figure 25 présente la construction des zones et le tableau IV en donne les résultats, soit d'une lame d'eau de 1,230 m représentant environ 99×10^6 m^3 d'eau annuels.

Les trois résultats obtenus montrent une bonne homogénéité surtout en ce qui concerne les deux méthodes ci-dessus :

Méthode de Thiessen ..... 1 230 mm d'eau/an
Méthode des courbes isohyètes ..... 1 251 mm d'eau/an

Moyenne arithmétique des précipitations annuelles des six Stations retenues pour la méthode de Thiessen (p.m.) ..... 1 203 mm d'eau/an

BASSIN VERSANT DU MEAUDRET

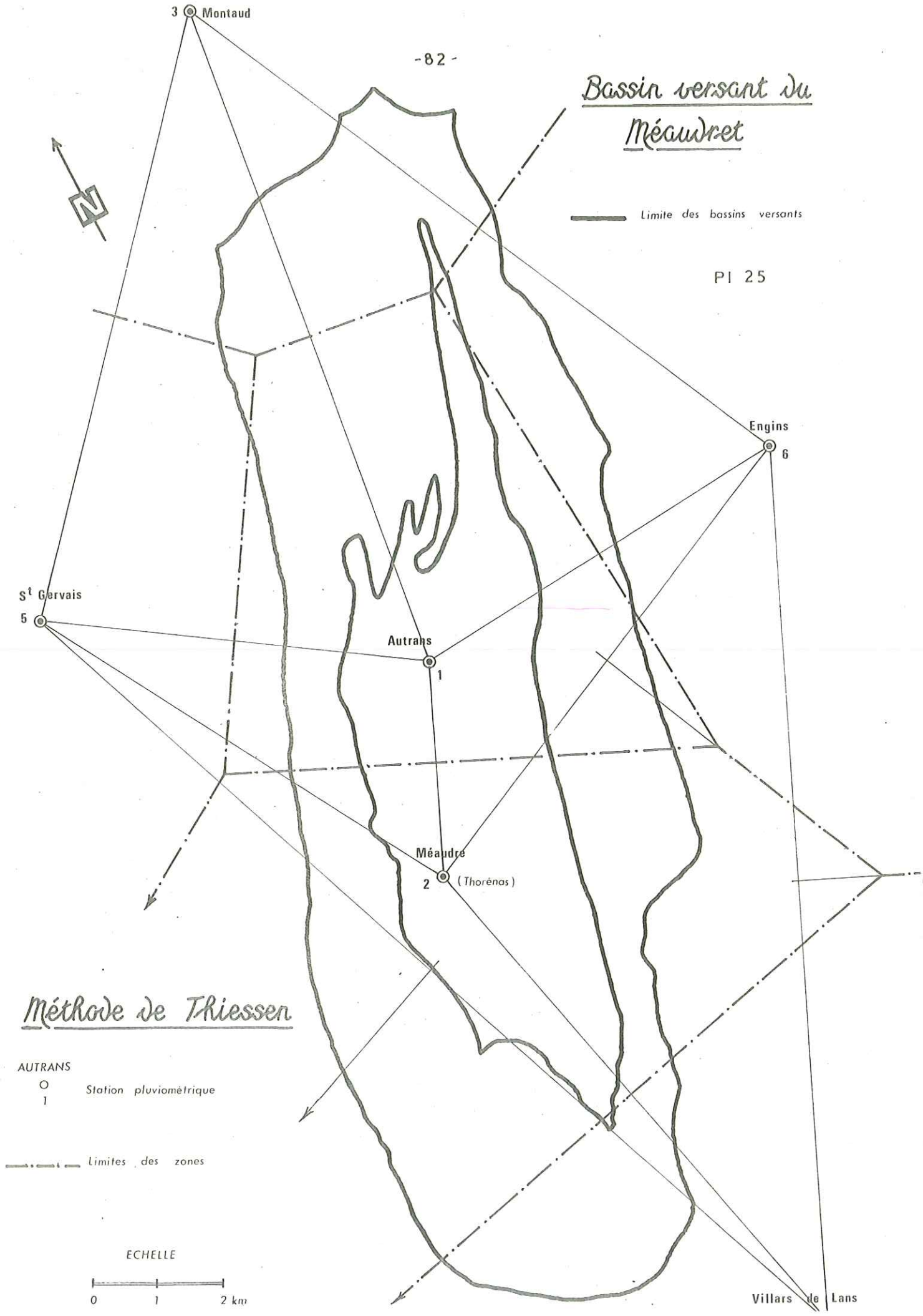
Tableau IV

CALCUL DE LA PLUVIOSITE MOYENNE PAR LA METHODE DE THIESSEN

ANNEE 1972

Stations pluviométriques et repères		Autrans 1	Méaudre (Thorénas) 2	Montaud 3	Villars de-Lans 4	Saint Gervais 5	Engins 6	Bassin versant total	Débit d'eau		
Altitude, en m		1 050	1 000	800	1 050	249	838	moy 1 051	mensuel en $10^3 m^3$	moyen journal. en m^3	moyen en m^3/sec
Superficie intéressée	en km^2	29,620	31,150	9,955	5,380	0,320	3,850	80,275			
	en %	36,9	38,8	12,4	6,7	0,4	4,8	100,0			
Précipitations, en mm d'eau	Janvier	80,3	62,1	92,6	82,2	78,7	82,9	75,0	6 021	194 230	2,25
	Février	158,0	127,4	185,8	190,0	169,1	196,4	153,2	12 298	424 070	4,91
	Mars	66,0	64,5	87,0	54,8	59,4	71,5	67,5	5 419	174 810	2,02
	Avril	138,8	127,7	130,2	97,7	89,5	110,8	129,0	10 355	345 160	3,99
	Mai	98,7	79,5	124,3	96,2	106,7	62,1	92,5	7 425	239 520	2,77
	Juin	164,5	122,4	169,4	108,8	114,7	133,0	143,3	11 503	383 430	4,44
	Juillet	111,0	106,8	80,2	67,8	79,3	38,6	99,1	7 955	256 610	2,97
	Août	133,7	127,1	122,5	102,3	106,1	82,6	125,1	10 042	323 930	3,75
	Septembre	82,6	72,4	97,6	60,4	75,5	55,9	77,7	6 237	207 900	2,41
	Octobre	72,8	66,2	82,3	120,3	60,9	85,7	75,2	6 037	194 740	2,25
	Novembre	142,4	126,3	169,1	111,5	111,2	127,0	136,5	10 957	365 230	4,23
	Décembre	62,7	44,6	76,0	48,3	68,9	55,6	56,0	4 495	145 000	1,68
	Année 1972	1 310,5	1 127,0	1 417,0	1 140,3	1 120,0	1 102,1	1 230,1	98 744	269 780	3,12

Les différentes Stations météorologiques ci-dessus dépendent de la Météorologie Nationale, à l'exception de la Station de Méaudre (Thorénas) installée par le S.C.P.R.I. Leurs repères correspondent au plan ci-contre


Bassin versant du Méaudret
Limite des bassins versants
PI 25
3 Montaud
Engins
6
St Gervais
5
Autrans
1
Méaudre
2
(Thorénas)
Villars de Lans
Méthode de Thiessen
AUTRANS
1
Station pluviométrique
Limites des zones
ECHELLE
0
1
2 km

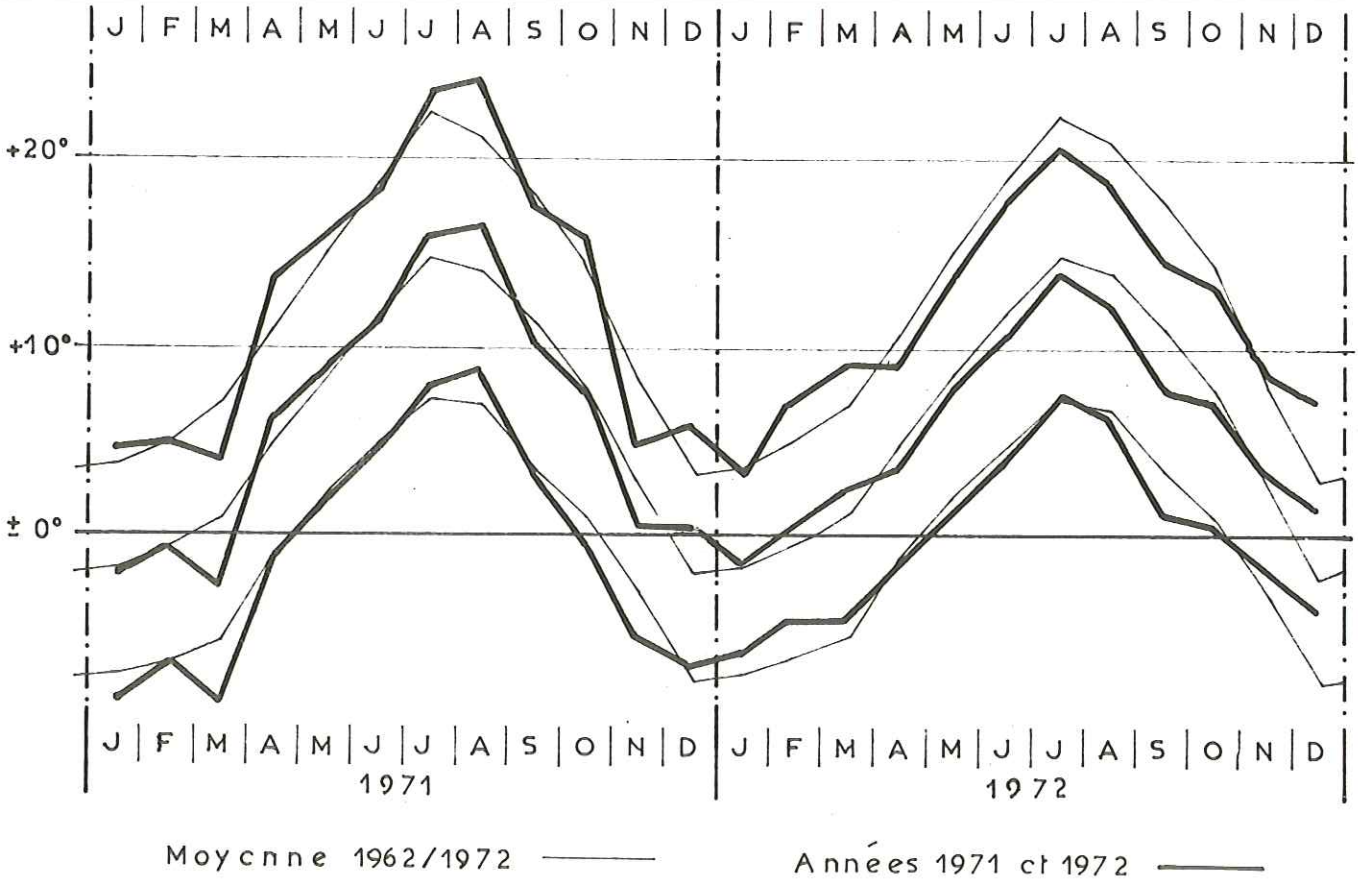
3. LES TEMPERATURES

La rareté des stations météorologiques secondaires relevant les températures nous a interdit toute recherche d'un gradient et nous a fait adopter la station d'Autrans comme station de référence. Sa situation, au centre du bassin du Méaudret, à l'altitude la plus fréquente, justifie ce choix imposé. On peut souligner qu'Autrans est une des stations les plus froides de l'Isère et la seule dont les minima moyens annuels sont presque toujours négatifs.

Le tableau ci-dessous donne les moyennes mensuelles des températures maximales M, minimales m et t = 1/2 (M+m) des onze années 1962/1972 ainsi que celles des années 1971 et 1972.

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Moyenne 1962/1972	m	-7°2	-6°3	-5°3	-1°1	2°2	5°3	7°2	6°9	3°4	1°0	-3°0	-7°3	-0°36
	M	3°8	5°1	7°0	11°1	15°5	19°2	22°4	21°1	18°0	14°6	8°2	3°4	12°45
	t	-1°7	-0°6	0°9	5°0	8°9	12°1	14°8	14°0	10°8	7°8	2°6	-2°0	6°05
1971	m	-8°9	-6°5	-9°1	-1°4	1°8	4°7	8°0	8°9	3°5	-0°4	-5°5	-6°8	-1°0
	M	4°7	4°9	4°1	13°8	16°1	18°1	23°5	24°2	17°6	15°9	4°7	5°9	12°8
	t	-2°1	-0°8	-2°5	6°2	9°0	11°4	15°8	16°6	10°6	7°8	-0°4	-0°5	5°91
1972	m	-6°5	-4°5	-4°3	-1°5	1°5	3°8	7°4	6°5	1°3	0°8	-1°7	-3°9	-0°4
	M	3°4	7°0	9°2	9°1	14°0	17°8	20°7	18°8	14°8	13°5	8°8	7°2	12°5
	t	-1°6	1°3	2°5	3°8	7°8	10°8	14°1	12°7	8°1	7°2	3°6	1°7	5°97

Le graphique ci-dessous situe les années 1971 et 1972 dans le cadre des moyennes de la période 1962/1972. On y remarquera le "coup de froid" de mars 1971 et la relative douceur de l'hiver 1971/1972 et de l'automne 1972.



Malgré le faible nombre d'années retenues, les moyennes mensuelles confirment nos observations sur l'enneigement du bassin :

- les températures moyennes restent inférieures à 0°C de décembre à mars,
- les températures minimales sont en dessous de 0°C de novembre à fin avril.

Ces constatations sont importantes pour l'étude hydrologique du bassin, la présence du manteau neigeux modifiant considérablement l'évapotranspiration, la fonte des neiges étant la cause des crues de printemps.

4. EVAPOTRANSPIRATION

L'évapotranspiration résulte de la superposition des échanges entre l'eau absorbée par les terrains et la vapeur contenue dans l'atmosphère avec la transpiration du tapis végétal.

Elle constitue un terme important du bilan hydrologique d'un bassin :

$$P = Q + E$$

Elle dépend surtout des précipitations, de la température et de la durée du jour (latitude) mais, également, de l'insolation, des vents, de l'état hygrométrique de l'air, etc.

Nous avons utilisé trois méthodes pour les calculer, à savoir :

a) Méthode de Turc (tableau V). Elle permet de calculer le "déficit d'écoulement" annuel en fonction des précipitations annuelles P et de la température moyenne annuelle T. Appliquée au bassin du Méaudret, elle donne :

pour 1971	D ou E =	431 mm d'eau/an
pour 1972	"	433 mm d'eau/an.

b) Méthode de Coutagne (tableau V), utilise les mêmes seules données que la précédente mais ne s'applique pas au bassin du Méaudret (précipitations trop importantes). Elle peut être remplacée par une formule où la température reste la seule variable. Les résultats en sont :

pour 1971	D ou E =	407 mm d'eau/an
pour 1972	"	409 mm d'eau/an.

c) Méthode de Thornthwaite (tableau VI). Cette méthode permet le calcul de l'évapotranspiration mensuelle à partir des températures moyennes mensuelles t et d'un coefficient K, coefficient fonction de la durée du jour et du nombre du jour du mois. Ces calculs paraissent très compliqués mais sont simplifiés par l'utilisation de tableaux donnant les indices thermiques i en fonction de t et le coefficient K en fonction de la latitude ainsi que d'un abaque donnant l'évapotranspiration potentielle E_p en fonction de l'indice thermique annuel I et de la température moyenne mensuelle t (Pl. 26).

Dans l'établissement du bilan hydrologique, C. W. THORNTHWAITE formule deux hypothèses, très discutées, concernant :

- l'une, la saturation du sol, fixée généralement à 100 mm d'eau,
- l'autre, sur la rétention par le sol, d'un mois sur l'autre, de l'excédent d'eau, fixé arbitrairement à la moitié de l'eau disponible.

Les objections relatives à la première hypothèse ne paraissent pas devoir s'appliquer au bassin du Méaudret où les précipitations sont suffisamment importantes, même en années sèches, pour éviter tout épuisement de la réserve d'eau du sol.

Celles relatives à la seconde hypothèse sont plus graves, seule l'application de la méthode et la comparaison entre ses résultats et les écoulements réel-

DEFICIT D'ECOULEMENT (EVAPOTRANSPIRATION)

ANNEES 1971 ET 1972 — Tableau V

a) Formule de TURC.

$$D = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}, \quad \text{avec } L = 300 + 25\,T + 0,05\,T^3$$

D, déficit d'écoulement annuel } en mm d'eau
P, précipitations annuelles }
T, températures moyennes annuelles en °C

	Unités	Année 1971	Année 1972
P	mm d'eau	1 213	1 230
T	°C	5°91	5°97
L	-	458,1	459,9
D	mm d'eau	431,2	433,4

b) Formule de COUTAGNE.

$$D = P - \lambda P^2, \quad \text{avec } \lambda = \frac{1}{0,8 + 0,14\,T}$$

limites d'application : $\frac{1}{8\lambda} < P < \frac{1}{2\lambda}$

D et P, en m d'eau, T en °C.

	P	m d'eau	1,213	1,230
	T	°C	5°91	5°97
limites	$\frac{1}{2\lambda}$	-	0,813	0,818
	$\frac{1}{8\lambda}$	-	0,203	0,205

La formule de COUTAGNE ne s'applique donc pas pour les deux années 1971 et 1972; nous pourrions admettre que les déficits d'écoulement sont indépendants des précipitations (cf, "l'Hydrologie de l'Ingénieur" p.224) et sont égaux à :

$$D = 0,20 + 0,035\,T$$

D	m d'eau	0,407	0,409

Nous pouvons toutefois remarquer que ces résultats sont plus petits que les valeurs trouvées avec la formule de TURC et, surtout, que celles trouvées à l'aide de la méthode de THORNTHWAITE.

c) Formule de THORNTHWAITE.

$$E_{réel} = K \times E_{pot} \qquad E_{pot} = 1{,}6 \left(10 \frac{T}{I}\right)^{\alpha} \qquad \text{avec} \quad I = \sum_{1}^{12} i \,, \quad i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1{,}514}$$

et $\alpha = 0{,}49239 + 1\,792.10^{-5}\, I - 771.10^{-7}\, I^2 + 675.10^{-9}\, I^3$ (THORNTHWAITE) ou $\alpha = \frac{1{,}6}{100} I + 0{,}5$ (SERRA)

E_{pot} ou E_p, évapotranspiration potentielle
$E_{réel}$ ou E_r, évapotranspiration réelle } en cm d'eau,
I, indice thermique annuel, i, indice thermique mensuel,
K, coefficient de correction, fonction de la latitude et du nombre de jours du mois,
t, température moyenne mensuelle $\frac{1}{2}(m+M)$, en °C.

Les "i" sont extraits de la note "INSTRUCTIONS TECHNIQUES" d'Octobre 1955 de la D.M.N. Les "E_p" ont été déterminées graphiquement en fonction de t et de I à l'aide de l'abaque joint.

Dans le tableau ci-dessous, les évapotranspirations potentielles et réelles sont exprimées en mm d'eau.

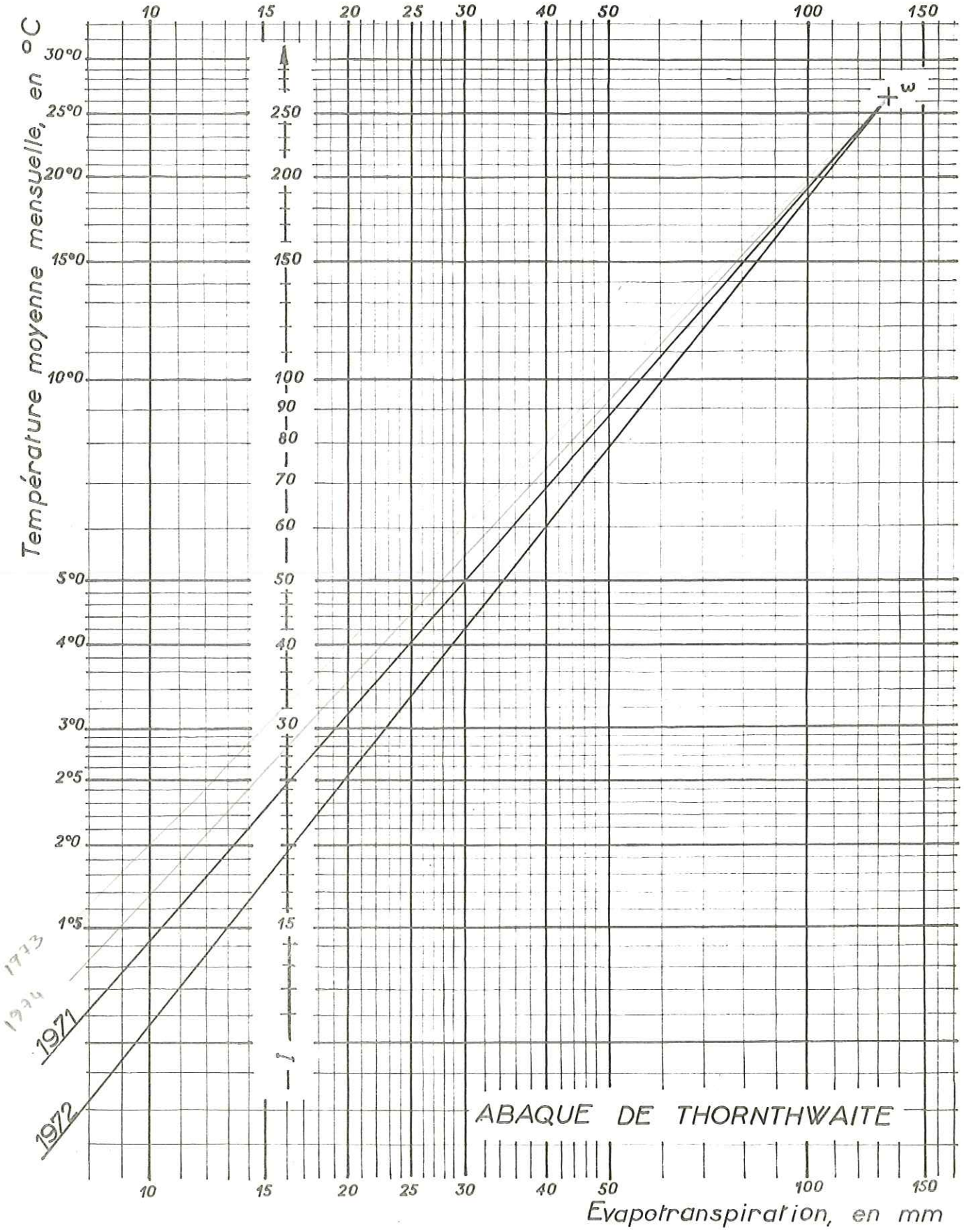
Mois	K	Année 1971				Année 1972			
		t	i	E_p	E_r	t	i	E_p	E_r
Janvier	0,80	- 2°10	-	-	-	- 1°55	-	-	-
Février	0,81	- 0°80	-	-	-	+ 1°25	+ 0,12	11,1*	9,4*
Mars	1,02	- 2°50	-	-	-	+ 2°45	+ 0,34	19,4	19,8
Avril	1,13	+ 6°20	+ 1,39	37,0	41,8	+ 3°80	+ 0,66	27,5	31,1
Mai	1,28	+ 8°95	+ 2,41	51,0	65,3	+ 7°75	+ 1,94	49,5	63,4
Juin	1,29	+ 11°40	+ 3,48	63,5	81,9	+ 10°80	+ 3,21	65,0	83,9
Juillet	1,31	+ 15°75	+ 5,68	84,0	110,0	+ 14°05	+ 4,78	81,0	106,1
Août	1,21	+ 16°55	+ 6,12	88,0	106,5	+ 12°65	+ 4,07	74,5	90,1
Septembre	1,04	+ 10°55	+ 3,10	58,5	60,8	+ 8°05	+ 2,06	51,0	53,0
Octobre	0,94	+ 7°75	+ 1,94	45,0	42,3	+ 7°15	+ 1,72	46,5	43,7
Novembre	0,79	- 0°40	-	-	-	+ 3°55	+ 0,59	26,0	20,5
Décembre	0,75	- 0°45	-	-	-	+ 1°65	+ 0,19	14,0	10,5
Année		+ 5°91	I = + 24,12		508,6	+ 5°97	I = + 19,68		531,5

(*) calculées avec K = 0,85 pour tenir compte des 29 jours de Février 1972.

Remarque. Les calculs ci-dessus ne tiennent pas compte de la sublimation de la neige qui peut atteindre, d'après FITZGERALD, 15 mm/mois soit, pour le bassin versant du Méaudret, 6 × 15 = 90 mm/an.

PI 26

CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION



lement mesurés ou évalués peuvent le justifier.

Le détail des calculs et les résultats figurent sur le tableau VI :

pour 1971 évapotranspiration réelle E_r = 509 mm/an
pour 1972 " E_r = 532 mm/an.

On peut remarquer que la méthode ne tient pas compte des périodes pendant lesquelles la température est inférieure à 0°C, périodes qui correspondent approximativement à la présence du manteau neigeux. Ce qui revient à négliger la sublimation de la neige qui peut être importante surtout au cours des journées ensoleillées.

5. CONCLUSION

Les années 1971 et 1972 apparaissent comme des années sèches. L'étude de la distribution de 50 années permet de dire que 80 % d'entre elles seront plus humides.

La disposition des courbes isohyètes montre que la région septentrionale du Vercors échappe à la régle générale du gradient d'altitude pour épouser la configuration du terrain. On peut remarquer que les isohyètes ceinturent le bassin versant en suivant la vallée de l'Isère prolongée par celle du Drac, s'étranglant au Sud suivant le cours moyen de la Bourne.

La méthode de Thiessen, permantente dans le temps, est plus simple à manipuler. Ses résultats étant très voisins de ceux obtenus avec les courbes isohyètes, nous utiliserons cette méthode.

La méthode de Thronthwaite présente l'avantage de découper l'évapotranspiration en tranches mensuelles. Elle est la seule sur les trois méthodes utilisées qui nous a permis de différencier les années 1971 et 1972 apparemment semblables par leur température quasi égale et leurs précipitations du même ordre de grandeur mais dont la répartition mensuelle de ces valeurs est dissemblable. Qoique donnant des valeurs supérieures à celles des méthodes de Turc et de Coutagne, c'est elle que nous utiliserons pour l'établissement du bilan. La confrontation de ses résultats avec les mesures effectuées sur le terrain sera abordée dans les chapitres II et III.

CHAPITRE II. HYDROLOGIE DE SURFACE : LE MEAUDRET

C'est avec l'hydrologie de surface que nous aborderons le problème des circulations importantes, à l'échelle du bassin versant.

Dans le massif du Vercors, les grosses résurgences résultant de soutirages au détriment des rivières sont choses fréquentes. Pour ne citer que les plus importantes, signalons la Goule Blanche aux dépens de la Haute Bourne et le réseau Arbois-Bournillon aux dépens de la Vernaison. Notre secteur n'échappe pas à cette règle avec la grosse résurgence de la Goule Noire.

Ce chapitre sera plus spécialement consacré à l'analyse de l'écoulement de surface afin d'en définir les caractéristiques et, par ce moyen, de préciser quelle est la superficie réelle du bassin d'alimentation du Méaudret.

1. LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE

Par réseau hydrographique, on entend l'ensemble des cours d'eau, permanents et temporaires, où s'écoulent les eaux ruisselées provenant de sources ou de suintements continus le long de leur parcours. Sa densité est fonction de la nature des sols et est conditionnée par leur perméabilité. Au cours de l'introduction, nous avons vu que la densité de drainage était faible (0, 43) et que cela était dû à l'importance de la superficie des affleurements calcaires.

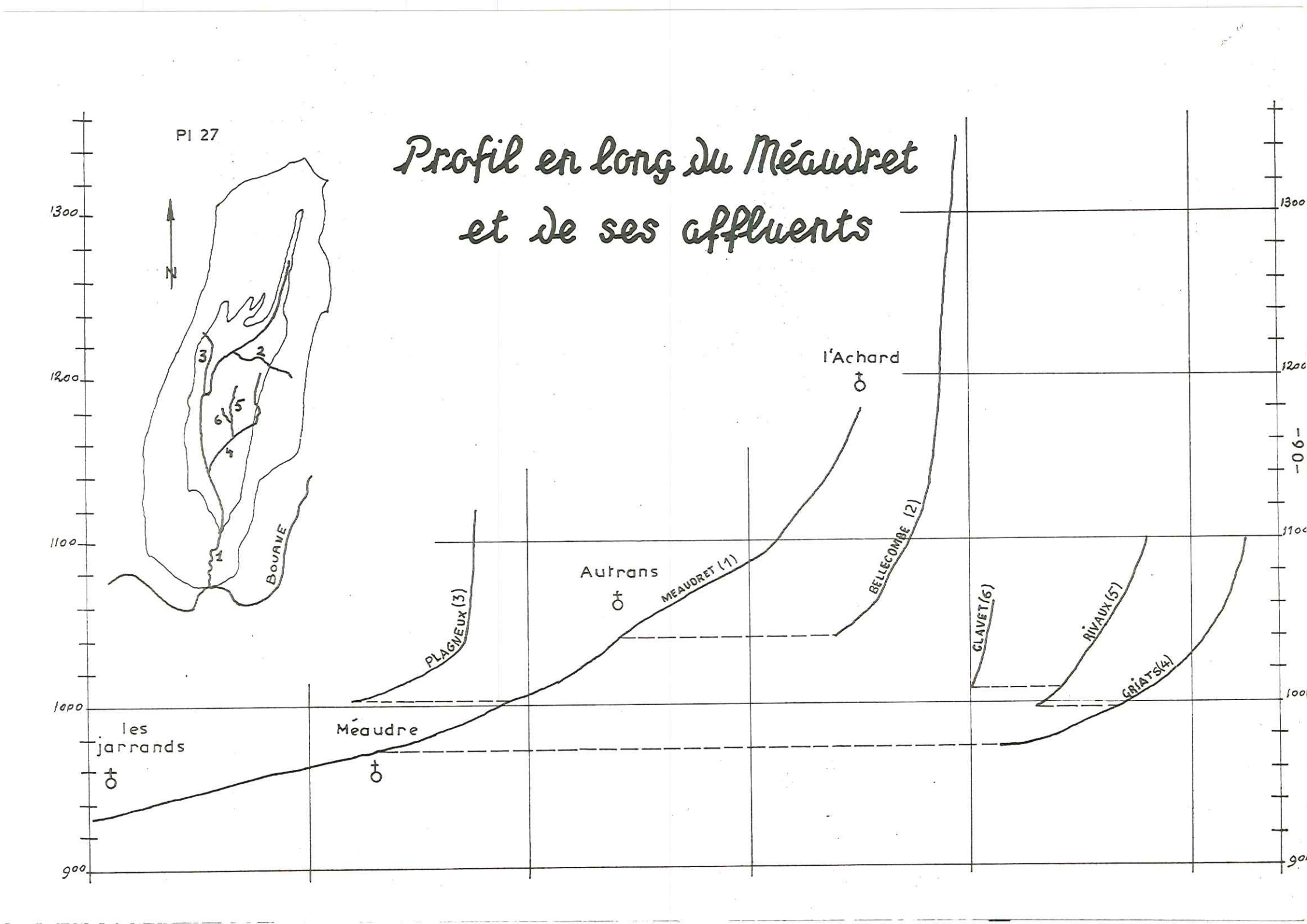
1.1. Description du réseau

Nous avons délibérément laissé de côté les nombreux petits talwegs secs qui parsèment les versants calcaires. Ces ruisseaux ne sont le siège d'écoulement que très exceptionnellement, pendant quelques jours par an. De la même façon, nous n'avons jamais vu couler les dits ruisseaux de Gève et de Nave.

Le principal cours d'eau est le Méaudret, affluent de rive droite de la Bourne, constitué par la réunion d'un certain nombre de ruisseaux. En fait on peut dire qu'il prend sa source à l'Achard (ruisseau permanent), qu'il traverse le synclinal dans toute sa longueur en contournant la colline de Claret par la droite. Ce n'est qu'entre Autrans et Méaudre qu'il possède un débit appréciable. Au lieu-dit la Ville ou le Coin, il pénètre dans des gorges, siège d'échanges complexes avec les calcaires sénoniens, et se jette dans la Bourne aux Jarrands.

La Pl. 27 figure le profil en long du Méaudret avec ses principaux affluents De tous les ruisseaux non permanents, seul a été figuré celui de Bellecombe qui coule en moyenne deux à trois mois dans l'année.

1) Le Méaudret
- Sources de l'Achard. Cote 1180,
- longueur : 17, 5 km,
- se jette dans la Bourne aux Jarrands. Cote 930,
- dénivelée : 250 m,
- pente moyenne : 1,4 %.


Pl 27
Profil en long du Méaudret
et de ses affluents
N
1300
1200
1100
1000
900
BOURNE
1
2
3
4
5
6
les jarrands
Méaudre
Autrans
l'Achard
PLAGNEUX (3)
MEAUDRET (1)
BELLECOMBE (2)
CLAVET (6)
RIVAUX (5)
GRIATS (4)

2) Ruisseau Les Griats
- sources : Echarlières. Cote 1100
- longueur : 5,8 km
- se jette dans le Méaudret aux Gerboux. Cote 969
- dénivelée : 131 m
- pente moyenne : 2,2 %

3) Ruisseau des Rivaux
- sources : Bois de Claret, 3 Fontaines. Cote 1100
- longueur : 2,5 km
- se jette dans le ruisseau des Griats au Piaillon. Cote 995
- dénivelée : 105 m
- pente moyenne : 4,2 %

4) Ruisseau de Clavet
- sources : Bois de Claret. Cote 1060
- longueur : 0,5 km
- se jette dans le ruisseau des Rivaux. Cote 1008
- dénivelée : 52 m
- pente moyenne : 10,6 %

5) Ruisseau des Plagneux
- sources : les Plagneux. Cote 1120
- longueur : 2,7 km
- se jette dans le Méaudret aux Tranchants. Cote 1003
- dénivelée : 117 m
- pente moyenne : 4,3 %

6) Ruisseau de Bellecombe
- source de la Pisse Vache. Cote 1350
- longueur : 2,7 km
- se jette dans le Méaudret à Autrans. Cote 1040
- dénivelée : 310 m
- pente moyenne : 11,5 %

Si l'on excepte les circulations du ruisseau de Bellecombe qui ne sont pas "perennes", on voit que la pente moyenne du réseau est faible et que les circulations sont limitées au fond de la vallée.

Notons également que le réseau du Méaudret est parfois dédoublé, il s'agit là de canaux artificiels qui assurent l'irrigation ou, près des villages, servent d'égout.

Pour compléter cet inventaire, il faut signaler l'existence de résurgences dans les calcaires sénoniens du flanc oriental du synclinal. La première, à la hauteur d'Autrans, au lieudit le Truc est appelée communément "la Fresta" ; il s'agit d'un trop-plein qui, aux dires des gens du pays, serait capable de "charrier des troncs d'arbre". Une fois amorcée, elle grossit le ruisseau de Bellecombe. La seconde, située à la hauteur de Méaudre est connue sous le nom de résurgence du Crou ou labyrinthe de Méaudre ; c'est une sorte de cheminée d'équilibre axée sur un réseau inférieur. Ces résurgences temporaires ne débitent que très rarement -nous ne les avons jamais vu couler- mais sont capables de fournir des débits instantanés considérables. Leur temps d'amorçage et de désamorçage sont très courts.

Enfin, les gorges du Méaudret sont, d'une part, le siège de pertes et, d'autre part, sont temporairement alimentées par des résurgences. Nous examinerons ces circulations plus en détail dans la deuxième partie qui traitera des circulations souterraines.

1.2. Pollution du Méaudret

Nous nous bornerons simplement ici à en signaler les problèmes. Il est fréquent que les analyses bactériologiques des eaux de consommation mettent en évidence des contaminations, le plus souvent d'origine animale. En fait la majorité de ces accidents pourrait être évitée si les prescriptions des géologues officiels étaient mieux respectées et notamment si le périmètre de protection était effectif. Mais là n'est pas notre propos, plus grave est la pollution des eaux de surface et notamment celle du Méaudret.

Les villages d'Autrans et Méaudre voient leur population s'accroître en saisons touristiques d'été et d'hiver, au cours des périodes d'étiage. Aucune de ces deux communes ne possède de station de traitement de leurs effluents et les rejette tels quels à la rivière, le pouvoir auto-épurateur du Méaudret pourtant bien alimenté, n'est plus suffisant pour pouvoir assainir le volume des eaux usées.

Pour citer les termes mêmes du rapport sur l'inventaire des eaux superficielles et souterraines présenté dans un rapport concernant le " Parc Régional du Vercors":

" On observe alors des symptômes alarmants de pollution systématique
" (odeurs nauséuses, dépôts colorés sur les galets, algues filamenteuses)".

Le problème est sérieux, surtout si l'on considère que ces eaux polluées peuvent pénétrer par pertes dans les réseaux karstiques où aucune infiltration ne pourra les épurer ; elles risqueront ensuite de contaminer les eaux provenant d'autres réseaux.

2. DONNEES HYDROMETRIQUES

Nous avons pu, grâce au concours de la Direction Départementale de l'Agriculture de l'Isère, disposer d'un limnigraphe de type : SIAP, assurant une autonomie de quinze jours.

2.1. Emplacement de la station de mesure

L'emplacement de cette station devait répondre à certains impératifs :

- recueillir la quasi-totalité des eaux pour représenter valablement l'exutoire du bassin versant , donc être situé le plus loin possible vers l'aval, après les différentes branches du Méaudret et jonction de ses affluents ;

- ne pas être situé trop à l'aval, dans les gorges, pour échapper à des fluctuations difficiles à saisir telles que pertes, en basses eaux, ou alimentation occulte en période de crue.

Le site choisi, au lieudit La Ville est à cet égard un bon compromis puisqu'il englobe près de 95 % (75/80 km^2) du bassin versant total représenté par le confluent du Méaudret avec la Bourne aux Jarrands. Il a, en outre, permis une installation

à moindres frais sur les piles de soutènement d'un pont, en un lieu où le plan d'eau naturel est calme, entre deux rapides où les oscillations du débit seraient traduites plus par des variations de vitesse que par des variations de cote et auraient nécéssité l'installation d'un ouvrage de protection.

Mais les avantages cités peuvent devenir des inconvénients. Ainsi que nous le verrons par la suite, cette disposition a favorisé le détarage de la station; très large, elle se prête mal à une étude de tarissement et les parties calmes d'un cours d'eau sont plus sensibles au gel.

La période d'observation sur laquelle nous nous appuierons est l'année hydrologique 1972/1973. Elle débute avec la date de mise en place du dispositif, soit le 1er avril, à la fin de la fonte des neiges où le sol, étant gorgé d'humidité, les réserves souterraines peuvent être considérées comme ayant atteint leur valeur maximale.

L'enregistrement des données hydrométriques s'est poursuivi sans interruption depuis cette date. Le seul point litigeux concerne le début de l'année 1973 où les températures extrêmement froides ont favorisé la formation d'une épaisse croûte de glace. Nous avons cependant poursuivi les enregistrements pour ne rien perdre d'éventuelles périodes de dégel, en réajustant la courbe par cassure de la glace quand cela s'avérait possible. Notons toutefois que si nous n'avons pu suivre en continu les fluctuations du débit, il n'y a que moindre mal étant donné que cette période correspond à l'étiage d'hiver où tout le système hydrologique de surface est quasi-paralysé.

2.2. Tarage de la station

Dans un premier temps, le tarage de la station a été obtenu au moyen de 11 jaugeages au moulinet : débit minimal 0,1 m^3/s, débit maximal 1,350 m^3/s, cette dernière valeur correspond à une crue en période de hautes eaux.

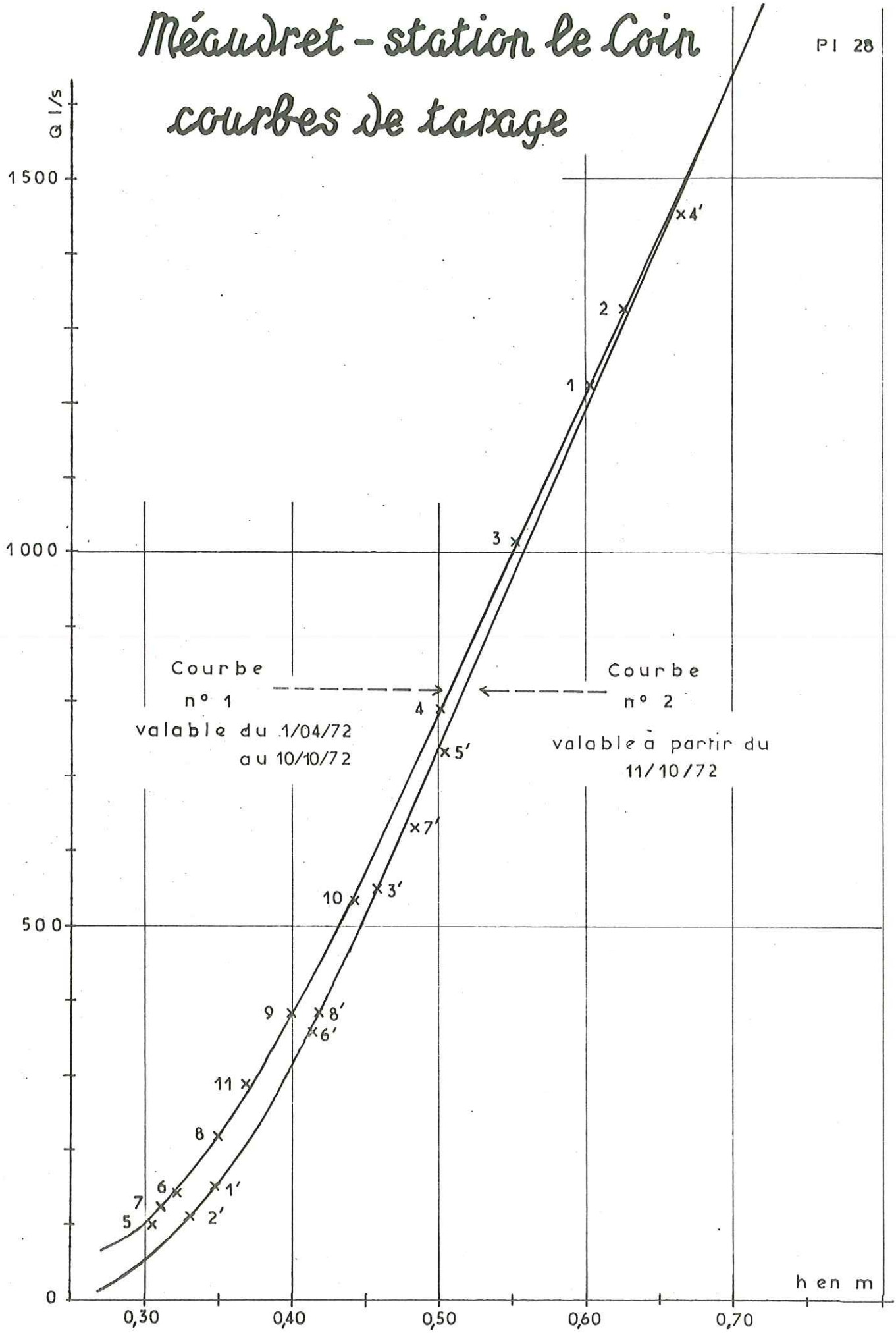
La relation qui avait été établie a donné toute satisfaction au cours du ressuyage de printemps et du tarissement d'été, la station paraissait sans problème, résistant aux montées de crues brutales des mois de juillet et août 1972.

Le détarage survenu au cours de l'automne a été difficile à localiser. Décelé lors d'un contrôle de routine, aucune anomalie n'est apparue sur les limnigrammes. Le cas d'une modification brutale de la section due à des travaux ayant été éliminé , deux hypothèses peuvent être formulées :

- détarage brutal au cours d'une des nombreuses petites crues répétées de la première quinzaine de septembre,
- détarage progressif lors du tarissement qui les a suivi.

Dans un cas comme dans l'autre, la disposition des lieux peut être invoquée. La station étant située au niveau d'un surcreusement du lit de la rivière où l'eau est assagie ; la rivière, ayant en outre, parfois l'allure d'un torrent, cette disposition favorise un alluvionnement qui peut être ou brutal (déséquilibre d'une berge à l'amont) ou progressif (alluvionnement) .

La deuxième hypothèse a été retenue, plus pour des raisons de commodité que de vraisemblance, d'une part, parce que l'on aurait pu attribuer le détarage


Méaudret - station le Coin
courbes de tarage
PI 28
Q l/s
1500
1000
500
0
0,30
0,40
0,50
0,60
0,70
h en m
Courbe
n° 1
valable du 1/04/72
au 10/10/72
Courbe
n° 2
valable à partir du
11/10/72
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
1'
2'
3'
4'
5'
6'
7'
8'

à une crue plutôt qu'à une autre, d'autre part, parce qu'il était plus aisé de passer progressivement d'un barème de débit à un autre. La correction est obtenue au moyen d'une courbe fictive de tarissement calquée sur les courbes réelles antérieures.

La nouvelle courbe de tarage, établie à partir de 7 jaugeages au moulinet (débit minimal jaugé : 0, 1 m^3/s, maximal 1, 45 m^3/s) diffère quelque peu de la précédente mais se confond avec elle pour des débits de l'ordre de 1, 5 m^3/s.

En coordonnées arithmétiques, la nouvelle courbe peut être assimilée à une droite à partir de h = 0, 42 m soit Q = 0, 392 m^3/s.

Equation de la droite : $Q = 4,4\ h - 1,456$

(une augmentation de 1 cm correspond à une augmentation de 44 l/s).

2. 3. Régime de la rivière

Le dépouillement des limnigrammes a été fait par tranches de deux heures. En l'absence de moyens mécanographiques comme ceux utilisés par l'Electricité de France ou le Centre d'Etudes Nucléaires de Grenoble, cela représente un travail considérable mais a l'avantage de donner une image fidèle de l'écoulement. Le même travail fait à partir des hauteurs moyennes journalières a tendance à sous estimer les pointes de crue à cause de la période qui a précédé l'augmentation du débit, encore nous trouvons-nous dans un cas favorable où, en période de hautes eaux, nous avons une relation quasi-linéaire entre hauteur et débit. En basses eaux, cette relation n'est plus linéaire et la simplification peut conduire à des aberrations.

Les résultats sont ramenés à des débits moyens journaliers qui ont servi à calculer les débits moyens mensuels.

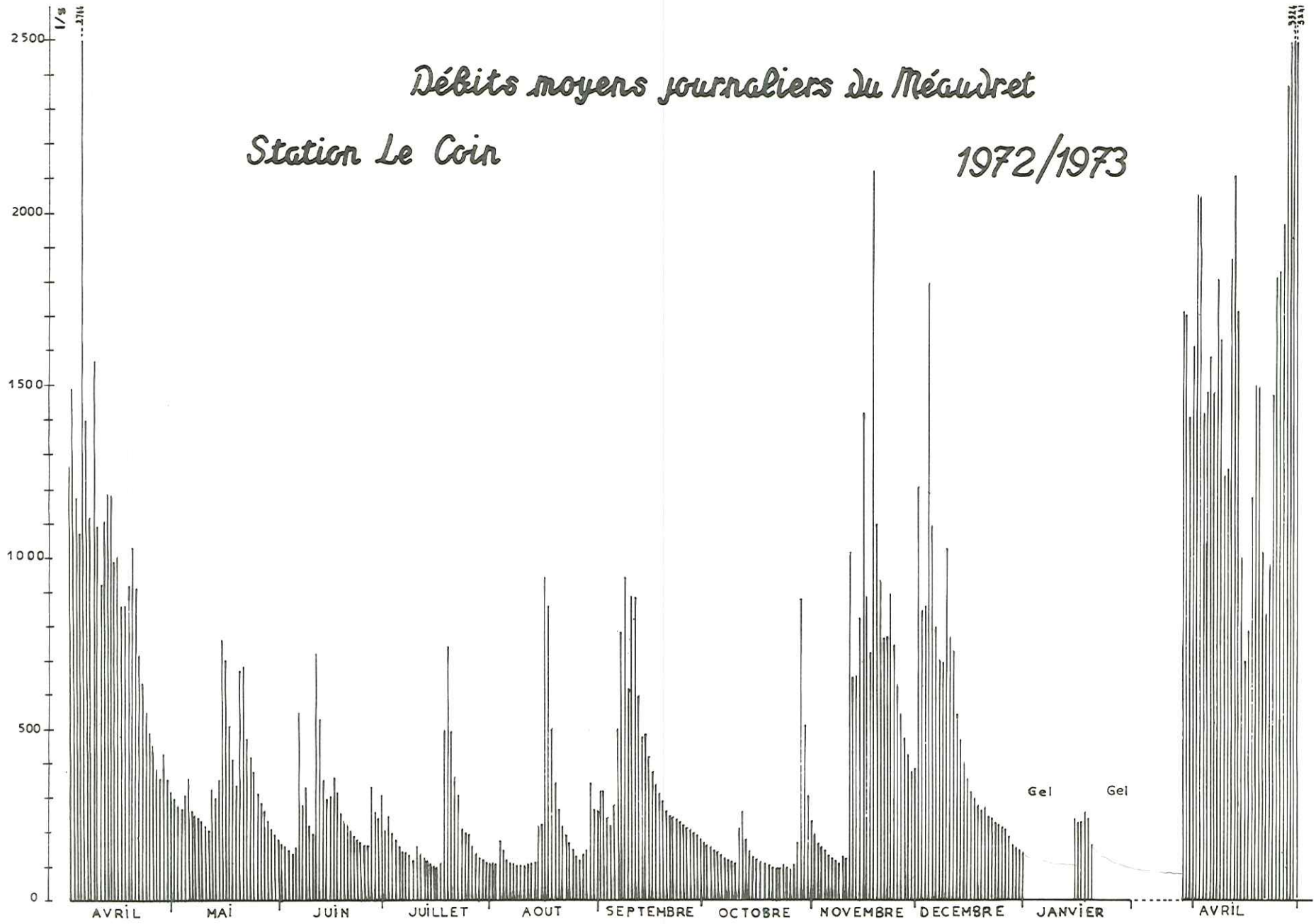
Mois	avril	mai	juin	juil.	août	sept.	oct.	nov.	déc.
Q mensuel m^3/s	0, 953	0, 350	0, 268	0, 198	0, 223	0, 389	0, 176	0, 588	0, 493

L'analyse des débits mensuels montre que le régime du Méaudret, comme celui de toutes les rivières du Vercors septentrional situées en altitude, est typiquement "nivo-pluvial". Il montre un maximum principal au printemps (mars à mai), secondaire en automne (novembre à janvier), un étiage d'été très accentué et secondaire en hiver dû à la rétention nivale mais qui peut exceptionnellement être aussi prononcé, sinon plus qu'en été.

2. 4. Courbe des débits moyens journaliers

L'examen des débits moyens journaliers confirme l'allure générale décrite ci-dessus mais précise les fluctuations du débit au cours de l'année hydrologique. En première approximation, deux remarques s'imposent :

- il ne se passe pas de mois sans qu'il y ait une ou plusieurs crues importantes. Cette particularité est bien évidemment sous la dépendance de la durée et de l'intensité des précipitations, mais cela entraîne une consé-


Débits moyens journaliers du Méaudret
Station Le Coin
1972/1973
l/s
2500
2000
1500
1000
500
0
Gel
Gel
AVRIL
MAI
JUIN
JUILLET
AOUT
SEPTEMBRE
OCTOBRE
NOVEMBRE
DECEMBRE
JANVIER
AVRIL

quence immédiate : excepté la période où s'est produit le détarage et l'étiage d'hiver où la rivière était gelée, il n'y a pas de longues périodes de tarissement ;

- malgré cela, nous avons obtenu de très belles courbes de tarissement car la rivière met peu de temps pour atteindre son niveau de base. L'allure de décrue et de tarissement est constante tout au long de l'année quelle que soit l'époque et notamment en considérant les périodes de fin de fonte des neiges au printemps et les périodes pluviales d'automne. C'est un point important sur lequel nous reviendrons lors de l'étude du tarissement ;

- le tarissement rapide indique un faible pouvoir de rétention du bassin et l'on pourra s'attendre à des réserves peu importantes. On retrouve cette observation en période de fonte nivale où les augmentations de débit sont brutales mais périodiques et peu soutenues. Ainsi, malgré la couverture neigeuse hivernale importante, les hautes eaux ne durent que peu de temps.

Nous ne ferons pas de courbe des débits classés, cette dernière ne présentant d'intérêt que dans la mesure où une longue série d'observations permet d'établir le profil de la rivière. En raison du gel, nous ne disposons pas d'une année complète de mesures pour définir les valeurs caractéristiques de l'écoulement. De ces valeurs caractéristiques, la seule que l'on puisse avancer avec certitude est :

- débit d'étiage 1972 : 96 l/s

à laquelle on peut ajouter :

- débit moyen d'avril à décembre 1972 : 400 l/s.

Sachant que pour l'année 1972, d'une part, l'étiage d'hiver est nettement moins accentué que l'étiage d'été, que d'autre part, les seules véritables hautes eaux avec les pointes de crues pluviales sont les périodes de fonte nivale, nous pouvons tenter une estimation du débit moyen annuel qui doit se situer entre 500 et 600 l/s ;

- débit moyen annuel estimé : 550 l/s.

Ce qui conduit à un module inférieur à 7 $l/s/km^2$ qui, avec celui de la Vernaison est un des plus faibles enregistré dans le Vercors.

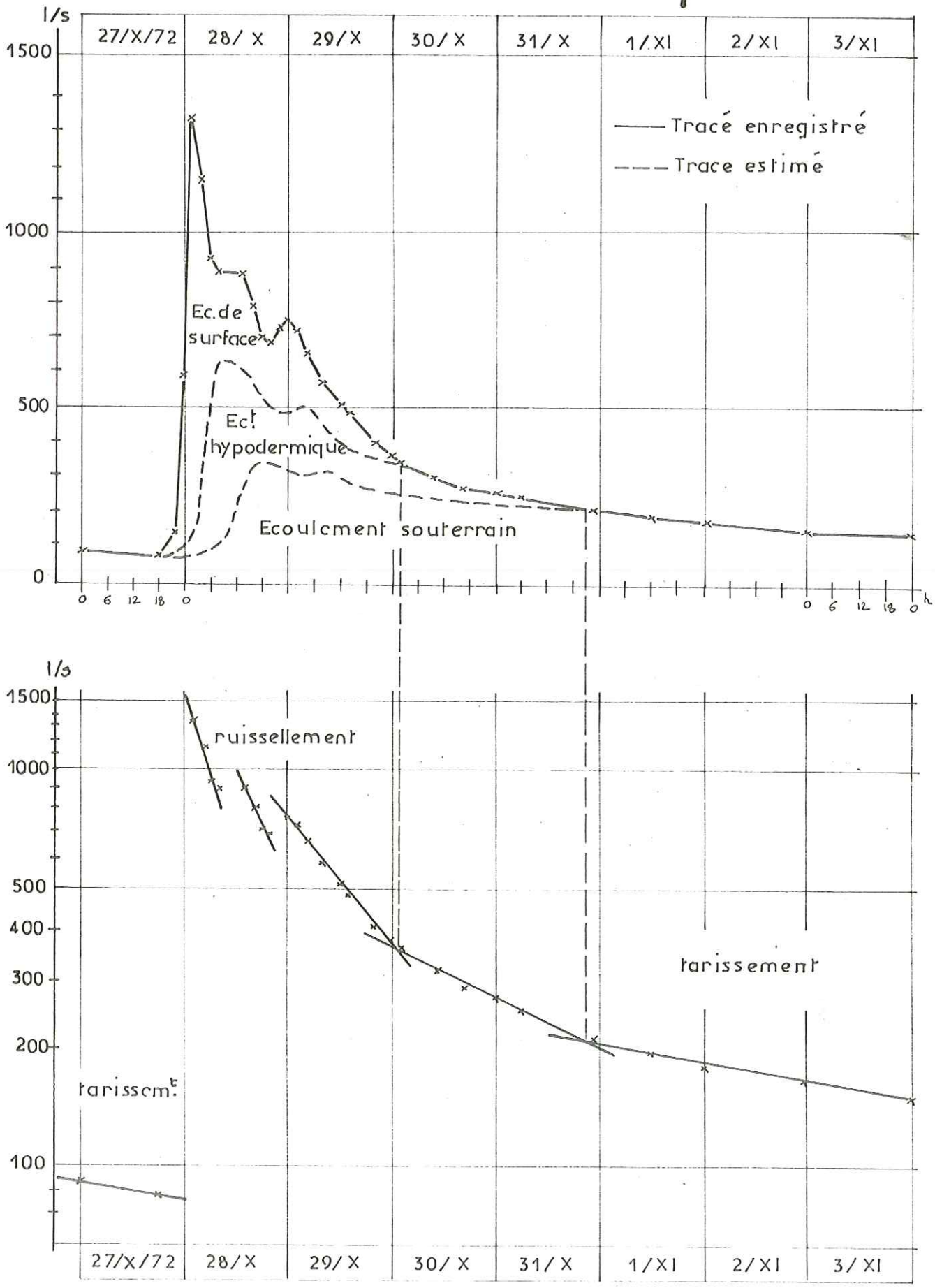
3. ANALYSE DE L'ECOULEMENT

3.1. Forme de l'hydrogramme

La forme générale de l'hydrogramme rend compte d'un certain nombre de phénomènes pas toujours dissociables, ainsi :

- lors de la courbe de concentration (montée du débit jusqu'à la pointe de crue) elle traduit l'intensité, la durée et la répartition de la précipitation mais elle dépend aussi des caractéristiques physiques du bassin versant car la vitesse de transmission de l'onde de crue est fonction de la morphologie et de la géologie (facteur invariable) ainsi que de l'état de plus ou moins grande saturation du sol (facteur variable selon la saison, les précipitations antérieures . . .) ;

Méaudret — crue pluviale



- durant la décrue et le tarissement (décroissance du débit après la cessation de tout apport météorique) son allure générale est seulement fonction des caractéristiques physiques du réseau hydrographique et de l'état des réserves souterraines. En fait, surtout si l'on ne possède que peu d'enregistrements, l'étude des hydrogrammes est souvent rendue plus complexe car une précipitation est rarement isolée. Il n'est pas rare de voir une décrue interrompue par une nouvelle pluie ou même de voir une petite pluie intermittente qui, suivant un épisode pluvieux, peut ne pas causer une nouvelle montée d'eau mais entretenir des débits anormalement importants (cas de la grosse crue du 16 août 1972).

Nous avons illustré un cas de crue composée par la Pl. 30. La crue résulte d'un épisode pluvieux isolé survenu à la fin du mois d'octobre. On peut décomposer les différentes parties de l'hydrogramme comme suit :

- une brutale chute de pluie cause une augmentation importante du niveau de la rivière = 1 296 l/s en 6 h ;

- la pluie ayant diminué d'intensité, la décrue s'est amorcée ;

- un regain d'activité maintient le débit constant pendant quelques heures ;

- la pluie s'étant interrompue une première fois, la décrue s'est réamorcée ;

- une nouvelle chute de précipitations cause une nouvelle augmentation de débit (hydrogramme se surimposant au précédent et pouvant facilement s'en déduire ;

- la pluie s'arrêtant pour une longue période, la décrue s'amorce à nouveau et est bientôt suivie du tarissement.

La séparation des différentes composantes de l'hydrogramme en ruissellement, écoulement hypodermique et débit de base, est largement arbitraire. En fait, toutes les méthodes proposées, depuis la simple droite parallèle à l'axe des temps, le prolongement de la courbe de tarissement hypodermique ou l'utilisation de coordonnées semi-logarithmiques, sont adaptées à chaque région et varient selon les auteurs. Récemment le Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon, (Ph. OLIVE, 1971) a proposé une méthode originale utilisant le tritium.

En ce qui nous concerne, n'ayant aucun élément pour apprécier l'allure de l'écoulement souterrain, nous nous sommes bornés à indiquer sur la Pl. 30 un tracé estimé qui, s'il rend compte du décalage des pics, ne préjuge pas de leur importance relative. En portant en ordonnée le logarithme du débit, nous obtenons deux points de brisure qui doivent représenter le passage du ruissellement de surface à l'écoulement hypodermique, puis au tarissement.

3.2. Etude des crues

Cette étude sera abordée de 2 façons : tout d'abord par l'analyse de la montée du débit, puis par son aspect statistique.

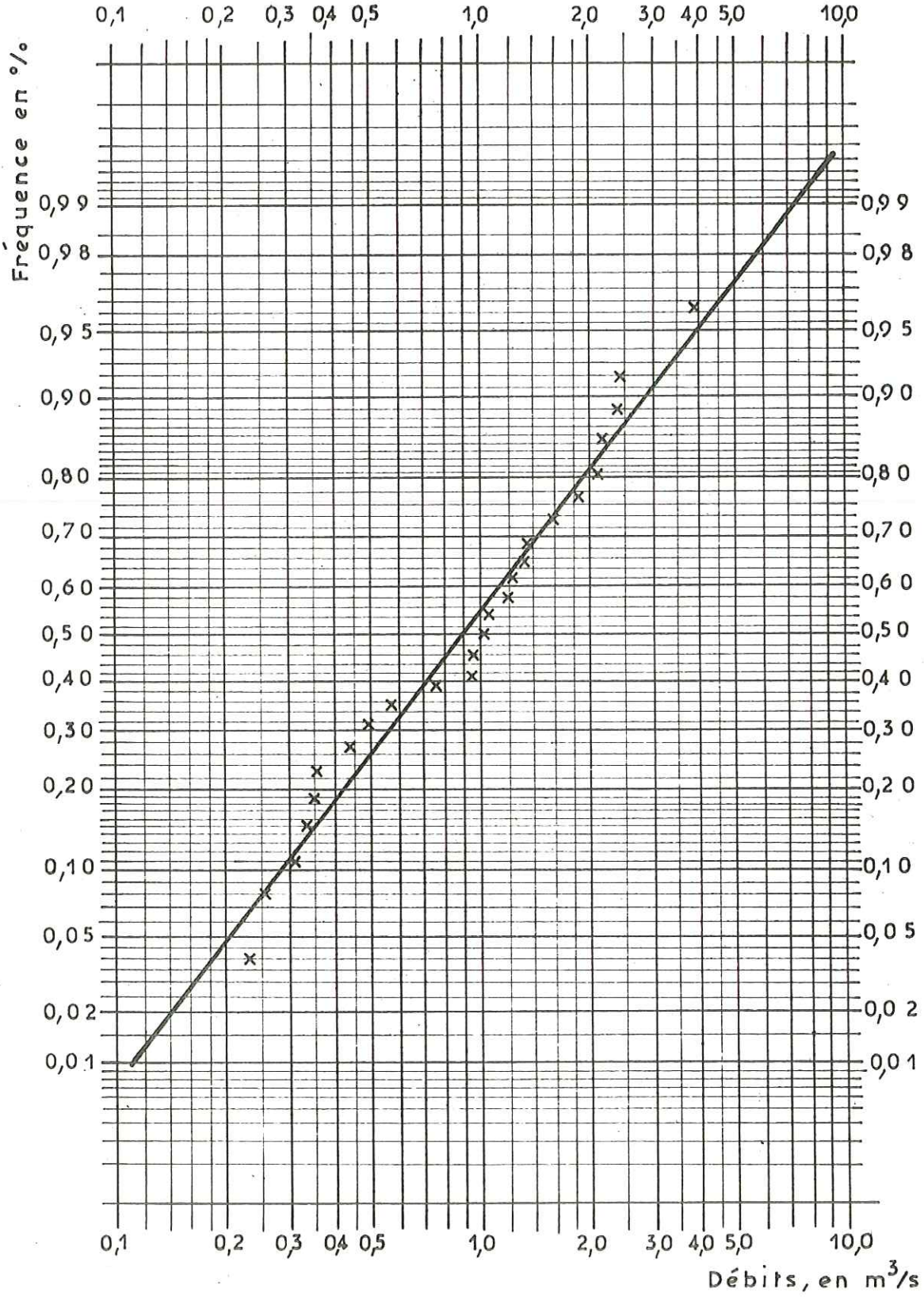
3.2.1. Courbe de concentration

Ainsi qu'il l'a été rappelé dans l'introduction, la montée du débit à

Pl 31

Méaudret - distribution des pointes de crue pluviale

DIAGRAMME GAUSSO-LOGARITHMIQUE DES FREQUENCES CUMULEES — ANNEE 1972



l'exutoire du bassin versant traduit ses caractéristiques physiques et les phénomènes pluviométriques.

La partie ascendante de l'hydrogramme est, de ce fait, toujours difficile à interpréter. A l'aide d'exemples tirés de crues importantes mais non exceptionnelles (fréquence moyenne bi-mensuelle à mensuelle) nous indiquons ici l'ordre de grandeur du phénomène et la rapidité avec laquelle il évolue :

Vitesse extrêmes d'augmentations (18-11-72 = 0,480 $m^3/s/h$
du débit ..... (10- 9-72 = 0,405 $m^3/s/h$

Les parties les plus rectilignes des courbes dépassent 0,7 $m^3/s/h$

Moyenne sur 15 crues = 0,280 $m^3/s/h$

Il faut donc théoriquement :

- 36 h pour passer d'un débit nul à 10 m^3/s (crue très forte entraînant le débordement du lit mineur de la rivière);

- 16 h pour atteindre 4,550 m^3/s (réalisée une fois au cours de la fonte des neiges le 5 avril 1972).

Ces chiffres sont, somme toute, assez faibles et amènent les remarques suivantes :

- les pointes de crue n'atteignent que des valeurs modestes si l'on considère l'étendue du bassin versant ;

- les temps de concentration sont surprenants en raison de la pente importante des versants et de la superficie qu'ils représentent.

3.2.2. Approche statistique des crues

Ce paragraphe ne peut constituer qu'une approche car le nombre des enregistrements est trop réduit - on admet généralement que 5 ans représentent déjà une période courte.

La période d'observation étant réduite, nous avons renoncé à utiliser les débits moyens mensuels pour ne nous consacrer qu'à l'étude des pointes de crues et, parmi celles-ci, les crues pluviales de mai à décembre 1972 dont les intensités peuvent être plus aisément rattachées aux précipitations. Notons à ce sujet que dans nos régions, les crues exceptionnelles se produisent le plus souvent à l'automne.

Nous avons examiné les limnigrammes semaine après semaine, relevant le plus fort débit instantané. Nous obtenons ainsi, sur 32 semaines, 25 semaines avec crues que nous avons classées selon la méthode de Gumbel, ou "loi des valeurs extrêmes" et reportées sur un graphique. L'intérêt de cette méthode, très utilisée en hydrologie, est sa simplicité ; la période de retour des plus fortes crues est statistiquement moins probable que celle des moyennes ou petites crues.

Les points obtenus s'alignent correctement sur un graphique gausso-logarithmique (Pl. 31). Nous pouvons alors les assimiler à une droite, ce qui nous permet de faire les extrapolations suivantes :

Pointes de crues classées :

Mois	N° semaine	Débit instantané Q l/s	n/26	Mois	N° semaine	Débit instantané Q l/s	n/26
Juil	2	229	0,04	Déc	2	1 206	0,62
Août	1	259	0,08	Oct	4	1 320	0,65
Juil	4	310	0,11	Mai	3	1 351	0,69
Juil	1	327	0,15	Sept	1	1 582	0,73
Août	2	344	0,19	Juil	3	1 866	0,77
Oct	2	352	0,23	Nov	2	2 064	0,81
Mai	1	440	0,27	Sept	2	2 130	0,85
Juin	3	481	0,31	Août	3	2 328	0,89
Sept	3	563	0,35	Déc	1	2 372	0,92
Juin	4	750	0,39	Nov	3	3 846	0,96
Juin	2	980	0,42	Semaines sans crues : Mai (4), Sept (4), Oct (1 et 3), Nov (1), Déc (3 et 4)			
Nov	4	980	0,46				
Août	4	[illegible]	0,50				
Mai	2	1 062	0,54				
Juin	1	1 186	0,58				

Dans l'année, nous avons retenu 25 semaines avec crues, la fréquence annuelle a donc une probabilité de non-dépassement de :

$$p = 1 - 1/25 = 0,96$$

reportée sur le graphique, nous trouvons : $Q \# 4,3\ m^3/s$

de la même façon nous pouvons calculer :
la fréquence dépassée 2 fois par an : $1 - 2/25 = 0,92$ $Q = 3,2\ m^3/s$
la fréquence la plus probable : $1 - 0,5 = 0,5$ $Q = 0,9\ m^3/s$

Nous obtenons ainsi des valeurs homogènes correspondant à ce que nous avons pu observer au cours de l'année 1972/1973.
En fait, il faut nous garder de généraliser car nous avons pris comme données des valeurs somme toute peu "extrêmes" correspondant à une année peu humide. Aussi, sommes-nous très loin des valeurs avancées par R. GRARD (1970) dans son étude sur la crue exceptionnelle de la Bourne du 25 déc. 1968 au cours de laquelle il avait estimé la pointe de crue du Méaudret à 80 m^3/s, en signalant par ailleurs que cette valeur n'atteignait pas celles de 1946 et 1954.

Il n'y a là qu'une apparente contradiction qui trouvera sa justification dans le chap. III. Pour l'instant, ne disposant pas d'éléments suffisants, comme lors de l'établissement du module, nous sommes amenés à constater que, seule, une petite partie du bassin versant alimente le Méaudret.

C'est sur ce bassin d'alimentation réduit que porte l'analyse des pointes de crue.

3.3. Etude du tarissement

De même que l'on ne peut fixer de limite supérieure finie au débit de crue, on ne peut, en l'absence de tarissement total (Q = 0), fixer de limite

inférieure au débit d'étiage. Si en période non influencée :

- on admet une décroissance exponentielle du débit quand celui-ci rejoint son niveau de base, la baisse du débit tend à devenir imperceptible et doit être observée sur une plus longue période,

ce qui implique qu'une bonne étude doit s'appuyer sur une longue durée d'observation et des conditions favorables, moyen d'apprécier avec une précision suffisante les variations infimes du débit (station équipée de seuil, par exemple).

En ce qui nous concerne, la section de la station de mesure étant très large et la sensibilité du limnigraphe fixée par le constructeur étant de 1/2 cm, la précision des mesures d'un débit de 100 l/s sera de ± 12 l/s, soit une marge d'incertitude de 24 l/s ou une erreur relative de 12 %.

Si de plus on admet qu'il n'existe pas de régime rigoureusement non-influencé, il nous a paru qu'une trop grande précision dans les calculs avec des données de départ incertaines, aurait été un non sens. Aussi avons-nous choisi parmi les méthodes proposées, la formule de Maillet, simple à mettre en oeuvre et qui, si elle assimile la courbe de tarissement à une simple décrue exponentielle, a fait ses preuves et vaut les autres :

$$q = q_o \times e^{-t}$$

soit, en coordonnée logarithmique : $\log q = q_o - \alpha t \log e$

Sur la Pl. 32, à titre d'exemple, nous présentons quatre courbes :

- une avant et deux après le détarage, présentant des débits initiaux de tarissement inférieurs ou voisins de 200 l/s.

  (du 25/ 7/72 au 31/ 7/72 ..... basses eaux, petite crue
  (du 12/10/72 au 23/10/72 ..... basses eaux, crue moyenne
  (du 29/10/72 au 9/11/72 ..... basses eaux, crue importante

- une avant le détarage en période de hautes eaux au cours du ressuyage qui a suivi les dernières fontes de neige et pour un débit initial voisin de 200 l/s.

  (du 27/ 5/72 au 5/ 6/72 ..... hautes eaux.

L'examen de ces courbes appelle plusieurs commentaires :

- le tarissement est précédé d'une courbe de décrue à allure plus forte (écoulement hypodermique) sauf pour la petite crue du 25 juillet qui traduit une pluie brève et isolée en période de sécheresse ;

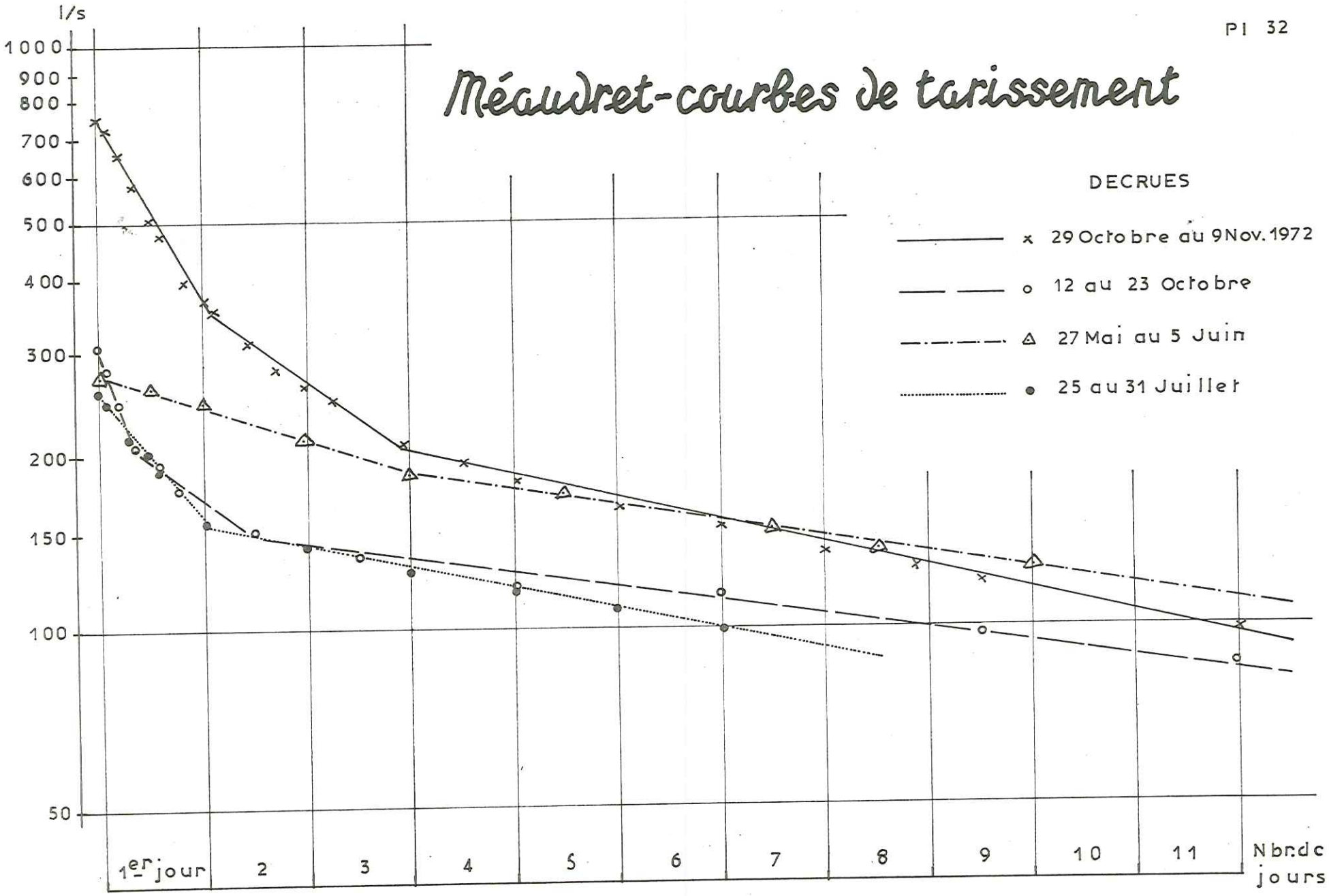
- le processus du tarissement peut se déclencher à des débits très variables selon l'état de saturation antérieur du terrain. Ainsi le 27 mai, nous avons un début de courbe du tarissement pour un débit de 190 l/s qui correspond à un ruissellement le 25 juillet et à un écoulement hypodermique le 12 octobre.

3.3.1. Coefficient de tarissement

Nous pouvons ajuster toutes les courbes de tarissement à des droites sensiblement parallèles, ce qui traduit la fiabilité de la méthode et permet d'en

Pl 32

Méaudret-courbes de tarissement



établir l'équation. Pour une durée fixée arbitrairement à 10 jours l'ensemble des quatre courbes nous donne les résultats suivants :

27/5/72 : $\frac{Q_o}{Q} = \frac{190}{96} = 2,0$ 12/10/72 : $\frac{Q_o}{Q} = \frac{148}{82} = 1,8$

25/7/72 : $\frac{Q_o}{Q} = \frac{148}{76} = 2,0$ 29/10/72 : $\frac{Q_o}{Q} = \frac{210}{80} = 2,6$

soit une valeur moyenne de $Q_o/Q = 2,1$, valeur que nous arrondirons à 2 soit

$$\log \frac{Q_o}{Q} \# 0,3$$

nous obtenons l'équation : $\log Q = \log Q_o - \alpha t \log e$

soit, $\alpha t . 0,4343 = \log \frac{Q_o}{Q}$

et pour $\log \frac{Q_o}{Q} = 0,3$ et $t = 10$, nous avons : $\alpha = \frac{0,3}{10 \times 0,4343} \# 0,07$

Le coefficient de tarissement α est la pente de la droite de tarissement en coordonnées semi-logarithmiques. Sa dimension est T^{-1} où T est exprimé en jour. On peut l'exprimer en secondes :

$$\alpha \text{ (sec)} = \frac{0,07}{86.400} \# 0,81 . 10^{-6}$$

Sa valeur relativement élevée exprime bien le fait expérimental que nous avons observé : la rivière met très peu de temps pour rejoindre son niveau de base. En fait, si une dizaine de jours suffisent pour passer de 200 à 100 l/s en régime non influencé, il est certainement improbable que 10 jours sans pluie suffisent pour atteindre un débit de 50 l/s. Nous ne disposons malheureusement pas de période suffisamment longue pour le vérifier, la rivière n'étant jamais descendue au-dessous de 96 l/s. D'autre part, nous n'aurions pas disposé d'un matériel suffisamment précis, les lectures correspondant respectivement à 100 et 50 l/s auraient représenté un écart de moins de 3 cm sur l'échelle du limnigraphe.

En fait la loi de tarissement est très complexe. Aussi élaborée que puisse l'être une expression mathématique, son champ d'application est forcément limité et sa généralisation hasardeuse. Il semble bien, dans le cas du Méaudret, comme celui de beaucoup d'autres rivières, qu'il faille substituer à une courbe unique de tarissement une succession de tronçons d'exponentielle à décrue de plus en plus lente qui pourrait être l'image de celle citée par P. GUILLOT (1962) :

$$q = q_1 \, e^{-t_1/\theta_1} + q_2 \, e^{-t_2/\theta_2} + q_3 \, e^{-t_3/\theta_3} + \ldots\ldots$$

avec $\theta_1 < \theta_2 < \theta_3$

3.3.2. Volume des réserves

Ce volume représente la quantité d'eau emmagasinée dans l'aquifère pendant une période d'alimentation et restitué à l'écoulement quand tout apport a cessé. Pratiquement il se traduit sur le graphique par la valeur Q_o (départ de la courbe de tarissement) et se déduit de l'intégration de t_o à l'∞ de l'équation de tarissement :

$$W = \int_{t_o}^{\infty} Q_o \, e^{-\alpha t} \, dt \qquad \text{d'où} \qquad W = \frac{Q_o}{\alpha}$$

En prenant les cas extrêmes des quatre courbes considérées, nous obtenons :

Crue du 25/7/72 $W = \frac{0,15}{0,81 \; 10^{-6}} = 185\,000 \text{ m}^3$

Crue du 29/10/72 $W = \frac{0,21}{0,81 \; 10^{-6}} = 260\,000 \text{ m}^3$

Nous en déduisons que le volume stocké doit osciller entre :

- 150 000 m^3 en période de basses eaux, proche de l'étiage absolu ;
- 300 000 m^3 en période de hautes eaux, proche de la saturation.

La faiblesse de ces chiffres appelle quelques réflexions (on raisonne habituellement en millions de mètres cubes). Dans ces conditions d'application, la fiabilité de la méthode n'est pas à mettre en doute car, à partir des données initiales différentes de tous les cas envisagés, nous obtenons des courbes de tarissement sensiblement parallèles. Cela est dû à deux facteurs :

- la relative importance du coefficient de tarissement, $\alpha = 0,07$ (jour);
- la faiblesse du débit initial Q_0, de l'ordre de 200 l/s.

Ceci nous amène à penser que : non seulement la totalité du bassin versant ne participe pas à l'alimentation du Méaudret mais que ce dernier est alimenté par un sous bassin rigoureusement indépendant en basses et moyennes eaux.

4. ESSAI DE CORRELATION PLUIE-DEBIT

Les données que nous allons examiner se prêtent mal à une interprétation rigoureuse du fait de la faible durée des observations. Si dans le Vercors septentrional, la pluviosité est relativement bien connue, il n'en est pas de même des débits. Cela est particulièrement vrai pour le Méaudret pour lequel nous ne disposons que d'une année d'observations, ramenée à huit mois de crues pluviales.

Pour pallier tous les aléas que comportent la mise en place d'une station et la prise en considération d'une seule année, nous ferons référence, dans la mesure du possible, à des bassins versants mieux connus ou suivis depuis plus longtemps, également situés dans le Nord du Vercors, comme la station de jaugeage du Pont des Aniers sur la Bourne.

4.1. Techniques d'approche

Les techniques d'approche les plus élaborées sont celles utilisant l'hydrogramme unitaire, proposé en 1932 par SHERMAN, et les méthodes qui en découlent. Elles font intervenir les hyétogrammes des averses à partir desquels on détermine la pluie efficace, génératrice de l'hydrogramme. La séparation des écoulements permet de calculer divers coefficients et d'évaluer les paramètres relatifs au ruissellement.

Plus récemment, des méthodes dites à corrélations multiples, traitées par l'informatique, tendent à se développer. Elles consistent à rechercher à partir d'un échantillon de crues suffisant l'influence, sur le débit, de diverses

variables représentant les précipitations, l'état du sol, l'évapotranspiration, etc.

Ne disposant pas de pluviographe, nous avons abordé le problème par un biais en établissant par planimétrie, pour un certain nombre de crues d'importance et de conditions initiales différentes, le volume de l'écoulement superficiel total évacué.

Par écoulement superficiel, il faut entendre l'écoulement de surface et l'écoulement hypodermique. D'un point de vue pratique, en l'absence de hyétogrammes, la séparation des écoulements sur l'hydrogramme a été réalisée graphiquement par une droite ascendante située à sa base et destinée à éliminer l'influence de l'écoulement souterrain.

4.2. Relation Pluie-Débit

Si nous portons sur un graphique, en abscisse la hauteur pluviométrique journalière P , et, en ordonnée la variation de débit (Q_m - Q_o) qui en résulte, nous obtenons au cours d'une période de crues pluviales, non influencée par la fonte des neiges, un nuage de points. Il n'existe donc pas de relation univoque entre ces deux variables.

Le graphique de la Pl. 33 montre que l'enveloppe de ce nuage peut être aassimilée à une droite passant par l'origine, d'équation :

$$Q_m - Q_o = a \cdot P$$

Nous pouvons donc :

- constater qu'une même précipitation peut entraîner une infinité d'augmentations de débits et que ceux-ci ne peuvent dépasser une certaine limite ;
- supposer qu'en période de hautes eaux la saturation du réseau est atteinte et que la rétention du terrain tend vers zéro. Dans ces conditions, tout supplément de précipitations entraîne une augmentation de débit suivant une relation quasi-linéaire représentée par l'enveloppe définie ci-dessus, le débit Q_m donnant une idée de la saturation du bassin.

Cette dernière déduction nous paraît importante car elle montre que l'alimentation du Méaudret est assurée par un bassin versant complet, sans apport extérieur.

Il serait possible de tracer des courbes, pour différents états de saturation du bassin et d'en trouver les équations. Mais celles-ci seraient complexes, nécessiteraient l'établissement d'abaques et leurs résultats seraient difficilement exploitables.

Le graphique Pluie /Variation de débit présente pour nous l'avantage de classer les crues et de les replacer dans leur contexte. C'est ainsi que les points représentatifs :

- des crues du 19 juillet, du 31 août, du 18 novembre et du 1er décembre 1972 (pluies journalières de 5 à 40 mm) sont sur la courbe enveloppe et permettent d'en établir l'équation soit :

$$Q_m - Q_o \neq 80 \ P$$

- des crues des 7 et 10 septembre, des 11 et 14 novembre et du 4 décembre 1972 en sont voisines ;

- des crues des 6 et 28 juin et du 16 août 1972 (pluies journalières de 20 à 40 mm) en sont très éloignées.

4.3. Volumes ruisselés. Première approche du bassin d'alimentation

Le tableau suivant présente les volumes évacués en milliers de mètres cubes afférents à divers épisodes pluvieux, les pluies étant rarement isolées, nous avons dû nous résoudre à en grouper certaines. Les hauteurs de pluie choisies sont celles relevées à Autrans, station la plus représentative du bassin, après vérification des ordres de grandeur sur les autres stations périphériques de notre secteur et correction éventuelle.

Date	$V.10^3 m^3$	P cm	V/P	
du 1 au 9/12/1972	604,80	6,74	90,0	Hautes eaux
du 5 au 14/09	420,48	7,50	56,5	"
le 15/05	97,92	2,25	43,5	Htes et moyennes eaux
le 20/05	86,40	2,35	36,8	"
du 14 au 18/08	247,68	6,88	36,0	"
le 28/10	144,00	4,00	36,0	"
du 18 au 22/07	181,44	6,35	28,6	"
les 11 et 12/10	31,68	2,63	12,0	Basses eaux
le 10/07	7,48	0,78	9,6	"
du 27/06 au 2/07	52,76	6,33	8,3	"
le 33/08	11,52	1,86	6,0	Etiage

Le rapport V/P traduit, à une constante près, le coefficient d'alimentation et la superficie du bassin versant. Confirmant ce que nous avions constaté sur le graphique Pluie/Débit, ce rapport est très variable, ses valeurs extrêmes allant de 6 pour une petite pluie isolée au cours de l'étiage d'été à 90 pour la longue période pluvieuse d'automne.

En admettant la constance de la superficie du bassin versant réel pour toutes les averses, nous pouvons tenter une approche de sa détermination :

- on peut aisément calculer le volume d'eau évacué au cours d'une période donnée. En éliminant le mois d'avril où la fonte des neiges finissante aurait pu faire surestimer le débit, nous avons, de mai à décembre, un débit moyen de 336 l/s diminué d'un débit de base de 100 l/s, ceci afin de rendre homogènes ces données avec le tableau ci-dessus :

$$\text{soit, } 336 - 100 = 236 \text{ l/s} \quad \text{ou } 0,236 \text{ m}^3/\text{s}$$

qui représente un volume évacué pendant les 245 jours de la période de :

$$0,236 \times 245 \times 86\,400 \# 5\,000 \times 10^3 \text{ m}^3$$

pour une pluviométrie de 85 cm d'eau soit :

$$\frac{V}{P} \# 60$$

Cette valeur représente la part excédentaire ruisselée immédiatement (écoulement de surface) ou avec un léger retard (écoulement hypodermique) due aux crues pluviales. Son ordre de grandeur est raisonnable car elle n'intègre que les débits supérieurs à 100 l/s. Cette limite n'étant dépassée que pendant 10 jours sur les 245 jours de la période, il est plus grand que la moyenne du tableau p. 108. Mais, ne rassemblant que les variations des débits qui s'ajoutent au débit de base, la part de l'écoulement reste faible.

La dimension du rapport V/P est une surface, P représentant la hauteur des précipitations :

$$V/P = 60 \frac{10^3 \ m^3}{10^{-2} \ m} \text{ , soit } 60 \times 10^5 \ m^2 \text{ ou } 6 \ km^2$$

A partir de cette valeur de V/P il nous faut, à présent, trouver un coefficient superficiel d'écoulement. Son choix sera arbitraire puisqu'aucune étude ne permet son élaboration. Nous ne pouvons qu'affirmer qu'il est nettement inférieur au coefficient de ruissellement calculé au moyen de la lame d'eau équivalente évacuée par le bassin versant. En effet, ce dernier prend en compte non seulement l'écoulement superficiel mais l'écoulement souterrain et, évalué au cours d'un cycle hydrologique complet, l'écoulement dû aux fontes des neiges.

Il nous apparaît qu'une valeur de 30 % est raisonnable pour une période où les crues, si elles sont fréquentes, n'atteignent que des valeurs modestes. En l'appliquant au bassin versant propre au Méaudret, nous trouvons :

Superficie du bassin versant effectif : $\frac{6}{0,3} = 20 \ km^2$

Cette valeur ne peut être acceptée sans vérification mais elle confirme l'autonomie du bassin d'alimentation du Méaudret qui, isolé au sein de la masse calcaire, correspond au fond du synclinal, miocène et quaternaire.

Pour terminer ce paragraphe, remarquons que jusqu'à présent, nous n'avons considéré l'indépendance du Méaudret qu'au point de vue de son alimentation. Nous pouvons penser qu'une partie de l'écoulement souterrain est soutirée par les calcaires vers le fond du synclinal, ce qui aurait pu expliquer la faiblesse des réserves mise en évidence dans l'étude du tarissement. Nous verrons qu'il n'en est rien.

Inversement, la valeur élevée du coefficient V/P au cours de l'épisode pluvieux de décembre 1972 peut traduire une contribution des calcaires à l'alimentation du Méaudret, soit de façon visible par les talwegs, soit de façon occulte.

Remarquons également que l'utilisation de radio-éléments permettrait d'établir avec précision le coefficient d'écoulement superficiel afférant à divers épisodes pluvieux et pourrait constituer un magnifique champ d'expérimentation.

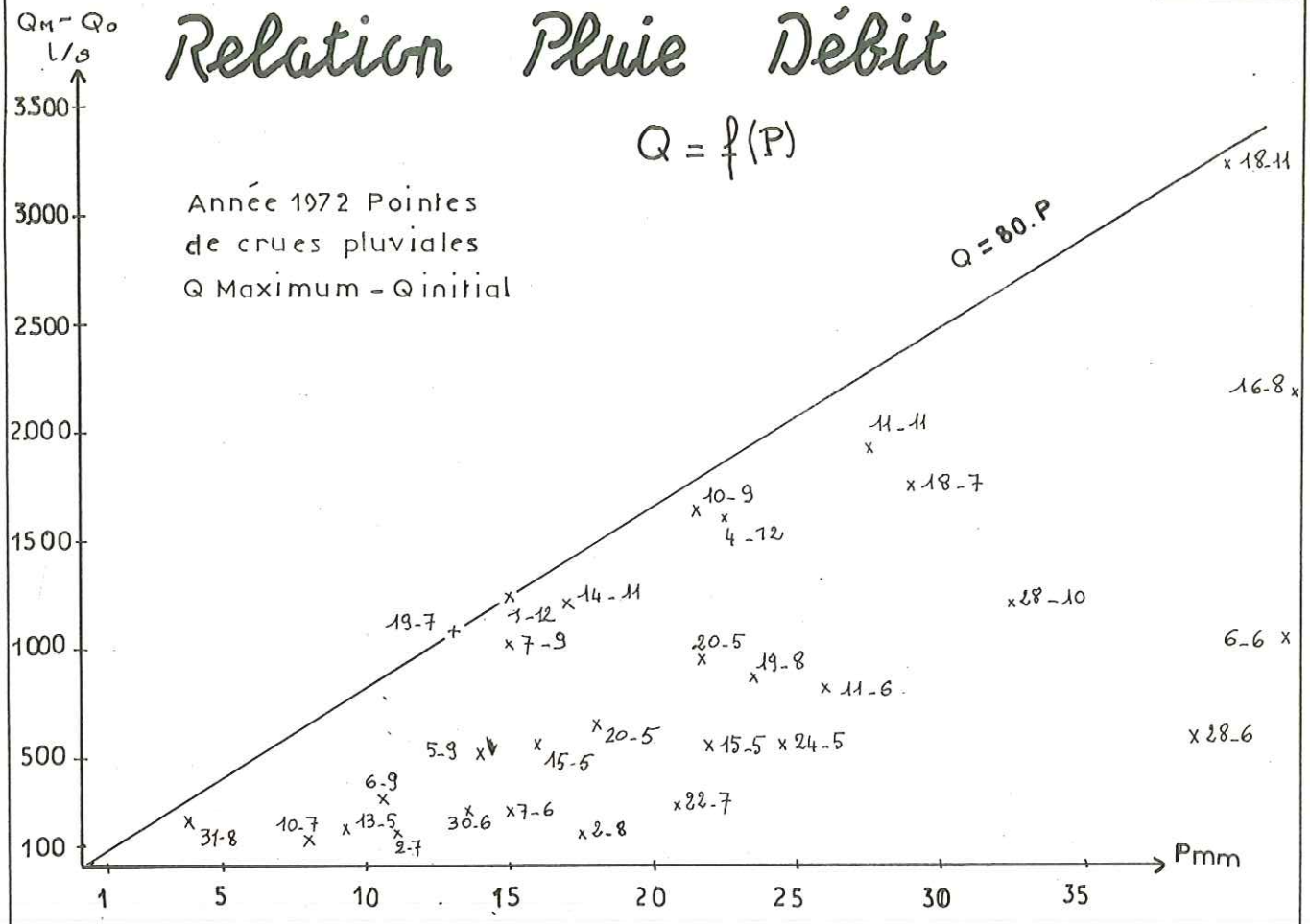
4.4. Etude comparative des débits spécifiques. Deuxième approche du bassin d'alimentation

Nous avons pu recueillir auprès des services de la Direction Départementale de l'Agriculture (D. D. A.) et de l'Electricité de France (E. D. F.) des renseignements sur les stations de jaugeage suivantes :

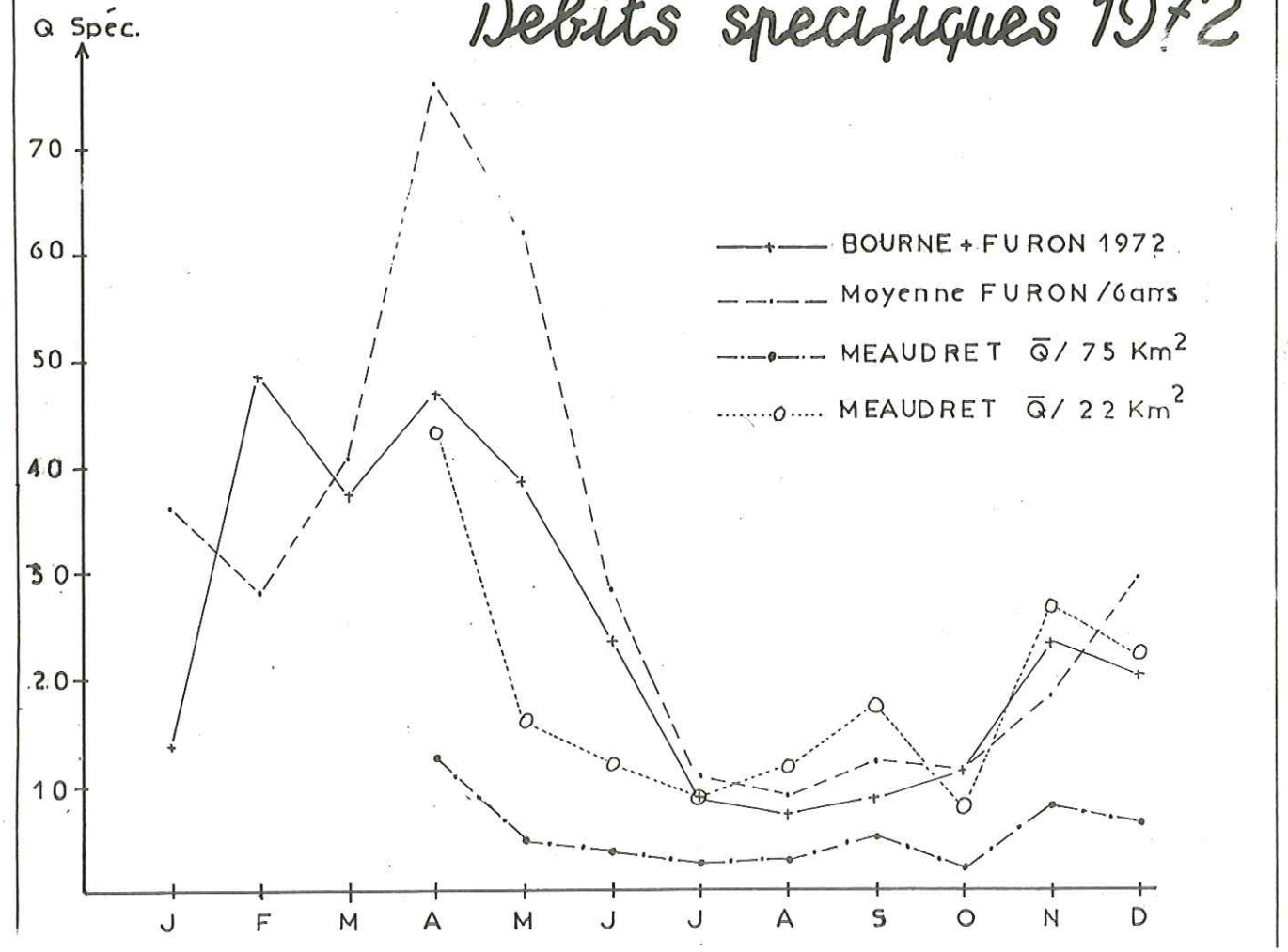
- la Bourne au Pont des Aniers, exploitée depuis 1971 (D. D. A.). Débit spécifique 1971 : 24,7 l/s/ km^2 ;

Relation Pluie Débit

$Q = f(P)$



Débits spécifiques 1972



- le Furon à Engins, exploitée de 1963 à 1966 (E. D. F.) et depuis 1970 (D. D. A.). Débit spécifique 1971 : 24, 8 l/s/km^2 ;

- les cuves de Sassenage, exploitée depuis 1968 (D. D. A.). Débit spécifique 1971 : 25, 3 l/s/km^2 ;

- la résurgence du Bruyant (D. D. A.). Pas de débits spécifiques connus, il reste à déterminer l'étendue du bassin d'alimentation;

- la Bourne aux Jarrands après confluence avec le Méaudret exploitée depuis 1972 (E. D. F.). Pas de débits connus, la courbe de tarage n'étant pas établie.

La station d'Engins nous a paru la plus intéressante car elle est la seule sur laquelle nous ayons une moyenne évaluée sur six années englobant des années sèches, 1964 et 1971, et des années humides, 1963, 1965, 1966 et surtout 1970. En outre, les valeurs très proches des débits spécifiques pour l'année 1971 sur toutes les stations et, particulièrement sur les stations d'Engins et de la Bourne au Pont des Aniers, traduisent une bonne homogénéité dans les mesures

Le graphique de la Pl. 33 montre la variation des débits spécifiques mensuels des 6 ans de la station du Furon à Engins. Nous nous garderons bien d'attacher une trop grande importance à ce chiffre susceptible de modification d'une année à l'autre mais les valeurs mensuelles moyennes donnent une bonne image du régime des rivières du Vercors septentrional : fonte des neiges de mars à mai avec un maximum en avril et un maximum secondaire pluvial en automne, un étiage d'été très accentué et un étiage secondaire en hiver. A cet égard, le cycle 1971/1972 est particulier avec les chutes de neige dès le mois de novembre, une fonte principale en février, secondaire en avril.

Remarque : A propos de valeurs exceptionnelles, signalons ici celle atteinte lors de la pointe de crue de décembre 1968, estimée pour le Méaudret par R. GRARD à 1 300 l/s/km^2. C'est une valeur rarement atteinte qui doit nettement surestimer le débit moyen mensuel, non seulement pour la crue même, mais pour les hautes eaux qui ont suivi.

Plus intéressante encore est la comparaison entre les débits spécifiques du Méaudret et ceux des autres rivières du Nord du massif du Vercors. Il était tentant de prendre comme station de référence la Bourne du Pont des Aniers, située sensiblement à la même altitude, à la même latitude et dans une disposition structurale comparable à celle du Méaudret. Mais le problème se complique du fait que la haute Bourne ne dispose pas d'un bassin rigoureusement indépendant : il a été établi (J. SARROT-REYNAULD, 1968) qu'il existait des pertes du haut Furon au profit de la Bourne.

Pour pallier cet inconvénient, nous avons ajouté aux débits de la Bourne au Pont des Aniers (bassin versant de 19 km^2) ceux du Furon à Engins (bassin versant de 33 km^2). Ces valeurs, converties en débits spécifiques mensuels pour un bassin versant total de 52 km^2 ont été comparées à celles du Méaudret à la Ville dont le bassin versant est de 75 km^2.

Le début de la période de référence (de juillet à décembre 1972) a été choisi au milieu de l'été pour éliminer d'une part l'influence d'un éventuel reliquat de fonte des neiges en altitude (surtout pour le Furon dont la moyenne altimétrique de bassin versant est élevée et pour lequel les débits maxima

ont eu lieu en avril-mai) et d'autre part pour être certain d'atteindre la fin de la période de hautes eaux due à la saturation des réseaux karstiques à la suite de la fonte des neiges.

La période de référence semble suffisamment longue (6 mois) pour intégrer différents épisodes pluvieux, parmi lesquels les petites crues orageuses d'été suivies de tarissement et les grosses pluies d'automne, suivies de ressuyage.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	An	Moyen. J - D
Bourne Q moyen	0,37	1,18	0,66	0,74	0,41	0,26	0,19	0,15	0,17	0,23	0,45	0,36	0,43	0,26
Furon Q moyen	0,34	1,36	1,29	1,70	1,60	0,97	0,26	0,23	0,30	0,36	0,77	0,69	0,82	0,44
Bourne +Furon Q spécifique	13,6	48,9	37,4	47,0	38,6	23,6	8,6	7,3	9,0	11,3	23,4	20,2	24,0	13,5
Méaudret Q spécifique	/	/	/	12,7	4,7	3,6	2,6	3,0	5,2	2,4	7,9	6,6	/	4,6
M/B+F %	/	/	/	/	/	/	30,3	41,0	57,7	21,2	33,8	32,7	/	34,0

Les débits spécifiques sur les 75 km^2 du Méaudret, reportés sur le graphique de la Pl. 33 nous donnent, en première approximation, l'impression d'une courbe analogue à celle du Furon et de la Bourne quoique amortie (l'amplitude entre les hautes et les basses valeurs est anormalement réduite). Les superficies des bassins versants étant sensiblement comparables, il semble bien que l'on surestime ainsi celle du Méaudret, puisqu'un débit spécifique est un débit rapporté à une surface.

Plusieurs raisons justifient les variations du pourcentage Méaudret/Bourne + Furon (21,2 % en octobre, 57,7 % en septembre) mises en évidence sur le tableau précédent :

- les pluies ne sont pas réparties uniformément, ainsi les précipitations du mois de septembre ont été plus importantes à Autrans (82,6 mm) qu'à Villard-de-Lans (60,4 mm). Inversement, en octobre, on constate 72,8mm à Autrans et 120,3 mm à Villard-de-Lans ;

- de par sa disposition structurale en fond de synclinal, la limite du bassin d'alimentation du Méaudret peut être mobile, limitée au fond de la cuvette en basses eaux, cette limite peut gagner les versants en période d'alimentation prolongée, pluies et surtout, pour mémoire, fonte des neiges dont nous avons éliminé l'influence en faisant débuter la période de référence en été.

Nous pouvons, à présent, tenter une nouvelle estimation de la valeur moyenne du bassin d'alimentation du Méaudret. Sur six mois, le rapport moyen Méuadret/Bourne + Furon est de 34 %. En appliquant ce pourcentage au bassin versant, on trouve :

$$S = 75 \times 0,34 = 25,5 \text{ km}^2$$

Cette valeur se rapproche quelque peu de celle qui avait été établie au cours de l'étude des volumes ruisselés sur une longue période (20 km^2). De fait, la superficie réelle du bassin d'alimentation doit se situer entre 20 et 25 km^2.

La dernière estimation, 25,5 km^2, est optimiste. Il nous faut, en effet, tenir compte qu'au cours de la période considérée la pluviosité moyenne à

Villard-de-Lans et à Engins est moins élevée de 15 % que celle constatée à Autrans ou à Méaudre. En tenant compte de ce pourcentage, on trouve alors :

$$S = 75 \times 0,34 \times 0,85 = 21,675 \text{ km}^2$$

soit une superficie du bassin versant d'environ 22 km^2.

Parallèlement, la planimétrie des terrains miocènes et quaternaires du bassin fait apparaître une superficie de 21,750 km^2.

Nous utiliserons cette valeur jusqu'à vérification ultérieure, en particulier, pour la détermination par la méthode de Thiessen de la quantité d'eau reçue.

Cette superficie nous permet d'établir des débits spécifiques mieux adaptés et plus conformes à ceux des autres rivières du Nord du Vercors. Nous en déduirons aisément les volumes écoulés mensuellement ainsi que les lames d'eau correspondantes, en tenant compte du nombre de jours de chaque mois.

1972	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Moyenne Total
Débit spécifique Méaudret ramené à 22 km^2	43,8	16,1	12,3	9,1	10,2	17,9	8,1	27,0	22,6	18,5
Lame écoulée en mm	114	43	32	25	27	46	22	70	60	439

5. VERIFICATION PAR LE BILAN

De sérieuses objections peuvent être formulées contre la réalisation d'un bilan à très court terme. Ce sont, rappelons-le, des raisons d'ordre technique qui nous ont obligé à le réduire à la période allant du 1er avril (date de mise en place de la station) au 31 décembre (date de sa prise par les glaces jusquau 28 mars 1973).

Le bilan d'un bassin versant au cours d'une période dont on a fixé le début et la fin peuvent se schématiser ainsi :

VOLUME DES ENTREES = VOLUME DES SORTIES ± VARIATIONS DU STOCK.

Dans le cas présent, ayant affaire à un bassin versant complet, ne recevant pas d'apports extérieurs, le premier terme de l'équation est simplifié. Les pertes par évapotranspiration étant déduites, le volume des entrées sera uniquement fonction des précipitations locales directement utilisées (pluies) ou après un certain temps de stockage (neige). Ainsi que l'a montré l'évaluation des réserves au cours de l'étude du tarissement, les apports souterrains dus au mouvement des nappes en direction de l'exutoire sont ou négligeables ou inexistants.

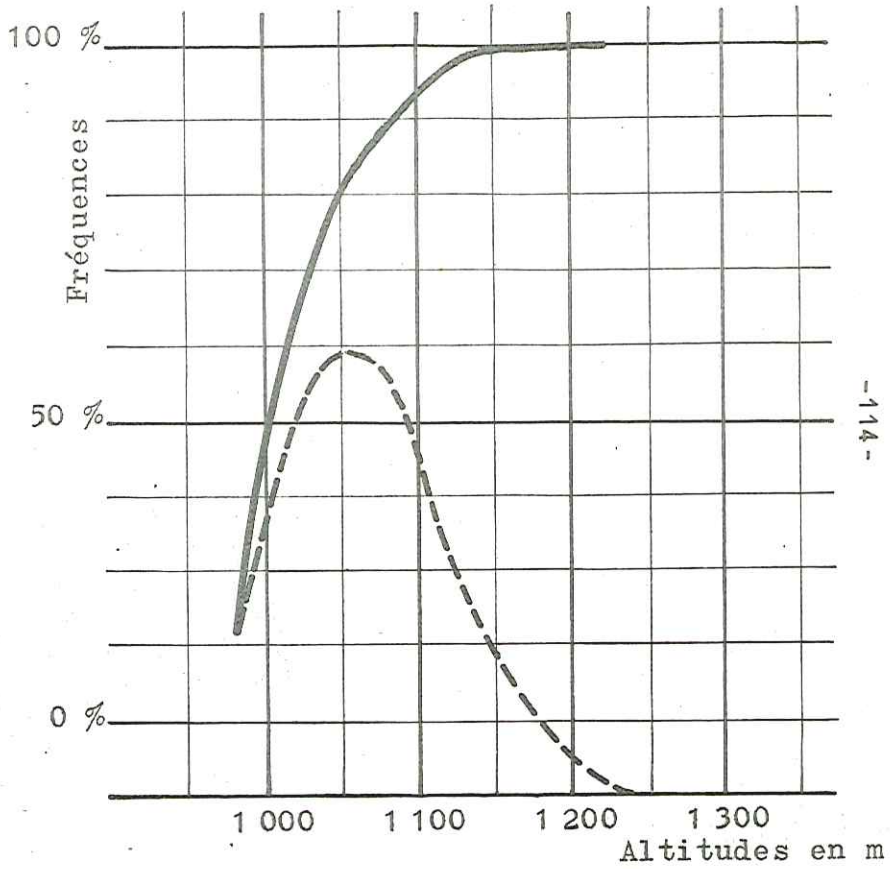
Les sorties sont représentées par le volume écoulé à l'exutoire auquel on ajoute les pertes dues au mouvement du stock hydrique vers l'extérieur du bassin. Mais là, le problème se complique sérieusement car nous avons au moins deux exutoires, un pour l'hydrologie de surface correspondant au bassin versant réduit du Méaudret et, au moins un autre pour le bassin versant calcaire.

PI 34

FREQUENCES ALTIMETRIQUES ET COURBE HYPSOMETRIQUE

BASSIN VERSANT PROPRE AU MEAUDRET

Altitudes		Superficies			
		en km^2		en %	
Intervalles	Moyenne	p.tranche	cumulée	p.tranche	cumulée
- de 1 000	980	4,725	4,725	21,72	21,72
1 000 à 1 100	1 050	12,925	17,650	59,43	81,15
1 100 à 1 200	1 150	4,075	21,725	18,74	99,89
1 200 à 1 300	1 250	0,025	21,750	0,11	100,00
1 300 à 1 400	1 350				
1 400 à 1 500	1 450				
1 500 à 1 600	1 550				
1 600 à 1 700	1 650				
+ de 1 700	1 710				



Altitude moyenne ..... 1 051 m

Altitude de fréquence 1/2 ..... 1 020 m

Altitude la plus fréquente ..... 1 050 m

Altitude médiane ..... 1 105 m

---- Fréquences

——— Fréquences cumulées

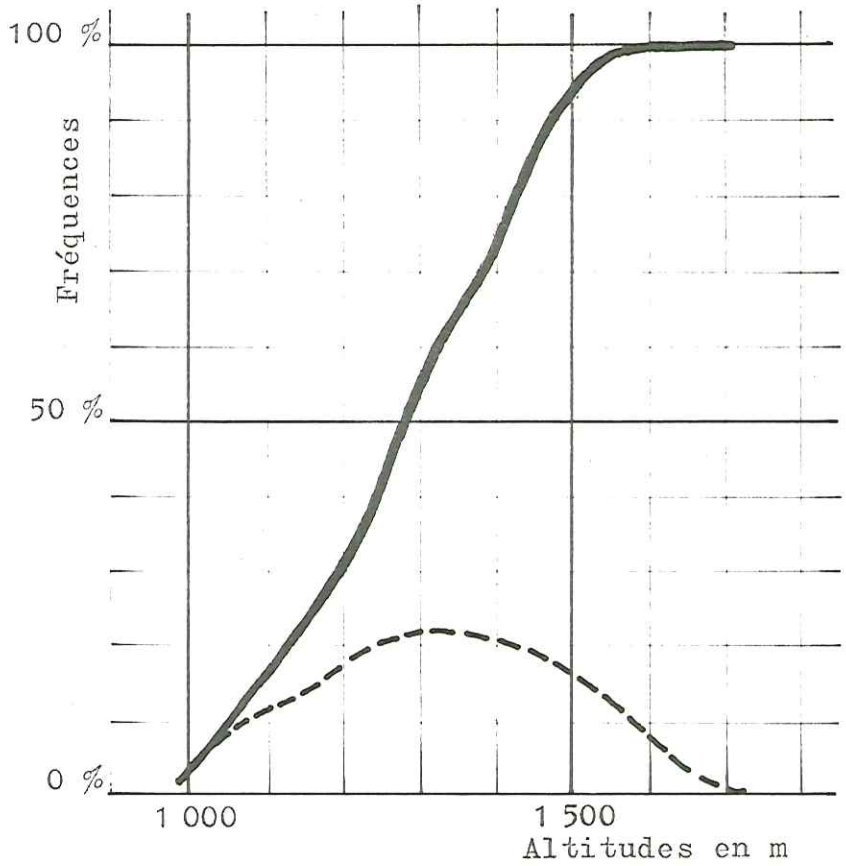
BASSIN VERSANT DU MEAUDRET

PI 35

FREQUENCES ALTIMETRIQUES ET COURBE HYPSOMETRIQUE

BASSIN VERSANT KARSTIQUE (GOULE NOIRE)

Altitudes		Superficies			
		en km^2		en %	
Intervalles	Moyenne	p.tranche	cumulée	p.tranche	cumulée
- de 1 000	980	0,595	0,595	1,02	1,02
1 000 à 1 100	1 050	5,155	5,750	8,81	9,83
1 100 à 1 200	1 150	7,950	13,700	13,58	23,41
1 200 à 1 300	1 250	11,975	25,675	20,46	43,87
1 300 à 1 400	1 350	12,715	38,390	21,73	65,60
1 400 à 1 500	1 450	11,160	49,550	19,07	84,65
1 500 à 1 600	1 550	7,490	57,040	12,80	97,47
1 600 à 1 700	1 650	1,435	58,475	2,45	99,92
+ de 1 700	1 710	0,050	58,525	0,08	100,00



Altitude moyenne ..... 1 324 m

Altitude de fréquence 1/2 ..... 1 260 m

Altitude la plus fréquente ..... 1 350 m

Altitude médiane ..... 1 330 m

Fréquences

Fréquences cumulées

5.1. Les bassins versants

Nous avons donc le choix entre un bassin unique et deux bassins versants plus ou moins indépendants et pouvant interférer.

Un bilan basé uniquement sur l'hydrologie de surface et concernant un bassin unique mettrait en évidence un déficit d'écoulement de plus de deux tiers qui masquerait la plupart des phénomènes. Aussi avons-nous choisi la seconde solution, nous réservant de faire, en un premier temps, un bilan pour le bassin réduit du Méaudret.

Les Pl. 34 et 35 représentent les courbes hypsométriques des deux bassins versants, réduit et karstique. Elles diffèrent quelque peu de la courbe hypsométrique rapportée au bassin entier et présentée dans l'introduction, laquelle, bimodale, laissait déjà entrevoir cette particularité liée à la structure.

Altitudes moyennes	(Bassin versant total	1 250 m
	(Bassin versant du Méaudret	1 050 m
	(Bassin versant karstique	1 325 m

Notons tout de suite qu'il ne saurait être question de faire un bilan hydrologique de type classique. Une des données primordiales, pour ne pas dire essentielles, étant la connaissance de la superficie effective du bassin d'alimentation, fixée ici à 22 km^2 environ, le résultat du bilan ne pourra, en toute rigueur, que confirmer ou infirmer cette valeur, pouvant après son établissement faire apparaître ou non des anomalies.

5.2. Justification de la méthode utilisée

En l'absence de renseignements sur les différents coeffficients de ruisellement et d'infiltration, le seul mode d'approche d'un bilan est de le faire reposer sur la méthode dite du "déficit d'écoulement", lequel représente la diférence entre les précipitations P et l'écoulement Q :

$$D = P - Q$$

En fait cette méthode nécessiterait de longues périodes de référence et, ne tenant pas compte de réserves souterraines, elle n'a de signification que pour de très grands bassins.

Un aménagement peut lui être apporté en distinguant la part que prend l'évapotranspiration dans le déficit d'écoulement. Cette dernière donnée devenant alors fondamentale avec la connaissance du bassin versant réel. L'équation du bilan devient :

$$P = E + Q \pm dQ$$

Ainsi que nous l'avons vu dans le chapitre qui exposait les données climatiques, l'évapotranspiration peut être abordée par différentes méthodes de calcul conduisant malheureusement à des résultats divergents. C'est la méthode de Thornthwaite qui nous a paru le mieux convenir, d'autant qu'elle présente sur les autres, l'avantage de décomposer les phénomènes en tranches mensuelles, avantage important pour nous qui ne faisons pas de bilan sur une année complète.

Plus délicate à mettre en oeuvre, nécessitant des calculs plus compliqués,

Tableau VII

BASSIN VERSANT PROPRE AU MEAUDRET — ANNEE 1972

PLUVIOSITE MOYENNE ANNUELLE — COURBES ISOHYETES

Précipitations en mm d'eau		Superficies délimitées		Volume d'eau reçue		
Limites des isohyètes	Moyennes	en km²	en %	annuel en $10^3 m^3$	journal en m^3	moyen m^3/sec
1 110 - 1 150	1 130	7,355	33,82	8 311	22 710	0,26
1 150 - 1 200	1 175	2,350	10,80	2 761	7 545	0,09
1 200 - 1 250	1 225	2,740	12,60	3 357	9 170	0,11
1 250 - 1 300	1 275	2,470	11,36	3 149	8 605	0,10
1 300 - 1 350	1 325	3,805	17,49	5 042	13 775	0,16
1 350 - 1 400	1 375	2,570	11,83	3 534	9 655	0,11
1 400 - 1 410	1 405	0,460	2,10	646	1 765	0,02

PLUVIOSITES MOYENNES MENSUELLES ET ANNUELLE — METHODE DE THIESSEN

Stations pluviométriques et repères		Autrans 1	Méaudre 2	Montaud 3	Villars de-Lans 4	Engins 6	Bassin versant Méaudret	Débit d'eau en l/sec
Précipitations en mm d'eau	Janvier	80,3	62,1	92,6	82,2	82,9	71,1	48,9
	Février	158,0	127,4	185,8	190,0	196,4	142,6	98,1
	Mars	66,0	64,5	87,0	54,8	71,5	65,3	44,9
	Avril	138,8	127,7	130,2	97,7	110,8	133,0	91,5
	Mai	98,7	79,5	124,3	96,2	62,1	88,9	61,1
	Juin	164,5	122,4	169,4	108,8	133,0	143,0	98,4
	Juillet	111,0	106,8	80,2	67,8	38,6	108,5	74,6
	Août	133,7	127,1	122,5	102,3	82,6	130,1	89,5
	Septembre	82,6	72,4	97,6	60,4	55,9	77,3	53,2
	Octobre	72,8	66,2	82,3	120,3	85,7	69,6	47,9
	Novembre	142,4	126,3	169,1	111,5	127,0	134,1	92,2
	Décembre	62,7	44,6	76,0	48,3	55,6	53,5	36,8
	Année 1972	1 310,5	1 127,0	1 417,0	1 140,3	1 102,1	1 217,0	837,1
Superficie intéressée	en km²	10,550	11,025	0,075	0,050	0,050	21,750	
	en %	48,53	50,68	0,34	0,22	0,23	100,00	

COMPARAISON ENTRE LA METHODE DES ISOHYETES ET LA METHODE DE THIESSEN

Bassin versant	Surfaces en km²	Altitudes moyennes en m	Isohyètes		THIESSEN	
			Précipit. moyennes en mm	Débit annuel en $10^3 m^3$	Précipit. moyennes en mm	Débit annuel en $10^3 m^3$
Méaudret	21,750	1 051	1 232	26 800	1 217	26 469
Karstique (Goule (noire	58,525	1 324	1 292	75 587	1 235	72 275
Total	80,275	1 251	1 251	100 387	1 230	98 744

Tableau VIII

BASSIN VERSANT PROPRE AU MEAUDRET

BILAN HYDROLOGIQUE MENSUEL POUR L'ANNEE 1972

Application de la méthode de THORNTHWAITE

Précipitations, en mm, évaluées par la méthode de THIESSEN

	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Année 1972	∑part Avr-Déc
Précipitations p	71	143	65	133	90	143	108	130	77	70	134	53	1 217	938
Evapotranspiration potentielle	-	11	19	28	50	65	81	75	51	47	28	14		
Coefficient K	0,80	0,85*	1,02	1,13	1,28	1,29	1,31	1,21	1,04	0,94	0,79	0,75		
Evapotranspiration corrigée E_p	-	9	20	31	63	84	106	90	53	44	21	11	532	503
$p - E_p$	71	134	45	102	27	59	2	40	24	26	113	42	685	435
Variation de la réserve d'eau du sol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Réserve d'eau du sol	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100		
Evapotranspiration réelle E_r	-	9	20	31	63	84	106	90	53	44	21	11	532	503
Excédent	71	134	45	102	27	59	2	40	24	26	113	42	685	435
Report du mois précédent	37	54	94	69	85	56	58	30	35	29	28	70		
Total	108	188	139	171	112	115	60	70	59	55	141	112		
Ecoulement théorique	54	94	70	86	56	57	30	35	30	27	71	56	666	448
Ecoulement réel d'Avril à Décembre	-	-	-	114	43	32	25	27	46	22	70	60	-	439

(*) K = 0,85 pour tenir compte des 29 jours de Février 1972.

nous avons tenu à la vérifier sur une année avant de l'appliquer :

" Un calcul rapide fait sur notre station de référence de la Bourne au Pont des Aniers et du Furon à Engins, avec la moyenne arithmétique de la pluviosité de Villard-de-Lans et d'Engins, nous donne par comparaison le pourcentage saisonnier d'écoulement et d'apport annuel (débits et pluviométrie diminuée de l'évapotranspiration selon THORNTHWAITE)".

année 1972	hiver	printemps	été	automne
% écoulé	43	27	10	20
% apport	43	23	6	28

Les différences observées proviennent des caractéristiques des aquifères, ainsi les débits plus soutenus en été que les précipitations ne le laissaient prévoir doivent traduire la participation des réserves ; inversement, en automne, le déficit peut provenir de leur reconstitution. Notons, encore une fois, que la fonte des neiges qui a eu lieu, pour une bonne part, en février, en plein coeur de l'hiver, explique le fort pourcentage afférent à cette saison comparé à celui du printemps.

Ce petit tableau nous montre que la méthode de Thornthwaite traduit correctement sous nos latitudes l'évolution annuelle des débits d'un cours d'eau.

5.3. Eléments du bilan

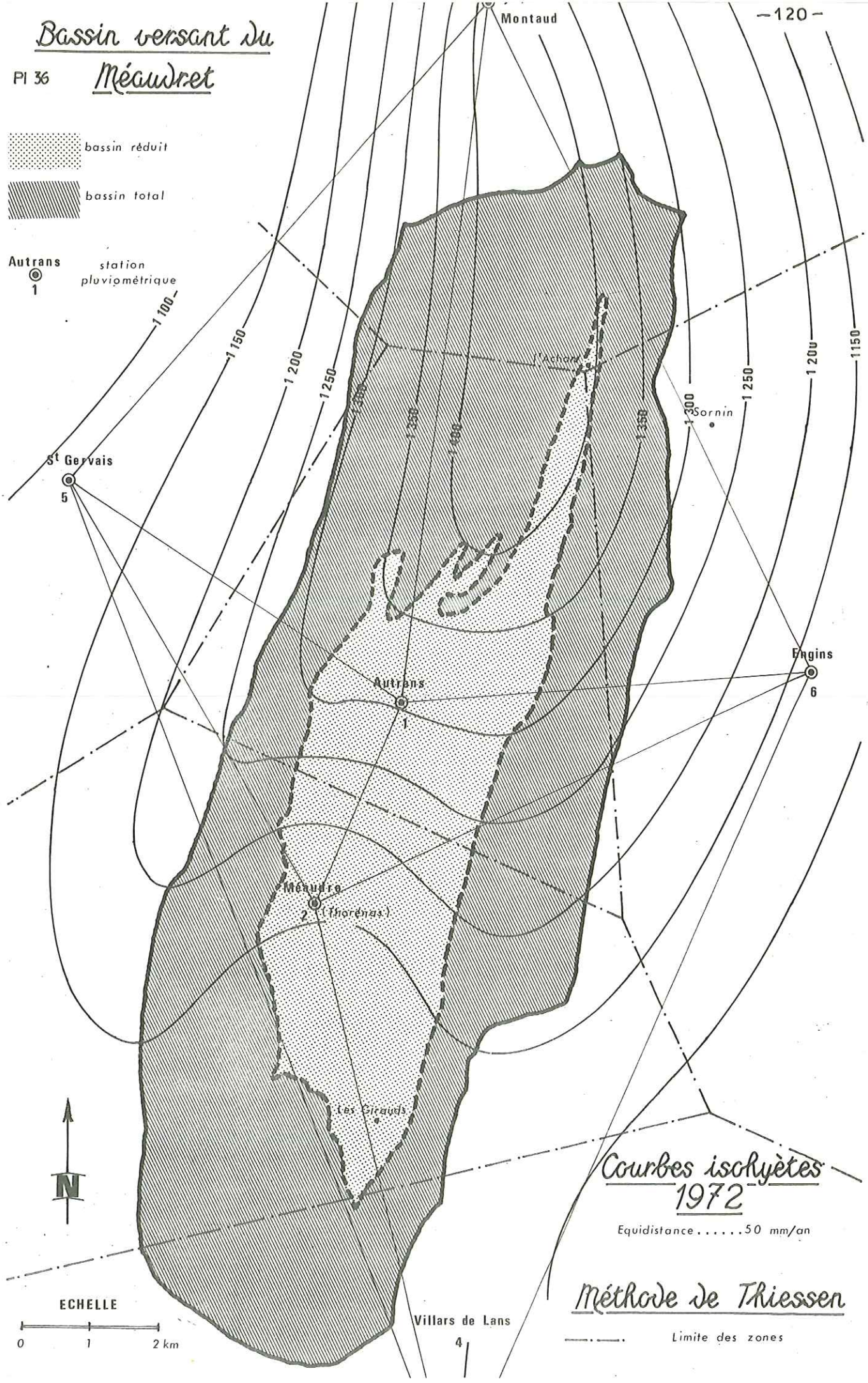
De la même façon que pour la totalité du bassin versant,nous avons été amené à établir la quantité d'eau reçue (hauteur, volume) par le bassin d'alimentation propre au Méaudret. Cette détermination faite au moyen des courbes isohyètes et par la méthode de Thiessen, figure sur la Pl. 36. Les détails des calculs figurent dans le tableau VII. Remarquons que la corrélation entre les deux méthodes est excellente (moins de 2 %) et les valeurs obtenues proches de la moyenne arithmétique des stations d'Autrans et de Méaudre (1 219 mm). Cela est dû au fait que ces stations sont situées quasiment au centre de gravité du bassin versant réduit et que les stations périphériques interviennent pour moins de 1 % dans le calcul de la pluviosité par la méthode de Thiessen.

Le tableau ci-contre reproduit ces différentes données : précipitations mensuelles évaluées par la méthode de Thiessen et évapotranspiration potentielle et corrigée,selon Thornthwaite. A partir de ces éléments, il est possible de calculer un excédent (P - E), relatif à chaque mois. Nous avons calculé les totaux partiels d'avril à décembre afin de les comparer à l'écoulement réel, évalué en millimètres d'eau pour un bassin versant de 22 km^2 environ.

Nous avons vu au chapitre I qu'un point délicat de cette méthode concerne la quantité d'eau que le sol peut retenir et soustraire à l'écoulement, généralement fixée à 100 mm. Notons qu'ici son importance n'a qu'un rôle secondaire car sur la période considérée, il n'est jamais fait appel à cette réserve ; la lame d'eau emmagasinée dans le sol aurait tout aussi bien pu être fixée à 10 ou 300 mm, au cours de l'année 1972, les précipitations étant toujours supérieures à l'évapotranspiration.

Bassin versant du Méaudret

Pl 36



Courbes isohyètes 1972

Equidistance.....50 mm/an

Méthode de Thiessen

—·—·— Limite des zones

Ainsi l'équation globale du bilan d'avril à décembre :

$$938 = 503 + 439 - 4$$

confirme une fois de plus que, à très peu de choses près, la superficie du bassin d'alimentation du Méaudret est pour la période considérée de 22 km^2 environ, bassin miocène et quaternaire, limité au fond de la vallée.

5.4. Remarque sur le calcul de l'écoulement théorique

Si l'on poursuit l'application de la méthode de Thornthwaite dans son intégralité, on arrive au moyen d'un artifice mathématique à représenter un écoulement théorique qu'il est intéressant de comparer à l'écoulement réel.

En décomposant l'écoulement annuel en ses différents éléments, on peut constater qu'il est égal à la somme de 13 progressions géométriques de raison $\frac{1}{2}$.

Le premier terme de la première progression est égal à l'écoulement résiduel A/2 du mois de décembre de l'année précédente, le nombre de ses termes étant égal à 12.

Le premier terme de chacune des autres progressions est égal à la moitié de l'excédent de chacun des mois d'ordre n de l'année considérée, soit $Ex_n/2$, le nombre de termes étant égal à (13 - n).

Soit :

$$\text{Ecoul}^t \text{ annuel} = A\left(1 - \frac{1}{2^{12}} + \sum_{1}^{12}\left(1 - \frac{1}{2^{13-n}}\right)\right.$$

soit encore, après regroupement des termes :

$$\text{Ecoul}^t \text{ annuel} = A + \sum_{1}^{12} Ex_n - \left(\frac{A}{2^{12}} + \sum_{1}^{12} \frac{Ex_n}{2^{13-n}}\right)$$

En année moyenne, on doit admettre que deux années consécutives sont identiques, on a alors :

$$A = \frac{A}{2^{12}} + \sum_{1}^{12} \frac{Ex_n}{2^{13-n}}$$

il en résulte que :

$$\text{Ecoul}^t \text{ annuel} = \sum_{1}^{12} Ex_n$$

RAPPEL. La somme de n termes consécutifs d'une progression géométrique de raison q dont le premier terme est a égale à :

$$S = \frac{a\,(1 - q^n)}{1 - q}$$

soit, dans le cas ci-dessus :

$$S = Ex_n\left(1 - \frac{1}{2^n}\right)$$

L'avantage de cette présentation de l'excédent d'écoulement est de serrer d'un peu plus près la réalité. Il serait vain de considérer que tout apport de précipitation soit réparti de la façon décrite ci-dessus, suivant une progression géométrique, mais il serait encore plus faux d'imaginer qu'il soit immédiatement écoulé dans le mois.

Bassin versant propre au Méaudret
bilan hydrologique 1972

Pl 37

figure 1

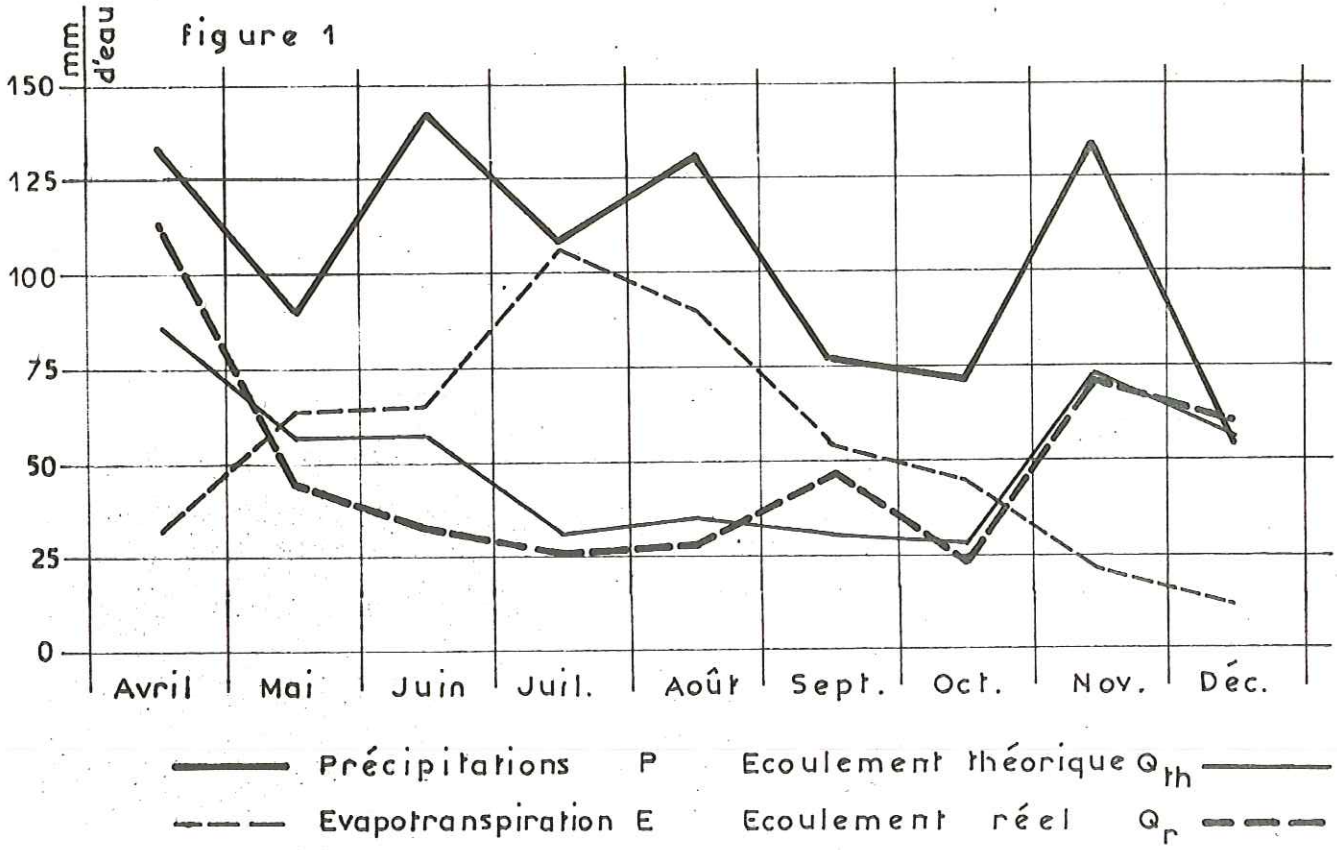
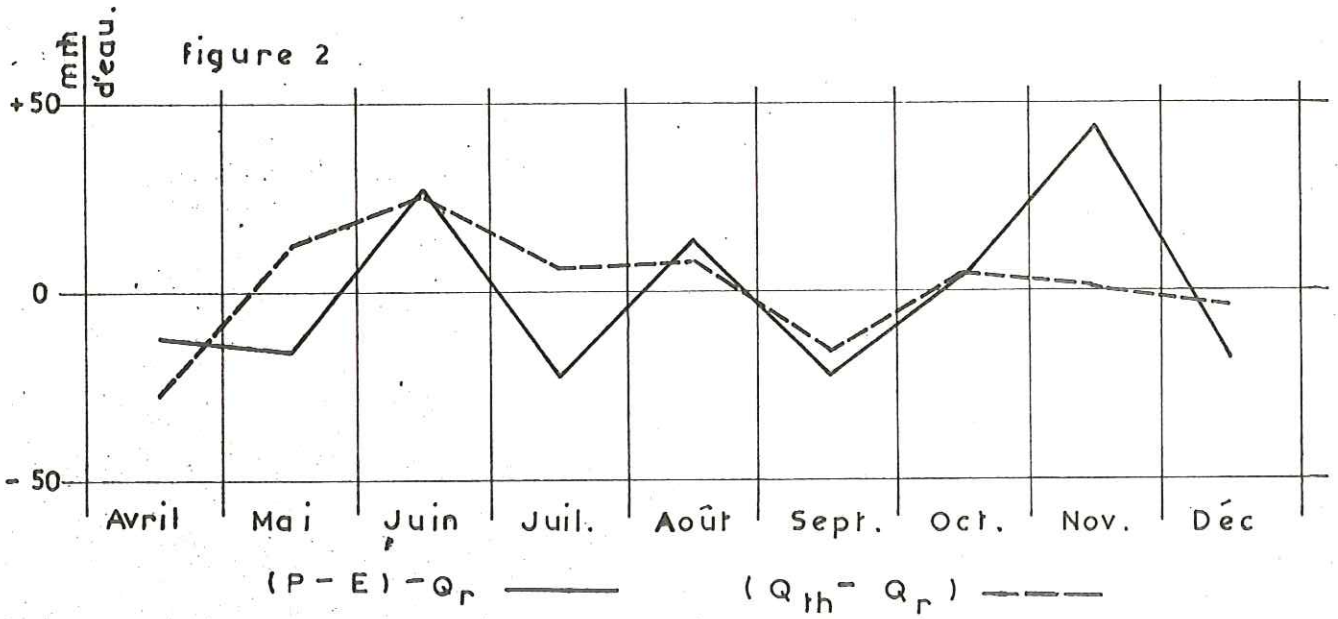


figure 2



D'ailleurs si l'on porte sur un graphique, d'une part, l'excédent diminué de l'écoulement réel :

$$(P - E) - Q,$$

d'autre part, la différence entre l'écoulement théorique selon C. W. THORNTHWAITE et l'écoulement réel ;

$$Ec_{th} - Q$$

illustré par la figure 2 de la Pl. 37, on s'aperçoit que les deux courbes traduisent bien la même évolution mais, alors que la première est en dents de scie, la seconde, plus amortie, est plus proche des débits réels.

L'examen de ce graphique nous montre que la corrélation est excellente (moins de 10 mm) pour les mois de juillet, août et surtout d'octobre à décembre. Excepté la période d'avril-mai, correspondant au ressuyage des hautes eaux avec une légère influence neigeuse, les différences les plus marquées, situées en juin et septembre peuvent s'expliquer par le fait que la coupure mensuelle est arbitraire. Ainsi :

- en septembre, la totalité des pluies a eu lieu au cours de la première quinzaine du mois. Il s'écoule donc au cours du tarissement beaucoup plus d'eau que la moitié de l'excédent prévu par C. W. THORNTHWAITE ;

- en juin par contre, 1/3 des précipitations a eu lieu au cours de la dernière semaine du mois et l'écoulement doit se répercuter sur le mois suivant.

Le seul écueil est la petite différence existant entre l'excédent et l'écoulement théorique : 448-435 = 13 mm, due aux conditions aux limites. Cette différence représente en effet la différence entre l'écoulement résiduel du mois de mars et l'écoulement du mois de décembre. Elle aurait été minime s'il l'on avait arrêté le bilan au mois de novembre (71-70 = 1 mm) ou de juin à décembre (56 - 56 = 0)

Pratiquement, cela se traduit par le fait que la période considérée, d'avril à décembre, ne correspond pas strictement à un cycle fermé. Cette difficulté n'existe ordinairement pas dans la réalisation de bilans établis sur une longue période de référence et basés sur des chiffres moyens. Dans ce cas, le cycle est d'autant mieux fermé que les points de départ et d'aboutissement sont identiques.

En définitive, on peut dire que l'écoulement théorique, selon C. W. THORNTHWAITE, rend bien compte de l'écoulement réel, beaucoup mieux que l'excédent brut, à condition que les pluies soient régulièrement réparties dans le temps, ce qui est presque le cas pour le Méaudret au cours de la période considérée.

5.5. Conclusion

L'équation du bilan, presque trop parfaitement réalisée, nous prouve que le bassin d'alimentation est réduit et limité au fond de la vallée, l'étanchéité de la cuvette étant assurée par les marnes miocènes. Ce schéma est cohérent et somme toute satisfaisant dans des conditions météorologiques normales (hautes et basses eaux). Il s'agit, en quelque sorte, d'une hypothèse de travail qui s'est avéré vérifiée par la suite.

La période considérée correspond sensiblement à un cycle hydrologique, commençant par le ressuyage des hautes eaux de printemps, se poursuivant par diverses fluctuations dues aux crues orageuses d'été et se terminant par le ressu-

yage de la longue période pluvieuse d'automne. Ne disposant pas de mesures de débit pour la période hivernale, nous avons été amené à réduire la durée du bilan. Il est cependant vraisemblable que, pendant cette saison, le schéma de fonctionnement est identique à celui de la période que nous avons pris en compte, exception faite pour la fonte des neiges.

Il reste néanmoins possible que des relations plus subtiles puissent exister entre le Méaudret et les calcaires environnants. Ces échanges qui restent peu probables, même en période de moyennes ou hautes eaux deviennent de règle dans des circonstances pluviométriques exceptionnelles (crue de décembre 1968) ou aux plus forts moments de la fonte des neiges. Les calcaires participent alors à l'alimentation du Méaudret et le bassin versant devrait être sérieusement agrandi par un facteur qui reste à déterminer. Cette alimentation se faisant par les talwegs habituellement secs et aussi par les résurgences fonctionnant lors de la saturation du réseau karstique. Elle peut aussi se faire de façon occulte sur la périphérie, à la manière de l'alimentation de la nappe du Château.

CHAPITRE III : LES CIRCULATIONS KARSTIQUES : LA GOULE NOIRE

Nous venons d'établir que le bassin d'alimentation du Méaudret était réduit aux terrains miocènes et quaternaires qui tapissent le fond de la vallée. Le problème se pose alors de savoir quel est le destin de l'eau tombée sur les calcaires urgoniens et sénoniens.

A l'intérieur du bassin, nous avons vu lors de la description du réseau hydrographique que les seuls talwegs issus des calcaires et alimentant le Méaudret étaient pratiquement limités à Bellecombe, encore que de façon intermittente pendant les périodes de saturation, et aux Plagneux. Il convient à présent de faire un tour d'horizon à l'extérieur du bassin.

1. INVENTAIRE RAPIDE DES GROSSES SOURCES ET RESURGENCES HORS BASSIN

Région nord : Montaud. On n'y relève pas la présence de grosses résurgences. Les principales circulations sont situées à l'Ouest de la faille de Haute Valette. La rivière principale: La Voroize, ne présente pas de débits anormalement élevés au vu de la pluviosité importante (record des précipitations pour le Vercors). Nous ne citerons que pour mémoire la crue catastrophique de 1971, due à des "débourrages karstiques" et qui présente un caractère exceptionnel.

Au NNE, la région de Noyarey, n'a pas de grosses résurgences non plus, les circulations de surface sont liées au versant E du plateau de Sornin.

Région NE : Engins, Sornin. Le gouffre Berger est un réseau indépendant alimentant les Cuves de Sassenage. Le bassin est estimé à 15 km^2 environ. Notons le cas particulier, dû à la structure, que représente dans le massif du Vercors la liaison gouffre Berger - Sassenage où les circulations se font de l'Urgonien vers le Sénonien.

Région E : Lans-en-Vercors . On trouve dans ce secteur de grosses sources, telles la résurgence de Bouilly et les sources de la Bourne. Les débits sont importants (20 l/s pour les sources de la Bourne, 10 l/s pour la résurgence de Bouilly à l'étiage) mais pas incompatibles avec leur bassin versant. Ces sources drainent effectivement le rebord oriental de notre synclinal (secteur de la Croix Perrin) mais sont à exclure d'éventuelles circulations karstiques profondes.

Région SE : Villard-de-Lans. On ne relève pas la présence de circulations importantes issues du synclinal d'Autrans. Les principales venues d'eau proviennent du versant oriental du synclinal de Villard-de-Lans. Nous ne retiendrons que l'existence de quelques sources en rive droite de la Bourne, entre Prénatier et les Jarrands liées à des fractures transverses mais ne présentant à l'étiage que des débits de l'ordre de quelques litres par seconde, s'accordant à leur bassin versant apparent.

Région NW : du Nord au Sud, on trouve successivement le ruisseau de l'Echinard, les rivières le Versoud et surtout la Drevenne. On n'observe pas, ici non plus, de débits anormalement élevés, les sources sont locales et diffuses, compatibles avec leur bassin versant.

Région SW : Vallée de la Doulouche. Les débits sont très faibles et, compte tenu des différences de superficie des bassins versants apparents, en tout point comparables à ceux du Méaudret.

Région sud des Jarrands : Cette région est hors secteur puisque le limnographe est situé plus à l'amont. Les sources de Méaudret et de Bas-Méaudret, ainsi que le ruisseau de la Martinière, n'ont des débits que de l'ordre de quelques litres par seconde. Nous ne retiendrons que les résurgences temporaires situées dans les gorges auxquelles on peut rattacher la résurgence pérenne des Olivets.

On voit que, sur la périphérie de notre bassin versant, aucune résurgence, aucun débit anormalement élevé ne peuvent expliquer l'énorme déficit enregistré. Il ne reste, à l'extérieur du bassin, que la grosse résurgence pérenne de la Goule Noire, située au SSE, qui fera l'objet du paragraphe suivant.

2. LA GOULE NOIRE ET LES COLORATIONS

2.1. La Goule Noire

Dès 1941, A. BOURGIN, dans son étude sur "La Bourne et ses affluents souterrains", voyait dans les débits de la Goule Noire le complément indispensable du Méaudret. Se basant sur des comparaisons de débits d'étiage, il lui attribuait comme bassin d'alimentation près de la moitié du "bassin sénonien" du synclinal d'Autrans et la plus grande partie des eaux du Méaudret. En fait, depuis cette date, les pertes du Méaudret ont été sensiblement réduites : un essai de comblement des Trisous n'a pas entièrement réussi mais, à l'étiage, le Méaudret ne disparaît plus totalement.

En nous basant sur nos observations de 1972 et surtout en faisant référence à la réalisation d'un bilan équilibré, exposé dans le chapitre précédent, nous croyons pouvoir affirmer que le bassin d'alimentation de la Goule Noire est effectivement constitué par la quasi-totalité du bassin versant calcaire (Urgonien et Sénonien) et dans une plus faible mesure par une partie du Méaudret.

La Goule Noire est une très grosse résurgence pérenne qui débite au niveau de la Bourne en rive droite par un porche situé immédiatement en contrebas du pont du même nom. L'existence d'un porche fossile situé quelques mètres plus haut témoigne d'un fonctionnement très ancien, avant que la Bourne n'ait atteint sa cote actuelle. La proximité du contact Urgonien-Hauterivien montre que les eaux cheminent là sur leur niveau de base. Les arrivées d'eau se font en voûte mouillante en trois points, toutefois aucun essai de pénétration directe n'a réussi, les siphons hypothétiques n'ayant jamais désamorcé ; cette résurgence doit être cependant de type Vauclusien.

Ses débits sont très soutenus : estimés à 500 l/s à l'étiage, nous avons pour notre part réalisé un jaugeage au moulinet dans des conditions difficiles,

indiquant un débit de 660 l/s alors que, dans le même temps, le Méaudret n'avait un débit que de 150 l/s. Les débits de pointe de la Goule Noire ne sont pas connus mais estimés à 10 m^3/s (20 m^3/s au cours de la crue exceptionnelle de décembre 1968). Nous essaierons par la suite de les préciser.

2.2. Coloration du Méaudret

Cette coloration a été réalisée par les soins de l'Electricité de France au moyen de 5 kg de fluorescéine en poudre au cours de l'étiage particulièrement sévère du 23 juillet 1950. Le débit, estimé à 30 l/s, était réparti en 20 l/s, absorbés par les Trisous, le reste disparaissant dans les 500 m suivants du lit de la rivière.

Une coloration des eaux de la Goule Noire a été observée du 21 au 26 août avec un maximum très net les 23 et 24, soit 29 jours après l'injection du colorant.

Données techniques : Fluorescéine, 5 kg en poudre
Débit absorbé, 20 l/s
Débit Goule Noire estimé à 500 l/s

Pertes Trisous, alt 950 m
Résurgence Goule Noire, alt 680 m

Distance à vol d'oiseau, 4,8 km
Pente moyenne, 5,4 %
Vitesse de propagation, 6,9 m/h.

Cette vitesse de propagation, très lente, due en partie aux faibles débits, peut surtout s'expliquer par une complexité importante du terrain. Les eaux pour passer du Sénonien à la base de l'Urgonien doivent traverser la Lumachelle et l'Albien tout en échappant à l'anticlinal des Enversins et au chevauchement du Gros Martel.

2.3. Coloration du Trou qui Souffle

Le Trou qui Souffle est un réseau de drainage important situé sur le flanc occidental du synclinal, à la hauteur du lieudit, Thorénas. Sa dénivellation totale est de 150 m, il se développe dans tous les étages sénoniens et atteint l'Urgonien. Il est situé en outre dans une zone de convergence de failles. En 1955, le groupe spéléologique des "Tritons" de Lyon a procédé à une coloration avec 5 kg de fluorescéine. La coloration est sortie 48 h après l'injection, à la Goule Noire.

Données techniques : Fluorescéine, 5 kg en poudre

Trou qui souffle, alt 1 075 m. Coloration, -208 m
Résurgence Goule Noire, alt 680 m

Distance à vol d'oiseau, 9 km
Pente moyenne, 1,8 %
Vitesse de propagation, 187 m/h.

Cette propagation est très rapide, surtout en la comparant à la précédente. Les eaux doivent atteindre et traverser rapidement l'Urgonien et cheminer au voisinage de la couche hauterivienne en contournant le chevauchement du Gros Martel.

2.4. Coloration de la Glacière d'Autrans

La Glacière d'Autrans ou Glacière du Pas de la Clé est avec le Trou qui Souffle la cavité la plus importante du synclinal d'Autrans. Au contraire de cette dernière, elle est uniquement développée dans l'Urgonien sur près de 200 mètres.

Située à 4 km au Nord du Pré de Gève, près de l'ancienne cabane de la Clé, son entrée se présente comme une grande doline d'effondrement axée sur une faille NNE-SSW. Une coloration a été envisagée dans le but de prouver que la Goule Noire drainait bien tout le bassin versant, la Glacière étant en tête de bassin (à moins de 500 m de la ligne de crête qui domine Montaud). Au cours de l'expérience, aucune coloration n'a été signalée dans cette région.

Elle a été réalisée par nos soins le 28 octobre 1972, avec le concours du groupe spéléologique du Club Alpin Français de Grenoble et du Centre d'Etudes Nucléaires de Grenoble pour les analyses. Le problème était d'attendre une période de crue car les circulations au fond de la Glacière sont inexistantes à l'étiage. Mais en crue, les débits de la Goule Noire augmentent d'autant, causant une dilution très importante qui aurait rendu le passage de la coloration invisible à l'oeil nu et peut-être même pas décelable avec de simples fluocapteurs. Les échantillons ont été analysés par méthode spectro-photométrique, capable de déceler des concentrations de l'ordre de 10^{-8}. Des prélèvements ont été faits journellement pendant la première semaine puis, espacés régulièrement, se sont poursuivis jusqu'au 3 janvier 1973.

Cette période a été caractérisée par les crues du 27 octobre, 11, 14 et 18 novembre, 2, 4 et 9 décembre. Il est à noter que la crue du 18 novembre a été la plus forte enregistrée depuis la fonte des neiges.

Cette expérience s'est révélée très intéressante. On admet d'ordinaire que le temps de passage décelable par photométrie est légèrement supérieur au temps d'arrivée de la vague de colorant. Dans le cas qui nous préoccupe, l'arrivée de la coloration s'est produite le 11 novembre, soit 14 jours après son injection mais le passage de la vague s'est poursuivi pendant 38 jours, jusqu'au 19 décembre. De plus, on y a relevé 2 maxima de concentration les 25 novembre et 8 décembre (soit 28 jours puis 41 jours après le départ).

L'hypothèse d'une vague de colorant reprise par une nouvelle onde de crue étant exclue pour expliquer la présence d'un deuxième pic, puisqu'une nouvelle dilution aurait dû entraîner une diminution des concentrations. Il nous reste deux possibilités :

- une partie de la vague de colorant emmenée par la première onde de crue a pu être momentanément stockée dans une partie du réseau, puis libérée lors d'une onde de crue suivante. Ce cas reste à notre avis peu probable ;
- plus simplement, à un moment donné du parcours, la vague de colorant a emprunté 2 cheminements différents conduisant au même exutoire. Le temps de passage très long peut quant à lui s'expliquer par les nombreuses crues, étalées dans le temps qui ont amené des dilutions très importantes.

Données techniques : Fluorescéine, 6 litres (solubilisée)
Débit Glacière, quelques litres/seconde
Débit Goule Noire, de 0, 5 à 10 m^3/s

Glacière d'Autrans, alt 1 398 m. Coloration -180 m
Résurgence Goule Noire, alt 680 m

Distance à vol d'oiseau, 18, 5 km
Pente moyenne, 2, 9 %

Vitesse de propagation 1re vague, 27, 5 m/h
Vitesse de propagation 2e vague, 18, 8 m/h

Remarque : Nous avons pris comme temps de propagation le maximum des concentrations dans le souci d'avoir des résultats homogènes avec les colorations précédentes. En fait ces valeurs doivent être comparées avec celle de la coloration du Méaudret, temps long et grande dilution. Pour avoir un ordre d'idée comparable avec le Trou qui Souffle, temps court et vague de colorant concentrée, il faut prendre la première manifestation du passage de la fluorescéine, soit 55 m/h.

Autant les vitesses de propagation de la coloration du Trou qui Souffle pouvaient surprendre, autant ici les vitesses sont faibles (inférieure à 1 cm/s) malgré l'importance des crues. En fait, il ne semble pas que, dans ce cas, il faille imputer cette faiblesse à des difficultés de parcours mais aux très faibles débits initiaux qui ont nécessité un temps de rassemblement du colorant important.

On ne dispose pas de renseignements sur le ou les endroits où s'est produit la séparation de l'écoulement, peut-être sur le parcours ou plus simplement au départ. La Glacière d'Autrans est un réseau peu connu malgré les quelques explorations qui y ont été faites.

3. LES GORGES DU MEAUDRET

Dans ce qui précède, nous avons fait souvent allusion aux pertes du Méaudret ; c'est la raison essentielle qui nous avait conduit à installer la station de jaugeage au lieudit Le Coin, à l'entrée des gorges. Une tentative d'aveuglement des Trisous en 1953 a permis de les réduire notablement, sans les éliminer totalement.

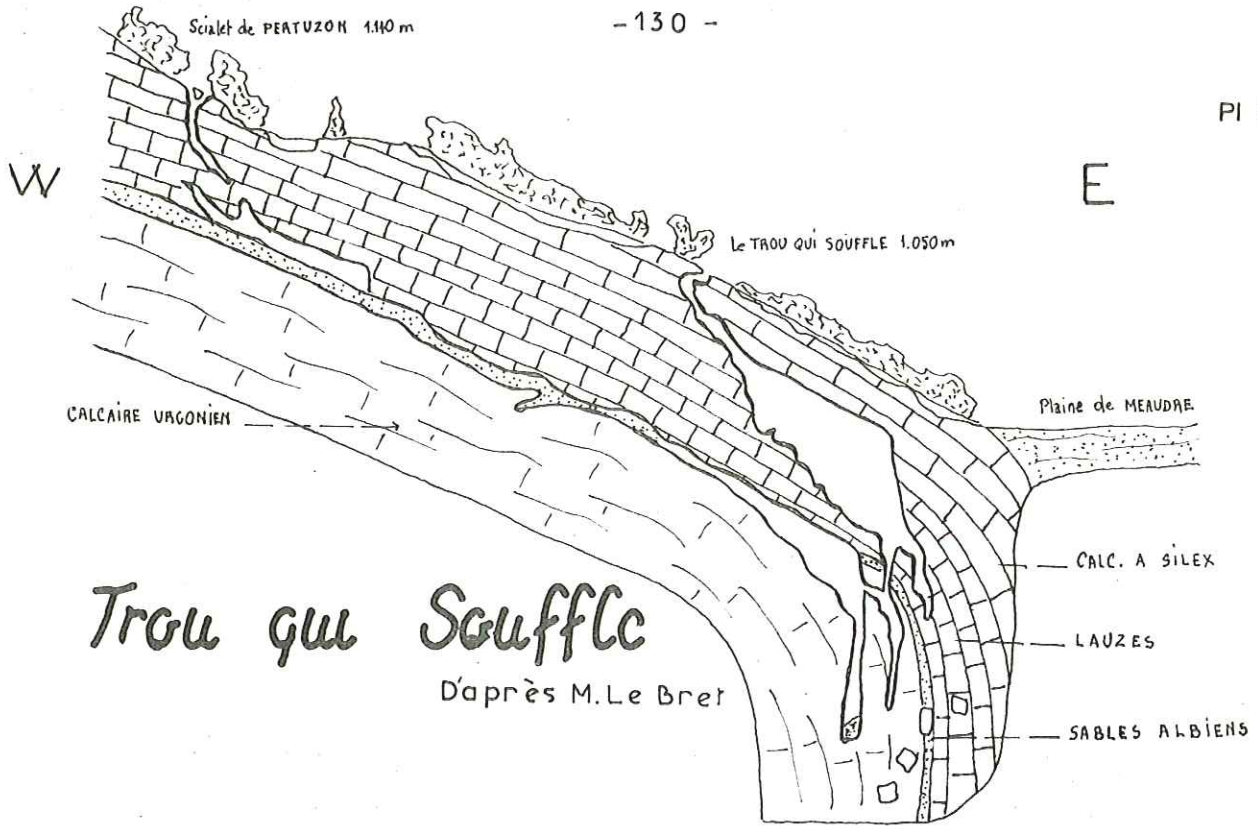
3.1 Les pertes

Nous avons, au cours de l'année 1972, procédé à une série de jaugeages systématiques pour chiffrer le déficit créé par ces pertes.

La première campagne réalisée au début du mois d'août en basses eaux sur huit points espacés d'environ 500 m confirme que les pertes sont surtout sensibles au voisinage des Trisous alors que les différences rencontrées ailleurs ne sont pas significatives ; positives ou négatives, elles peuvent provenir d'erreurs de manipulations rendues délicates par les fonds irréguliers.

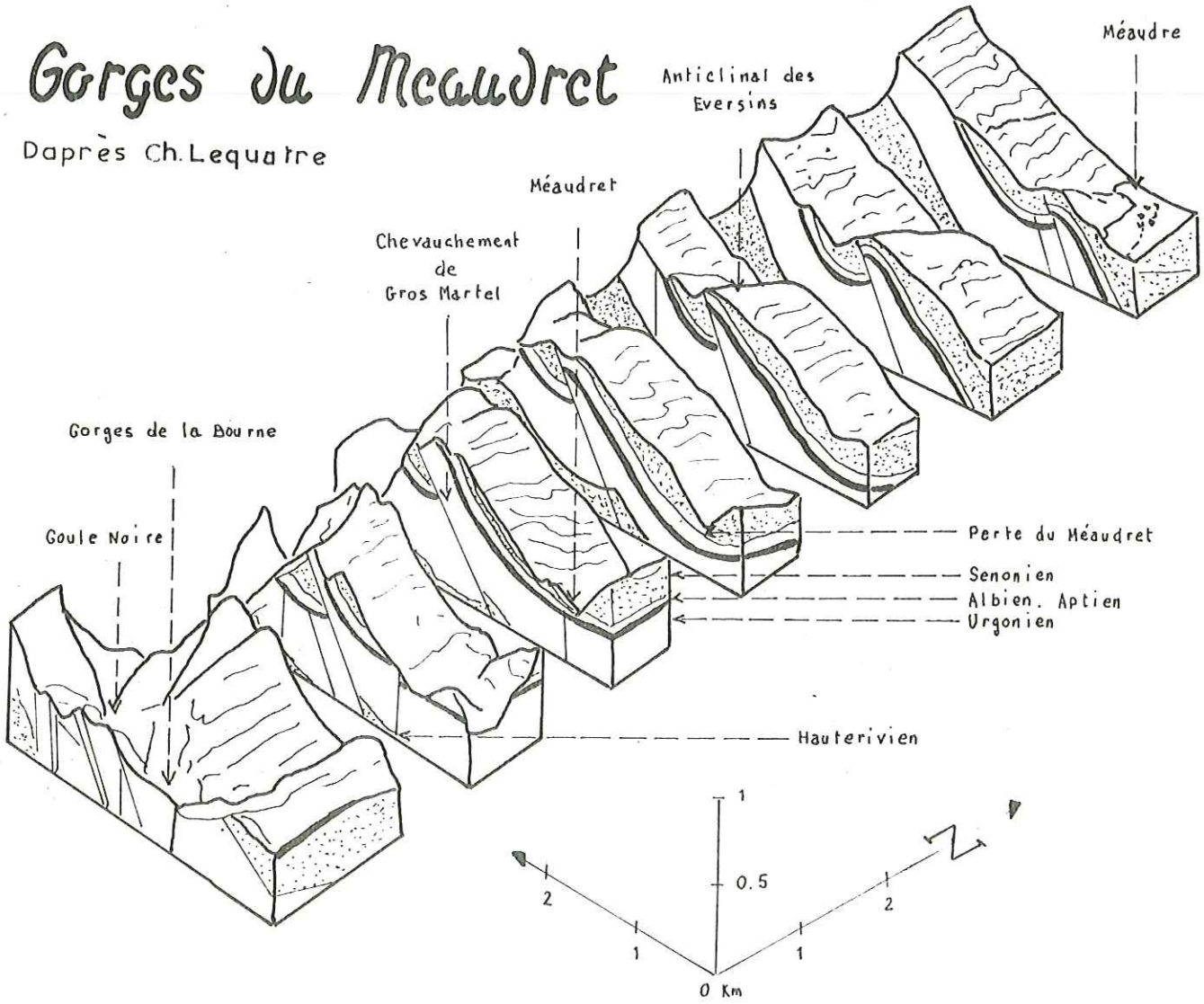
Les points litigeux ayant été vérifiés, nous avons résumé dans le tableau ci-après les mesures réalisées à des cotes différentes et ramenées en pourcentages des débits enregistrés à la station du Coin.

Pl 38



Trou qui Souffle

D'après M. Le Bret



	Limnigraphe l/s	Aval des Trisous l/s	%	Les Jarrands l/s	%
5/ 8/72	124	108	- 13	106	- 14, 5
17/ 9/72	330	243	- 26	227	- 31
3/11/72	150	129	- 14	126	- 16
15/11/72	1450	-	-	1816	+ 25

Ce tableau fait apparaître que le pourcentage des pertes croît avec les débits, passant de 15 % en basses eaux à plus de 30 % en moyennes eaux. En hautes eaux, le phénomène est masqué par des apports. Il ne semble pas que ce processus puisse s'inverser mais que le réseau karstique, développé dans plusieurs directionq donne naissance à des trop-pleins, sortes de cheminées d'équilibre qui peuvent s'amorcer quand le réseau est saturé. A ce moment, les pertes continuent mais deviennent négligeables face aux apports (effet accélérateur des siphons).

3.2. Les apports

Une prospection dans les gorges montre qu'il existe quatre résurgences dont trois pénétrables, la première étant située à l'emplacement de la grotte des "Aréniers". Au cours de pluies prolongées, ces résurgences s'amorcent successivement de l'aval vers l'amont et se désamorcent en ordre inverse. Des observations antérieures indiquent :

" Après trois jours de pluie, les 11, 12 et 13 juillet 1968, les deux pre-premières résurgences se sont amorcées avec un débit de l'ordre de 200 l/s".

" Après cinq jours de pluie du 17 au 22 décembre 1968 (ayant conduit à la crue exceptionnelle déjà citée), les quatre résurgences se sont amorcées avec un débit considérable non mesuré".

Ces résurgences sont à rapprocher de celle des Olivets. Elles font apparaître un type de circulations karstiques moins profondes que celles évoquées pour la Goule Noire, le niveau de base n'étant plus l'Hauterivien marneux mais le complexe apto-albien. La communication entre ces circulations et le réseau plus profond a été confirmée par la coloration du Méaudret.

Il faut souligner les difficultés que présentent une série de jaugeages en hautes eaux. Ainsi, pour la crue du 15 novembre 1972, l'augmentation de débit de 25 % n'est donnée qu'à titre indicatif, car de tels débits représentent des pointes de crue. En fait, les jaugeages correspondants, réalisés au début de la décrue doivent être corrigés en fonction de la vitesse de propagation de l'onde de décrue. En tenant compte de la vitesse moyenne observée lors du premier jaugeage, soit 1 m/s, on peut admettre que celle-ci a parcouru les 4 km de l'amont à l'aval en une heure environ.

Le jaugeage des Jarrands a donc été fait 1 heure après celui de la station de référence. Cette durée sensée représenter des conditions analogues n'est peut-être pas suffisante car les pointes de crue de la rivière et des apports successifs ne coïncident certainement pas.

Le seul moyen d'approche valable aurait été de disposer d'un second limnigraphe aux Jarrands, ce qui aurait rendu plus significative cette partie de l'étude.

4. SCHEMA DES CIRCULATIONS KARSTIQUES

Nous avons été amené à distinguer 2 types de circulations, rejoignant là A. BOURGIN, sur la présence de deux bassins emboités et superposés, l'un du Crétacé inférieur, Urgonien, avec un fond d'Hautervien, l'autre du Crétacé supérieur, Sénonien, avec un fond de "Gault".

De fait, les terrains à lauzes du Sénonien inférieur, se prêtent moins que les terrains urgoniens au développement des réseaux souterrains. Toutefois, leur structure et leur plan de stratification permettent la circulation de quantité d'eau importante, les débits étant faibles dans une nappe très étendue et les eaux se rassemblant à la base des séries (J. SARROT-REYNAULD, 1962). Un bel exemple est, sans conteste, offert par le Trou qui Souffle dans lequel un grand nombre de galeries sont développées dans les lauzes.

Sur notre terrain, l'existence de ces réseaux dont le niveau de base est le "Gault" ne se manifeste que par la présence de résurgences temporaires (trop-pleins) rencontrées dans les gorges du Méaudret et, à l'intérieur du bassin, par la résurgence du Coin, à l'entrée des gorges, qui ne débite qu'à la suite de grosses pluies.

La fréquence avec laquelle ces résurgences s'amorcent dépend, bien entendu, de l'intensité et de la durée des pluies susceptibles de saturer les réseaux, mais aussi de la proximité du niveau de base à la surface du sol. Ainsi, aux Jarrands, la résurgence des Olivets est pérenne, celles des gorges s'amorcent encore fréquemment mais celles situées à l'intérieur du synclinal ne fonctionnent qu'exceptionnellement. Cela traduit une particularité structurale, le niveau de base s'enfonce vers le centre du bassin pour disparaître à l'Ouest et vers le Nord. Nous avons déjà dit que la Lumachelle ne pouvait seule, constituer un niveau imperméable. Si sa présence suffit à assurer le site géologique de nombreuses sources, la manifestation de grosses résurgences, sur le flanc oriental et dans les gorges est conditionnée par la présence de sables albiens. Ainsi, malgré l'existence de nombreux scialets au Nord et sur le flanc occidental du bassin, nous ne trouvons aucune résurgence même temporaire, les sources qu'on y rencontre n'étant que de petites exurgences.

A ces circulations sénoniennes viennent s'ajouter les circulations plus profondes développées dans l'Urgonien. Ainsi qu'en témoignent les différentes colorations, l'absence de résurgence sur la périphérie du bassin versant et l'indépendance du bassin d'alimentation réduit du Méaudret, nous pouvons déduire que la Goule Noire est le seul exutoire des circulations karstiques.

Nous ne disposons pas de renseignements sur le ou les endroits où se font les communications entre les deux karsts. Elle est tantôt difficile (pertes du Méaudret), tantôt aisée (Trou qui Souffle). Peut-être est-ce à la faveur d'accidents structuraux ou plus simplement de façon diffuse mais à grande échelle dans le fond du synclinal. Il est à peu près certain que ces deux hypothèses jouent simultanément. Ainsi, au Nord et à l'Ouest du bassin, l'absence d'Albien et l'épaisseur réduite de la Lumachelle ne doivent pas faire grand obstacle au passage des eaux. Inversement, au Sud et sur le flanc oriental, une partie des eaux doit cheminer au contact des sables, permettant, par exemple, l'alimentation de la nappe du Château et l'existence des sources de Bellecombe, avant de rejoindre le karst profond, vraisemblablement vers le centre du synclinal.

5. EXTRAPOLATION DES DONNEES HYDROMETRIQUES AU BASSIN CALCAIRE

Les débits de la Goule Noire sont très mal connus, quoique estimés de longue date. Nous avons pu vérifier, au cours d'un jaugeage, que les débits des basses eaux correspondent bien à ce qui est généralement avancé mais on n'a aucune idée des débits en hautes et moyennes eaux. Nous disposons maintenant de renseignements suffisants pour tenter une extrapolation des données hydrologiques établies pour le Méaudret.

Nous ne nous hasarderons pas à extrapoler le bilan précédemment établi, puisque ce dernier parfaitement équilibré ne pourrait que nous induire en erreur si on l'étendait à la superficie totale du synclinal. Nous allons préciser les débits de l'exutoire du bassin calcaire et, de la même façon que pour le Méaudret, les vérifier au moyen d'un bilan étendu cette fois à tout le bassin versant. La présence de deux bassins karstiques emboîtés ne nous gênera pas puisque ceux-ci communiquent, ils ont le même exutoire et leur séparation n'est que partielle.

Rappelons les faits brièvement :

1) l'étude hydrologique de surface a montré que le bassin d'alimentation du Méaudret était, dans des conditions météorologiques normales, réduit au fond de la vallée à environ 22 km^2. Cette approche faite de deux façons a été corroborée par planimétrie et au moyen d'un bilan qui a montré que le seul aquifère réduit pouvait expliquer l'histoire de la période considérée ;

2) dans ces mêmes conditions, l'eau tombée sur le bassin calcaire arrive à la Goule Noire, laquelle recycle en outre une partie des eaux du Méaudret, pertes que l'on peut estimer à 30 % dans les conditions proches du débit moyen, à 15 % à l'étiage et extrapolées à 40 % en hautes eaux ;

3) l'étendue du bassin versant est de 80 km^2 environ ;

4) on suppose que la pluviométrie prise en compte représente valablement le bassin réduit ou étendu. En fait, les courbes isohyètes montrent une pluviosité un peu plus importante sur les versants et pour simplifier les calculs, nous admettrons la répartition suivante :

Superficie du Méaudret: 20 km^2
Superficie des calcaires: 60 km^2

Si q est le débit du Méaudret mesuré à la station et X le pourcentage de pertes dans les gorges, le débit Q de la Goule Noire devrait être :

$$Q = \frac{60}{20} q + q.X$$

Ce faisant, les débits de la Goule Noire seraient largement sous-estimés. La relation suivante, établie expérimentalement, est plus proche de la réalité et fait supposer que le bassin versant du Méaudret n'est pas le seul tributaire de la Goule Noire :

$$Q = \frac{80}{20} q + q.X$$

Appliquée à différents débits, on obtient alors :

	q Méaudret	X %	Q Goule Noire
Débit moyen av - déc 1972	400 l/s	30	1 720 l/s
Débit moyen annuel estimé 1972	550 (?)	30	2365 (?)
Etiage 1972	100	15	415
Pointe de crue pluviale annuelle 1972	4300	40	18 900 (?)
Pointe de crue la plus fréquente 1972 (p = 1/2)	900	40	4 000

Ces valeurs sont purement indicatives. Cette formule, appliquée au jaugeage que nous avons réalisé, 150 l/s pour 660 l/s à la Goule Noire, donne le résultat à 5 % près. Elles correspondent en outre aux différentes estimations de débit faites sans mesures en basses et moyennes eaux.

En fait ces données supposent que le bassin d'alimentation de la Goule Noire est représenté pour leur plus grosse part par le bassin d'Autrans-Méaudre, ce qui est probable mais non prouvé, mais surtout elles supposent une relation linéaire entre les débits souterrains et aériens, ce qui est peu probable. Elles ont au moins l'intérêt de permettre une estimation chiffrée des débits de cette grosse résurgence et de donner une idée de la contribution de la totalité du bassin versant à la Bourne, vers les aménagements hydroélectriques.

Avant de clore ce paragraphe, il nous reste à résoudre l'apparente contradiction existant entre l'estimation faite des débits des pointes de crues pluviales établies par la loi de Gumbel et l'observation faite par l'Electricité de France au cours de la crue exceptionnelle de la Bourne de décembre 1968. Au cours de cette période, le débit du Méaudret avait été estimé à 83 m^3/s, et le débit spécifique à 1 300 $l/s/km^2$, amenant à une estimation du bassin versant hydrologique de 64 km^2 environ (au lieu des 22 km^2). Mais dans le même temps le débit de la Goule Noire a été estimé à 20 m^3/s et un bassin versant hydrologique de 15 km^2 environ.

Il n'y a donc aucune contradiction. Nous avions signalé que dans des circonstances météorologiques exceptionnelles ou aux plus forts moments de la fonte des neiges il fallait multiplier la superficie du bassin versant du Méaudret par un facteur, dans ce cas voisin de 3. Les extrapolations faites pour les débits de crues ne restent valables que dans la mesure où les réseaux karstiques ne sont pas saturés, notamment quand les résurgences situées à l'intérieur du synclinal ne s'amorcent pas. Il reste néanmoins que les réseaux karstiques aboutissant à la Goule Noire peuvent être rapidement saturés, étant sans doute insuffisamment développés. Les réseaux se noient et les résurgences s'amorcent. Il faut cependant ajouter qu'au cours de pluies très violentes la fraction d'eau ruisselée n'est plus négligeable face à l'infiltration dans le bassin calcaire. On peut expliquer ainsi l'importance du rapport V/P, voisin de 90 pour l'épisode pluvieux de décembre 1972, établi au cours de l'étude de la rélation Pluie-Débit dans le chapitre relatif à l'hydrologie de surface.

BASSIN VERSANT DU MEAUDRET

Tableau IX

BILAN HYDROLOGIQUE MENSUEL POUR L'ANNEE 1971

Application de la méthode de THORNTHWAITE

Précipitations, en mm, évaluées par la méthode de THIESSEN

	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	1971
Précipitations p	77	52	169	161	109	182	79	105	58	42	165	14	1 213
Evapotranspiration potentielle	–	–	–	37	51	64	84	88	89	45	–	–	
Coefficient K	0,80	0,81	1,02	1,13	1,28	1,29	1,31	1,21	1,04	0,94	0,79	0,75	
Evapotranspiration corrigée E_p	–	–	–	42	65	82	110	107	61	42	–	–	509
$p - E_p$	77	52	169	119	44	100	– 31	– 2	– 3	–	165	14	704
Variation de la réserve d'eau du sol	–	–	–	–	–	–	– 31	– 2	– 3	–	+ 36	–	
Réserve d'eau du sol	100	100	100	100	100	100	69	67	64	64	100	100	
Evapotranspiration réelle E_r	–	–	–	42	65	82	110	107	61	42	–	–	509
Excédent	77	52	169	119	44	100	–	–	–	–	129	14	704
Report du mois précédent	60*	68	60	115	117	80	90	45	23	11	6	68	
Total	137	120	229	234	161	180	90	45	23	11	135	82	
Ecoulement souterrain	69	60	114	117	81	90	45	22	12	5	67	41	723

(*) Valeur estimée de l'écoulement du mois de Décembre 1970

BASSIN VERSANT DU MEAUDRET

Tableau X

BILAN HYDROLOGIQUE MENSUEL POUR L'ANNEE 1972

Application de la méthode de THORNTHWAITE

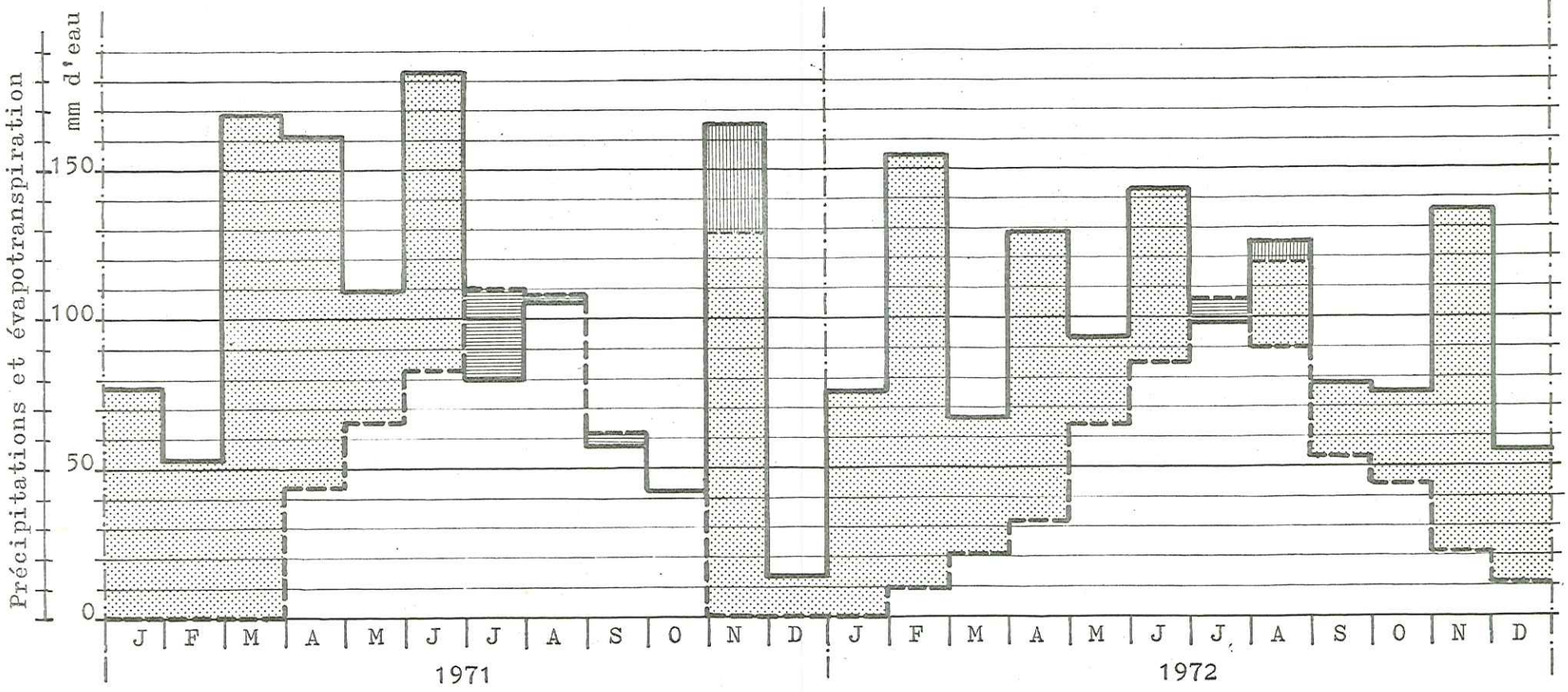
Précipitations, en mm, évaluées par la méthode de THIESSEN

	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	1972
Précipitations p	75	154	67	129	93	143	99	125	78	75	136	56	1 230
Evapotranspiration potentielle	-	11	19	28	50	65	81	75	51	47	28	14	
Coefficient K	0,80	0,85*	1,02	1,13	1,28	1,29	1,31	1,21	1,04	0,94	0,79	0,75	
Evapotranspiration corrigée E_p	-	9	20	31	63	84	106	90	53	44	21	11	532
$p - E_p$	75	145	47	98	30	59	- 7	35	25	31	115	45	698
Variation de la réserve d'eau du sol	-	-	-	-	-	-	- 7	+ 7	-	-	-	-	
Réserve d'eau du sol	100	100	100	100	100	100	93	100	100	100	100	100	
Evapotranspiration réelle E_r	-	9	20	31	63	84	106	90	53	44	21	11	532
Excédent	75	145	47	98	30	59	-	28	25	31	115	45	698
Report du mois précédent	41	58	101	74	86	58	59	29	29	27	29	72	
Total	116	203	148	172	116	117	59	57	54	58	144	117	
Ecoulement souterrain	58	102	74	86	58	58	30	28	27	29	72	59	680

(*) K = 0,85 pour tenir compte des 29 jours de Février 1972.

BASSIN VERSANT DU MEAUDRET

BILAN HYDROLOGIQUE
Méthode de THORNTHWAITE



	1971	1972
Précipitations	1 213	1 217
Restitution à la végétation de la réserve d'eau du sol ...	36	7
Eau disponible pour l'écoulement souterrain	704	698

	1971	1972
Evapotranspiration potentielle	520	543
Reconstitution des réserves d'eau du sol	36	7
Ecoulement souterrain (d'après THORNTHWAITE)	723	680

Les différents éléments de ces bilans sont exprimés en mm d'eau.

6. APPROCHE DU BILAN

Cette approche constitue l'aboutissement logique de ce travail. A cet effet, nous reprendrons les différents éléments exposés dans le chapitre traitant de l'hydroclimatologie : pluviométrie à l'échelle du bassin versant calculée selon la méthode de Thiessen, évapotranspiration mensuelle d'après Thornthwaite.

Nous ne reviendrons pas sur la technique d'établissement du bilan, déjà développée au cours de l'étude de l'hydrologie de surface. Les tableaux IX et X résument ces différentes données calculées de proche en proche, la Pl. 39 en assure la représentation graphique.

6.1. Forme analytique du bilan

Bien que n'ayant aucun débit à rapporter au bilan de l'année 1971, il nous a paru intéressant de l'exposer brièvement car il diffère notablement de celui de 1972.

L'année 1971, sans être une année exceptionnellement sèche dans notre secteur a été caractérisée par un étiage très long. Pratiquement les débits n'ont cessé de décroître du mois de juillet au mois de novembre. Cette sécheresse n'apparaît pas sur un bilan global, la différence entre les excédents des deux années prises en compte n'étant que de 4 mm selon la méthode de Turc et 2 mm selon la méthode de Coutagne. Par contre elle apparaît si on examine le bilan par tranches mensuelles, et encore plus nettement si on considère l'écoulement théorique, bien que présentant les légères imperfections déjà signalées.

Remarquons en outre que, lors de la première approche du bilan, réalisé pour le bassin réduit du Méaudret, nous avions signalé que l'état de la réserve du sol n'intervenait pas, les précipitations étant toujours supérieures à l'évapotranspiration. En 1971, cela n'a pas été le cas, mais, même en période de sécheresse avancée, cet emprunt n'a pas excédé 36 mm au cours des mois de septembre et octobre. Nous sommes très loin du "déficit agricole" prévu par THORNTHWAITE quand cette réserve du sol est épuisée.

Bien que déficitaires sur une partie de l'année, les précipitations tout comme en 1972, sont assez bien réparties. En définitive, le tarissement de l'été 1971 n'est pas un vrai tarissement, les petites pluies isolées qui n'ont pas causé d'augmentation de débits ont suffi a maintenir les réserves du sol.

Le cas de l'année 1972 a déjà été examiné. Remarquons simplement qu'il y a un emprunt de 7 mm à la réserve du sol au cours du mois de juillet immédiatement restitué en août. Cet emprunt qui n'apparaissait pas sur le bilan réduit est dû à la prise en compte de la pluviosité des stations périphériques par la méthode de Thiessen.

6.2. Forme globale du bilan de 1972

De la même façon que pour le bilan établi pour le bassin versant propre au Méaudret, nous avons effectué les totaux partiels d'avril à décembre. Ils permettent le rattachement des différents éléments du bilan aux débits connus (Méaudret) ou supposés (Goule Noire).

D'un point de vue pratique, nous avons gardé les chiffres établis pour le Méaudret et nous avons multiplié les hauteurs d'eau par la superficie du bassin versant réduit, superficie déterminée par planimétrie ($S = 21,750\ km^2$).

A partir des volumes d'eau, ainsi déterminés, nous avons alors calculé au moyen de la formule précédemment établie le volume supposé d'eau évacué par la Goule Noire.

Ce volume d'eau sera comparé à l'excédent (Pluie diminué de l'évapotranspiration) multiplié par la superficie du bassin versant karstique établie par planimétrie ($S = 58,525\ km^2$).

Remarque : Pour ne pas alourdir les calculs, tous les chiffres sont arrondis au 1 % par excès ou défaut.

- BILAN AVRIL-DECEMBRE 1972 -

B.V. Méaudret	Précipitations	$20\,500 \cdot 10^6\ m^3$	
	Evapotranspiration	$11\,000 \cdot 10^6\ m^3$	
	Ecoulement réel	$9\,500 \cdot 10^6\ m^3$	($-2\,850 \cdot 10^6\ m^3$ pertes du Méaudret)

Excédent: $P - (E + Q) = 0$

B.V. Karstique	Précipitations	$54\,700 \cdot 10^6\ m^3$	
	Evapotranspiration	$29\,400 \cdot 10^6\ m^3$	
	Ecoulement supposé	$38\,000 \cdot 10^6\ m^3$	($+ 2\,850 \cdot 10^6\ m^3$)

Excédent: $P - (E + Q) = - 12\,700 \cdot 10^6\ m^3$

Il apparaît donc, que dans les conditions telles que nous les avons définies, le bilan du bassin versant karstique n'est réalisé qu'à 23 % près, par défaut. Avec le dispositif de mesures dont nous disposions, il paraît difficile de l'améliorer, on peut cependant tenter d'en découvrir les causes.

6.3. Causes d'erreurs et d'incertitudes

Il ne semble pas que les précipitations puissent être une cause d'erreurs importante. Certes, nous avons déjà signalé des insuffisances du dispositif de mesure, auxquelles on peut ajouter le fait que toutes les stations sont situées dans les fonds de vallée. Cependant, sur le bassin versant, les reliefs ne sont pas suffisamment importants pour être cause d'une anomalie aussi grande. Les courbes isohyètes établies paraissent prendre en compte les accidents du relief et la station pluviométrique du col de la Croix Perrin; altitude 1200, montre qu'entre 1920 et 1938 - seule période de relevés - la pluviosité était moins élevée qu'à Autrans, altitude 1050.

Les erreurs sur la température, base du calcul de l'évapotranspiration, sont plus importantes. Nous avons admis que la station d'Autrans était représentative de la totalité du bassin versant du Méaudret ; en fait, s'il existe un gradient d'altitude, il est vraisemblablement voisin de celui que Ch. ANGOT a établi

pour les Alpes - 0°53/100 m - ce qui conduit à diminuer la température moyenne du bassin karstique de 1°45 et l'évapotranspiration de 34 mm. Rapporté à la superficie de ce bassin, l'excédent d'eau disponible serait augmenté de 2000.10^3 m^3. Il resterait cependant à expliquer un déficit de plus de $10\ 000.10^3$ m^3.

L'estimation des débits de la Goule Noire est très subjective et la relation entre les débits de surface et les débits souterrains ne doit pas être linéaire. Cependant, si des erreurs risquent d'être importantes en période de crue, en basses et moyennes eaux les évaluations de débit sont conformes au jaugeage réalisé et aux différentes estimations effectuées au moyen de flotteurs. Ces erreurs peuvent, d'ailleurs, être commises par excès ou par défaut.

Remarquons que ces différentes critiques ne suffisent pas à justifier un aussi gros écart, il nous faut donc chercher des causes plus fondamentales :

- une importante cause d'erreur pourrait fort bien venir de la méthode utilisée qui, vérifiée sur le bassin versant réduit constitué par un milieu poreux, n'est peut-être pas adaptée à un milieu karstique. L'évapotranspiration liée à la température est maximale en été et, sur les calcaires très fracturés où la végétation est réduite, l'eau peut s'infiltrer très rapidement et profondément, échappant ainsi à l'évapotranspiration qui peut être, dans ce cas, surestimée;

- enfin et surtout, la notion de bassin versant en terrain calcaire est sujette à caution. Le programme de coloration, exposé au cours de ce chapitre qui nous a permis de trouver dans le bassin karstique du Méaudret une origine de l'alimentation de la Goule Noire, n'exclut pas d'autres possibilités d'alimentation extérieures à ce bassin.

Nous avons déjà signalé que le versant oriental, bordé par une large croupe anticlinale n'était pas nettement défini. Il est possible qu'il ait été sous-estimé. Ceci ne peut être une cause d'erreur importante, car pour ajouter au bassin versant karstique les quelques 15 km^2 qu'il lui manque, il faudrait les retrancher aux bassins avoisinants et nous avons trouvé, lors de l'étude comparative des débits spécifiques, une bonne concordance entre ces bassins, en particulier entre le plateau de Sornin, le cours supérieur du Furon et la haute Bourne.

Pour trouver un bassin complémentaire à la Goule Noire, il faudrait examiner en particulier :

- les versants calcaires du bassin de la Bourne à l'aval de Prénatier, tant sur la rive droite que sur la rive gauche,

- la possibilité d'un "courtcircuitage" des débits de la Bourne à partir de circulations dans les gorges,

- le cas de la Doulouche qui, en citant le rapport sur le projet du "Parc Régional du Vercors" est, comme le Méaudret, en état d"indigence extrême".

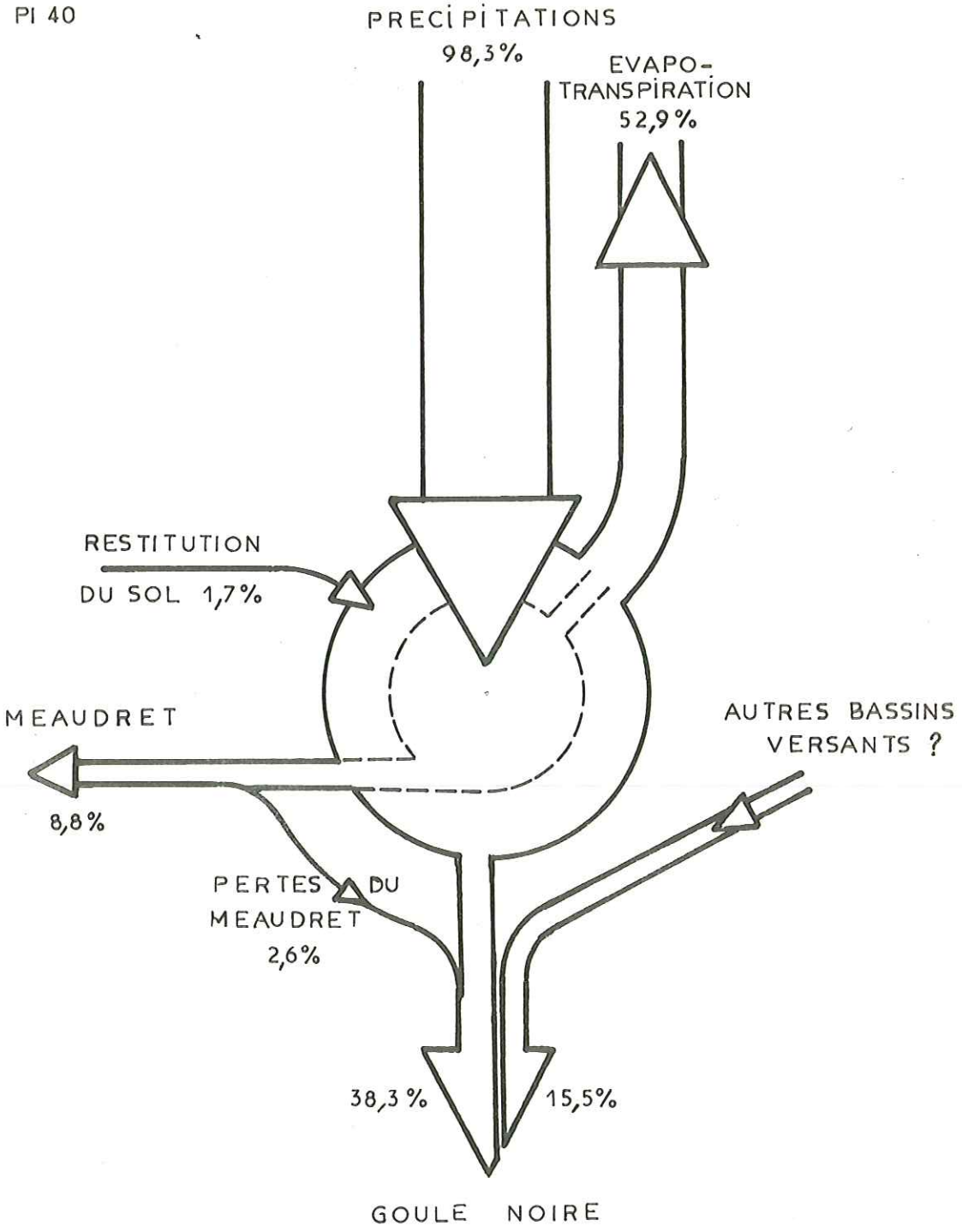
6.4. Conclusion

En tenant compte de la correction faite sur les températures, amenant une réduction de l'évapotranspiration, le débit excédentaire de la Goule Noire est un peu réduit et le bilan est réalisé à 21 % près par défaut.

Notons toutefois que, en l'absence de méthodes comparatives, il n'a pas été établi de calcul d'erreur et, avec la précision des données initiales, il semble qu'une erreur de 20 % ne soit pas déraisonnable. Le moyen le plus immédiat pour lever l'indétermination sur la superficie réelle du bassin d'alimentation de la Goule Noire serait de poursuivre le programme de coloration à l'extérieur du synclinal d'Autrans.

Nous avons pu vérifier que l'évapotranspiration selon C. W. THORNTHWAITE traduisait bien, sous nos latitudes et nos climats tempérés humides, l'évolution des cours d'eau. En ce qui concerne l'hydrologie karstique, sans des mesures expérimentales de l'évapotranspiration (bassin expérimental, par exemple) et sans une meilleure connaissance des débits de la Goule Noire (implantation d'un dispositif de mesure), il ne nous est pas possible d'améliorer ce bilan : en cela, cette étude ne constitue qu'une première approche.

PI 40



Bilan hydrologique
avril - décembre 1972

CONCLUSIONS

Le but essentiel de cette étude est l'établissement du bilan hydrologique du bassin versant du Méaudret. Comme tout le massif du Vercors, dont il est le prolongement septentrional, ce bassin, d'une superficie de 80 km^2, est le siège de manifestations karstiques importantes.

Les écoulements de surface qui se développent dans le remplissage miocène et quaternaire de la vallée sont isolées des circulations souterraines par une couche étanche de marnes miocènes et forment, en basses et moyennes eaux, un sous-bassin indépendant dont l'émissaire est le Méaudret. Ce dernier constitue un réseau de drainage, il collecte différents ruisseaux et, directement ou indirectement, de nombreuses sources.

Les circulations karstiques, dont l'existence est signalée en surface par des sources de faible importance, se situent dans deux karsts emboîtés et superposés, l'un du Crétacé inférieur (Urgonien), l'autre du Crétacé supérieur (Sénonien) avec respectivement un fond d'Hauterivien et un fond de "Gault". Des colorations à la fluoresséine ont montré que leur exutoire est la grosse résurgence de la Goule Noire. Ces colorations ont également permis de vérifier que les communications entre les deux karsts étaient tantôt aisées, injection dans l'Urgonien ou à sa proximité (Trou qui Souffle et Glacière d'Autrans), tantôt difficiles, injection dans le Sénonien (Pertes du Méaudret).

La séparation entre les deux karsts est surtout effective sur le flanc oriental du synclinal où elle est soulignée par l'existence de résurgences temporaires (ne s'amorçant qu'exceptionnellement) et dans les gorges du Méaudret. Ailleurs, la quasi-inexistence des sables albiens et l'épaisseur réduite de la Lumachelle permettent un passage aisé des eaux vers le karst profond, Urgonien.

Un examen, même rapide, du bassin fait apparaître une disproportion entre la pluviosité et les débits de surface ainsi que le peu d'importance des sources qui les constituent. En exceptant les sources de Bellecombe dont le site exceptionnel est conditionné par les sables albiens, les sources issues du calcaire n'alimentent que 2,5 % des circulations de surface et les débits de la majorité des autres sources, rassemblées au fond de la vallée, ne dépassent pas quelques litres par minute.

Les sources pérennes les plus importantes ayant été captées, la politique de développement d'adductions d'eau des Communes du bassin doit s'orienter vers des ressources nouvelles. Une campagne de sondages électriques à l'amont d'Autrans

a révélé la présence d'une petite nappe susceptible de doubler les disponibilités actuelles de cette commune et permet de prévoir l'existence probable d'une autre nappe, plus importante, au niveau d'un surcreusement glaciaire.

L'aspect qualitatif des eaux a été étudié au moyen d'analyses et de mesures de pH et de résistivités.

Toutes les eaux du bassin sont hyper-carbonatées calciques avec quelques différences dans les concentrations. Seule, l'augmentation de la concentration des ions Mg^{++} permet de retracer l'évolution probable des eaux de la périphérie vers le centre du bassin ou des conglomérats sommitaux vers les marnes basales miocènes. Toutes sont inertes, ni agressives, ni incrustantes.

L'étude des pH s'est révélée peu instructive. Par contre, celle des résistivités, en relation avec les débits, s'est montrée riche d'enseignements. L'allure des différentes courbes résistivité/débit varie entre une indépendance des facteurs (résistivités constantes) et une forme exponentielle. Elle traduit le mode de recharge des aquifères.

En effet, l'eau d'infiltration perd rapidement la plus grande partie de son pouvoir d'attaque, les réactions se produisant dès le début de son parcours. Un accroissement corrélatif des résistivités et des débits semble être l'indice de temps de contact très courts et d'un renouvellement rapide de l'aquifère, alors que la constance de la résistivité implique un aquifère important et un temps de contact suffisant pour permettre la mise en équilibre de l'eau avec ses encaissants. Ces deux déductions sont confirmées par les mesures de température et, dans le cas des sources étudiées, par la plus ou moins grande constance des débits.

L'aspect quantitatif des eaux permet de définir les deux éléments importants du bilan : l'eau disponible et l'eau écoulée.

L'eau disponible est déterminé par l'étude des précipitations et de l'évapotranspiration. En l'absence d'enregistreurs spécifiques in situ, ce sont les éléments fournis par les stations météorologiques qui ont servi de base à l'étude des précipitations et des températures. Une étude statistique a montré que l'année 1972, cadre de l'étude, est une année sèche (risque 20%) et que sa température moyenne est quasi-égale à la température moyenne de la période 1962/1972. Par ailleurs, la construction des courbes isohyètes relatives au Vercors septentrional a montré que le relief est primordial dans cette partie des Alpes qui connaît un microclimat et échappe, au moins pour la pluviosité, à des lois plus générales.

L'étude couvrant une période limitée à huit mois (de la fin de la fonte des neiges à l'immobilisation des circulations de surface par le gel), l'évapotranspiration a été calculée par la méthode de Thornthwaite. La méthode de Turc ne permet que le calcul du déficit d'écoulement annuel et l'importance de la pluviosité interdit l'emploi de la méthode de Coutagne (annuelle ou mensuelle).

La géologie du bassin a déjà montré que le seul émissaire des circulations de surface était le Méaudret et que le seul exutoire de toutes les circulations karstiques était la Goule Noire.

Au cours des huit mois de l'étude, les bilans de l'eau dans les deux bassins définis ci-dessus s'établissent ainsi :

Volume des eaux en 10^3 m^3	Bassin propre au Méaudret	Bassin karstique
Précipitations	20 500	54 700
Evapotranspiration	11 000	29 400
Eau disponible selon Thornthwaite	9 500	25 300
Ecoulement mesuré ou évalué (non compris pertes du Méaudret)	9 500	38 000
Excédent	-	12 700

L'équilibre du bilan du bassin versant propre au Méaudret, en basses et moyennes eaux, confirme l'existence du sous-bassin indépendant. Cette indépendance, pressentie par :

- la faiblesse des débits,
- la grandeur du coefficient de tarissement et le peu d'importance du volume des réserves,
- la valeur modeste des pointes de crue pluviale atteinte même au cours de pluies violentes ou prolongées,

a été établie successivement par :

- l'analyse des rapports volume ruisselé à l'exutoire/pluie,
- l'étude comparative des débits spécifiques des autres cours d'eau du Vercors septentrional,
- la planimétrie des terrains miocènes et quaternaires.

La confrontation des valeurs des écoulements calculés par la méthode de Thornthwaite avec les écoulements mesurés pour l'ensemble de la période étudiée se révèle satisfaisante. Elle permet de différencier les deux années 1971 et 1972, quasi-identiques quant à leurs précipitations et leur température. Par contre elle montre que, dans le cas étudié, la rétention par le sol des eaux disponibles n'obéit pas à la règle un peu trop simple, admise par Thornthwaite. Les écarts mensuels ont toutefois pu être justifiés.

Les facteurs de correction K, appliqués au calcul de l'évapotranspiration potentielle, ne sont fonction que de la durée du jour (latitude) et du nombre de jours du mois. On peut penser qu'une seconde correction permettant de tenir compte de l'insolation réelle, de l'état de l'atmosphère au niveau du sol et de la végétation améliorerait cette méthode, apparemment satisfaisante dans le cas du bassin réduit du Méaudret et préciserait la valeur de l'évapotranspiration des bassins de faible importance.

L'étendue du bassin versant propre au Méaudret est parfaitement définie en basses et moyennes eaux. Par contre, en cas de crue exceptionnelle, fonte des neiges ou très forte pluie, saturant le bassin karstique (amorçage des siphons, ruissellement sur les calcaires), sa limite peut gagner sur les versants et sa superficie devrait être augmentée par un facteur qu'il reste à déterminer (voisin de 3 pour la crue de décembre 1968).

De même, l'excédent du bilan du bassin karstique qui peut paraître supérieur aux marges d'erreurs admissibles, permet d'envisager dans l'alimentation de la Goule Noire une contribution extérieure au bassin total du Méaudret. La confirmation des hypothèses avancées pourrait être recherchée dans une étude de traceurs, étendue à tout le Vercors septentrional et rassemblant les données relatives aux stations de jaugeage existantes : ainsi serait précisé la validité des formules permettant le calcul de l'évapotranspiration, dans le cas d'un bassin karstique. Il y a là matière à une étude systématique portant sur un à plusieurs cycles hydrologiques et dépassant le cadre de la présente thèse. Cette dernière, en décrivant les phénomènes observés dans le cas particulier du Méaudret au cours de la période avril-décembre 1972, pourrait en constituer un chapitre.

BIBLIOGRAPHIE

ALLIX (A.) 1914 "La morphologie glaciaire en Vercors" Imp. Allier. Grenoble

ANTOINE (P.) 1968 "Sur quelques manifestations karstiques observées lors de la perforation du tunnel du Mortier" Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors.- Grenoble.

ARLERY (R.), GARNIER (M.) et LANGLOIS (R.) 1955 "Application des méthodes de Thornthwaite à l'esquisse d'une description agonomique du climat de la France" Direction de la Météorologie Nationale.

ARNAUD (H.) 1968 "Quelques précisions sur l'hydrogéologie kartique du Vercors méridional" Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors" Grenoble.

- et Mme ARNAUD-VANNEAU (A.) 1970 "Nouvelles données paléogéographiques sur la couche à Orbitolines de la région des Rimets (Vercors septentrional)". C.R.Acad.Sc. Paris t.270

- 1971 "La zone de Borne, secteur intermédiaire entre le Vercors et le Dévoluy : principaux caractères et relations entre la tectonique et la paléogéographie" C.R.Acad.Sciences. Paris. t.272

- 1973 "Mise en évidence d'un important décalage anté-Miocène, de sens senestre, le long de la faille de Presles (Vercors occidental)" C.R.Acad.Sc. Paris t.276.

ARNAUD (Cl.) et LUCAS (Kl.) 1972 "Contribution à l'étude du plateau de Sornin. Vercors Isère - Etude phototectonique" Revue Photo interprétation n°2, fasc D Ed. Technip Paris

ASTIER (J.L.) 1971 "Géophysique appliquée à l'hydrogéologie" Ed. Masson.

AUDINET (H.) et ANDRE (H.) 1968 "Quelques résultats de contrôle de débit faits par E.D.F." Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors. Grenoble.

BARBIER (J.L.) 1972 "Etude hydrogéologique de la haute vallée de la Vernaison et de ses bordures" Thèse 3e cycle Grenoble.

BARBIER (R) 1950 "Observations géologiques dans la région de Villard-de-Lans, Isère" C.R.som.S.G.F. p 87-89.

- 1953 " Une curieuse forme d'érosion : les entonnoirs d'ablation" Trav.Lab. Géol.Grenoble t.30

- et GIGNOUX (M.) 1955 "Géologie des barrages et des aménagements hydroélectriques" Ed. Masson.

- 1960 "Le rôle des paléokarsts dans la formation des réseaux karstiques actuels et leurs répercussions sur l'hydrogéologie de ces régions" C.R.Soc.Géol.France p.59

BARTALA (R.), BOMBARD (J.P.), DUBUS (J.) et DURAFFOUR (C.) 1968 "Etude du transfert précipitation-débit d'un réseau karstique; Cuves de Sassenage" Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors. Grenoble

BELLAMY (J.) 1963 "Contribution à l'étude géologique du Vercors septentrional (Isère)" Thèse 3e cycle. Grenoble.

BENEVENT (E.) 1926 "Le climat des Alpes françaises" Paris Off.National.Météorologie.

BHATTACHARYA (P.K.) et PATRA (H.P.) 1968 "Direct current geolectric sounding. Methods in geochemistry and geophysic" ed. Elsevier Amsterdam.

BLACHE (J.) 1925 "Relief préalpin et relief jurassien" Annales de Géographie t XXXIV.

- 1931 "Le relief des massifs de la Grande Chartreuse et du Vercors" Rev. Géogr.Alpine t.XIX

BLANCHARD (R.) 1944 "Les Alpes occidentales. t .I Les Préalpes du Nord" Ed. Arthaud

- 1956 "Les Alpes occidentales. t.VII Essai d'une synthèse" "

BOGOMOLOV (G.) 1962 "Hydrogéologie et notions de géologie d'ingénieur" Ed.Paix Moscou

BOURGIN (A.) 1941 "La Bourne et ses affluents souterrains" Rev.Géogr.Alpine t.XXIX

- 1942 "Le Dauphiné souterrain" Ed. Arthaud

- 1945 "Hydrogéologie karstique, la question du niveau de base" Rev. Géogr.Alpine tXXIII

- 1950 "Rivières de la nuit" Ed. Arthaud.

- 1952 "A propos du réseau souterrain du Vercors, Goule Noire" Rev.Géogr. Alpine t.XL

CALI (F.) 1965 "Les Alpes enchantées" Ed. Arthaud

CASTANY (G.) 1967 "Traité pratique des eaux souterraines" Ed. Dunod

- 1967 "Introduction à l'étude des courbes de décrue et de tarissement" Chronique d'hydrogéologie n°10 mars.

- 1968 "Prospection et exploitation des eaux souterraines" Ed. Dunod

CHOUTEAU (A.F.) et MAGNIN (R.) 1968 "Caractéristiques chimiques et bactériologiques des eaux du massif du Vercors dans le département de l'Isère" Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors.- Grenoble.

Compagnie de Prospection Géophysique Française 1971 "Rapport inédit pour la commune d'Autrans".

CORBEL (J.) 1956 "Le karst du Vercors" Rev.Géogr. de Lyon

- 1957 "Karsts alpins de haute et moyenne altitude" Rev.Géogr.de Lyon

COUTAGNE (A.) 1942 " Hydrométéorologie des bassins de haute montagne" Publié par la Société Hydrotechnique de France. Grenoble

DEFFONTAINES (P.) et DELAMARRE (M.) 1955 "Atlas aérien" t.I Ed. Gallimard

DEBELMAS (J.) 1963 "Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes" Trav.Lab.Géol.Grenoble t.39

- 1970 "Guides géologiques régionaux. Alpes" Ed. Masson.

DEGREMONT (Société) 1963 "Mémento technique de l'eau" Paris

DROGUE (C.) 1967 "Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures" Chronique d'hydrogéologie n°10 mars.

- 1968 "Hydrogéologie des karsts de la région nord-montpelliéraine" Mémoires C.E.R.H. t.I Montpellier

FIORAVANTE (J.) et LAFOSSE (J.) 1968 "Inventaire des ressources en eaux superficielles et souterraines dans le Vercors" Colloque sur l'hydrogéologie du massif du Vercors.- Grenoble

FOURMARIER (P.) 1958 "Hydrogéologie" Ed. Masson

FOURNEAUX (J.C.)1968 "Hydrogéologie du Grésivaudan" Thèse 3e cycle. Grenoble

GARNIER (J.J.) et POMMIER (C.) 1955 "Explorations en Vercors" Annales de spéléologie Spélunca. t.10 fasc.1

GEZE (B.) 1965 "La spéléologie scientifique" Ed. du Seuil

GIGNOUX (M.) et MORET (L.) 1952 "Géologie dauphinoise" Ed. Masson

GIROD (J.P.) 1964 "Etude géologique de la région d'Autrans" D.E.S Géologie.Grenoble

GOGUEL (J.) 1944 "Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France" B.S.G.F. t.XLIL n°215

- 1945 "Sur les subdivisions stratigraphiques de l'Urgonien du Vercors" C.R.Soc.Géol.France p.162

GROS (F.) 1961 "Recensement des gouffres et grottes du Vercors. Etude statistique" D.E.S. Grenoble

GRARD (R.) 1970 "Recherche des valeurs de crues exceptionnelles. La crue du 25 décembre 1968 sur la Bourne" Rev.Géogr.Alpine t. LVIII

GUILLOT (P.) 1968 "Régime de précipitations sur le massif du Vercors" Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors.-Grenoble

- et GRARD (R.) 1968 "La prévision des crues de l'Ain à Coiselet" Bulletin A.I.H.S. t. XIII n°4

- 1969 "Quatre conférences sur la prévision hydrologique" Publication E.D.F Grenoble

GUYOT (C.) 1960 "L'hydrologie" Collection Que sais-je ? Ed. P.U.F.

JACOB (C.) 1912 "Les dépôts glaciaires locaux du Vercors et des environs de Villard-de-Lans" C.R.Acad.Sc.Paris t.155

JEAN-LOUP 1969 "L'hydrologie karstique du Vercors" Rev.Géogr.Alpine t. LVII

JAIL (M.) et MARCHINI (J.) "Observations météorologiques dans le département de l'Isère (annuel)" Suppléments à la revue de Géographie Alpine

LAMOTTE (M.) 1970 "Introduction à la biologie quantitative" Ed. Masson

LASFARGUES (P.)1957 "Prospection électrique par courants continus" Ed. Masson

LE BRET (M.) 1955 "Le réseau du Trou qui Souffle et le scialet de Pertuzon" Annales de spéléologie t.X

LEQUATRE (C.) 1969 "Hydrologie karstique du Vercors" D.E.S Géographie Grenoble

LORY (C.) 1860 "Description géologique du Dauphiné" Paris Ed.Sany

LORY (P.) 1901 "Observations stratigraphiques dans le Nord du massif du Vercors" B.S.G.F. t IX

MARTEL (A.E.) 1930 "La France ignorée. t.I Les scialets du Vercors" Ed. Delagrave

MICHEL (M.) 1971 "Hydrogéologie du bassin versant du Theys (Isère) Thése 3e cycle Grenoble.

MICHEL (R.) 1960 "Contribution à l'étude de la température des sources dans le département de l'Isère" Trav.Lab.Géol.Grenoble t.36

- 1961 "Aperçu d'ensemble sur la structure du département de l'Isère dans ses rapports avec l'hydrologie souterraine" Rev.Géogr.Alpine t. XLIX

- et LETOURNEUR (J.) 1971 "Géologie du genie civil" Ed. Armand Colin

MORET (L.) 1962 "Précis de géologie" Ed. Masson

OLIVE (P.), HUBERT (P.), MARIN (E.), MEYBECK (M.) et SIWERTZ (E.) 1969 "Aspects hydrologique, géochimique et sédimentologique de la crue exceptionnelle de la Dranse du Chablais du 22 septembre 1968" Arch.Sc.Genève vol 22

OLIVE (P.), CROUZET (E.), HUBERT (P.), MARCE (A.) et SIWERTZ (E.) 1970 "Le tritium dans les mesures d'hydrogéologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement" Journ.of Hydrology t.II

PAQUIER (V.) 1904 "Sur le calcaire à Orbitoïdes de Méaudre, Isère" B.S.G.F. t.IV

- 1906 "Sur l'Aptien et l'Albien des environs d'Autrans" B.S.G.F. t.VI

PEGUY (C.P.) 1968 "La neige" Collection Que sais-je ? Ed. P.U.F.

PORTHAULT (B.) 1968 "Le problème du Sénonien du Vercors : données stratigraphiques nouvelles, conséquences paléogéographiques et paléotectoniques" B.S.G.F. t.X (7)

POTIE (L.) 1968 "Etude du plateau de Sornin. Observations sur le gouffre Berger et son réseau" Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors.-Grenoble

REMENIERAS (G.) 1960 "L'hydrologie de l'ingénieur" Ed. Eyrolles

RENAULT (P.) 1971 "La formation des cavernes" Collection Que sais-je ? Ed. P.U.F.

ROCHE (M.) 1963 "Hydrologie de surface" Ed. Gauthiers-Villars

- 1967 "Essai de définition d'un hydrogramme standard" Bulletin de l'A.I.H.S. t.XII n°4

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

- 1962 "Hydrogéologie karstique dans le massif du Vercors" Mém. du Congrès international de Héologie d'Athènes.

- 1968 "Hydrogéologie du synclinal de Villard-de-Lans" Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors.-Grenoble

SCHOELLER (H.) 1949 "Température des eaux souterraines" Trav.Lab. de Bordeaux t1

- 1950 "Variation de la teneur en CO_2 des eaux souterraines" C.R.Acad.Sc.Paris t.230

- 1962 "Les eaux souterraines" Ed. Masson

- 1973 "Hydrogéologie" in Géologie t.2, Encyclopédie de la Pléiade Ed. N.R.F.

SERRA (L.) 1971 "Hydrologie des eaux de surface" in Géophysique, Encyclopédie de la Pléiade Ed. N.R.F.

SIWERTZ (E.) 1973 "Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène 18 de l'infiltration sur les lysimètres et le bassin de Thonon" Thèse 3e cycle Paris, Thonon

TROMBE (F.) 1951 "Traité de spéléologie" Ed. Payot

TURC (L.) 1951 "Bilan d'eau des sols. Relation précipitation-température-écoulement" C.R.Acad.Sc.Paris t.233 n°11

VEYRET (P.) 1972 "Le climat" in Guide du naturaliste dans les Alpes, ouvrage collectif Ed. Delachaux et Niestlé

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