



HAL
open science

Etude hydrogéologique du bassin versant du moyen Buech : de Serres à Laragne, Hautes-Alpes - Alpes françaises

Lucien Tron

► **To cite this version:**

Lucien Tron. Etude hydrogéologique du bassin versant du moyen Buech : de Serres à Laragne, Hautes-Alpes - Alpes françaises. Hydrologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1982. Français. NNT: . tel-00585381

HAL Id: tel-00585381

<https://theses.hal.science/tel-00585381>

Submitted on 12 Apr 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.

THESE DE DOCTORAT DE 3^{ème} CYCLE

SPECIALITE : GEOLOGIE APPLIQUEE

OPTION : HYDROGEOLOGIE

***ETUDE HYDROGEOLOGIQUE
DU BASSIN VERSANT
DU MOYEN BUECH
de Serres à Laragne Hautes Alpes***

Lucien TRON

Thèse soutenue le 24 Septembre 1982 devant la Commission d'Examen :

R BARBIER	Professeur Emérite	Président
J SARROT REYNAULD	Professeur Directeur de thèse	Examineur
Ph OLIVE	Maitre Assistant	Examineur
F PELISSIER	Inspecteur général du GREF Ancien Chef du SRAE	Invité

THESE DE DOCTORAT DE 3^{ème} CYCLE

SPECIALITE : GEOLOGIE APPLIQUEE

OPTION : HYDROGEOLOGIE

***ETUDE HYDROGEOLOGIQUE
DU BASSIN VERSANT
DU MOYEN BUECH —
de Serres à Laragne Hautes Alpes***

Lucien TRON

Thèse soutenue le 24 Septembre 1982 devant la Commission d Examen :

R BARBIER	Professeur Emérite	Président
J SARROT REYNAULD	Professeur Directeur de thèse	Examineur
Ph OLIVE	Maitre Assistant	Examineur
F PELISSIER	Inspecteur général du GREF Ancien Chef du SRAE	Invité

A toi Céline, François, Maryse et tous Père, Mère, Frères et soeurs,

J'ai bien des fois commencé et bien des fois abandonné cet ouvrage, j'ai mille fois envoyé aux vents les feuilles que j'avais écrites, je suivais mon objet sans former de dessein ; je ne connaissais ni les règles ni les exceptions. Je ne trouvais la vérité que pour la perdre ; mais quand j'ai découvert mes principes, tout ce que je cherchais est venu à moi ; ... Je demande une grâce que je crains qu'on ne m'accorde pas ; c'est de ne pas juger par la lecture d'un moment, d'un travail de vingt années ; d'approuver et de condamner le livre entier, et non pas quelques phrases. Si l'on veut chercher le dessein de l'auteur on ne le peut bien découvrir que dans le dessein de l'ouvrage.

Montesquieu



REMERCIEMENTS

Au moment de remettre mon travail à l'appréciation du jury, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à tous ceux qui d'une façon ou d'une autre ont permis que j'entreprenne, poursuive et termine cette étude.

Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAULD qui m'a confié cette étude, et qui avec beaucoup d'amitié m'a aidé à la reprendre et à la mener à bien. Sa constante bienveillance me fût un encouragement.

Monsieur Ph. OLIVE sous-directeur de Centre de Recherches de Géodynamique de Thonon les Bains qui a permis la réalisation des analyses isotopiques et leur interprétation. Ses conseils précieux me permirent de préciser mes recherches. Son amitié et sa confiance me furent très précieux.

Monsieur le Professeur R. BARBIER, membre de l'Institut, pour l'honneur qu'il me fait en présidant le jury.

Monsieur F. PELLISSIER, Inspecteur Général du Génie Rural et des Eaux et Forêts, ancien directeur du Service Régional de l'Aménagement des Eaux de Provence-Côte d'Azur qui m'a assuré de sa confiance lors de l'aménagement du bassin versant et qui m'a permis de profiter de l'appui technique de toute son équipe, qu'il soit assuré de toute ma reconnaissance.

Messieurs DE CARMENTRAN et POULAILLON, Ingénieurs au S.R.A.E. qui ont facilité le déroulement de mon travail.

Toute l'équipe du S.R.A.E. qui m'a apporté son concours avec beaucoup de dynamisme sur le terrain, au laboratoire et au bureau. Je ne les citerai tous ici, mais j'ai été heureux de travailler en leur compagnie.

Monsieur J. LANSBERBOURG, Ingénieur des travaux ruraux à la Direction Départementale des Hautes-Alpes, qui avec beaucoup de compréhension et d'amitié m'a ouvert sa documentation, m'a fait profiter de son expérience de terrain et m'a apporté une aide matérielle.

A toute l'équipe technique du C.R.G., Mesdames S. CHESSEL et A. NOIR, Monsieur B. CHASSAING qui ont réalisé un grand nombre d'analyses isotopiques et chimiques des eaux du bassin versant, je les remercie de leur aimable collaboration.

Monsieur CAMBON, Hydrogéologue au Centre Technique du Génie Rural et des Eaux et Forêts à Aix-en-Provence, qui a permis le dépouillement des mesures limnimétriques.

Je remercie les habitants de la région de SERRES-LARAGNE qui m'ont toujours bien accueilli sur leur propriété lors des mesures hydrologiques, et en particulier ceux qui ont réalisé pour mon compte des relevés quotidiens de température, pluviométrie, hauteur d'eau aux échelles limnimétriques.

Je suis également reconnaissant à tous mes anciens collègues du Collège d'Enseignement Secondaire de Laragne qui m'ont encouragé et accompagné sur le terrain quand les conditions météorologiques étaient mauvaises.

Je remercie très sincèrement tous mes camarades de travail pour l'aide technique ou pour les encouragements qu'ils m'ont prodigués. La réalisation technique de cette thèse a été assurée par Mesdames G. GUIDETTI et C. MEUGNIOT pour la dactylographie et par Monsieur POUPON pour quelques dessins. Qu'ils trouvent ici l'expression de mes remerciements.

Je dois enfin exprimer toute mon affection à mes parents, frères et soeurs, à ma femme et à mes enfants qui m'ont aidé et encouragé tout au long de mes études.

SOMMAIRE

INTRODUCTION17

PREMIERE PARTIE

HYDROGEOLOGIE DU BASSIN VERSANT DU MOYEN BUECH

CHAPITRE I - LE COMPLEXE PHYSIQUE DU BASSIN VERSANT 21

- I- SITUATION GEOGRAPHIQUE 21
- II- LIMITES HYDROGRAPHIQUES 21
- III- MORPHOLOGIE..... 23
- IV- SUPERFICIE 23
 - IV.1. RÉPARTITION DES SURFACES SELON LES SOUS BASSINS ... 23
 - IV.2. RÉPARTITION DES SURFACES SUIVANT LES TRANCHES
D'ALTITUDES 24
- V- FORME DU BASSIN 24
- VI- LE RELIEF 24
 - VI.1. LA COURBE SURFACE - ALTITUDE 24
 - VI.2. LA COURBE HYSOMÉTRIQUE 27
 - VI.3. L'ALTITUDE MAXIMALE, MINIMALE ET MOYENNE 27
 - VI.4. LA PENTE MOYENNE DU BASSIN 27

CHAPITRE II - LA GEOLOGIE DU MOYEN BUECH 31

- I- CADRE GEOLOGIQUE 31
- II- LITHOSTRATIGRAPHIE 31
 - II.1. LE TRIAS 31
 - II.2. LE JURASSIQUE 33
 - II.2.1. LE JURASSIQUE MOYEN: LE DOGGER 33
 - II.2.1.1. Le Bajocien 33
 - II.2.1.2. Le Bathonien 33
 - II.2.2. LE JURASSIQUE SUPERIEUR: LE MALM 34
 - II.2.2.1. Le Collovien 34
 - II.2.2.2. L'Oxordien 34
 - II.2.2.3. L'Argovien 35

II.2.2.4. Le Rauracien, le Séquanien, le Kimmeridgien inférieur..	35
II.2.2.5. Le "Tithonique": Kimmériidgien supérieur et Portlandien.	36
II.3. LE CRÉTACÉ	38
II.3.1. LE BERRIASIEN	39
II.3.2. LE VALANGINIEN	39
II.3.3. L'HAUTERIVIEN	40
II.3.4. LE BARREMIEN	40
II.3.5. L'APTIEN	41
II.3.6. LE CENOMANIEN	42
II.3.7. LE TURONIEN	42
III- LE QUATERNAIRE	42
III.1. LES ÉBOULIS	42
III.1.1. LES EBOULIS VIFS	42
III.1.2. LES EBOULIS STABILISES	43
III.1.3. LES ECROULEMENTS ROCHEUX	43
III.2. LES GLISSEMENTS DE TERRAIN	43
III.2.1. LES ANCIENNES COULEES BOUEUSES	44
III.3. L'ALTÉRATION DES MARNES	44
III.4. LES ARGILES LACUSTRES	44
III.5. LES TERRASSES	44
III.5.1. LES ALLUVIONS DU LIT MAJEUR DES COURS D'EAU	44
III.5.2. LES ALLUVIONS RECENTES DU FOND DE VALLEE	45
III.5.3. LA BASSE TERRASSE FLUVIALE	45
III.5.4. LA HAUTE TERRASSE FLUVIALE ET SON GLACIS DE RACCORDEMENT...	45
III.5.5. LA BASSE TERRASSE FLUVIO-GLACIAIRE (WURM)	45
III.5.6. LA HAUTE TERRASSE FLUVIO-GLACIAIRE (MINDEL-RISS).....	45
III.5.7. LES MORAINES	45
IV- LA TECTONIQUE	46
IV.1. LES PLIS ET CHEVAUCHEMENTS EST-OUEST	48
IV.1.1. LES MOUVEMENTS CRETACES	48
IV.1.2. LES MOUVEMENTS ANTE-EOCENES	48
IV.1.3. LES MOUVEMENTS ANTE-OLIGOCENES.....	48
IV.1.4. LES MOUVEMENTS ANTE-MIOCENES.....	49
IV.2. LES ACCIDENTS MÉRIDIENS ET SUB-MÉRIDIENS	49
IV.2.1. LES ACCIDENTS NORD-SUD.....	49
IV.2.2. LES ACCIDENTS NORD-EST - SUD-OUEST	49
IV.2.3. LES ACCIDENTS NORD-OUEST - SUD-EST	50
IV.3. TECTONIQUE ET CIRCULATION DES EAUX	50
IV.4. CONCLUSION.....	50

CHAPITRE III - CARACTERISTIQUES CLIMATOLOGIQUES DU MOYEN BUECH...	51
I- LES PRECIPITATIONS	51
I.1. LE RÉSEAU PLUVIOMÉTRIQUE	51
I.2. ANALYSE DES DONNÉES PLUVIOMÉTRIQUES	51
I.2.1. LA REPARTITION SAISONNIERE DES PRECIPITATIONS	51
I.2.2. LA REPARTITION MENSUELLE DES PRECIPITATIONS	53
I.2.3. LES VARIATIONS DES PRECIPITATIONS AVEC L'ALTITUDE	53
I.2.4. LE CALCUL DE LA HAUTEUR ANNUELLE THEORIQUE DES PRECIPITATIONS.	55
I.2.5. L'ANALYSE STATISTIQUE DES MODULES PLUVIOMETRIQUES ANNUELS	
A LARAGNE ET A MONTJAY	55
I.3. LA NIVOSITE	59
II- LES TEMPERATURES	59
II.1. LE RÉGIME THERMIQUE DU MOYEN BUECH	59
II.1.1. LE GRADIENT THERMIQUE	61
II.1.2. VARIATION MENSUELLE DU GRADIENT THERMIQUE	61
II.1.3. LA TEMPERATURE MOYENNE DU BASSIN VERSANT	61
III- LES VENTS	61
III.1. L'ORIGINE DES VENTS	61
IV - L'INSOLATION	63
CHAPITRE IV - HYDROLOGIE DESCRIPTIVE DU MOYEN BUECH	65
I- LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE.....	67
I.1. DESCRIPTION DES RÉSEAUX - PROFIL EN LONG	67
II- LE DEBIT DU BUECH A LA STATION D'EYGUIANS	68
II.1. LA MÉTHODE DE JAUGEAGE DU BUECH	69
II.2. LES COURBES DE TARAGE	69
II.3. DÉPOUILLEMENT DES LIMNIGRAMMES	69
II.4. ANALYSE DES RÉSULTATS	71
II.4.1. LES RESULTATS DE L'ANNEE 1971	71
II.4.1.1. Le débit annuel	71
II.4.1.2. Les débits mensuels	71
II.4.1.3. Les débits saisonniers	73
II.4.2. LES RESULTATS DE L'ANNEE 1972	73
II.4.2.1. Le débit moyen annuel	73
II.4.2.2. Les débits mensuels	75
II.4.2.3. Les débits saisonniers	75

III- DEBIT DU BUECH AUX STATION DE CHAMBONS, DE SERRES ET D'EYGUIANS	75
IV - LES DEBITS DU BUECH A LA STATION DE SERRES - ANALYSE STATISTIQUE	78
IV.1. LES DÉBITS CARACTÉRISTIQUES	79
IV.1.1. LES DEBITS MENSUELS	79
IV.1.2. LES DEBITS SAISONNIERS	79
IV.1.3. ANNEES HUMIDES - ANNEES SECHES	80
IV.2. ANALYSE STATISTIQUE DES DEBITS DU BUECH À SERRES	80
IV.2.1. AJUSTEMENT DES LAMES D'EAU EQUIVALENTES A UNE LOI DE GAUSS	80
IV.2.2. AJUSTEMENT DES VALEURS EXTREMES A UNE LOI THEORIQUE.....	81
IV.2.2.1. Méthode employée	81
IV.2.2.2. Résultats	81
IV.2.2.3. Durée de retour des crues journalières (QM3).....	83

CHAPITRE V - ETUDE DES CARACTERES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX SOUTERRAINES

I. LES CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DES EAUX	86
I.1. LES DÉBITS	86
I.1.1. LES METHODES DE MESURES	86
I.1.2. LES VARIATIONS DES DEBITS	86
I.1.2.1. Vidange totale de la nappe	86
I.1.2.2. Vidange partielle de la nappe	87
I.1.3. LE DEBIT MAXIMUM	87
I.1.4. LE DEBIT MINIMUM	88
I.1.5. LA PERIODE D'ETIAGE	88
I.1.6. LE DEBIT MOYEN	89
I.2. LES TEMPÉRATURES DES SOURCES-INTERPRÉTATIONS	89
I.2.1. LA METHODE DE MESURE DES TEMPERATURES	89
I.2.2. LES CAUSES DE LA TEMPERATURE DES EAUX DES SOURCES.....	91
I.2.2.1. L'énergie solaire	91
I.2.2.2. L'énergie interne du globe ou flux géothermique	91
I.2.2.3. Autres facteurs pouvant influencer la température de l'eau	92
I.2.3. APPLICATION A LA REGION ETUDIEE	94
I.2.3.1. Les variations de la température	95
I.3. LA RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE	95

1.3.1. LE PRINCIPE	95
1.3.2. LA METHODE DE MESURE	97
1.3.3. L'INTERET DE LA MESURE DE RESISTIVITE	97
I.4. LE RÉSIDU SEC	98
1.4.1. LA METHODE DE MESURE	98
1.4.2. LES RESULTATS DES MESURES	98
II- LES CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DES EAUX	100
II.1. NOTION DE CHIMIE FONDAMENTALE	100
II.1.1. ELEMENTS FONDAMENTAUX	100
II.1.2. ELEMENTS CARACTERISTIQUES	100
II.1.3. CARBONATATION DES EAUX NATURELLES	100
II.2. LE PH	101
II.3. LA DURETÉ DES EAUX DE SOURCES: DT.....	102
II.4. L'ALCALINITÉ DE L'EAU	103
II.5. EAUX AGRESSIVES OU INCRUSTANTES	103
II.6. EVOLUTION D'UNE EAU EN PRÉSENCE DE L'ATMOSPHERE	104
III- LES ELEMENTS CHIMIQUES ETUDIÉS	104
III.1. LA COMPARAISON DES ANALYSES ENTRE ELLES	105
IV- GEOCHIMIE ISOTOPIQUE	105
CHAPITRE VI - COMPORTEMENT DES DIFFERENTS AQUIFERES	109
I- LES EMERGENCES DES CALCAIRES BERRIASIENS-TITHONIQUES.....	109
I.1. DESCRIPTION DES AQUIFÈRES	109
1.1.1. LES SOURCES DES GORGES DE MONTCLUS	109
1.1.2. LA SOURCE DE SAINT GENIS	110
1.1.3. LA SOURCE DE LA BEAUME	110
1.1.4. LES SOURCES DES DOUCES	112
1.1.5. LA SOURCE DU PUIITS D'ORPIERRE	112
I.2. LES DÉBITS	114
I.3. LES TEMPÉRATURES	114
I.4. LES RÉSISTIVITÉS	116
I.5. COMPOSITION CHIMIQUE	116
I.6. CONCLUSION SUR LES AQUIFÈRES TITHONIQUE-BERRIASIEN.....	118
II- LES EMERGENCES ISSUES DES CALCAIRES BARREMO-BEDOULIEN ...	118
II.1. GÉNÉRALITÉS	118
II.2. DESCRIPTION DES ÉMERGENCES	120
II.2.1. LES VENUES D'EAU DES CALCAIRES MARNEUX DU BARREMIEN: SOURCES DES PEUPLIERS ET DE PETIT TERRUS	120
II.2.2. LES VENUES D'EAU AU CONTACT DES MARNES BLEUES DE L'ALBIEN...	120

II.2.3. LES SOURCES ISSUES D'ÉBOULIS BARREMO-BEDOULIENS CACHANT LE VÉRITABLE GRIFFON	125
II.3. LES DÉBITS	125
II.4. LA TEMPÉRATURE	125
II.5. LA RÉSISTIVITÉ	125
II.6. LA COMPOSITION CHIMIQUE	126
III- LES ÉMERGENCES DES TERRASSES FLUVIO-GLACIAIRES	126
III.1. GÉNÉRALITÉS	126
III.2. LES SOURCES DES HAUTES TERRASSES	126
III.2.1. LA SOURCE DE LA GRIMAUDIÈRE	126
III.2.1.1. LES SOURCES VERCUEIL ET COMBE ESCURE	127
III.2.2. LES SOURCES DES BEGÜES	127
III.3. LES SOURCES DES BASSES TERRASSES	127
III.3.1. LA SOURCE RAOUX	127
III.3.2. LES SOURCES HUGET ET BARILLON	127
III.3.3. LES SOURCES DE CHAMP FARIS ET TOURTEZ	127
III.4. LES PUIITS	127
III.5. LES CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES DES SOURCES	130
III.5.1. LE DÉBIT	130
III.5.2. LA TEMPÉRATURE	130
III.5.3. LA RÉSISTIVITÉ	130
III.6. LA COMPOSITION CHIMIQUE	132
III.7. CONCLUSIONS	135
IV- LES ÉMERGENCES ISSUES DES TERRAINS SUPERFICIELS: ÉBOULIS - GLISSEMENTS	135
IV.1. GÉNÉRALITÉS	135
IV.2. DESCRIPTION DES ÉMERGENCES	135
IV.2.1. LES SOURCES ISSUES D'ÉBOULIS CRYOCLASTIQUES PLUS OU MOINS CIMENTES	135
IV.2.2. LES SOURCES ISSUES D'ÉBOULIS DONT LA MATRICE ARGILEUSE EST IMPORANTE	136
IV.2.3. LES SOURCES ISSUES D'UN MATÉRIEL MIXTE: GLACIS DE VERSANT ET ÉLÉMENTS TORRENTIELS	136
IV.3. LE DÉBIT	139
IV.4. LA TEMPÉRATURE	139
IV.5. LA RÉSISTIVITÉ	139
IV.6. COMPOSITION CHIMIQUE	139
IV.7. CONCLUSION	140

V- ETUDE DE LA SOURCE VIVIER	
V.1. LES CONDITIONS D'ÉMERGENCE	140
V.2. LE BASSIN VERSANT DES SOURCES	141
V.3. LES DÉBITS	141
V.4. LES TEMPÉRATURES	142
V.5. LA RÉSISTIVITÉ	142
V.6. LA COMPOSITION CHIMIQUE	142
V.7. LES CARACTÉRISTIQUES ISOTOPIQUES	147
V.7.1. LE TRITIUM	147
V.7.2. L'OXYGÈNE-18	147

CHAPITRE VII - LE BILAN HYDROLOGIQUE DU MOYEN BUECH	150
I- ANALYSE DES DIFFÉRENTS ÉLÉMENTS DU BILAN	150
I.1. LES PRÉCIPITATIONS	150
I.2. L'ÉVAPOTRANSPIRATION	150
I.2.1. L'ÉVAPORATION	152
I.2.2. L'ÉVAPORATION POTENTIELLE	152
I.2.2.1. Méthode de Thornthwaite	152
I.2.2.2. Méthode de L. Turc	152
I.2.3. ÉVAPOTRANSPIRATION REELLE	154
I.2.3.1. Méthode de Thornthwaite	154
I.2.3.2. Formules faisant intervenir uniquement la température	156
I.2.3.3. Formules faisant intervenir la température et les précipitations	156
I.2.4. Analyses des résultats d'évapotranspiration	156
I.3. L'ÉCOULEMENT SUPERFICIEL ET SOUTERRAIN	157
I.3.1. VOLUME D'EAU ÉCOULÉ	157
I.4. VARIATION DES RÉSERVES ALIMENTAIRES	158
I.5. CONCLUSION	160

DEUXIÈME PARTIE - LE BASSIN VERSANT DE SAINT-GENIS

CHAPITRE I - REPRESENTATIVITÉ ET CARACTÉRISTIQUES DU BASSIN VERSANT DE SAINT GENIS	163
I- INTRODUCTION	163
I.1. CRITÈRES DE REPRÉSENTATIVITÉ DU BASSIN DE ST GENIS	163
I.1.1. LE CLIMAT	163
I.1.2. LES CARACTÉRISTIQUES DU SOL ET DU SOUS SOL	164
I.1.3. LA VÉGÉTATION	164
I.1.4. ALTITUDE MOYENNE, MAXIMALE, MINIMALE	164

II- CARACTERISTIQUES PHYSIQUES ET GEOLOGIQUES DU BASSIN VERSANT	164
II.1. CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES	166
II.1.1. HYDROGRAPHIE	166
II.1.2. MORPHOLOGIE	166
II.1.3. COURSE-SURFACE-ALTITUDE	166
II.1.4. ALTITUDE MOYENNE, MAXIMALE, MINIMALE	166
II.1.5. PENTE MOYENNE DU BASSIN VERSANT DE ST GENIS	169
II.1.6. MORPHOLOGIE	169
II.2. LA GÉOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE ST-GENIS	169
II.3. TECTONIQUE	169
III- CARACTERISTIQUES CLIMATOLOGIQUES DU BASSIN VERSANT DE SAINT GENIS	172
III.1. LES PRÉCIPITATIONS	173
III.1.1. LES APPAREILS	173
III.1.2.1. Répartition saisonnière des précipitations	173
III.1.2.2. Comparaison des précipitations entre tous les appareils	174
III.1.2.3. Etude de l'effet de versant	174
III.1.2.4. Corrélation de la station de Logier avec celles de la région du Buech	174
III.1.2.5. Pluviosité moyenne annuelle	174
III.1.2.6. Pluviosité moyenne mensuelle	176
III.2. LES TEMPÉRATURES	176
III.3. L'ÉVAPORATION	176
III.4. LE DEGRÉ D'HUMIDITÉ	177
III.5. LA PRESSION ATMOSPHÉRIQUE	177
III.6. L'INFILTRATION	179
III.7. L' ENSOLEILLEMENT	179
III.8. LES VENTS	179
CHAPITRE II - HYDROLOGIE DU BASSIN DE SAINT GENIS	183
I- HYDROLOGIE DE SURFACE	183
I.1. SITUATION DES APPAREILS	183
I.2. TYPE D'APPAREILLAGE - FONCTIONNEMENT	183
I.3. RELATION HAUTEUR-DÉBITS	183
I.4. RÉSULTATS- DÉBITS DU RIOU (1971-1972)	185
I.4.1. DÉBITS CARACTÉRISTIQUES	187
I.4.2. VALEURS MENSUELLES DES DÉBITS	187

II- HYDROLOGIE SOUTERRAINE : LES EMERGENCES DU BASSIN VERSANT DE SAINT GENIS	188
II.1. LES ÉMERGENCES DE TYPE SUPERFICIEL	188
II.1.1. LA SOURCE DE SAINT LAGIER	188
II.1.1.1. Le débit	188
II.1.1.2. La résistivité	188
II.1.1.3. La température	191
II.1.1.4. La chimie des eaux	191
II.1.2. CHIMIE DES EAUX	191
II.1.2.1. Le débit	191
II.1.2.2. La résistivité	191
II.1.2.3. La température	191
II.1.2.4. La chimie des eaux	194
II.2. LES ÉMERGENCES DE TYPE PROFOND	194
II.2.1. CONDITIONS D'EMERGENCE	194
II.2.2. SYSTEME DE JAUGEAGE	194
II.2.3. LES DEBITS	195
II.2.3.1. Théorie du comportement de la nappe aquifère des calcaires tithoniques et berriasiens de St-Genis	198
II.2.3.2. Analyse des courbes de crue et de tarissement	200
II.2.3.3. Courbe de tarissement de la source de St Genis	200
II.2.3.4. Courbe de décrue de la source de St Genis	202
II.2.3.5. Volume des réserves	202
II.2.4. CHIMIE DES EAUX	204
II.2.4.1. Représentation géologique des eaux de la nappe de Saint-Genis	205
II.2.4.2. Comparaison de la composition chimique des différentes sources	205
II.2.4.3. Etude des variations de la concentration ionique en fonction du débit	208
II.2.4.3.1. Hypothèse sur les circulations souterraines	209
II.2.4.3.2. Corrélation débit-concentration	210
II.2.4.4. Etude comparative des vues du 11 et 15 juin 1972 de la source de St Genis et du Riou à l'amont de la source	212
II.2.4.5. Conclusion	212
III- RAPPORT DES ANALYSES ISOTOPIQUES A L'ETUDE DU BASSIN VERSANT	212
III.1. RAPPEL DE QUELQUES NOTIONS D'HYDROGÉOLOGIE ISOTOPIQUE	212

III.1.1. OXYGENE -18 - 0-18	212
III.1.2. LE TRITIUM H-3.....	215
III.2. CARACTÉRISTIQUES ISOTOPIQUES DES PRÉCIPITATIONS...	216
III.2.1. OXYGENE -18	216
III.2.2. LE TRITIUM	
III.3. CARACTÉRISTIQUES ISOTOPIQUES DE LA RECHARGE	218
III.3.1. L'OXYGENE -18	218
III.3.2. LE TRITIUM	218
III.4. CARACTÉRISTIQUES ISOTOPIQUES DE LA SOURCE DE ST GENIS	218
III.4.1. ALTITUDE DE L'IMPLUVIUM	218
III.4.2. TEMPS DE SEJOUR MOYEN DES EAUX DANS L'AQUIFERE ET TAUX DE RENOUVELLEMENT	220
III.4.2.1. Déterminations à partir des teneurs en 0-18 et des températures	220
III.4.2.1.1. Modèle hydraulique proposé	222
III.4.2.1.2. Résolution des équations et résultats	222
III.4.2.2. Détermination à partir du tritium	223
III.4.3. VALEURS DES RESERVES SOUTERRAINES	224
III.5. CONCLUSION	225
IV. BILAN HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT	225
IV.1. LES PRÉCIPITATIONS	226
IV.2. L'ÉVAPOTRANSPIRATION	226
IV.3. LE VOLUME ÉCOULÉ	227
IV.4. MESURE DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION RÉELLE	227
IV.4.1. MESURE DE L'EVAPOTRANSPIRATION SUR SURFACE D'EAU LIBRE ...	227
IV.4.2. CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE.....	227
IV.4.2.1. Méthode de Thornthwaite	227
IV.4.2.2. Méthode de Turc	228
IV.4.2.3. Critique des formules	230
IV.4.3. CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE.....	230
IV.4.3.1. Méthode de Thornthwaite	230
IV.4.3.2. Déficit d'écoulement	230
IV.4.3.2.1. Formule ne faisant intervenir que la température	230
IV.4.3.2.2. Formule faisant intervenir les précipitations et la température	230
IV.5. ANALYSE DES RÉSULTATS	231
IV.6. CONCLUSION - - - - -	233

CHAPITRE III - HYDROBIOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE ST GENIS	235
I- ETUDE PHYSICO-CHIMIQUE	235
II- ETUDE HYDROBIOLOGIQUE	238
III- CONCLUSION	240
CONCLUSIONS DE L'ETUDE.....	241
BIBLIOGRAPHIE	245
ANNEXES.....	253

LISTE DES FIGURES

Figure 1	: Situation géographique de l'étude	22
Figure 2	: Le Bassin versant du Moyen Buëch, situation géographique ...	24
Figure 3	: Type de morphologie de la région étudiée	26
Figure 4	: Courbes de fréquences altimétriques et hypsométriques du Moyen Buëch	28
Figure 5	: Calcul de la pente moyenne par la méthode du rectangle équivalent	29
Figure 6	: Série stratigraphique du Moyen Buëch	32
Figure 7	: Carte géologique et hydrogéologique du Moyen Buëch	37
Figure 8	: Carte structurale de la région du Buëch	47
Figure 9	: Précipitations mensuelles aux stations du Moyen-Buëch 1971-1972	54
Figure 10	: Variations du module pluviométrique moyen en fonction de l'altitude dans la vallée du Buëch	56
Figure 11	: Variation des modules pluviométriques en fonction de l'alti- tude. Année 1971-1972	56
Figure 12	: Représentation de la répartition des modules pluviométriques annuel de Serres et Laragne suivant la loi de Gauss	58
Figure 13	: Température mensuelle mesurée à Laragne et à St Genis	60
Figure 14	: Variation de la température de l'air en fonction de l'alti- tude du Bassin du Buëch	60
Figure 15	: Variation mensuelle du gradient thermique dans la région du Buëch	62
Figure 16	: Rose des vents dans la région du Moyen Buëch.....	62
Figure 17	: Réseau hydrographique du Moyen Buëch	66
Figure 18	: Courbe de tarage du Buëch à Eyguians	70
Figure 19	: Courbe des débits moyens journaliers du Buëch à Eyguians et courbe des débits classés année 1971	72
Figure 20	: Courbe des débits moyens journaliers du Buëch à Eyguians et courbe des débits classés année 1972	74
Figure 21	: Débit mensuel du Buëch à Serres - Année moyenne, humide et sèche	76
Figure 22	: Représentation de la répartition des valeurs des lames d'eau écoulées à Serres suivant la loi de Gauss de 1906 à 1972	76
Figure 23	: Ajustement des débits maxima annuels du Buëch à Serres à la loi de Gumbel. Période 1906-1972	82
Figure 24	: Exemple de variation d'une source : pré Bdréty	90
Figure 25	: Températures des sources en fonction de l'altitude	93
Figure 26	: Résistivité des eaux en fonction de leur minéralisation totale (somme anions + cations).....	96
Figure 27	: Résistivité des eaux en fonction du résidu sec à 105°C.....	99
Figure 28	: Eaux agressives et eaux incrustantes	99
Figure 29	: Bloc diagramme du site de la source de la Beaume	111
Figure 30	: Géologie des sources et de la région d'Orpierre	113
Figure 31	: Caractéristique de la source de la Beaume	115
Figure 32	: Diagramme Schoeller-Source du Tithonique	119
Figure 33	: Diagramme Duluc - Source du Tithonique	119
Figure 34	: Les sources du Barrême-Bédoulien	123
Figure 35	: Les sources du Barrême-Bédoulien	123

Figure 36 : Diagramme Schoeller-Sources du Barrémo Bédoulien	124
Figure 37 : Diagramme Duluc - Sources du Barrémo-Bédoulien	124
Figure 38 : Bloc diagramme des eaux issues des terrasses	128
Figure 39 : Hauteurs piezométriques " relevées dans les puits de la plaine du Bersac	129
Figure 40 : Sources des terrasses	131
Figure 41 : Diagramme Schoeller - Sources des terrasses	134
Figure 42 : Diagramme Duluc - Sources des terrasses	134
Figure 43 : Diagramme Schoeller - Sources des éboulis et des glissements de terrain	138
Figure 44 : Diagramme Duluc - Sources des éboulis et glissements de terrain.	
Figure 45 : Coupe géologique montrant les conditions d'émergences de la source Vivier	138
Figure 46 : Variations des débits, de la température et de résistivité de la source Vivier	143
Figure 47 : Comparaison des analyses chimiques de Vivier, Vivier sup., Pienault Tuffeuse et Talweg	145
Figure 48 : Diagrammes Schoeller des valeurs maxima et minima de la source Vivier	146
Figure 49 : Mesures isotopiques aux sources de Vivier et Pienault	148
Figure 50 : Bilan hydrologique du Moyen Buëch	159
Figure 51 : Carte géographique du bassin versant de St Genis	165
Figure 52 : Courbes des fréquences altimétriques et hypsométriques du bassin versant de St Genis	167
Figure 53 : Rectangle équivalent du Bassin versant de St Genis	168
Figure 54 : Carte géologique du bassin versant de St Genis	170
Figure 55 : Coupes géologiques dans le bassin versant de St Genis	171
Figure 56 : Réseau hydro-météorologique du bassin versant de St Genis	175
Figure 57 : Répartition des pluies à St Genis Lagier
Figure 58 : Variation des températures mensuelles à la station de Lagier ...	180
Figure 59 : Disposition de la case lysimétrique à la station de Lagier	180
Figure 60 : Courbes de tarage du Riou amont, milieu et aval ; échelle arithmétique et log. log.	184
Figure 61 : Débit du Riou aval 1971	186
Figure 62 : Débit du Riou aval 1972	187
Figure 63 : Variation des températures, résistivités et débits de la source de Lagier en 1971.
Figure 64 : Diagramme Schoeller - Berkaloff - Source Lagier	189
Figure 65 : Diagramme Duluc - Source Lagier	190
Figure 66 : Variation des températures, résistivités et débits de la source de Pré Barety en 1971	192
Figure 67 : Diagramme Schoeller Berkaloff - Source Pré Barety	193
Figure 68 : Diagramme Duluc - Source Pré Barety	193
Figure 69 : Débit des sources de St Genis 1971	196
Figure 70 : Débit des sources de St Genis 1972	197
Figure 71 : Relations entre les débits mesurés au parshal et ceux obtenus par différence Q milieu - Q amont	199
Figure 72 : Schéma théorique du régime de l'écoulement souterrain dans les calcaires tithoniques (ex : source de St Genis)	201
Figure 73 : Hydrogramme de décrue et de tarissement de la source de St Genis	203
Figure 74 : Représentation graphique des eaux de la source de St Genis Diagramme de Piper	205
Figure 75 : Représentation graphique de la concentration moyenne, maxi et mini de la source de St Genis - Diagramme Schoeller Berkaloff ..	206

Figure 76 :	Représentation graphique de la concentration moyenne, maxi et mini de la source de St Genis - Diagramme de Duluc	206
Figure 77 :	Comparaison de la composition chimique des eaux des sources St Genis, Lagier, Pré Barety et St Genis talweg - Diagramme Schoeller Berkaloff.....	207
Figure 78 :	Variation des caractéristiques physico-chimiques de la source de St Genis - 1971 - 1972	209
Figure 79 :	Variation des éléments ioniques des eaux de la source de St Genis en fonction de son débit	213
Figure 80 :	Comparaison des analyses chimiques de la source de St Genis et du Riou à l'amont de la source, durant la crue du 11 juin 1972	211
Figure 81 :	Histogramme des teneurs en oxygène -18 et en tritium des eaux de la source de St Genis ;.....	219
Figure 82 :	Evolution comparée des teneurs en O-18 et H-3 dans les précipitations) lagier et dans les eaux de la source de St Genis	221
Figure 83 :	Situation géographique des points de prélèvements hydrobiologiques	236

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1	: Fréquences altimétriques de hypsométrie du Moyen Buëch.....	28
Tableau 2	: Répartition saisonnière des précipitations dans la vallée du Buëch - Période 1950-1970-1971-1972.....	52
Tableau 3	: Précipitation théorique à l'altitude moyenne du Moyen Buëch (910 m).....	58
Tableau 4	: Ensoleillement comparé à Embrun et Laragne	63
Tableau 5	: Calcul de la pente moyenne du Moyen Buëch et de ses affluents...	68
Tableau 6	: Résultats des mesures de débits du Buëch à Eyguains	70
Tableau 7	: Débits mensuels classés du Buëch en 1971	73
Tableau 8	: Débits mensuel classés du Buëch en 1972	75
Tableau 9	: Hydrologie du Buëch aux stations des Chambon (Ch) et de Serre (Se).....	77
Tableau 10	: Caractéristiques hydrauliques des bassins versants du Haut Buëch (HB) de l'Aiguebelle (Ai) durant 5 ans	78
Tableau 11	: Hydrologie du Buëch en 1971 et 1972 aux stations de mesures des Chambons (Ch), de Serres (Se), d'Eyguains (Ey) et caractéristi- ques des bassins versants	78
Tableau 12	: Débits moyens mensuels et lame d'eau équivalente à Serres pour la période 1906 - 1970	79
Tableau 13	: Débit moyen saisonnier du Buëch à Serres	79
Tableau 14	: Valeurs des débits du Buëch à Serres les années sèches et humides	80
Tableau 15	: Valeurs des résistivités, minéralisations et du résidu sec de deux séries d'échantillons d'eau, en hautes et basses eaux	96
Tableau 16	: Teneur en H3 et O-18 de quelques sources du Moyen Buëch	107
Tableau 17	: Comparaison des couples d'analyses chimiques du torrent du Céans et de la source du Puits	112
Tableau 18	: Caractéristiques physiques des sources du Tithonique-Berriasien.	114
Tableau 19	: Caractéristique physico-chimique des sources du Tithonique- Berriasien	117
Tableau 20	: Caractéristiques physiques des sources du Barrême-Bédoulien	121
Tableau 21	: Caractéristiques physico-chimique des sources du Barrême- Bédoulien	122
Tableau 22	: Caractéristiques physiques des sources des Terrasses	126
Tableau 23	: Caractéristiques physico-chimiques des sources des Terrasses....	133
Tableau 24	: Caractéristiques physiques des sources des éboulis et glis- sement de terrain	136
Tableau 25	: Caractéristiques physico-chimiques des sources des éboulis et glissements de terrain	137
Tableau 26	: Caractéristiques physico-chimiques de la source de Vivier	142
Tableau 27	: Caractéristiques physico-chimiques des sources de Vivier sup. et Pierrault	144
Tableau 28	: Variations des éléments chimiques des eaux de la source de Vivier	146
Tableau 29	: Evapotranspiration potentielle d'après la formule de Thornthwaite	153
Tableau 30	: Evapotranspiration potentielle d'après la formule de L. TURC....	153
Tableau 31	: Eléments du bilan hydrologique mensuel calculés par la méthode de Thornthwaite	155
Tableau 32	: Résultats des valeurs de ETP, ETr et D en fonction des formules utilisées	157

Tableau 33	: Précipitations mesurées dans le bassin de St Genis	178
Tableau 34	: Résultats météorologiques à la station de Lagier	178
Tableau 35	: Résultats des débits du Riou. Année 1971 - 1972	186
Tableau 36	: Composition chimique moyenne des eaux de la source de St Genis.....	204
Tableau 37	: Variations maxima et la concentration ionique des éléments dissous	204
Tableau 38	: Composition isotopique des précipitations à la station de Lagier (875 m)	217
Tableau 39	: Composition isotopique des eaux de la source de St Genis (815 m)	217
Tableau 40	: Calcul de l'évapotranspiration selon la méthode de Thornthwaite	228
Tableau 41	: Calcul de l'évapotranspiration potentielle d'après L. TURC ..	229
Tableau 42	: Eléments en mm du bilan hydrologique calculés par la méthode de Thornthwaite	232
Tableau 43	: Caractéristiques du milieu récepteur et des affluents	237
Tableau 44	: Analyse physico-chimique des points de prélèvements sur le Riou	237
Tableau 45	: Liste faunistique du Riou du 22 au 24 juin 1972	239

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1	: Distribution des précipitations dans la vallée du Moyen Buëch et de ses bordures	255
Annexe 2	: Régime thermique du Moyen Buëch et de ses bordures	255
Annexe 3	: Débit journalier du Buëch à Eyguians en 1971	256
Annexe 4	: Débit journalier du Buëch à Eyguians en 1972	256
Annexe 5	: Débit mensuel du Buëch à Serres de 1906 à 1972	257
Annexe 6	: Précipitations journalières à St Genis 1971	258
Annexe 7	: Précipitations journalières à St Genis 1972	258
Annexe 8	: Précipitations journalières à la Pignée en 1972	259
Annexe 9	: Classement des précipitations journalières	259
Annexe 10	: Débit journalier du Riou Amont 1971 et 1972	260
Annexe 11	: Débit journalier du Riou Milieu en 1971 et 1972	261
Annexe 12	: Débit journalier du Riou Aval en 1971 et 1972	262
Annexe 13	: Débits journaliers aux trois stations du Riou en 1971	263
Annexe 14	: Débits journaliers aux trois stations du Riou en 1972	264
Annexe 15	: Débit de la source de St Genis (Q milieu - Q amont) 1971	265
Annexe 16	: Débit de la source de St Genis (Q milieu - Q amont) 1972	266
Annexe 17	: Analyses chimiques des eaux de la source de St Genis	267
Annexe 18	: Analyses chimiques du torrent du Riou à l'amont des sources .	268

En 1967, les élus locaux et quelques agriculteurs de la vallée du Buëch, conscients des problèmes et de l'avenir de leur région, se groupaient en association : c'était la naissance du groupement d'action pour l'aménagement du moyen Buëch.

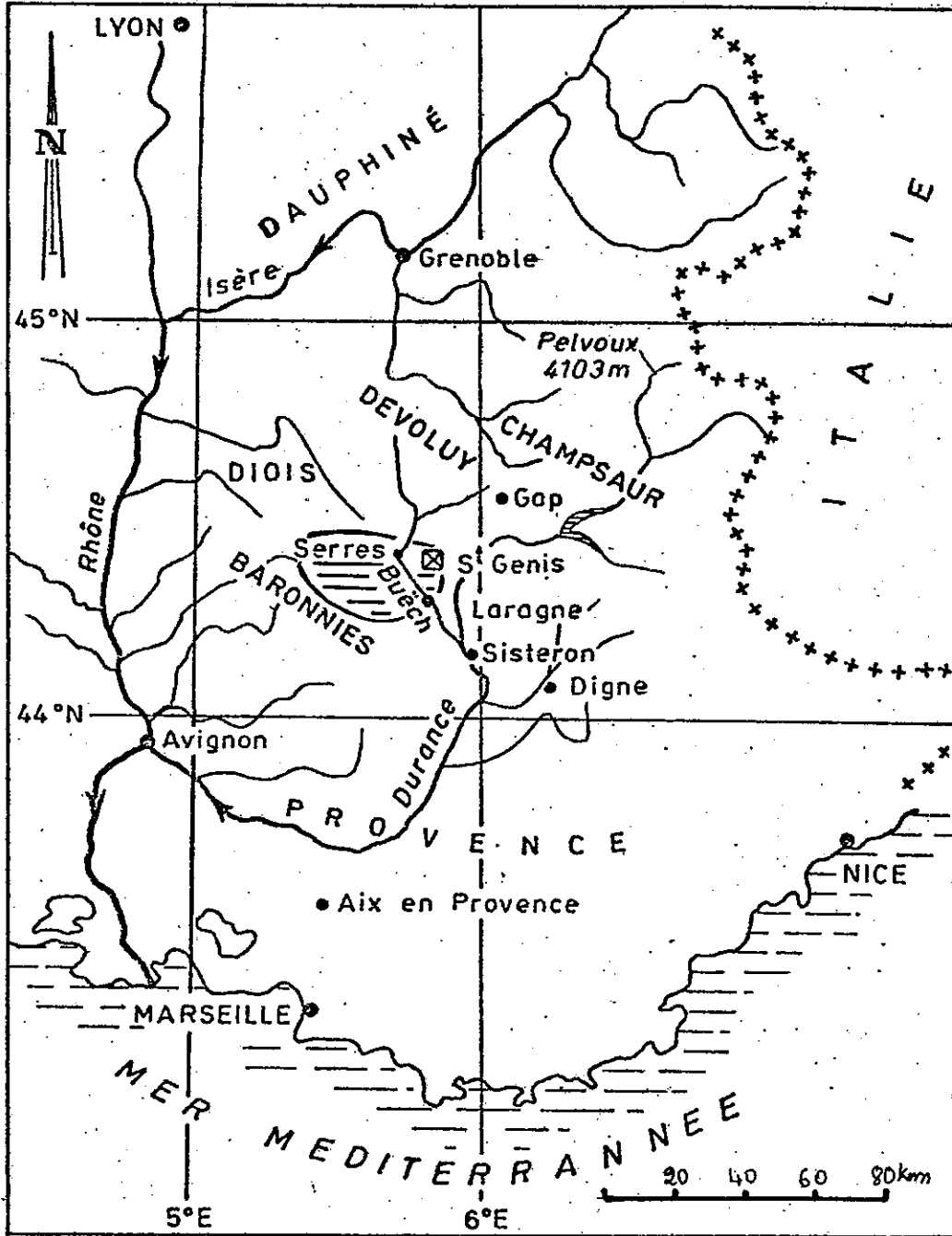
De leurs premières réunions, il ressortait que des études à court terme devaient être entreprises pour apporter les éléments nécessaires à la poursuite de leur action. Un de ces éléments était la maîtrise de l'eau, c'est-à-dire l'inventaire de tous les points d'eau, l'étude de leurs conditions d'émergence, de la variabilité de leurs débits et la qualité chimique et bactériologique de ces eaux.

A la demande du Service Régional de l'Aménagement des Eaux d'Aix-en-Provence et de la Direction Départementale de l'Agriculture des Hautes-Alpes et en collaboration avec le laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble, je fus chargé de cette étude.

Dans un premier temps, j'ai fait un inventaire le plus complet possible de toutes les sources et puits sur lesquels j'ai effectué le plus grand nombre de mesures possibles.

Dans un deuxième temps, j'ai voulu étudier plus particulièrement les éléments qui conditionnent un bilan hydrologique : précipitations, température, évapotranspiration, débits des sources, variations des réservoirs.

Pour ce faire, nous avons équipé un bassin versant représentatif de la région : le synclinal perché de Saint-Genis.



SITUATION GEOGRAPHIQUE DU MOYEN BUECH

PREMIERE PARTIE

LE BASSIN VERSANT DU MOYEN BUECH
ENTRE
SERRES ET LARAGNE

PREMIERE PARTIE

LE BASSIN VERSANT DU MOYEN BUECH
ENTRE
SERRES ET LARAGNE



CHAPITRE I

LE COMPLEXE PHYSIQUE DU BASSIN VERSANT

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE

La région étudiée (fig.1) se trouve dans la partie Sud du département des Hautes-Alpes, à 42 kilomètres au Sud-Ouest de Gap, et à 35 kilomètres au Nord de Sisteron. Toute cette région est couverte par les cartes au 1/25 000 de Serres 3-4 et 7-8, Laragne 1-2 et 5-6, Sédéron 3-4 ainsi que par les cartes au 1/50 000 de Serres, Sédéron (toutes deux existent en cartes géologiques), et Laragne (dont la carte géologique doit paraître prochainement). Les cartes géologiques au 1/80 000 correspondantes sont : le Buis et Die.

Le secteur proprement dit forme un trapèze rectangle inscrit entre les latitudes Nord de $44^{\circ}15'40''$ et $44^{\circ}26'40''$ et les longitudes Est de $5^{\circ}33'49''$ et $5^{\circ}51'$.

II - LIMITES HYDROGRAPHIQUES

Le bassin versant du moyen Buëch (fig.2) s'étend depuis Serres à l'amont jusqu'à Laragne à l'aval.

Les lignes de crête qui délimitent l'impluvium sont les suivantes :

- au Nord, d'Est en Ouest : la montagne d'Aujourd
Arambre
la Fontarache
la crête de la Bouisse
la montagne de Chauvet

le point culminant est le sommet d'Aujourd à 1834 mètres.

- à l'Ouest, du Nord au Sud : nous ne trouvons pas, sauf vers le Sud, de ligne de crête proprement dites, mais des versants peu élevés et des cols faisant communiquer les vallées d'Est en Ouest et du Nord au Sud.

Les principaux cols qui déterminent la limite du bassin étudié sont, depuis la montagne de Chauvet :

- le col de la Saulce à 877 mètres
- le col de la Flachière à 853 mètres
- le col du Reychasset à 1052 mètres
- le col de la Berche à 1260 mètres
- le col de Perty à 1302 mètres

Les quatre premiers font communiquer la vallée de l'Aygues (affluent du Rhône) avec respectivement :

- la vallée de la Blème
- la vallée de la Blaisance
- la vallée du Cèans.

Le col du Perty fait communiquer la vallée du Cèans et celle de l'Ouvèze.

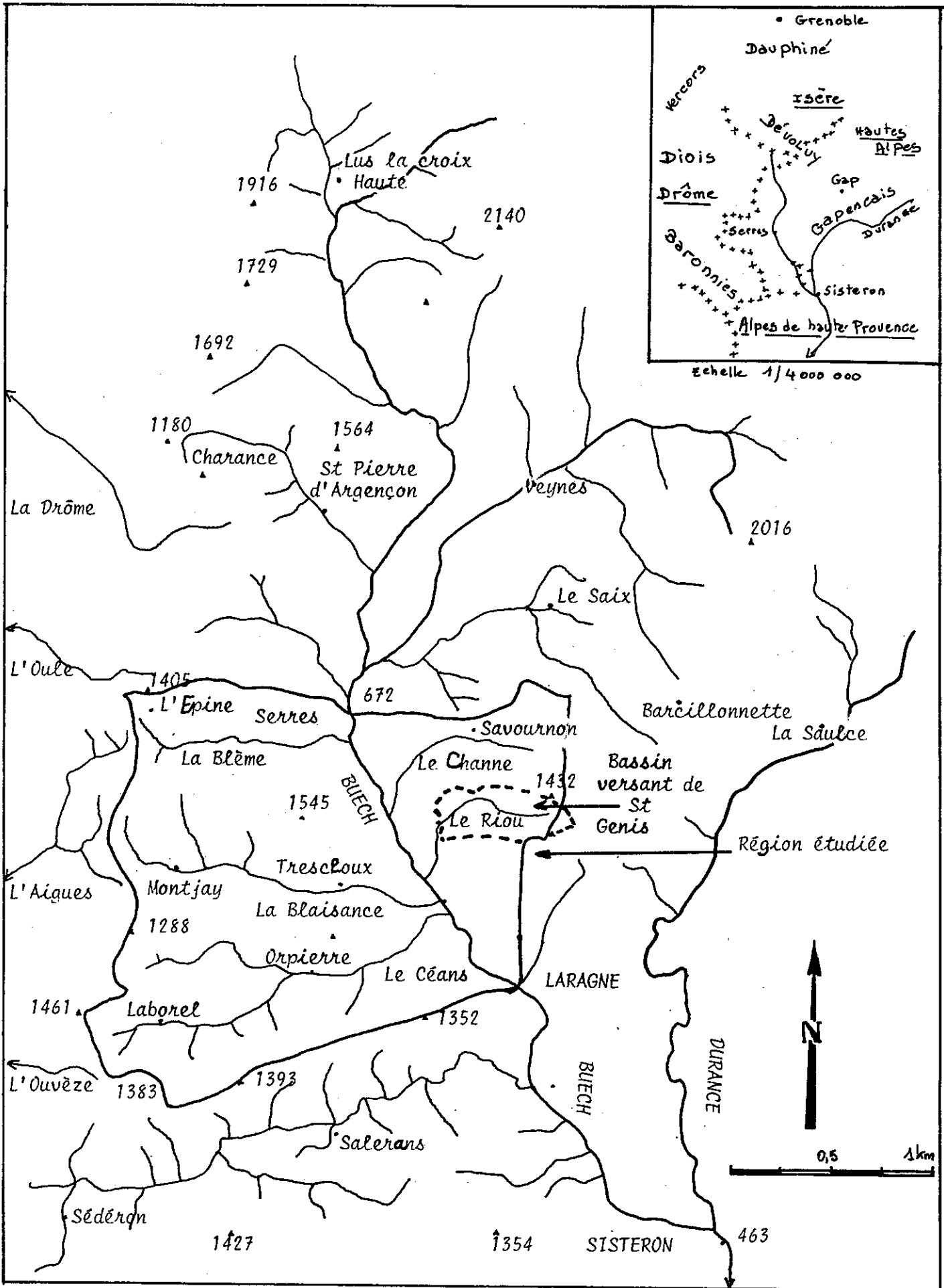


Figure 1 : Le bassin versant du Buëch - Zone de l'étude.

- au Sud, d'Ouest en Est : la montagne de Chanousse
la montagne d'Herc
la montagne de Chabre

- à l'Est, du Sud au Nord : là non plus nous n'avons pas de lignes de crêtes bien définies, mais seulement des versants.

La ligne de partage des eaux superficielles passe par la montagne de Saint-Genis, les cols de Saint Genis, du Colombier, de Faye, les sommets du Beynon et d'Aujour.

L'allure générale de la région est constituée par des crêtes d'orientation Est-Ouest délimitant les vallées.

Le Buëch recoupe du Nord au Sud tous ces chaînons et draine, en rive droite, les torrents de la Blème, de la Blaisance et du Cèans, en rive gauche le Channe et le Riou.

III - MORPHOLOGIE

Une succession de chaînons étroits et de larges dépressions, d'orientation générale Est-Ouest, constitue le trait dominant de la région étudiée. Les inversions de relief y sont fréquentes, c'est-à-dire que les anticlinaux érodés succèdent aux synclinaux restés en place. La figure 3 montre la formation d'une telle structure.

Les flancs des synclinaux, dits "perchés", présentent une morphologie particulière, tel que le montre le flanc Sud du synclinal de Saint Genis (figure 3).

Le phénomène débute par la formation de petits sillons peu profonds qui entaillent çà et là le versant puis certains s'allongent, s'approfondissent au détriment des autres ; l'érosion ainsi commencée atteint bientôt le sommet du versant. Il se forme alors un vaste entonnoir d'érosion qui, peu à peu, se stabilise et nous observons ainsi sur un même versant, des pentes d'allures très différentes. Mais cet équilibre est relatif, car peu à peu les parties en relief sont reprises par l'érosion.

IV - SUPERFICIE

La mesure de la surface du bassin a été effectuée à l'aide du planimètre, à plusieurs reprises et par des méthodes différentes, ceci pour réduire les erreurs.

IV.1. RÉPARTITION DES SURFACES SELON LES SOUS-BASSINS

(Nous désignons sous le nom d' "inter" les zones comprises entre deux torrents et drainées par des petits ruisseaux, affluents du Buëch).

- En rive gauche du Buëch :

Inter Buëch Channe	6,02 km ²
Channe	36,64 km ²
Riou	21,01 km ²
Inter Riou Buëch	14,26 km ²

d'où une superficie totale de 77,93 km² pour la rive gauche.

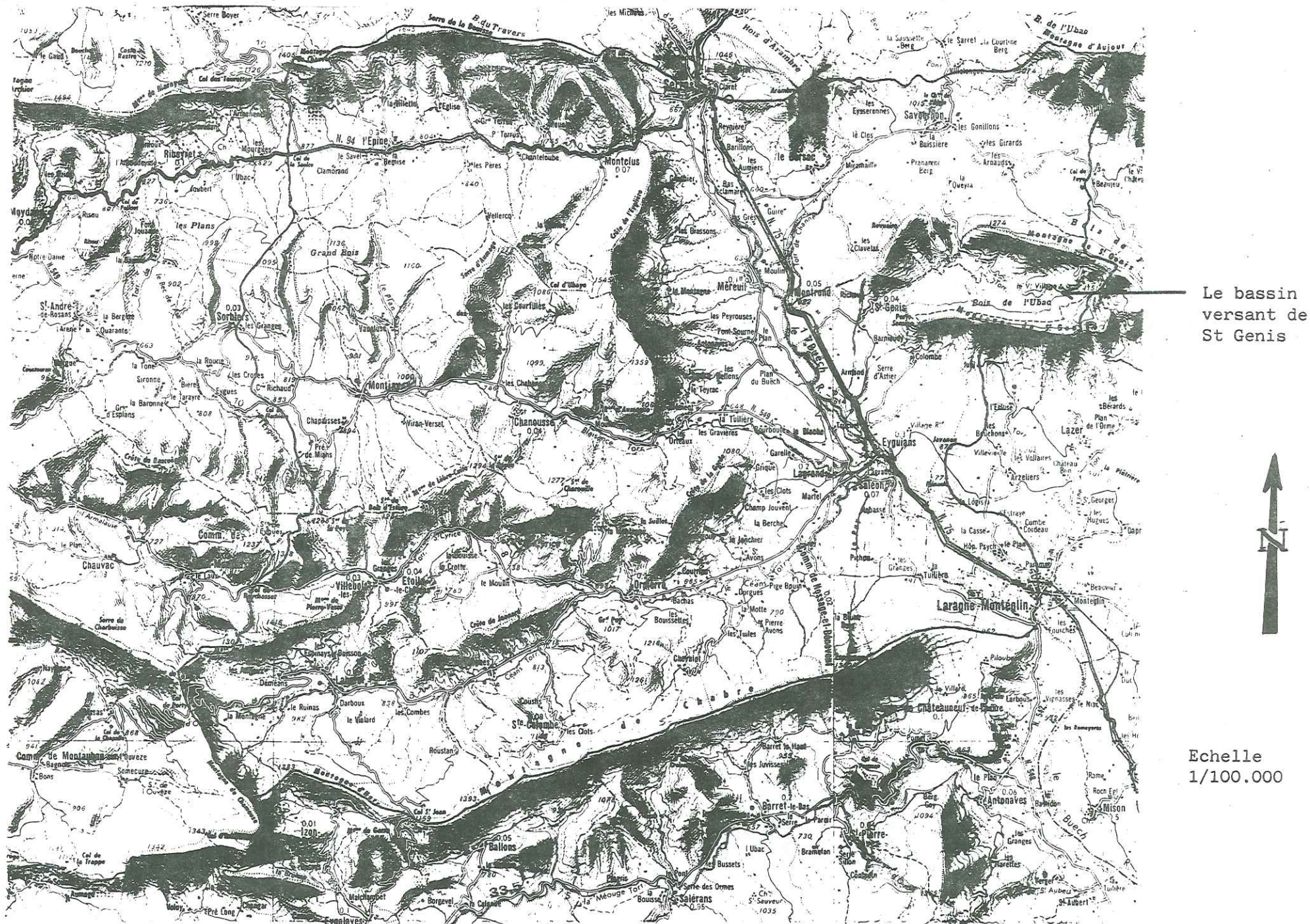


Figure 2 : Le bassin versant du moyen Buèche et de Saint Genis. Situation géographique.

- En rive droite :

Inter Buëch, Blème, Blaisance	19,00 km ²
Blème	51,11 km ²
Blaisance	72,33 km ²
Céans	108,03 km ²
Inter Céans Buëch	8,87 km ²

d'où une superficie totale de 259,34 km² pour la rive droite.

La superficie totale du bassin étudié est donc de 337,27 km².

IV.2. RÉPARTITION DES SURFACES SUIVANT LES TRANCHES D'ALTITUDE

La région étudiée a été aussi planimétrée par tranches de 200 mètres de dénivellation.

La somme des surfaces obtenues pour l'ensemble du bassin est de 336,92 km² (figure 4).

Dans la suite de notre étude, nous retiendrons comme valeur : 337 km² (il faut noter que toutes les mesures effectuées n'ont varié que de 1,5 % autour de cette valeur).

Remarque : - la première méthode de planimétrage met en évidence la mauvaise distribution des surfaces en rive gauche et en rive droite, ce qui aura une incidence sur les hydrogrammes du Buëch à Eyguians.

- la deuxième méthode nous indique que plus du tiers de la surface est comprise entre les altitudes de 800 et 1 000 mètres.

V - FORME DU BASSIN

Indice de compacité : la compacité d'un bassin a une incidence sur les formes des hydrogrammes. Les hydrologues représentent cette caractéristique par le coefficient de compacité de GRAVELIUS. Nous l'établissons en faisant le rapport du périmètre du bassin sur celui d'un cercle qui aurait la même superficie.

$$K \text{ GRAVELIUS} : \frac{P}{P_c} = \frac{P}{3,544\sqrt{S}} = 1,345$$

P : périmètre du bassin, mesuré au curvimètre en ayant soin de styliser les contours sinueux, en km.

S : surface du bassin, en km²

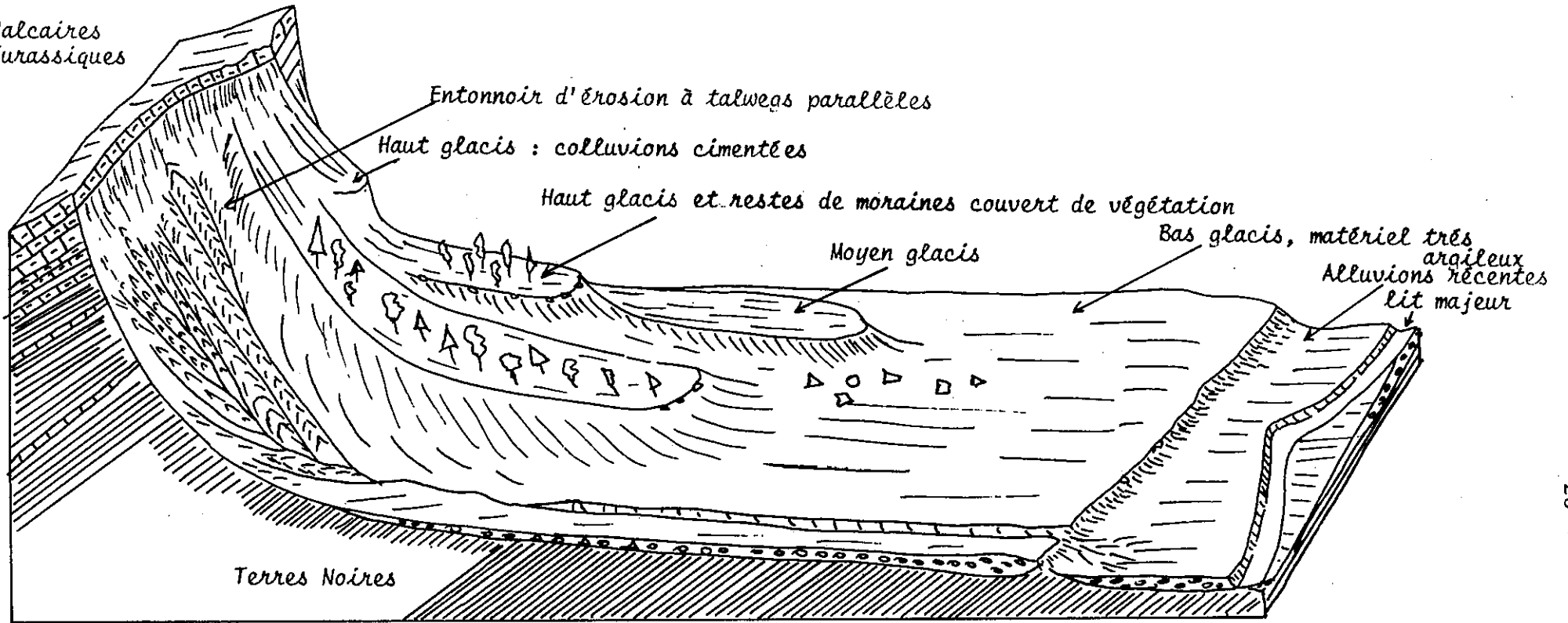
VI - LE RELIEF

Il joue un rôle sur le temps de concentration des eaux relatives à une pluie donnée, ainsi que sur la répartition des pluies, les variations des températures et donc sur l'évaporation.

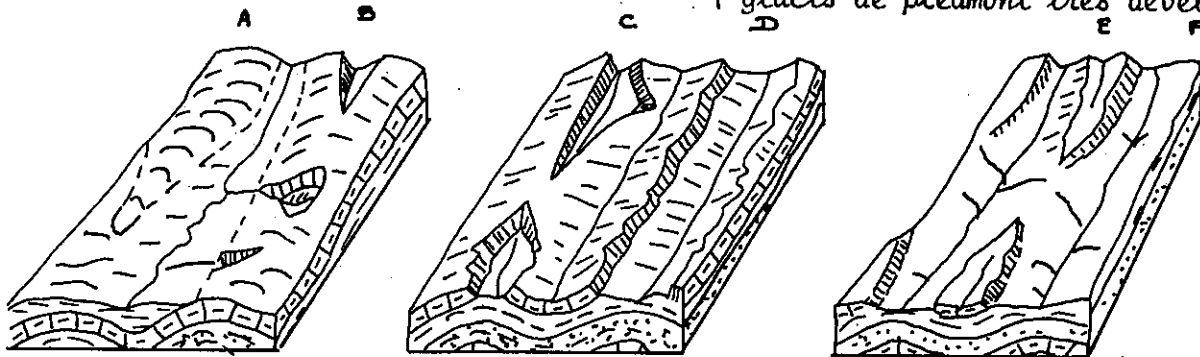
VI.1. LA COURBE SURFACE-ALTITUDE

A partir du tableau 1, nous reportons sur un graphe en abscisses les altitudes et en ordonnées les surfaces. Nous obtenons la courbe des fréquences altimétriques (fig.4). Elle nous montre que la surface la plus importante est comprise entre 800 et 1 000 mètres.

Calcaires
Jurassiques



Versant sud du synclinal de St Genis : | bassin de réception à pente raide 40 à 45°
glacis de piedmont très développé



Evolution d'une série plissée
Formation en E d'un synclinal perché

Figure 3 : Type de morphologie dans la région étudiée

VI.2. LA COURBE HYPSONÉTRIQUE

Nous portons ici, en abscisses, les altitudes, et en ordonnées les fréquences cumulées de la surface. Nous obtenons la courbe hypsonétrique (fig.4).

Cette courbe nous indique que :

25 % de la superficie du bassin est située entre 559 et 750 mètres, 50 % entre 559 et 910 mètres et 90 % entre 559 et 1 200 mètres.

L'altitude médiane, (valeur pour laquelle 50 % de la surface est située au-dessous, et 50 % au-dessus) est, dans notre cas, de 910 mètres.

VI.3. L'ALTITUDE MAXIMALE, MINIMALE ET MOYENNE

Pour les altitudes maximales et minimales, nous pourrions prendre la plus élevée et la plus faible du bassin (soit 1 834 et 559 mètres) mais, il est préférable de prendre les altitudes au-dessus desquelles se situent 5 % et 95 % de la surface. Nous obtenons les valeurs de 1 250 et 620 mètres.

L'altitude moyenne du bassin est donnée par la formule :

$$E = \frac{\sum e}{S}$$

avec E = altitude moyenne du bassin, en mètres,
s = aire des tranches d'altitude, en km²
e = altitude moyenne des tranches d'altitude comprises entre deux courbes de niveau, séparées par une dénivellation de 200 mètres, en mètres.
S = aire totale du bassin, en km².

$$E = \frac{1}{337} (0,58 \times 7,9) + \dots + (1,717 \times 0,6) = 911 \text{ mètres}$$

Nous constatons que la valeur obtenue est identique à la médiane de la courbe hypsonétrique.

VI.4. LA PENTE MOYENNE DU BASSIN

la pente d'un bassin a des conséquences complexes sur l'infiltration, le ruissellement et l'évapotranspiration.

Le calcul de la pente est difficile. Différentes méthodes nous sont proposées, nous les avons toutes testées, mais nous n'en retiendrons qu'une seule qui nous semble la plus logique.

Il s'agit de la méthode proposée par L. Roche. Elle fait entrer en ligne de compte la répartition hypsonétrique. L. Roche introduit la notion de rectangle équivalent qui permet de comparer les bassins entre eux et de calculer la pente moyenne.

Nous traçons un rectangle ayant pour périmètre, superficie, coefficient de Gravelius et répartition hypsonétrique des valeurs identiques à celles du bassin versant lui-même. Sur ce rectangle, les courbes de niveaux deviennent des droites parallèles aux côtés (le plus souvent la largeur) qui représentent, l'un l'exutoire et l'autre la limite supérieure du bassin (fig.5). La formule utilisée est :

$$p = \frac{\Delta D}{S}$$

avec

p = pente en %

l = largeur du rectangle équivalent

S = surface du rectangle équivalent

ΔD = dénivellation totale du bassin

Nous noterons p = 3,7 %

Tranches d'altitude	Superficie en Km ²	Fréquence en %	Au dessous des côtes de	Superficie en Km ²	Fréquence %
559-600	7,88	2,34	600	7,88	2,34
600-800	98,85	29,34	800	106,74	31,68
800-1000	126,24	37,47	1000	232,98	69,15
1000-1200	79,77	23,68	1200	312,75	92,83
1200-1400	21,27	6,31	1400	334,01	19,14
1400-1600	2,28	0,68	1600	336,29	19,82
1600-1834	0,62	0,19	1834	336,92	100

Tableau 1 : Répartition des surfaces par tranches d'altitudes.

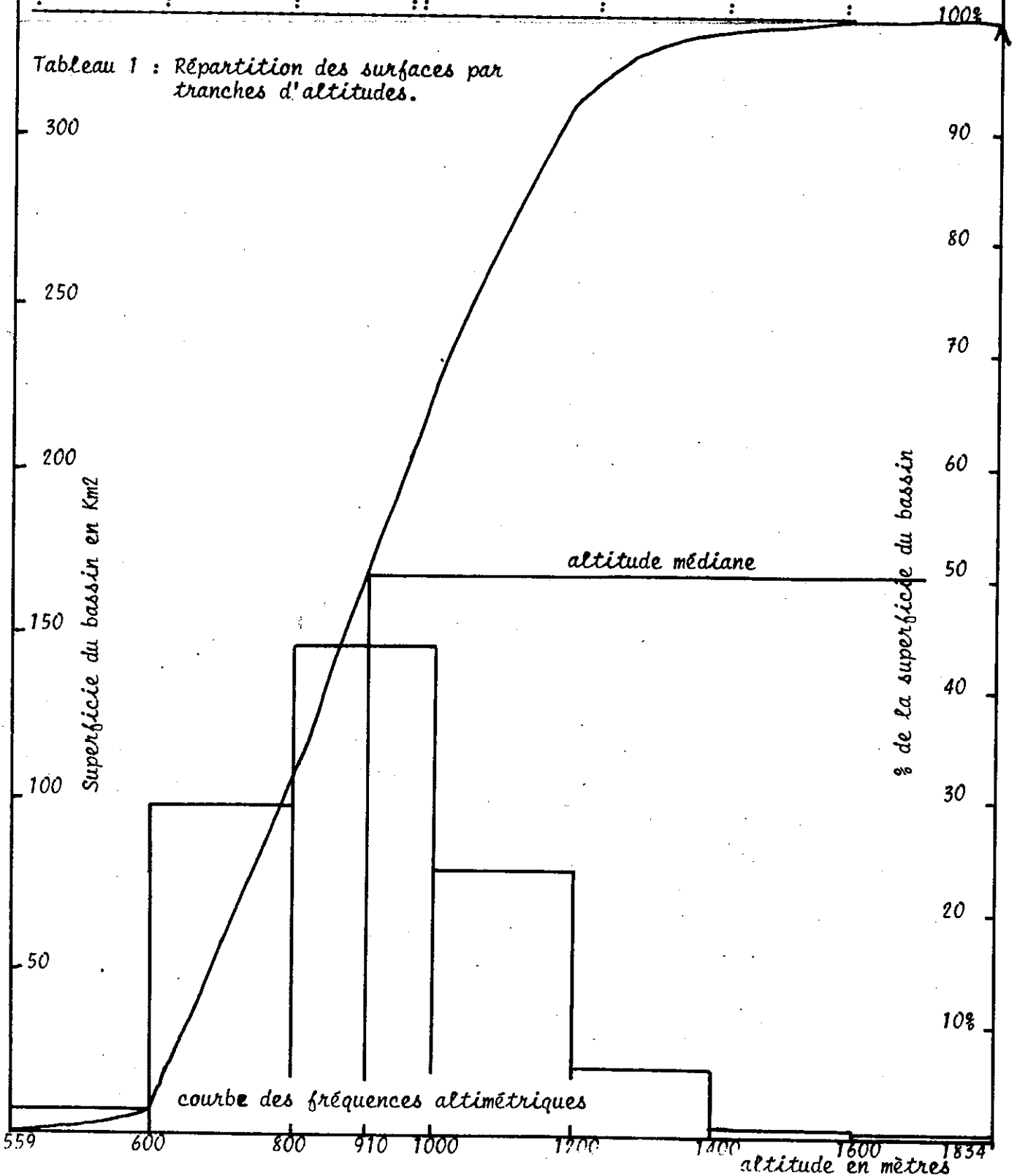


Figure 4 : Courbes des fréquences altimétriques et hypsométriques du moyen Buech

Ainsi les caractéristiques physiques du bassin versant du moyen Buéch sont :

- latitude Nord moyenne $44^{\circ} 20'$
- longitude Est moyenne $5^{\circ} 52'$
- superficie 337 km^2
- Altitude moyenne 910 mètres
- Indice de compacité $1,345$
- Pente moyenne $3,7 \%$

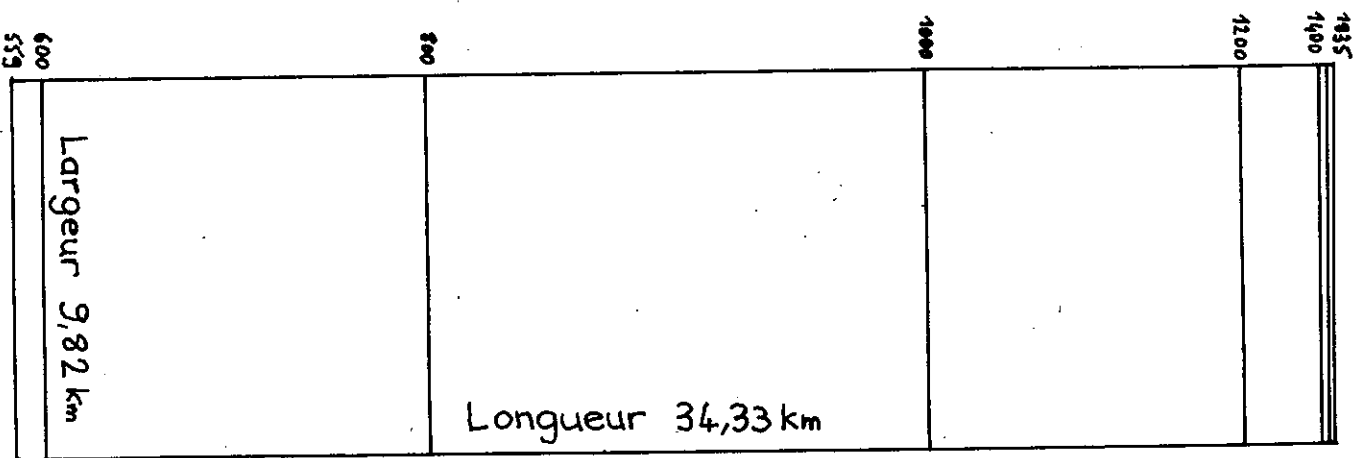


Figure 5 : calcul de la pente moyenne par la méthode du rectangle équivalent

- altitude moyenne du bassin $E = \frac{\Sigma e}{S} = 910 \text{ m}$

- coefficient de Gravélius $Kc = \frac{0,18P}{S} = 3,7$

- Pente moyenne $p = \frac{\Sigma D}{L} = 3,7 \%$



CHAPITRE II

LA GEOLOGIE DU MOYEN BUËCH

Au Sud du Vercors, la région étudiée représente la partie orientale du Diois et des Baronnies : elle se trouve au Nord de la Montagne de Lure et représente la terminaison orientale du chevauchement de Barles - St Geniez.

Au Nord-Est apparaissent les structures du Dévoluy.

La région est formée d'une succession de larges synclinaux et d'anticlinaux étroits d'orientation générale Est-Ouest.

Les reliefs principaux sont constitués par les calcaires tithoniques correspondant aux flancs de grands synclinaux. Cependant les calcaires barrémobédouliens, plus rarement hauteriviens et, dans le Nord Est, turoniens constituent des lignes de crête moins élevées. Cette région s'est trouvée, pendant une longue période, éloignée de tout continent pouvant lui fournir une sédimentation détritique importante. Cependant, au Barrémien, Bédoulien et Gargasien, une influence continentale peut-être déduite de la présence de calcaires coquillers et de grès (grès sus-aptiens). Ceci est un exemple typique de zone de subsidence d'avant-fosse que V. Pasquier a dénommée fosse-vocontienne.

L'instabilité de ce bassin de subsidence s'est manifestée à certaines époques, ainsi qu'en témoignent les pseudo-conglomérats du Tithonique et les slumpings de l'Argovien et de l'Hauterivien.

Le Buëch d'orientation Nord Sud coule au sein d'un anticlinorium de " Terres Noires", éventré alors qu'en amont de la Faurie il traverse un synclinorium de Sénonien transgressif sur le Jurassique supérieur.

C'est donc une série très complète que nous allons décrire.

II - LITHOSTRATIGRAPHIE

Les terrains que l'on rencontre dans le bassin versant du moyen Buëch s'étagent du Trias en position anormale à l'intérieur du Bathonien jusqu'au Turonien. Ils sont parfois recouverts par des dépôts quaternaires. La figure 6 représente la coupe stratigraphique synthétique des terrains du moyen Buëch.

II.1. LE TRIAS

Il apparaît, au coeur de la zone anticlinale de Montrond et seuls quelques rares affleurements d'orientation Sud Est - Nord Ouest montrent la continuité de ce gisement avec celui de Laser au Sud-Est (fig.7).

Il se présente en position anormale, au contact soit du Bajocien (montagne de Javanon), soit du Bathonien inférieur (butte de Montrond).

Il est représenté par des dépôts lagunaires : gypse fibreux ou lamellaire, cargneules, dolomies qui contrastent par leur couleur jaunâtre avec les terres noires environnantes.

Bien que nous n'ayons trouvé aucun fossile, nous pouvons rapprocher ces terrains du Trias dauphinois qui affleure plus au Nord-Est à Plan de Vitrolle et au Sud dans la montagne de Hongrie.

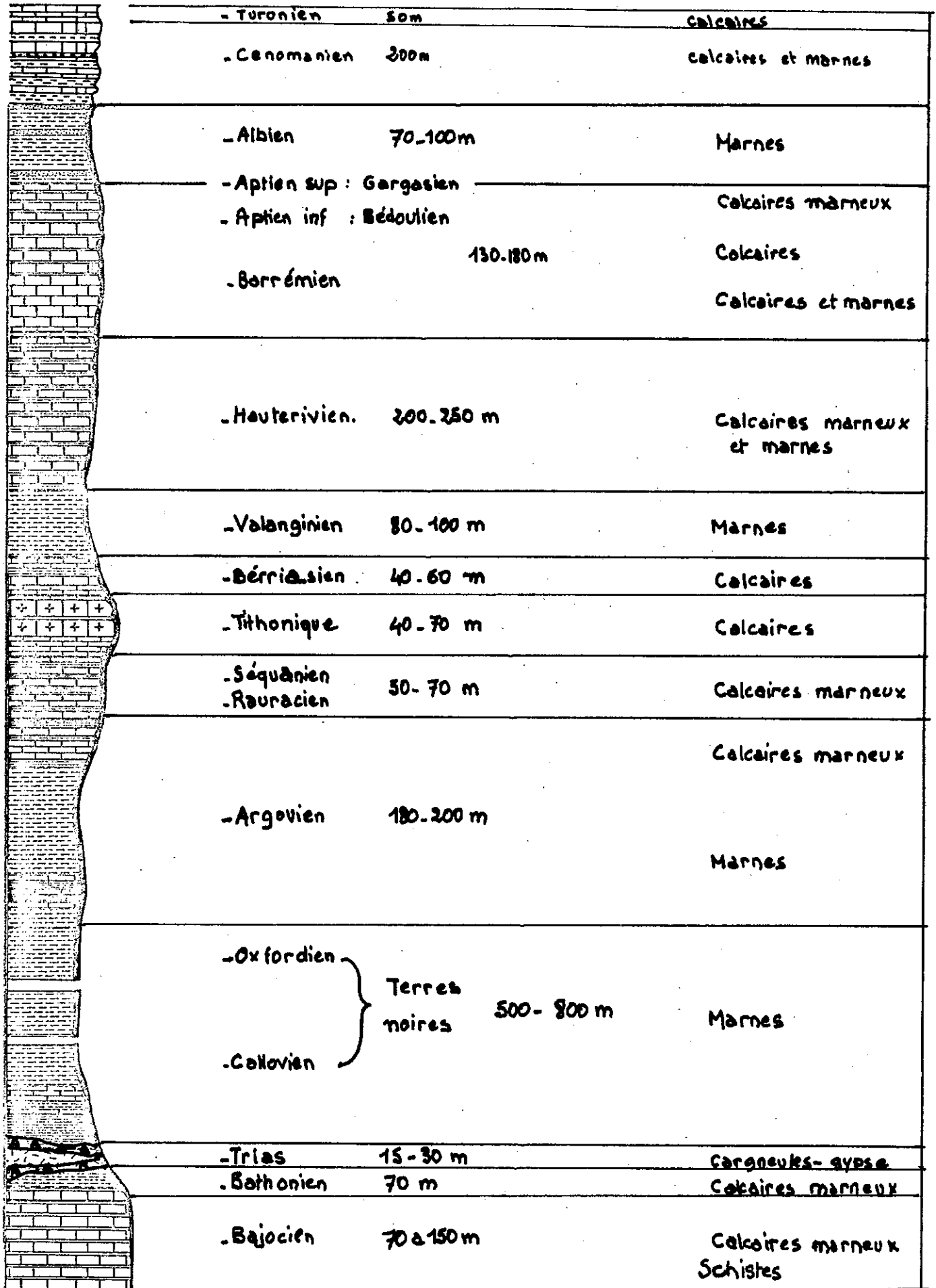


fig-6 . Série stratigraphique du moyen Buëch
échelle 1/5000

Il semble que nous soyons en présence d'un Trias remonté par diapyrisme à la faveur d'importantes dislocations.

- Intérêt hydrogéologique

Les gypses qui forment la plus grande partie des affleurements sont une roche soluble qui ne permet pas l'emménagement de l'eau, si ce n'est dans les poches de dissolution, comme nous en avons rencontré au fond des sondages effectués sur les buttes, en aval du village de Saint Genis. L'eau y est séléniteuse, la résistivité voisine des 500 Ω /cm, la rend impropre à la consommation.

La présence d'éléments triasiques dans les alluvions avoisinantes peut être décelée par les teneurs anormalement élevées en sulfates des eaux des sources ou des puits.

En conclusion le Trias s'il joue un rôle certain dans l'hydrogéologie ne présente aucune possibilité d'exploitation des réserves en eau.

II.2. LE JURASSIQUE

Il constitue la majorité des terrains qui forment le haut talus dominant le Buëch.

Seuls le Dogger et le Malm sont représentés, quoique le premier n'apparaisse pas sur toute son épaisseur.

L'ensemble du Jurassique dont l'épaisseur dépasse 2 000 mètres, débute au Bajocien par des calcaires argileux, auxquels fait suite une puissante série argileuse et marneuse qui, au niveau de l'Argovien supérieur passe progressivement aux calcaires francs du "Tithonique".

Les ingénieurs forestiers ont donné le nom de "Terres Noires" à cette formation marneuse et argileuse ; cette dénomination est actuellement employée en géologie. Ces " Terres Noires " sont le siège d'érosion intense lorsque la couverture végétale a disparu, ce qui donne au paysage un aspect de désolation ; ce sont les "Bads Lands".

II.2.1. LE JURASSIQUE MOYEN : DOGGER

Il est représenté par le Bajocien et le Bathonien, qui apparaissent au coeur de l'anticlinal de Laragne.

II.2.1.1. La Bajocien

Il forme la butte de Montrond, celles de Javanon, Pienault (au Sud-Est d'Eyguians) et le plateau de Saléon.

Son épaisseur mesurée atteint environ 150 mètres (mais la série est plus importante) ; il est constitué par de gros bancs de calcaires marneux noirs qui passent progressivement à des calcschistes.

V. Pasquier a pu y déterminer deux fossiles : Belemnopsis et Phylloceras viator qui sont des formes du Bajocien supérieur, d'autre part, nous avons trouvé des fragments de Parkinsonia et Cadomites.

II.2.1.2. Le Bathonien

Il est largement représenté dans la région de Laragne. On peut le subdiviser en :

- Bathonien inférieur : il est peu épais (80 à 100 mètres) et marque le passage entre les calcaires du Bajocien et les marnes du Bathonien. Il est formé de marnes schisteuses dans lesquelles nous trouvons des couches à posidonomyes.

- Bathonien supérieur : d'une épaisseur d'environ 800 mètres, il est constitué essentiellement de marnes schisteuses sombres qui forment le terme de base des Terres Noires, dont elles ne diffèrent que par leur faune. Cette épaisse série marneuse montre à certains niveaux des bancs calcaréo-marneux, elle se termine par des bancs de calcaire en plaquettes alternant avec des marnes calcaréo-dolomitiques.

Intérêt hydrogéologique

Les calcaires marneux du Bajocien donnent naissance à plusieurs sources, dont une intéressante (source Vivier), par son débit très constant.

La teneur importante en argile des calcaires leur confère cependant une très faible perméabilité, accentuée par le fait que la calcite a recristallisé à l'intérieur de la plupart des fissures. La perméabilité est donc uniquement de fissures.

Les marnes du Bathonien sont elles, imperméables.

II.2.2. LE JURASSIQUE SUPERIEUR : LE MALM

Le Malm affleure surtout dans la partie Est de la région. C'est dans cet ensemble que le faciès "Terres Noires" déjà rencontré, prend toute son ampleur car "sur plusieurs centaines de mètres se sont déposés des sédiments terrigènes dans un bassin auxinique" (P.H. Artru).

II.2.2.1. Le Callovien

Nous trouvons à sa base un niveau fossilifère dans des calcaires en plaquettes d'allure rythmique, brunissant à l'air libre. P.H. Artru (1966) lui a donné le nom de "niveau repère médian". Il s'agit d'un horizon très constant qui sépare les "Terres Noires" en deux séries, différentes du point de vue sédimentologique (P.H. Artru et J. Gauthier, 1966).

. La série inférieure, essentiellement bathonienne où prédominent les argiles calcaréo-dolomitiques et dolomitico-calcaires.

. La série supérieure callovienne et oxfordienne où prédominent les argiles quartzo-calcareuses, avec à l'oxfordien des intercalations de miches calcaires. Sa limite lithologique avec l'oxfordien est souvent subjective, elle est basée sur la présence de miches calcaires et de fossiles, tels que *Sowerbyceras tortisulcatum*. "Le niveau repère médian" nous a livré dans la région d'Eygians et Lagrand : *Bullitimorphites bullatus*
Macrocephalites intermedius
Holcophylloceras mediterraneum

II.2.2.2. L'Oxfordien

Les marnes oxfordiennes forment une unité lithologique de 400 à 600 mètres d'épaisseur. Il s'agit de marnes feuilletées, parfois brunes, avec quelques rognons de calcite dure contenant des cristaux de quartz bipyramidal. A la base de la série, les bancs de calcaire sont plus nombreux qu'au sommet.

Au sommet de l'Oxfordien, la proportion de calcaire augmente, et des bancs calcaréo-marneux à patine rousse apparaissent. C'est à ce niveau que nous avons placé la limite avec l'Argovien.

Signalons que dans la région du Bersac nous trouvons des îlots de calcaires dolomitiques formant des ressauts dans les "Terres Noires".

Les fossiles rencontrés sont : *Sowerbyceras tortisulcatum*
Quenstedticerceras mariae
Cardioceras tenuicostatum
Cardioceras cordatum
Quenstedticeras cordatum

- Intérêt hydrogéologique

L'Oxfordien est un ensemble imperméable. Les quelques sources de faible débit que nous trouvons sont liées à des failles qui drainent, soit des éboulis soit des terrains plus perméables.

Les "Terres Noires" sont souvent recouvertes d'éboulis, d'alluvions et de matériel d'altération ; aussi il n'est pas rare de rencontrer des sources lorsqu'une rupture de pente favorise l'apparition des marnes.

Les "Terres Noires" jouent dans ce cas le rôle de substratum imperméable.

II.2.2.3. L'Argovien

Cet ensemble, d'une épaisseur moyenne de 120 à 150 mètres, débute par des marnes noires identiques aux marnes de l'Oxfordien, mais rapidement, les bancs calcaires deviennent de plus en plus épais tandis que les intercalations marneuses s'amincissent.

Le sommet de l'étage comprend des bancs calcaires et marneux gris-jaune, bien lités et d'épaisseur constante (50 centimètres), que nous trouvons dans tout le secteur.

Les fossiles y sont peu nombreux ; nous avons noté, au-dessus de Colombe d'Eygians : *Ochetoceras canaliculatum*
Perisphinctes tiziani
Sowerbyceras tortisulcatum
Cardioceras tenuiserratum

II.2.2.4. Le Rauracien, le Séquanien, le Kimmeridgien inférieur

Cet ensemble forme une barre rocheuse très marquée de 80 à 100 mètres sous la corniche du Tithonique.

- Le Rauracien : il se présente sous forme d'une série de bancs calcaires à pâte fine, grise, de 20 à 30 mètres d'épaisseur.

- Le Séquanien et le Kimmeridgien : le sommet du Rauracien et la base du Séquanien sont constitués de calcaires durs en gros bancs de 0,40 à 1 mètre d'épaisseur, séparés par des lits marneux très minces de 5 à 10 centimètres. L'épaisseur de cette barre est d'environ 15 à 25 mètres ; elle est plus importante au Nord vers la montagne d'Aujourd. Au sommet de ce niveau, nous pouvons voir des plissements désordonnés que nous rapprocherons des slumpings, attribués à des bouleversements du fond marin, selon J. Goguel. (Nous retrouverons un phénomène analogue dans les couches du Crétacé inférieur, à l'Ouest de Serres).

Le Séquanien supérieur et le Kimméridgien sont plus marneux. A ce niveau se situe une vire généralement envahie par la végétation, dont la puissance varie entre 25 et 35 mètres. Nous avons déterminé les fossiles suivants dans la région de Savournon :

Pour l'ensemble de la série :	<i>Sowerbyceras loryi</i>
Pour le Rauracien :	<i>Perisphinctes polygyratus</i> <i>Biplices tixiani</i>
Pour le Séquanien et le Kimméridgien :	<i>Ataxioceras lothari</i> <i>Dithacoceras ordescicum</i>

- Intérêt géologique

A la base des premiers bancs calcaires Argovien nous trouvons de petites sources ou, le plus souvent, des suintements constants ; ceci s'explique par la présence des marnes imperméables sous-jacentes.

Les calcaires marneux du Rauracien, Séquanien, Kimméridgien inférieur, ont une certaine perméabilité en grand, mais la phase argileuse reste encore importante. N'affleurant qu'au niveau des versants, sous la falaise Tithonique ils n'ont pratiquement aucun impluvium.

Cependant, les plus grosses émergences de la région apparaissent au niveau des premiers lits marneux ou marno-calcaires du Kimméridgien inférieur. En fait, les eaux qui circulent dans les calcaires sus-jacents buttent sur ces terrains plus imperméables et viennent au jour grâce à des chenaux, qui sont le résultat de la dissolution des calcaires marneux au niveau des fractures.

11.2.2.5. Le "Tithonique" = Kimméridgien supérieur et Portlandien

Son épaisseur variable (50 mètres en moyenne), augmente vers le Sud.

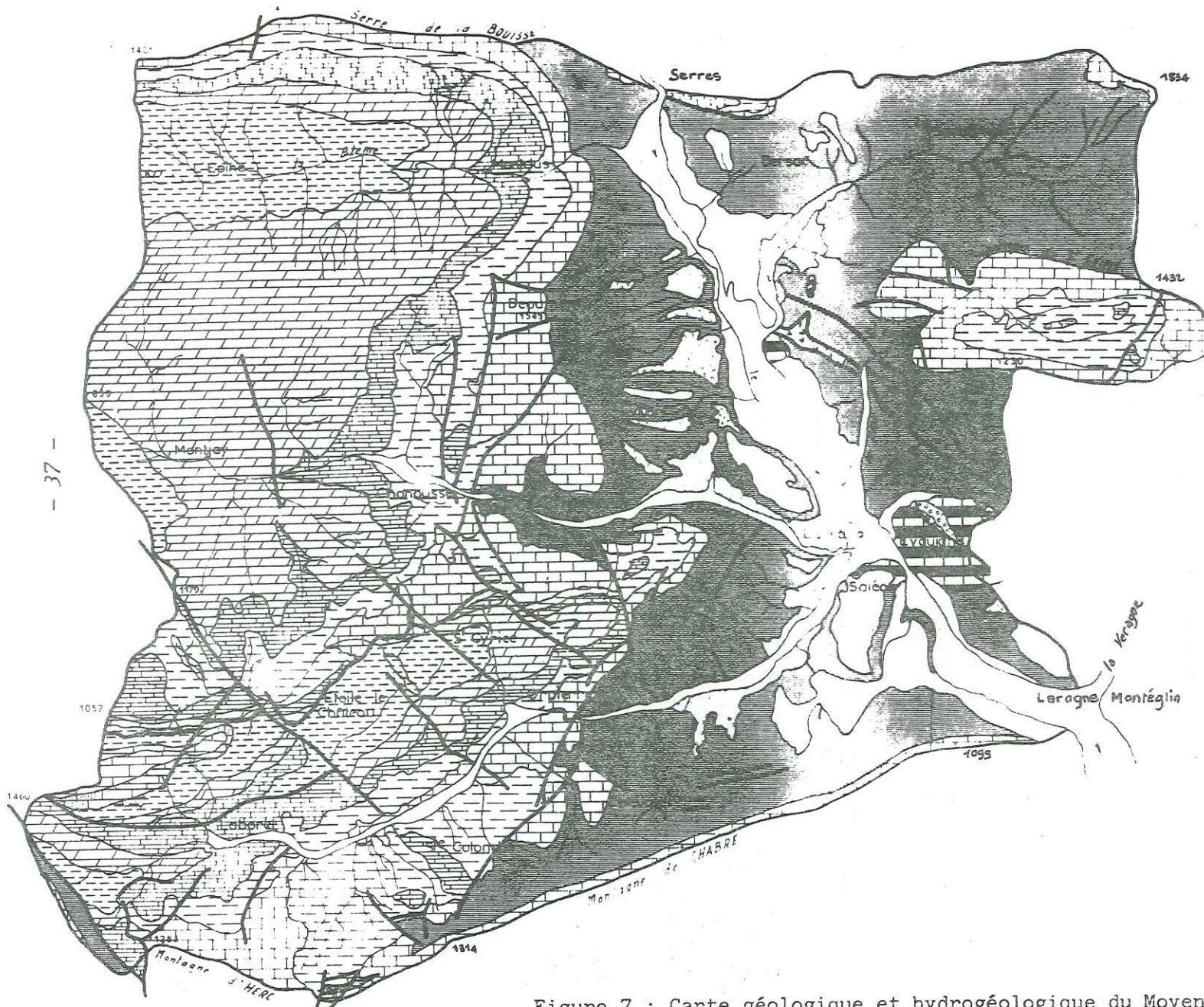
La base du Tithonique comprend des calcaires bien lités, compacts et durs de 40 à 50 centimètres d'épaisseur sans débits marneux. La série se continue par des calcaires très durs, sublithographiques à cassure plus claire, de couleur café au lait, formant une barre imposante, responsable de toutes les lignes de crête dominant la vallée du Buëch.

Cet étage représente le seul épisode purement calcaire de tout le jurassique, ce qui semble indiquer une sédimentation épicontinentale. Il correspond aussi à une époque d'instabilité des fonds marins, se traduisant par des assises de brèches non stratifiées de 4 à 6 mètres d'épaisseur, très dures et résistantes à l'érosion, qui restent en saillie au-dessus des bancs calcaires.

Ces assises de pseudo-conglomérats sont généralement au nombre de 3 ; mais, sur les flancs du Synclinal de St Genis, nous trouvons des lentilles de microbrèches réparties un peu à tous les niveaux du Tithonique.

Trois théories ont été avancées pour expliquer la formation de ces pseudo-brèches que nous retrouvons au Berriasien :

- origine concrétionnaire (selon W. KILIAN 1895, repris par L. Moret et M. Gignoux 1952) avec la possibilité d'un remaniement sous-marin dans des eaux peu profondes et agitées ;



L E G E N D E		
Figures	Indices	Formations
[Blank box]	:	Alluvions récentes, éboulis Perméabilité élevée
[Dotted box]	G1 a	Alluvions anciennes fluvioglaciales Perméabilité moyenne
[Horizontal lines]	C ⁶	Turonien calcaire crayeux Perméabilité élevée
[Alternating horizontal lines]	C ⁵⁻³	Cénomaniens alternance de marnes et calcaires marneux Perméabilité faible
[Horizontal lines]	C ²⁻¹ , C ¹	Albien et aptien supérieur - Ensemble marneux Imperméable
[Horizontal lines]	C ^{II} , C ^{III}	Aptien inférieur barroisien. Ensemble calcaire Perméabilité de fissures et de chenaux
[Horizontal lines]	C ^{IV}	Hauterivien : alternance de bancs calcaire-marneux et de marnes. Perméabilité faible.
[Horizontal lines]	C ^V	Valanginien : Ensemble marneux avec des lits calcaires. Imperméable.
[Horizontal lines]	C ^{VI}	Barriaisien et tithonien : ensemble calcaire. Perméabilité de fissures et de chenaux importante
[Horizontal lines]	J ⁵⁻⁴	Puissante série marneuse des " terres noires " Rauracien, Séquanien, Callovo-oxfordien et Bathonien. Ensemble imperméable.
[Horizontal lines]	J ^{IV}	Bajocien. Calcaires marneux et calschiste Perméabilité faible
[Dotted box]	t	Trias : conglomérats gypseux. Imperméables

Figure 7 : Carte géologique et hydrogéologique du Moyon Buëch.

- remaniement sur place sans transport des éléments, dû à une agitation brusque du fond de la mer (J.Goguel 1944) ;
- action des courants de turbidité (Ph.H.Kuenen, H.W. Menard 1953, C.I. Miglarini 1950 et récemment A. Carozzi 1952, 1956). Plusieurs données viennent à l'appui de cette dernière hypothèse :
 - a) la présence dans les niveaux clastiques d'éléments et de fossiles d'origine néritique et même récifale (oolithes, polypiers, échinodermes),
 - b) ces niveaux s'intercalent brutalement, sans le moindre terme de passage, dans des séries uniformément pélagiques.

En fait pour J. Remane (1960), de nombreux phénomènes ne peuvent s'expliquer par ce mécanisme. La vaste répartition paléogéographique des pseudo-brèches nous oblige à admettre que plusieurs processus sont intervenus dans leur formation. Néanmoins, les courants de turbidité et les phénomènes concomitants, tels que coulées boueuses et glissements sous-marins ont dû jouer un grand rôle dans la formation de ces dépôts.

Nous pouvons donc conclure que les brèches intraformationnelles ne sont qu'un faciès traduisant "un remaniement sur place". L'agitation du fond de la mer ayant aggloméré les vases en grumeaux, ceux-ci en cours de lapidification se seraient déposés après l'agitation sans s'être délayés. L'extension de ce phénomène s'expliquerait par des tremblements de terre occasionnant des raz de marée capables de remanier les vases du fond de la mer.

Au Sud de notre secteur, dans la montagne de Chabre, le Tithonique ne présente que très rarement ces bancs bréchiques ; mais nous trouvons au sommet de la barre un niveau de silex noir.

Le Tithonique est le seul repère lithologique important de toute la région. Les torrents l'entaillent par des gorges pittoresques, comme la Blème au pont de Montclus et les gorges du Riou à Saint-Genis.

Pauvre en fossiles, il a tout de même fourni :

- Perisphinctes contiguus
- Phylloceras ptychicum
- Pygope janitor

- Intérêt hydrogéologique

Les calcaires du Tithonique qui affleurent sur des surfaces importantes, sont fissurés et présentent quelquefois des débuts de karstification, ce qui leur confère une perméabilité en grand ; d'autre part, les grandes structures synclinales de notre région favorisent l'emmagasinement de l'eau venant au jour, soit à la faveur de grandes failles transversales (qui abaissent un des compartiments), soit au point le plus bas du synclinal, au niveau des premiers terrains moins perméables.

II.3. LE CRÉTACÉ

Il est principalement représenté par le Crétacé inférieur, voire même par le Néocomien.

Ce n'est qu'à l'Ouest et au Sud-Ouest de notre secteur que nous trouvons le Crétacé supérieur.

Le Turonien formant la montagne de Pierre Vasque, au-dessus de Villebois, constitue le terrain le plus récent que nous avons rencontré dans la zone étudiée.

L'ensemble des sédiments se présente sous un faciès vaseux de marnes et de calcaires marneux ; il s'agit du faciès Vocontien. En effet, durant tout le Crétacé inférieur, notre région s'est trouvée au coeur d'une fosse profonde à laquelle V. Pasquier a donné le nom de "Fosse vocontienne".

La tendance à l'émersion que nous trouvons au Nord et au Sud avec les calcaires récifaux de l'Urgonien, ne se manifeste pas dans notre secteur.

II.3.1. LE BERRIASIEN

D'une épaisseur de 40 à 50 mètres, il débute par des bancs calcaires bien lités, analogues à ceux du Tithonique sommital ; seule la présence de Berriaselles permet de mettre en évidence le début de cet étage.

Progressivement, les calcaires passent à des calcaires marneux à patine rougeâtre avec des lits marneux qui prennent peu à peu de l'importance, pour atteindre au sommet de l'étage une épaisseur égale à celle des calcaires marneux.

Dans la vallée du Cèans, vers le sommet de la série, nous pouvons observer un conglomérat à gros éléments (5 à 25 centimètres de diamètre) dont l'épaisseur varie entre 10 centimètres et 1 mètre.

Nous avons recueilli dans les bancs calcaires du synclinal de Saint-Genis :

- Berriasella boissieri*
- Berriasella callisto*
- Phylloceras ptychicum*
- Neocomites occitanicus*

Du point de vue hydrogéologique, les calcaires de base sont à rattacher à ceux du Tithonique.

II.3.2. LE VALANGINIEN

La base se compose de lits marneux (15 centimètres) alternant avec des bancs marno-calcaires (30 centimètres). Nous observons ensuite un appauvrissement en calcaire donnant une série essentiellement marneuse.

Au sommet, les bancs calcaires redeviennent plus nombreux formant souvent un petit ressaut au-dessus des combes marneuses.

Dans la vallée du Cèans, nous avons noté, au-dessus des alternances de marno-calcaires et de marnes, un niveau de conglomérats dont l'épaisseur varie entre 0,50 et 2 mètres. Les éléments peuvent y être très petits, donnant un calcaire détritique, ou très gros, formant une sorte de calcaire pisolithique.

Dans cette région, l'épaisseur du Valanginien varie entre 120 et 160 mètres, alors qu'au Nord de la vallée de la Blème, à Montclus, elle ne dépasse pas 100 mètres.

L'ensemble du Valanginien, très tendre, est généralement très entaillé par l'érosion ; c'est ainsi que nous observons toujours des combes profondes entre le Tithonique et les calcaires Barrémiens.

Les fossiles pyriteux très nombreux sont rassemblés sur les vires formées par les niveaux calcaires.

Nous rencontrons près de Montclus, à la base : *Berriasella drumensis*
Phylloceras semisulcatum
au sommet : *Saynoceras hirsutum*
Neocomites neocomiensis
Saynoceras verrucosum
Duvalia dilatata

- Intérêt hydrogéologique

De par sa position, le Valanginien représente le toit de la nappe aquifère des calcaires tithoniques et berriasiens et, en certains points de notre terrain, il peut contribuer à la mettre en charge.

II.3.3. L'HAUTERIVIEN

Cet étage, représenté par une centaine de mètres d'épaisseur à Montclus, atteint jusqu'à 230 mètres dans la haute vallée du Cèans. Nous distinguons :

- L' Hauterivien inférieur : son faciès est identique à celui du Valanginien supérieur (alternance de gros bancs calcaires marneux à patine bleutée et de lits marneux grisâtres). Cet ensemble forme un ressaut très marqué dans la topographie/

- L' Hauterivien moyen : beaucoup plus marneux avec quelques bancs de calcaires gréseux.

- L' Hauterivien supérieur : il montre un enrichissement en calcaire. Les bancs calcaires, d'abord peu nombreux et peu épais, deviennent abondants et peuvent atteindre jusqu'à 1 mètre de puissance. C'est à ce niveau que nous trouvons des phénomènes de slumpings donnant un aspect étrange aux affleurements. Au sommet, les calcaires deviennent très durs, gréseux, avec des lentilles de silex.

Les fossiles trouvés près de Montclus sont :

- à la base : *Holcostephanus sayni*
Neocomites paraplesium

- au sommet : *Subsaynella sayni*
Holcostephanus
Phylloceras
Crioceratites
Hophites angulicostatus

- Intérêt hydrogéologique

De par l'alternance des calcaires et des marnes, l' Hauterivien ne peut pas représenter un aquifère important. Les rares sources que nous y trouvons possèdent un débit très faible et se situent dans sa partie supérieure.

II.3.4. LE BARREMIEN

Nous trouvons cet étage seulement en rive droite du Buëch, dans les vallées de la Blème, de la Blaisance et du Cèans ; son épaisseur varie entre 80 et 100 mètres.

Nous distinguons :

- Le Barrémien inférieur constitué de calcaires marneux indentiques à ceux de l'Hauterivien supérieur.

- Le Barrémien supérieur qui montre un enrichissement en calcaire. A Montclus, il présente deux barres calcaires d'une dizaine de mètres d'épaisseur, séparées par une mince zone marneuse. Ces calcaires renferment des nodules de silex noir.

Au-dessus de ces calcaires apparaît une zone plus marneuse à laquelle font suite des calcaires marneux. C'est à ce niveau que nous rencontrons des faciès détritiques, vers l'Epine et surtout au Nord de Serres. Ces calcaires grossiers renferment de nombreux débris de bivalves, des radioles d'oursins et quelques bélémnites.

Ces dépôts isolés au sein de la puissante série vaseuse de type pélagique semblent indiquer un épisode littoral avec tendance à l'émersion. Ces faciès de calcaires coquilliers rappellent en effet les calcaires récifaux de l'Urgonien que nous trouvons au Nord et au Sud (Vercors et Lure).

A certains niveaux du Barrémien, nous avons observé des glissements synsédimentaires faisant disparaître toute trace de pendage.

Comme le font remarquer P. Gibergy et J. Sarrot-Reynauld (1963) : " l'évolution de ces formations vers un faciès peu profond de type urgonien révèle l'existence d'un haut fond dont le développement semble s'être poursuivi d'une manière sinon saccadée, du moins assez troublée pour avoir entraîné des niveaux bréchiques et des glissement synsédimentaires".

Nous avons déterminé les fossiles suivants :

Pour le Barrémien inférieur : *Barremites difficilis*
Pulchellia speciosus

Pour le Barrémien supérieur : *Heteroceras asteri*
Costidiscus recticostatum

- Intérêt hydrogéologique

Les calcaires du Barrémien sont très fissiles, ils donnent lieu à certaines circulations entre-bancs ; mais la présence des barres à silex et des quelques niveaux marneux en font un aquifère médiocre.

II.3.5. L'APTIEN

L'Aptien inférieur ou Bédoulien

De 20 à 30 mètres d'épaisseur, il présente des calcaires massifs analogues à ceux du Barrémien supérieur. Ici aussi, nous retrouvons le faciès bio-détritique.

Le passage avec les marnes du Gargasien se fait par des calcaires marneux en plaquettes à patine blanche. Le Bédoulien forme la voûte anticlinale du Grand Bois entre Montjay et l'Epine.

L'Aptien supérieur et l'Albien

Du fait de leur faible importance dans notre région, nous n'avons pas dissocié ces deux termes inclus dans la série compréhensive des "Marnes bleues".

La série complète ne se rencontre que dans les vallées du Cèans et de la Blème. Elle constitue une épaisse formation de marnes bleutées riches en nodules de pyrite et en filonnets de calcite ; quelques bancs de calcaires marneux et gréseux viennent interrompre cette série marneuse.

- Intérêt hydrogéologique

C'est une formation imperméable qui ne donne aucune source.

II.3.6. LE CENOMANIEN

Nous ne le trouvons que dans le massif de Pierre Vesque dans la vallée du Cèans, avec une épaisseur de 200 mètres environ.

Nous distinguons :

- Le Cénomanién inférieur qui se compose d'une alternance de calcaires gris-jaune très friables et de marnes. C'est à ce niveau qu'apparaissent de grands Inocérames.

- Le Cénomanién moyen où les bancs de calcaires deviennent plus durs et prennent de plus en plus d'épaisseur pour devenir aussi importants que les marnes.

- Le Cénomanién supérieur dont la série est essentiellement calcaire est constituée de gros bancs massifs contenant des silex de couleur brun foncé devenant presque rose au sommet, où apparaissent des calcaires détritiques glauconieux.

II.3.7. LE TURONIEN

D'une épaisseur moyenne de 20 mètres, il est difficile de le séparer du Cénomanién du fait de l'absence de fossiles. Les calcaires deviennent de moins en moins siliceux et se débitent en plaquettes. Le sommet est formé de calcaires gréseux détritiques contenant des micas et du quartz.

- Intérêt hydrogéologique de l'ensemble Cénomanién-Turonien

Du fait de leur très faible importance dans notre bassin versant, ces deux formations ne présentent que peu d'intérêt. Les quelques sources auxquelles elles donnent naissance possèdent un faible débit.

III - LE QUATERNAIRE

Les dépôts quaternaires sont importants dans notre région, non par leur puissance, mais par leur surface d'affleurement. Ils alimentent la plus grande partie des sources.

Nous distinguons :

III.2. LES ÉBOULIS

III.2.1. LES ÉBOULIS VIFS

Ils sont peu fréquents et se trouvent à la base des falaises tithoniques.

III.1.2. LES ÉBOULIS STABILISÉS

(Nous engloberons sous ce titre les glacis de versants et de piedmont et les éboulis cryoclastiques).

Ils résultent du démantèlement et de l'altération des calcaires, tithoniques en grande partie. Ils se présentent, soit consolidés sous forme de brèches de pente, soit mélangés à une matrice argileuse qui leur donne une certaine cohésion. Nous les trouvons sur les versants à des distances parfois importantes des calcaires nourriciers (éboulis de la butte Saint Jean en Nord-Ouest de Serres et de la Villette au Nord de l'Épine). Leur formation serait très ancienne (Mindel-Riss d'après les auteurs. M. Gigout 1969 et J. Tricart 1954).

Certains de ces glacis d'érosion sont restés intacts, d'autres ont été entaillés aux différents stades d'érosion des vallées et sont venus former les glacis de piedmont.

Les éboulis cryoclastiques qui recouvrent les versants dominés par les falaises tithoniques ont dû se former sous un climat périglaciaire ; en effet, les éléments calcaires très anguleux résultent de la gélivation. Nous les trouvons au-dessus du col du Jubé et à l'Ouest de Trescléoux. Ils sont parfois exploités par les services de l'équipement pour engraver les chemins.

III.1.3. LES ÉCROULEMENTS ROCHEUX

Ils se présentent comme d'énormes blocs calcaires dont certains atteignent plusieurs mètres cubes. Ces blocs semblent "posés" sur les glacis de versant.

Nous les rencontrons au Sud-Est d'Orpière, à l'Est de Saint Genis et à l'Ouest de Mèreuil, toujours au bas de la falaise tithonique.

- Intérêt hydrogéologique

Les éboulis vifs et cryoclastiques, malgré leur grande porosité, n'ont que peu d'intérêt en hydrogéologie. En effet, leur faible étendue ne se prête pas à l'accumulation de l'eau. De plus, l'inclinaison du substratum est à l'origine de la vidange rapide de leurs réserves ; nous ne trouvons donc, à leur base, que des sources temporaires. Cependant, lorsque le degré de cimentation est important et que ces éboulis remplissent une ancienne dépression, nous trouvons des sources pérennes dont le débit est directement lié aux précipitations.

III.2. LES GLISSEMENTS DE TERRAIN

III.2.1. LES GLISSEMENTS ROCHEUX EN MASSE

Des pans de falaise se sont détachés de la corniche tithonique et ont glissé sur les "Terres Noires" ; nous les trouvons à l'Est du Suillet et au Sud-Est de Saint-Genis. Nous remarquons que ces glissements, se situent à proximité de grandes failles (Lazer, Suillet) ayant certainement ébranlé ces masses rocheuses qui, sous l'effet de leur propre poids, ont été entraînées au bas de pentes rocheuses.

L'âge de ces glissements ne peut pas être précisé avec certitude, mais doit se situer vers la fin du Pliocène ou le début du Quaternaire. Il s'agit donc d'un phénomène post-orogénique.

III.2.2. LES ANCIENNES COULEES BOUEUSES

Elles sont composées d'éléments hétérométriques calcaires, le plus souvent tithoniques, et d'un matériel argileux représentant 70 % du volume total.

Nous distinguons deux types de coulées boueuses :

- celles dont l'épaisseur atteint une vingtaine de mètres et actuellement stabilisées (Sud de Montclus) ;
- celles moins épaisses sujettes à des glissements de solifluxion (haut et bas Chevalet, Ouest de Montclus).

Ces formations donnent un relief moutonné.

- Intérêt hydrogéologique

Selon l'importance du glissement et la façon dont sont agencés les éléments calcaires, ces formations peuvent alimenter des sources dont le débit, du fait de l'importance de la matrice argileuse, est souvent relativement stable.

III.3. L'ALTÉRATION DES MARNES

Elle intéresse plus particulièrement les "Terres Noires" et les marnes bleues. Son épaisseur varie en fonction de la topographie, elle atteint parfois 9 à 10 mètres pour les "Terres Noires" au niveau des replats, alors qu'elle ne dépasse pas 2 mètres sur les versants inclinés.

Après un épisode pluvieux, la couleur gris-jaunâtre de cette altération contraste fortement avec la roche mère, et c'est à ce niveau que nous constatons un écoulement temporaire.

III.4. LES ARGILES LACUSTRES

Elles constituent une formation de couleur gris foncé d'une dizaine de mètres d'épaisseur, sujette au ravinement. Elles se caractérisent par la présence de concrétions calcaires enrobant des débris végétaux. Nous y observons des fissures de retrait en période de sécheresse ; une fois humides, elles deviennent très plastiques.

Nous les trouvons au Nord-Est d'Eyguians et en rive droite du Cèans vers Nossage et Bénévent. Dans ce dernier gisement, les profils sismiques effectués par R. Castro (1971) ont révélé la présence d'un seuil de "Terres Noires" séparant le glacis de piedmont en amont, des argiles "lacustres" en aval. Nous pouvons donc penser qu'elles sont le résultat d'une sédimentation en eau plus calme de produits terrigènes apportés par les ruisseaux divaguant à la surface du glacis. Ces argiles sont très imperméables.

III.5. LES TERRASSES

III.5.1. LES ALLUVIONS DU LIT MAJEUR DES COURS D'EAU

Le matériel, essentiellement calcaire, comprend des galets allongés et plats. La terrasse du Buëch est constituée d'une faible proportion de galets cristallins provenant du démantèlement des terrasses supérieures.

III.5.2. LES ALLUVIONS RECENTES DE FONDS DE VALLEE

Elles se trouvent à environ 2 à 3 mètres au-dessus du lit du Buëch, du Channe et du bas Céans.

La plupart du temps le Buëch, après les avoir entaillées, creuse déjà les marnes sous-jacentes.

III.5.3. LA BASSE TERRASSE FLUVIALE

Elle se trouve de 10 à 15 mètres au-dessus du Buëch.

III.5.4. LA HAUTE TERRASSE FLUVIALE ET SON GLACIS DE RACCORDEMENT

Elle se situe de 20 à 30 mètres au-dessus du Buëch, du Channe et du bas Céans. Les éléments de cette terrasse sont en majorité calcaires ; ils résultent du démantèlement des calcaires tithoniques et du crétacé. Nous y rencontrons aussi, en faible proportion, des éléments granitiques et triasiques provenant de l'érosion des terrasses fluvio-glaciaires supérieures.

III.5.5. LA BASSE TERRASSE FLUVIO-GLACIAIRE (Würm)

Nous la trouvons de 70 à 80 mètres au-dessus du Buëch. Elle est surtout développée en rive droite du Buëch et en rive gauche à partir d'Eyguians. Elle se compose d'éléments très hétérométriques, mal classés, qui sont fortement cimentés, surtout au sommet. Ici encore la proportion des éléments calcaires est plus importante que ceux dits "Alpins". Son épaisseur ne dépasse pas 30 mètres.

III.5.6. LA HAUTE TERRASSE FLUVIO-GLACIAIRE (Mindel-Riss)

Située de 100 à 130 mètres au-dessus du Buëch, ses éléments sont encore très hétérométriques. Nous rencontrons des blocs calcaires de plusieurs tonnes provenant des falaises tithoniques ainsi que des petits galets calcaires et alpins. Ici la proportion de ces derniers est beaucoup plus importante que dans les autres terrasses. Les éléments sont rarement cimentés et très altérés.

III.5.7. LES MORAINES

Nous les trouvons jusqu'à des altitudes de 200 à 400 mètres au-dessus de la vallée du Buëch.

En fait, avec M. Lambert ^{*}, nous n'avons rencontré que quelques "traces" constituées surtout par des quartzites et des roches vertes.

Bien que l'existence de telles moraines dans la vallée du Buëch soit très contestée, nous avons trouvé des éléments cristallins dans le synclinal de Saint-Genis à une altitude de 950 mètres et des éléments siliceux à 1 100 mètres.

Du fait de l'érosion intense au niveau des vallées, il ne reste que peu de constituants prouvant l'existence de ces moraines. Ces formations proviendraient d'une avancée du glacier mindélien par le col de Faye. M. Gigout a trouvé des éléments identiques au-dessus des Allemands à 1 150 mètres, ainsi qu'à l'entrée de la montagne de Ceüse à 1 350 mètres.

La thèse en cours de M. Tiercelin de la faculté des Sciences de Marseille nous apportera une meilleure connaissance du quaternaire de la moyenne Durance et de ses affluents.

* Ingénieur Géologue à EDF

- Intérêts hydrogéologiques

Les terrasses fluviales et fluvioglaciales, lorsque leur degré de cimentation n'est pas trop élevé, représentent un bon aquifère. Mais dans notre secteur, de par leur faible extension actuelle et surtout leur situation morphologique (perchées au-dessus des marnes entaillées par les érosions plus récentes), elles n'ont que peu d'intérêt hydrogéologique.

Cependant, si les sources auxquelles elles donnent naissance n'ont pas un débit très important, celui-ci est assez constant, sauf dans le cas d'éboulis sans matrice argileuse où les nappes s'assèchent durant les grands étages.

IV. LA TECTONIQUE

L'exposé qui va suivre s'est inspiré des études récentes de J. Flandrin et dépasse souvent le cadre du secteur étudié. En effet, l'absence de terrains de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire ne nous permet pas de dater précisément les principaux traits structuraux de cette région.

Le bassin du Moyen Buëch représente la partie orientale des Baronnies, ces dernières constituant avec le Diois et le Dévoluy la partie méridionale des chaînes sub-alpines (fig. 8).

La sédimentation continue, du Bajocien au Turonien, nous indique que cette région se trouvait en bordure de la "fosse Vocontienne" (V. Pasquier). Cependant, au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur des brèches intraformationnelles et des slumpings (1) nous révèlent une certaine instabilité des fonds.

Contrairement aux secteurs plus septentrionaux des chaînes sub-alpines (Vercors, Chartreuse, Bauges...) dont les plis s'allongent parallèlement aux massifs cristallins externes, le Diois et les Baronnies présentent sur le plan structural un "maillage" résultant de la coexistence de deux directions principales de plissement :

- l'une "provençale", prédominante qui détermine l'orientation Est-Ouest de toutes les grandes lignes orographiques,

- l'autre "alpine" à laquelle correspondent les accidents, grossièrement orientée Nord-Sud.

Si tous les géologues qui se sont intéressés à cette région ont estimé que sa structure résultait de l'interférence de plusieurs phases tectoniques, les avis sont restés partagés quant au nombre de ces phases, à leur âge précis et à leur importance. J. Flandrin en 1966 apporte de nouvelles données permettant actuellement une meilleure compréhension de ces structures.

(1) Dans un bassin de subsidence, toutes les régions ne sont pas également affectées. Il en résulte la formation de rides et de petits bassins. Les couches récemment déposées, non encore endurées se mettent à glisser lentement vers les points bas (même des pentes faibles de 1° à 2°) s'accumulent en se chevauchant. Ces phénomènes peuvent naître et s'accélérer lors de tremblements de terre. Les mouvements deviennent ensuite plus réguliers et la sédimentation normale réapparaît.

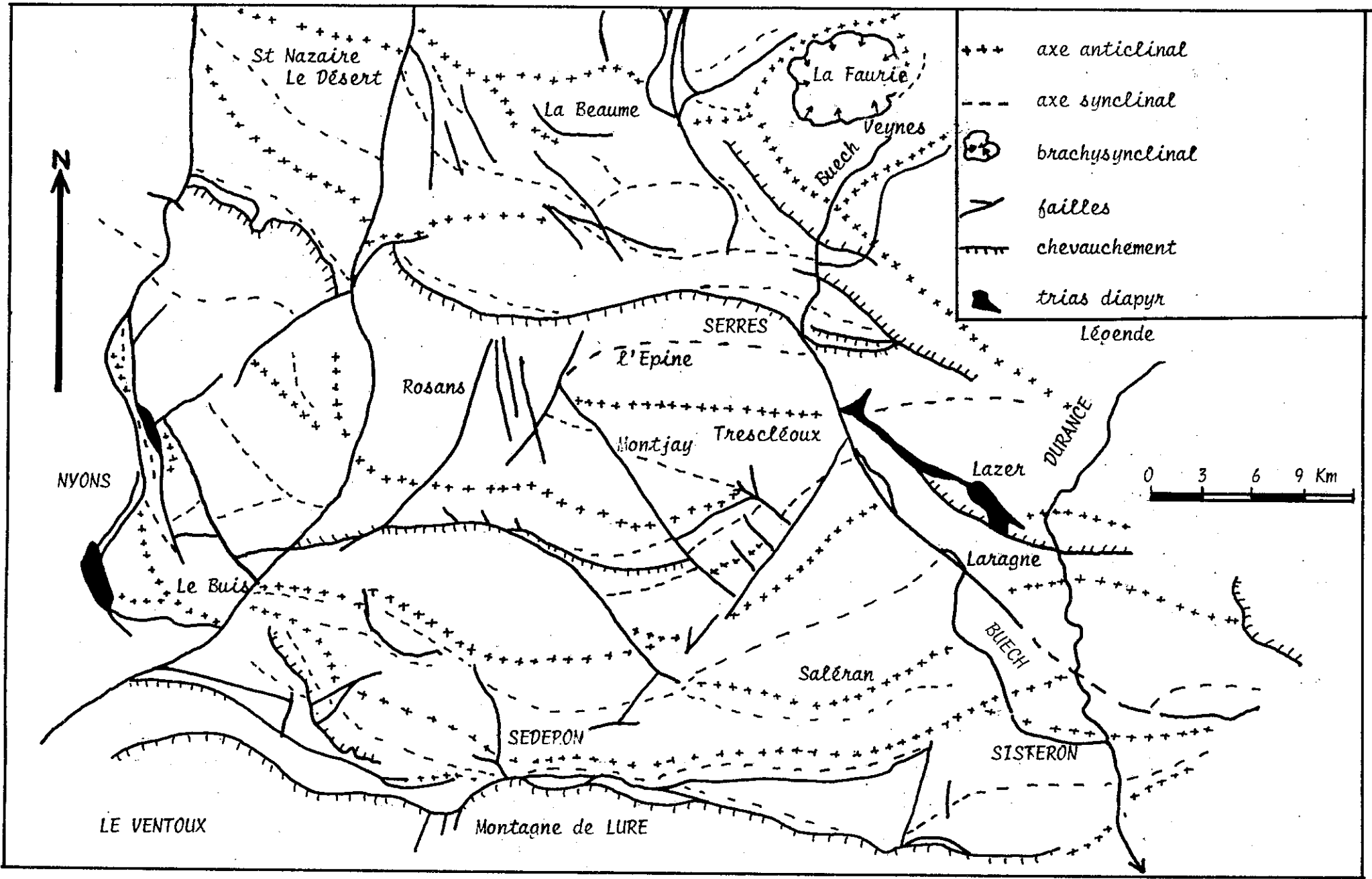


Figure 8 : Carte structurale du Diois des Baronnies et de leurs bordures (d'après J. FLANDRIN)

IV.1. LES PLIS ET CHEVAUCEMENTS EST-OUEST

IV.1.1. LES MOUVEMENTS CRETACES

P. Lory et G. Sayn ont révélé les premiers, en 1896, l'existence, dans l'ensemble du Dévoluy, du Bochaîne et du Diois, de mouvements orogéniques qui auraient débuté vers le fin du Cénomanién pour se terminer avant le Sénomien. Depuis, tous les géologues reconnaissent l'importance de cette phase qui, dans le Dévoluy et le Bochaîne, amène le Sénomien à reposer en discordance totale sur des plis arasés à flancs sub-verticaux, dont les assises s'étagent de l'Oxfordien au Cénomanién. Cette discordance est particulièrement visible au Sud-Est de Saint Julien en Bochaîne. Il s'agit là d'une phase orogénique majeure ; les effets de cette orogénèse ont dû se faire sentir sur l'ensemble du Diois et des Baronnies, mais avec une importance variable selon les régions. Dans les Baronnies elle semble être à l'origine des plis Est-Ouest, repris et modelés par des orogénèses ultérieures.

Nous pouvons déduire l'âge de cette orogénèse des faits suivants :

- les terrains concordants les plus récents, représentés au coeur des grands synclinaux néocrétacés du Diois-Baronnies appartiennent au Coniacien, caractérisé par un faciès néritique à la base, passant au sommet à des faciès continentaux,
- les assises inférieures du Sénomien transgressif du Dévoluy-Bochaîne appartiennent, selon les endroits, au Santonien ou au Campanien.

On peut donc conclure que les plis Est-Ouest du Dévoluy-Bochaîne résultent d'une orogénèse finie Coniacienne-Eosantonienne. Elle a précédé le retour de la mer Santonienne et Campanienne.

IV.1.2. MOUVEMENTS ANTE-EOCENES

La mise en évidence des déformations post-Crétacé et anté-Eocène est rendue délicate par l'érosion des dépôts, par la chronologie incertaine des formations continentales du Nummulitique et surtout parce que la mer éocène n'a jamais envahi la totalité du Diois et des Baronnies.

Cependant, au Sud de notre secteur, dans le synclinal d'Eygallayes, le Lutétien supérieur repose en discordance sur le Turonien calcaire, lui-même surmonté en transgression par l'Eocène supérieur comportant des lentilles de conglomérats à galets crétacés.

Cette discordance a dû se produire soit au cours de la phase antésénomienne, soit au début de la phase dite "Pyrénéo-Provençale" au sens large du terme.

IV.1.3. LES MOUVEMENTS ANTE-OLIGOCENES

Nous leur attribuerons les étirements et les déversements affectant l'un ou l'autre des flancs des anticlinaux principaux des Baronnies. En effet, ces structures étirées et chevauchantes ont été fragmentées par les grands décrochements Nord-Sud datés du Miocène ; ainsi sont les deux grandes structures chevauchantes de Maraysse-Serres et d'Etoile le château - Laborel-col de la Berche.

Nous remarquerons toutefois que l'attribution à la phase anté-Oligocène de ces étirements et chevauchements demeure une hypothèse. Nous pourrions admettre ici les effets d'une tectonique pré-miocène : des mouvements se sont

manifestés entre l'Oligocène et le Miocène, et il suffirait de penser que les plis n'ont rejoué et ne se sont déversés que dans leur partie médiane, leurs extrémités restant indéformées au-dessous des assises Oligocènes discordantes.

IV.1.4. LES MOUVEMENTS POST-MIOCENES

Si, comme nous venons de le voir, les plis Est-Ouest du Diois-Baronnies doivent être attribués dans leur ensemble à l'action exclusive ou conjointe selon les cas, de mouvements anté-Sénonien, anté-Eocène, anté-Oligocène, et anté-Miocène, l'existence de déformations de même orientation résultant d'efforts orogéniques post-Miocènes n'est pas moins certaine. Ces efforts n'ont eu d'effets prépondérants qu'au front de la montagne de Lure et du Ventoux, où les masses de calcaires néocomiens chevauchent et plissent violemment le Miocène devant elles ; tandis que plus au Nord, les plis antérieurement formés n'ont été que peu ou pas affectés par cette orogénèse.

L'anticlinal Lure - Ventoux ébauché avant l'Oligocène a donc été soumis ultérieurement à une poussée venant du Sud qui a déterminé, sur la majeure partie de son étendue, le laminage et l'écaillage de son flanc nord et l'avancée de son flanc Sud sur le sillon Miocène qui le bordait au Nord.

Selon J. Goguel (1963), il y a donc eu "... un certain coulissement du bloc provençal entraîné vers le Nord dans le grand mouvement de poussée dans cette direction qui a entraîné, à l'Oligocène et au Miocène, tout ce qui se trouvait au Sud des Alpes centrales et orientales". (Il faut noter que la campagne de prospection gravimétrique effectuée par le BRGM en 1953 révèle en effet une anomalie qui correspondrait à une surélévation du socle au Sud de ce chevauchement).

IV.2. LES ACCIDENTS MÉRIDIENS ET SUB-MÉRIDIENS

Le rôle joué par les déformations Nord-Sud dans le Diois-Baronnies a été reconnu depuis fort longtemps, mais c'est à J. Goguel (1944, 1945, 1946 et 1947) que nous devons nos connaissances sur la nature des déformations.

Nous pouvons les classer en trois groupes d'après leur orientation :

- Nord-Sud, Nord-Est, -Sud-Est et Nord-Ouest - Sud-Est.

IV.2.1. LES ACCIDENTS NORD-SUD

Ils ont été étudiés tout particulièrement par J. Goguel. Ce sont eux qui interviennent avec le plus d'ampleur dans les structures du Diois et des Baronnies occidentales.

Ces grands accidents, datés de la fin du Miocène, tout au moins pour ce qui est de leur dernier rejoué, n'intéressent pas notre secteur, ils se trouvent en effet plus à l'Ouest et plus au Nord.

IV.2.2. LES ACCIDENTS NORD-EST - SUD-OUEST

Nous rangeons dans ce groupe les accidents de Sainte-Colombe - Orpierre - Chanousse-Rocher de Beaumont - Col d'Ubaye.

La faille Rosans-Buis les Baronnies - Mollans a pu être datée avec précision, car elle recoupe des formations tertiaires ; elle serait pour le moins Helvétienne et, si nous tenons compte du fait qu'elle décroche les accidents Nord-Sud de Saillans-Merindol, nous pourrions alors penser que le dernier rejoué des accidents Nord-Est - Sud-Ouest est postérieur à celui des failles Nord-Sud.

IV.2.3. LES ACCIDENTS NORD-OUEST - SUD-EST

Ces derniers sont surtout localisés dans la région étudiée. Ils s'apparentent indiscutablement par leur orientation aux écailles frontales du Gapençais et de Digne. Nous rangeons dans ce groupe le grand accident Lazer-Montrond, les failles des Begües-Villebois, Saint-Cyrice-Montjay, la montagne d'Orpierre-Chanousse qui décalent le synclinal d'Etoile-Saint-Cyrice.

D'origine franchement alpine, ces failles sont soulignées dans la région de Laragne (Lazer-Montrond), par des "trainées" de trias diapyr. Nous admettons qu'elles datent de la mise en place des écailles de Digne et Barcelonnette et seraient post-Pontiennes.

On peut donc conclure que notre région a été soumise depuis le Sëno-nien jusqu'au Miocène supérieur à des efforts orogéniques, ceux d'abord, d'origine provençale qui ont donné ses traits structuraux les plus nets ; puis plus tardivement, des forces venant de l'Est et du Nord-Est ont provoqué (avec une importance moindre) la formation de plis et d'accidents méridiens à caractères "alpins".

Nous terminerons cette étude en citant la conclusion de la thèse de V. Pasquier (1900) :

" On peut considérer les éléments tectoniques du Diois et des Baronnies comme les plus septentrionaux des plis de la Provence qui, repris par les plissements alpins, auraient été introduits dans le faisceau alpin tout en conservant dans leur allure les signes extérieurs de leur première origine".

IV.3. TECTONIQUE ET CIRCULATION DES EAUX

Ce sont les mouvements tectoniques qui sont responsables de la formation des grandes cuvettes synclinales qui peuvent être favorables à l'emmagasinement des eaux.

De plus, les calcaires du Jurassique supérieur formant l'ossature des synclinaux sont très fracturés et parfois nous trouvons des débuts de karstification.

Enfin, les grands décrochements d'orientation sub-méridien décalent les grands synclinaux et mettent ainsi en contact des calcaires ayant une perméabilité en grand avec des marnes imperméables ; ceci donne lieu à des émergences ; sources de la Beaume, des Douces à Orpierre et du Pont de Montclus.

IV.4. CONCLUSION

Les terrains rencontrés dans notre région seront peu favorables à l'existence de nappes importantes, donc de grosses sources. Les seules importantes se trouveront soit sur des failles décrochant les synclinaux, soit aux points les plus bas de ces structures.

Les terrains quaternaires renfermeront des nappes peu importantes ; cependant elles suffiront à alimenter en eau potable les villages de cette région.

CHAPITRE III

CARACTERISTIQUES CLIMATOLOGIQUES DU MOYEN BUECH

Le comportement hydrologique d'une région est fonction essentiellement de sa climatologie, les précipitations et la température atmosphérique étant les deux éléments les plus importants.

La vallée du Buëch appartient encore au domaine méditerranéen ; cependant ce régime est atténué par la latitude septentrionale et la proximité des Alpes.

Des vents continuels, un ciel dégagé, des variations de température brutales, des pluies d'automne importantes, des été très secs, tels sont les caractères du moyen Buëch.

I - LES PRECIPITATIONS

Elles constituent l'élément essentiel d'un bilan hydrologique. Si à première vue, il semble facile de les mesurer et de les comparer entre elles, il apparaît très vite que le phénomène est beaucoup plus complexe. En effet, la pluviosité dépend de l'altitude, de l'exposition des versants, des vents.

Après l'étude des données pluviométriques, nous essaierons dans une deuxième partie, d'analyser certains de ces facteurs.

I.1. LE RÉSEAU PLUVIOMÉTRIQUE

la région étudiée dispose d'un pluviomètre et de quatre pluviographes dont deux ont été installés par nos soins, respectivement en Décembre 1970 et 1971 (Laragne, Montjay, Serres, St Genis).

Cela représente environ un appareil par 70 km² pour les deux dernières années, mais seulement un appareil pour 100 km² pour les mesures antérieures à 1970.

Aussi, pour étudier la répartition géographique des précipitations, nous avons pris en considération les stations environnantes (jusqu'à une dizaine de kilomètres du bassin). Ceci nous permet d'avoir une idée assez juste du gradient pluviométrique.

I.2. ANALYSE DES DONNÉES PLUVIOMÉTRIQUES

I.2.1. LA REPARTITION SAISONNIERE DES PRECIPITATIONS

Le tableau 2 montre le pourcentage des précipitations au printemps (Mars, Avril, Mai) en été (Juin, Juillet, Août) en automne (Septembre, Octobre, Novembre) et en hiver (Décembre, Janvier, Février).

Nous remarquons que la répartition saisonnière des précipitations est très homogène, et nous nous référons à la période 1951-1970).

La saison la plus pluvieuse est l'automne avec 32 à 33 % des pluies, suivie par l'hiver (22 à 27 %).

Période 1951 - 1970

Stations	PRINTEMPS		ETE		AUTOMNE		HIVER	
	Hauteur des précipitations en mm	%	Hauteur des précipitations en mm	%	Hauteur des précipitations en mm	%	Hauteur des précipitations en mm	%
LARAGNE : 567 m	179	22	162	20	265	33	201	25
SERRES : 672 m	185	23	171	21	261	33	187	23
MONTJAY : 815 m	217	24	181	20	280	32	215	24
MISON : 615 m	188	24	158	20	251	32	191	24
BARCILLONNETTE : 850 m	229	24	168	18	309	35	244	26
BARCILLONNETTE : 1250m	270	24	195	18	350	32	300	27
MONTAUBAN/OUVEZÉ : 709m	261	26	179	18	321	33	211	22
S ^t PIERRE D'ARGENCON : 780m	218	24	174	19	301	33	233	25

ANNEE 1971

LARAGNE	401	45	213	24	160	18	116	13
SERRES	405	42	242	25	193	20	123	13
MONTJAY	427	43	295	29	177	18	105	10
S ^t GENIS : 875 m	467	46	250	25	167	16	136	13

ANNEE 1972

LARAGNE	187	20	215	23	256	27	285	30
SERRES	166	15	244	23	279	26	380	36
MONTJAY	147	14	260	24	280	26	383	36
S ^t GENIS : 875 m	197	18	209	19	288	26	406	37
S ^t GENIS : 1 067 m	176	18	202	21	271	28	311	32

Tableau 2 : Répartition saisonnière des précipitations dans la vallée du Buëch
Période 1951-1970, année 1971 et 1972

La saison sèche est l'été qui comprend cependant 18 à 21 % des précipitations de l'année.

Si nous observons les résultats de 1971 et 1972, nous voyons que les remarques faites ci-dessus ne sont plus valables, en effet :

- pour 1971, le printemps totalise à lui-seul 42 % à 46 % des précipitations annuelles. L'été est encore pluvieux (25 à 29 %) et l'hiver est sec. Cette pluviosité considérable au printemps 1971 fut la cause de crues importantes dans notre région (21 Mars - 1er Mai) ;

- pour 1972, l'automne et surtout l'hiver furent pluvieux avec respectivement de 26 à 28 % et de 30 à 37 % des précipitations annuelles. Le printemps fut, cette année là, la saison la plus sèche.

I.2.2. LA REPARTITION MENSUELLE DES PRECIPITATIONS

En nous référant à la période 1951-1970, nous voyons que le mois de Novembre est le plus pluvieux de l'année, avec environ 100 mm de pluie. Le mois le plus sec étant Juillet avec 33 mm de pluie. Annexe 1 et figure 9.

I.2.3. LES VARIATIONS DES PRECIPITATIONS AVEC L'ALTITUDE

Nous avons tracé la courbe de variation de la pluviosité en fonction de l'altitude des stations pluviométriques de la région du Büech et de ses bordures pour les années 1971 et 1972 et pour la période de référence 1951-1970 (figures 10 et 11). Nous remarquons que le gradient pluviométrique est important jusque vers 700 m, qu'il diminue ensuite jusque vers 1 500 m pour se stabiliser au-delà de cette altitude. Le gradient pluviométrique moyen (1951-1970) pour les altitudes qui intéressent notre étude est de 0,612. Ainsi chaque fois que l'on s'élèvera de 100 mètres (entre 600 et 1 300 m environ) la pluviosité augmentera de 61,2 mm.

Ce fait est en conformité avec les résultats des études de E. Bénévent selon lesquels l'altitude correspondant à l'optimum pluvial serait de 2000 mètres dans les Préalpes françaises.

- Pour les années 1971 et 1972 qui nous intéressent plus particulièrement, nous avons mis en évidence deux lois différentes (fig.11) :

- pour 1971, nous observons deux valeurs différentes du gradient pluviométrique pour les vallées de la Durance et du Büech. Pour cette dernière nous constatons une augmentation de 58 mm pour 100 mètres de dénivellation jusqu'à l'altitude de 1 000 mètres et de 30 mm pour 100 mètres de dénivellation pour les altitudes supérieures à 1 000 mètres ;

- pour 1972, nous observons dans la vallée du Büech une augmentation de 180 mm pour 100 mètres de dénivellation jusqu'à l'altitude de 800 mètres, et de 33 mm pour 100 mètres de dénivellation pour des altitudes supérieures à 800 mètres.

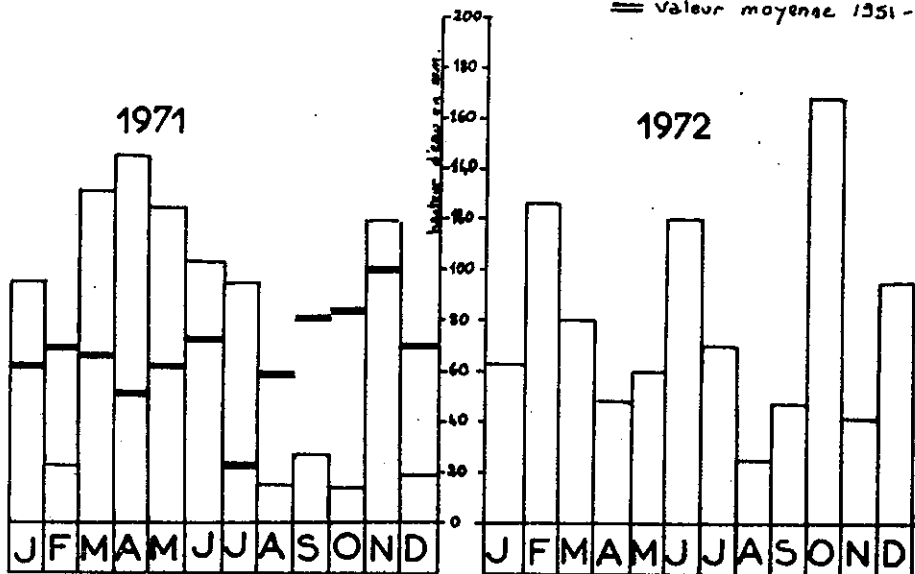
Remarques : les valeurs de 1 000 mètres et de 800 mètres (qui correspondent à un changement de gradient) sont subjectives ; elles répondent à des impératifs pratiques : il est en effet peu facile de planimétrer des surfaces comprises entre des altitudes ne correspondant pas à des courbes de niveau maîtresses.

Figure 9 : Précipitations mensuelles aux stations du moyen Basch.
1971 et 1972

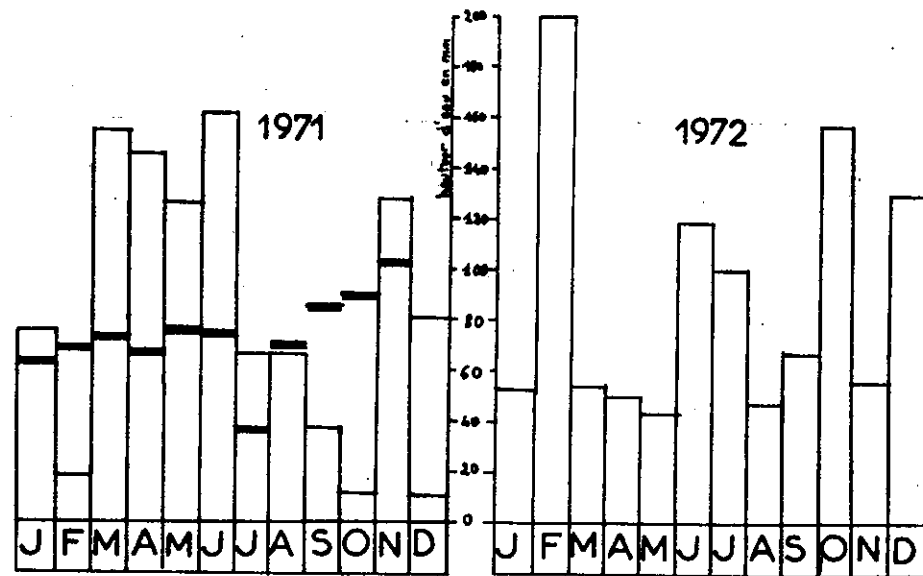
LARAGNE

1971 et 1972

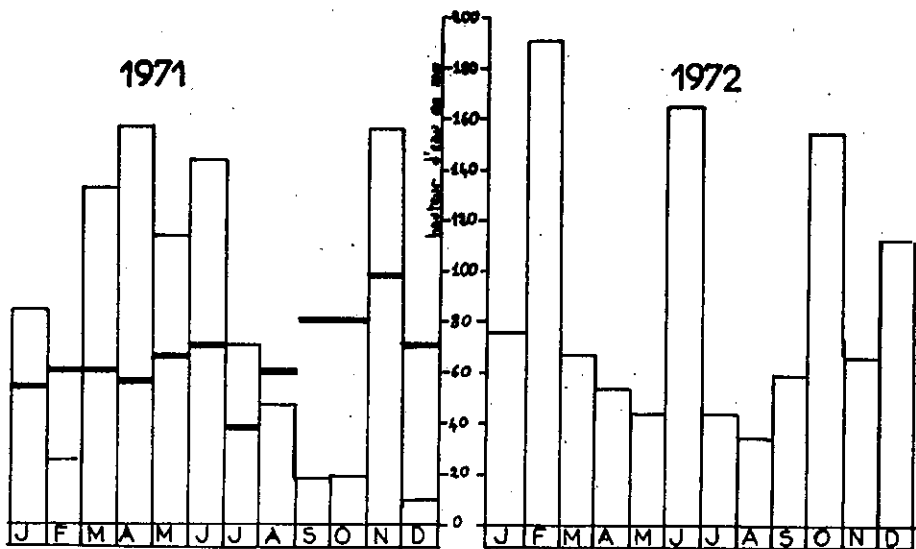
== Valeur moyenne 1951-1970.



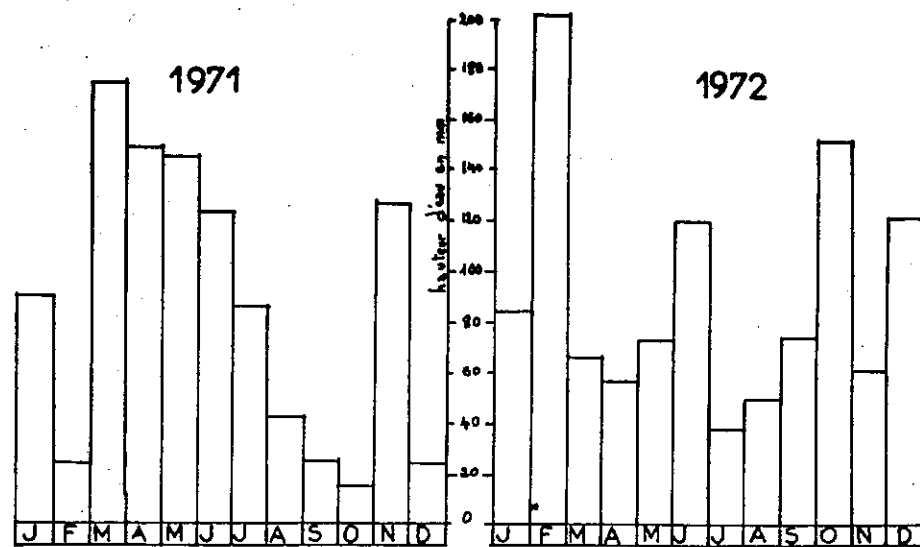
MONTJAY



SERRES



S^T GENIS



I.2.4. LE CALCUL DE LA HAUTEUR ANNUELLE THEORIQUE DES PRECIPITATIONS

Pour la suite de l'étude il est intéressant de connaître la hauteur de pluie à l'altitude moyenne du bassin, soit à 910 mètres.

Plusieurs méthodes nous sont proposées par différents auteurs.

- La méthode de Thiessen : nous ne l'avons pas employée, car elle ne tient pas compte des différences d'altitude parfois importantes qui peuvent exister entre deux stations souvent éloignées.

- La méthode des isohyètes : les postes pluviométriques se trouvent le plus souvent, pour des raisons de commodité, dans les basses vallées. Aussi, dans beaucoup de régions nous ne trouvons pas ou peu de postes en altitude. De plus, dans les Alpes, les altitudes moyennes des bassins versants sont bien supérieures à celles de la plupart des stations pluviométriques ; aussi c'est avec beaucoup de difficultés et d'hypothèses que nous aurions tracé les isohyètes. Pour ces raisons, nous n'emploierons pas cette méthode.

- la méthode employée : la méthode qui nous a paru la plus rationnelle consiste à calculer la hauteur moyenne d'eau tombée sur chaque tranche d'altitude du bassin.

Les éléments de calcul seront donnés par le gradient pluviométrique et la courbe hypsométrique. Nous prendrons comme hauteur pluviométrique de base celle de Laragne qui est le point le plus bas de notre bassin versant (tableau 4).

$$P_m = \frac{s_1 P_1 + s_2 P_2 + \dots + s_n P_n}{S}$$

P_m : hauteur moyenne des précipitations tombées sur l'ensemble du bassin

$P_1, P_2, P_3 \dots P_n$ = hauteur des précipitations tombées sur les différentes tranches d'altitude

$s_1, s_2, s_3 \dots s_n$ = superficie de ces tranches d'altitude

S = superficie totale du bassin

d'où : $P_{1971} = 1\ 080$ mm

$P_{1972} = 1\ 138$ mm

$P_{(1951-1970)} = 1\ 020$ mm

Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau 3. La pluviométrie moyenne de 1972 est supérieure à celle de 1971 d'environ 60 mm. Ces deux années sont plus humides que la moyenne des vingt années précédentes.

I.2.5. L'ANALYSE STATISTIQUE DES MODULES PLUVIOMETRIQUES ANNUELS A LARAGNE ET MONTJAY

Nous avons essayé de trouver une loi théorique de répartition des fréquences pouvant s'adapter aux modules pluviométriques des stations de Laragne et Montjay (fig.12).

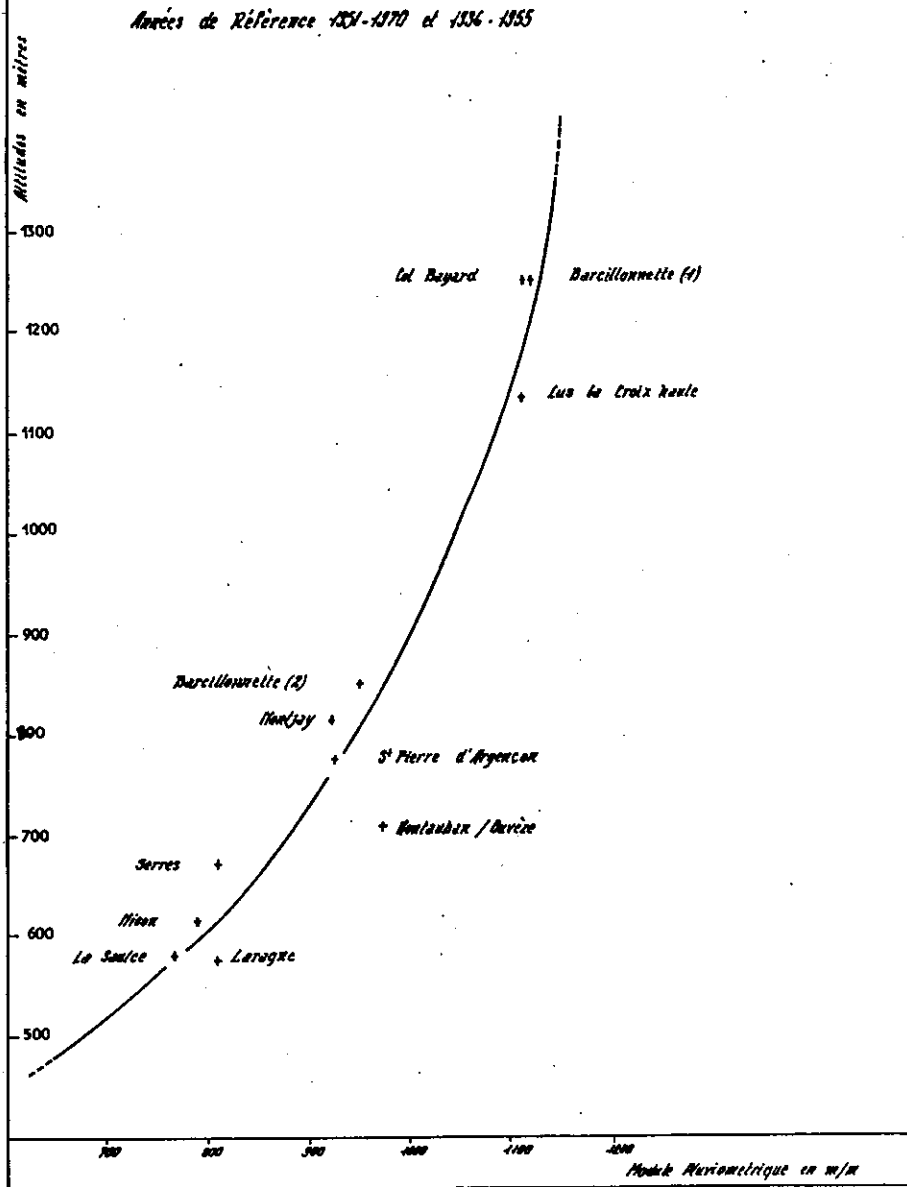
Souvent, la loi de Laplace-Gauss s'ajuste bien à une telle distribution.

Notons que cette loi peut être admise lorsque :

- 50 % des valeurs sont comprises entre $\bar{x} - 0,67 \sigma$ et $\bar{x} + 0,67 \sigma$
- 68 % des valeurs sont comprises entre $\bar{x} - \sigma$ et $\bar{x} + \sigma$

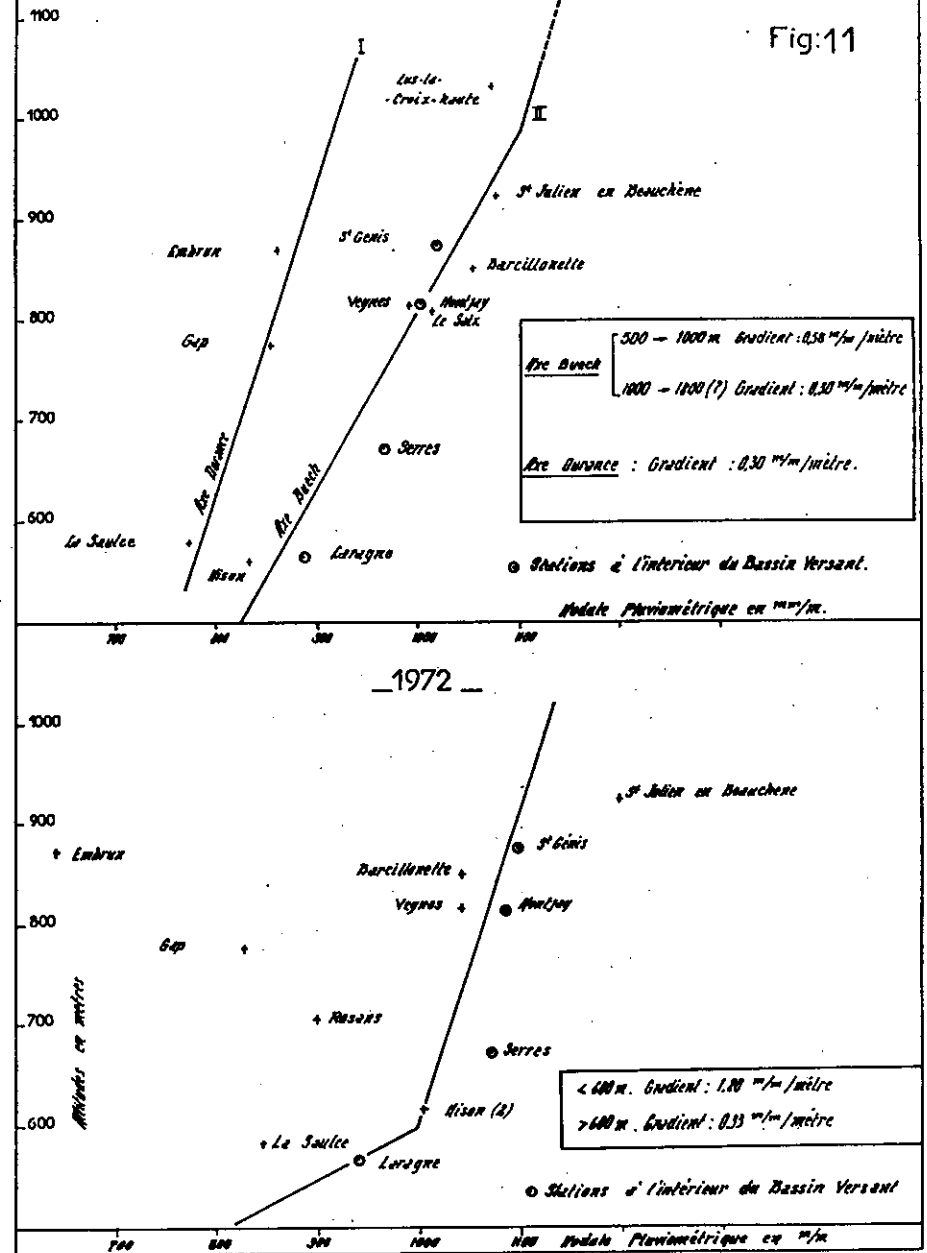
Variation du module Pluviométrique Moyen en fonction de l'altitude dans la vallée du Buëch.

Fig:10



Variation du module Pluviométrique annuel en fonction de l'altitude - 1971 -

Fig:11



- 96 % des valeurs sont comprises entre $\bar{x} - 1,96 \sigma$ et $\bar{x} + 1,96 \sigma$
- 99,7 % des valeurs sont comprises entre $\bar{x} - 3 \sigma$ et $\bar{x} + 3 \sigma$

avec : \bar{x} = module moyen = $\frac{\sum x_i}{N}$

$$\sigma = \text{écart type} = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{N}}$$

N = nombre d'années de mesures

Nous avons obtenu pour les deux stations les pourcentages suivants :

- Station de Laragne : 23 années de mesures ($\bar{x} = 811$ mm $\sigma = 160$ mm)
 - 48 % des valeurs sont comprises entre $\bar{x} - 0,67 \sigma$ et $\bar{x} + 0,67 \sigma$ (704-918)
 - 83 % des valeurs sont comprises entre $\bar{x} - \sigma$ et $\bar{x} + \sigma$ (651-972)
 - 96 % des valeurs sont comprises entre $\bar{x} - 1,96 \sigma$ et $\bar{x} + 1,96 \sigma$ (497-1126)
- Station de Montjay : 34 années de mesures ($\bar{x} = 903$ mm $\sigma = 173$ mm)
 - 47 % des valeurs sont comprises entre $\bar{x} - 0,67 \sigma$ et $\bar{x} + 0,67 \sigma$ (7887-1019)
 - 75 % des valeurs sont comprises entre $\bar{x} - \sigma$ et $\bar{x} + \sigma$ (730-1077)
 - 94 % des valeurs sont comprises entre $\bar{x} - 1,96 \sigma$ et $\bar{x} + 1,96 \sigma$ (564-1242)

Remarques : l'écart entre la fréquence observée et celle que l'on obtiendrait selon la loi de Laplace-Gauss est assez faible. Les écarts sont relativement importants pour les observations comprises entre $\bar{x} - \sigma$ et $\bar{x} + \sigma$; cette différence vient probablement du nombre insuffisant d'observations que nous possédons, surtout pour la station de Laragne (N = 23).

Les observations faites à ces deux stations sont portées sur les deux diagrammes de droite échantillon (anamorphes de la courbe de probabilité totale de la loi de Gauss). Nous constatons que ces modules annuels de précipitations ainsi ordonnés, ne sont pas très éloignés (surtout pour Montjay) des droites représentant la loi théorique de Gauss pour ces stations. Ces diagrammes portant en abscisses les hauteurs de précipitations observées, et en ordonnées la fréquence de chaque observation par rapport à celle qui la précède et celle qui la suit ; cette fréquence est obtenue en utilisant la formule :

$$F(x_i) = \frac{C}{N+1} \times 100 \quad \text{avec} \quad \begin{array}{l} C = \text{classement de l'observation} \\ N = \text{nombre total d'observations} \end{array}$$

Ainsi, en supposant que la répartition des fréquences se soit produite selon la loi de Gauss (ce qui est quasi vrai), nous aurons avec une valeur d'écart réduit :

$$t = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$$

A la station de Laragne $\bar{x} = 811$ $\sigma = 160$

5 %	de chances pour que le module annuel des précipitation soit inférieur ou égal à	548 mm
10 %	à	605 mm
25 %	à	703 mm
50 %	à	811 mm
75 %	à	919 mm
90 %	à	1 016 mm
95 %	à	1 074 mm
99 %	à	1 183 mm

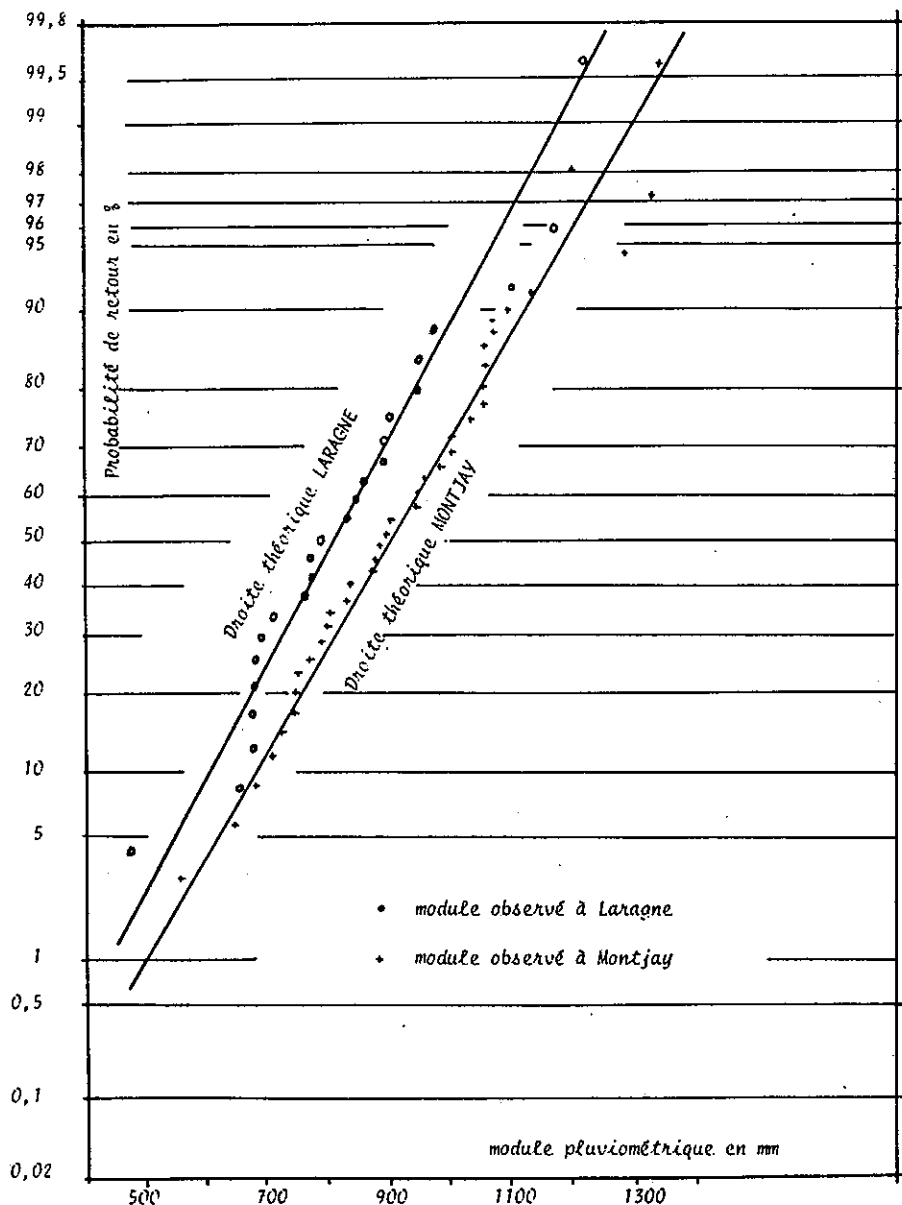


Figure 12 : Représentation de la répartition des modules pluviométriques observés à LARAGNE et MONTJAY suivant la loi de GAUSS

Altitude en m	600 <	600-800	800-1000	1000-1200	1100-1400	1400-1600	> 1600	Hauteur moyenne théorique des précipitations
Bassin versant partiel en km ²	7,88	98,85	126,24	79,77	21,26	2,28	0,62	
Précipitations annuelles 1971 en mm	903	970	1086	1174	1234	1294	1360	$\frac{363,78}{337}$ 1080 mm
Volume total 10 ⁶ m ³	7,12	95,89	137,10	93,65	26,23	2,95	0,84	
Précipitations annuelles 1972 en mm	990	1098	1138	1178	1218	1258	1300	$\frac{383,54}{337}$ 1138 mm
Volume total 10 ⁶ m ³	7,8	108,54	143,66	93,97	25,89	2,86	0,87	
Précipitations 1951-1970 en mm	805	876	1046	1126	1205	1285	1371	$\frac{344,2}{337}$
Volume total 10 ⁶ m ³	6,3	85,6	132	89,8	25,6	2,9	0,85	1020 mm

Tableau 3 : Précipitations théoriques à l'altitude moyenne du Moyen Buëch (910 mètres)

A la station de Montjay $\bar{x} = 903$ $\sigma = 173$

5 % de chances pour que le module annuel des précipitations soit inférieur ou égal à	618 mm
10 % à	681 mm
25 % à	786 mm
50 % à	903 mm
75 % à	1 020 mm
90 % à	1 125 mm
95 % à	1 188 mm
99 % à	1 305 mm

Ces calculs ont été effectués en se référant à la table de la fonction gaussienne

$$P = F(t) = \int_{-\infty}^t \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t^2}{2\sigma^2}} dt \quad \text{avec } t = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$$

Cette table donne la probabilité de non dépassement d'un écart réduit quelconque et donc de toutes les valeurs possibles.

I.3. LA NIVOSITÉ

Nous n'avons aucune donnée exacte sur l'importance des précipitations neigeuses. Les mesures pluviométriques d'hiver nous donnent l'équivalent en eau de la neige, mais nous pensons que ces valeurs sont souvent arrondies par défaut, car la neige forme lors des chutes importantes un cône au-dessus du réceptacle et ainsi les effets de sublimation et l'action des vents sont accrus.

Nous noterons cependant que l'hiver 1971 a été exceptionnellement enneigé ; nous avons mesuré jusqu'à 70 centimètres de neige, à 900 mètres d'altitude.

II - LES TEMPERATURES

Après les précipitations, le second facteur important dans un bilan hydrologique est la température de l'air. C'est elle, en effet, qui conditionne l'évapotranspiration.

II.1. LE RÉGIME THERMIQUE DU MOYEN BUECH

Dans le bassin du moyen Buëch, il n'existait qu'une seule station météorologique donnant les températures de façon suivie, c'est Laragne (altitude 585 et 567 mètres).

La station de Saint-Genis-Lagier (875 mètres), que nous avons installée en Décembre 1970, est pourvue d'un thermographe.

Pour avoir une idée plus exacte des variations de températures dans la région, nous avons analysé les données thermométriques d'une dizaine de stations se trouvant en bordure du bassin (voir Annexe 2).

Nous remarquons que les mois les plus froids (pour la période de référence) sont toujours Janvier et Décembre et les mois les plus chauds sont Juillet et Août.

Or nous avons vu précédemment que Juillet était le mois le plus sec ; ainsi la concomitance de ces deux phénomènes aura une répercussion importante sur le débit des sources.

Notons que les écarts des années 1971 et 1972 par rapport à la période de référence sont faibles (cf. fig.13).

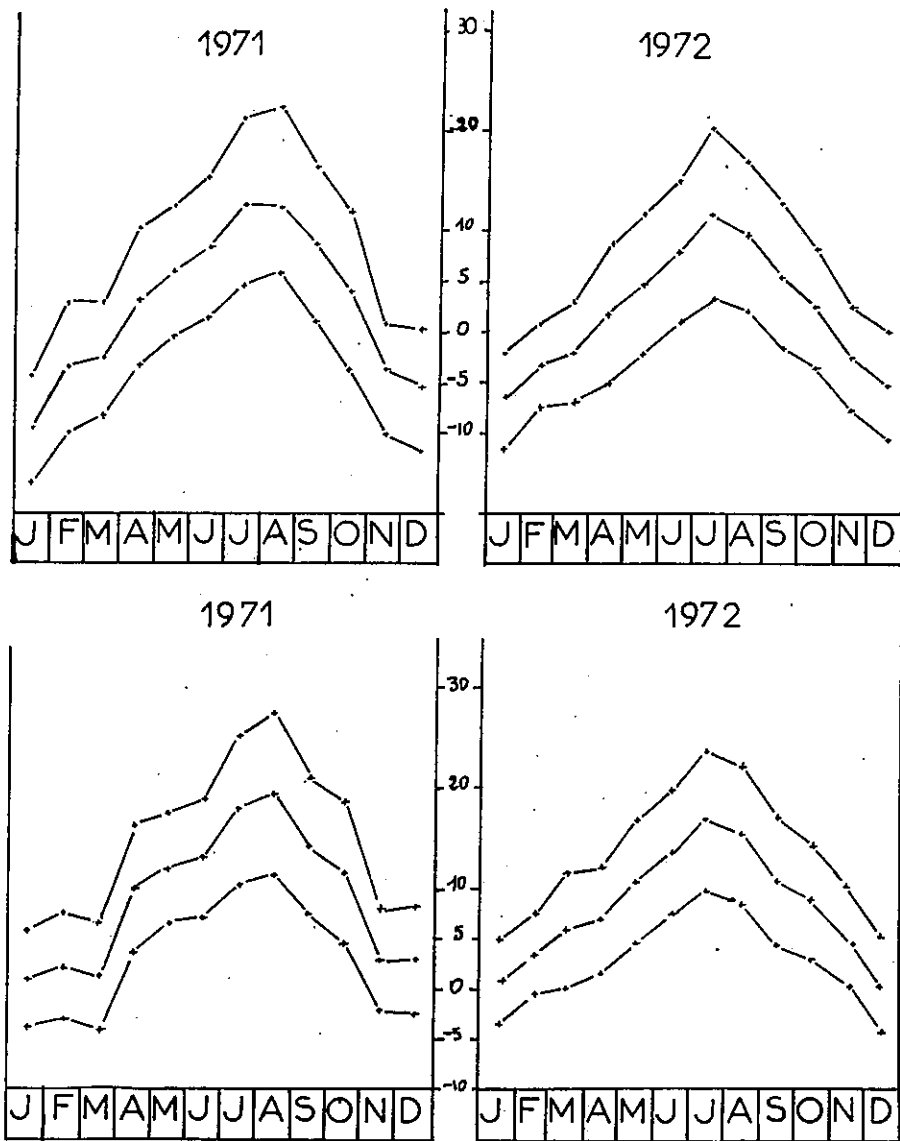


Figure 13 : Température mensuelle mesurée à Laragne et St Genis
Température maximale, minimale, moyenne

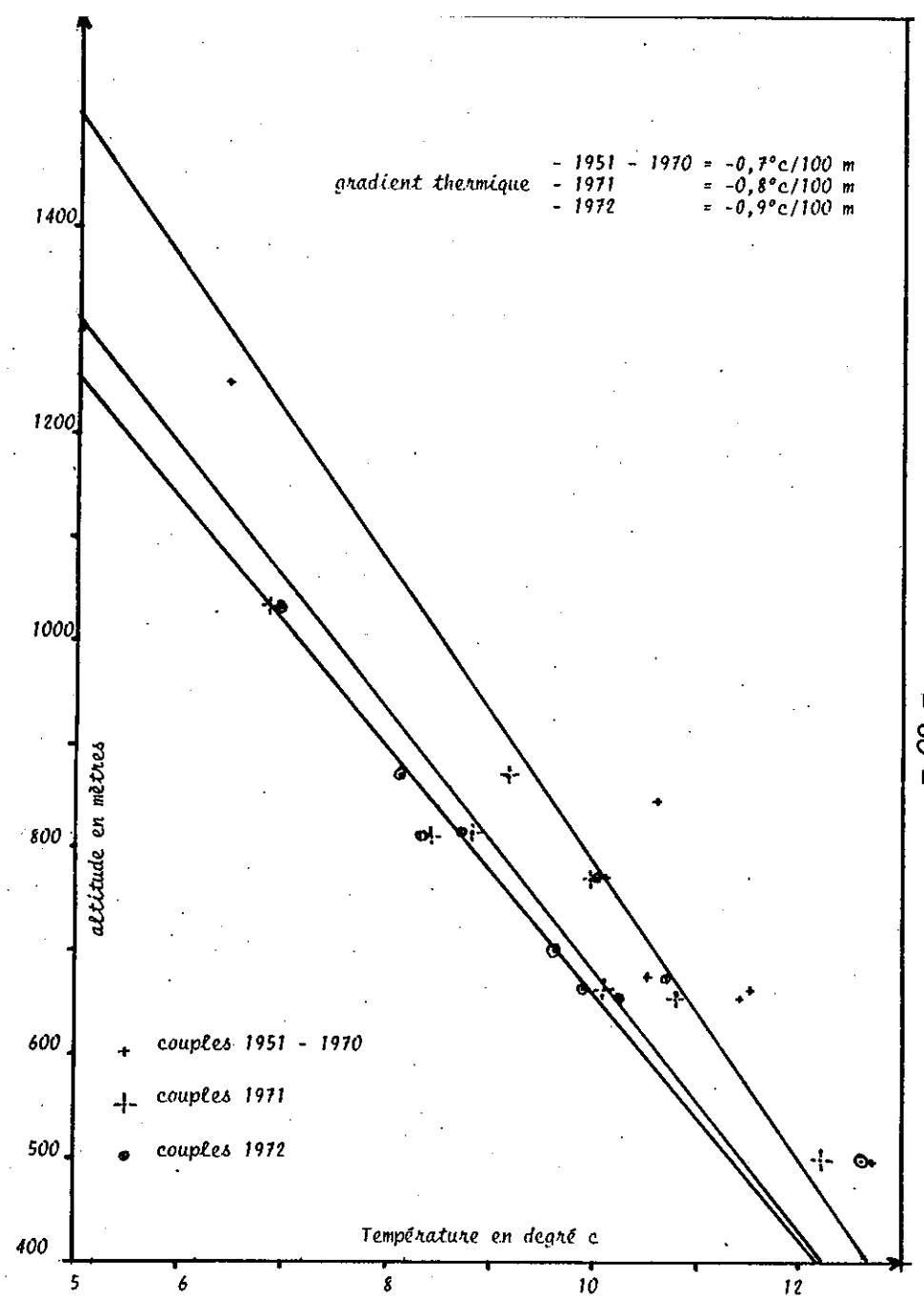


Figure 14 : Variation de la température de l'air en fonction de l'altitude dans le bassin du Buëch

II.1.1. LE GRADIENT THERMIQUE

La température est essentiellement fonction de l'altitude. Pour déterminer la loi température-altitude, nous avons étudié le phénomène sur les moyennes annuelles d'une période de vingt années ; ensuite nous avons établi les corrélations 1971 et 1972, qui nous intéressent en premier lieu. Nous avons trouvé pour ces périodes respectivement une diminution de $0^{\circ}7 - 0^{\circ}8$ et $0^{\circ}86^{\circ}\text{C}$ pour une augmentation de 100 mètres en altitude (fig.14).

En fait, les gradients thermiques mensuels diffèrent un peu de ceux ci-dessus, mais par commodité nous n'en tiendrons pas compte dans les calculs.

Les droites de régression obtenues (fig.14) ont pour équation :

- période 1951 - 1970 : $t^{\circ}\text{C} = - 0,0069 H + 15,42$, $r = 0,95$
- année 1971 : $t^{\circ}\text{C} = - 0,008 H + 15,37$, $r = 0,93$
- année 1972 : $t^{\circ}\text{C} = - 0,009 H + 15,65$, $r = 0,94$

avec H en mètre et r = coefficient de corrélation

Nous constatons donc que le gradient moyen est de $- 0,7^{\circ}\text{C}$ pour 100 mètres d'élévation et que les années 1971 et 1972 ont un gradient plus élevé.

II.1.2. VARIATION MENSUELLE DU GRADIENT THERMIQUE

En fait le gradient thermique n'est pas homogène toute l'année, l'étude sur 10 années (1951-1970) sur huit stations de référence peu éloignées de la région montre une variation sinusoïdale du gradient avec une valeur maximum en été ($-1^{\circ}4/100$ m) et un minimum en hiver ($-0,3^{\circ}\text{C}/100$ m), (fig.15).

II.1.3. LA TEMPERATURE MOYENNE DU MOYEN BUECH

La figure 14 montre que les températures varient linéairement avec l'altitude, du moins jusqu'à 1 250 mètres, altitude du poste de référence le plus élevé, les droites de régression ci-dessus nous permettent de calculer la température moyenne annuelle théorique à l'altitude de 910 mètres.

- moyenne sur 20 ans = $t^{\circ} = 9^{\circ}1$
- moyenne 1971 = $t^{\circ} = 8^{\circ}25$
- moyenne 1972 = $t^{\circ} = 7^{\circ}9$

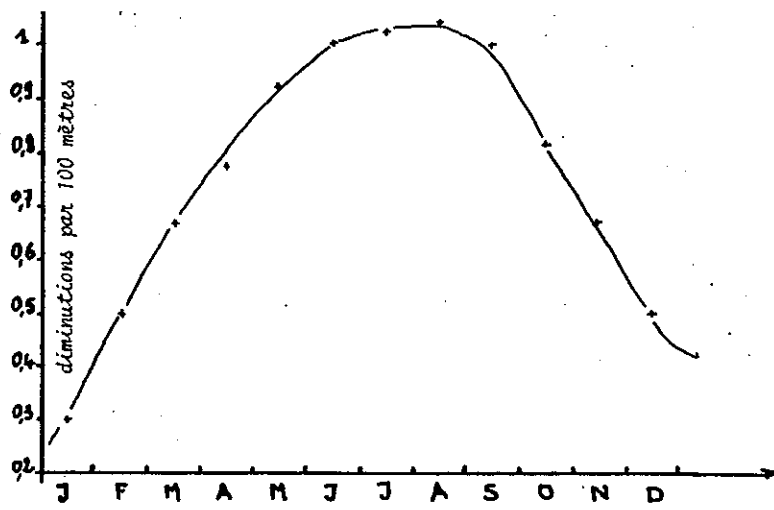
Les années 1971 et 1972 sont "plus froides" que la moyenne de la double décennie précédente.

III - LES VENTS

Il n'existe dans la région étudiée aucun appareil de mesure de directions et de vitesses des vents. Aussi, pour cette étude, nous nous sommes basés sur les résultats des observations effectuées à Gap, Saint Auban, Lus la Croix Haute (fig. 16).

III.1. L'ORIGINE DES VENTS

La "Bise" venant du Nord est l'équivalent du mistral. C'est un vent froid et sec qui chasse les nuages et amène le beau temps ; il est particulièrement violent dans l'axe du Buëch, surtout à Serres qui se trouve au débouché d'une cluse. Il souffle en toutes saisons avec une prépondérance en hiver et au printemps.



Valeurs des températures moyennes mensuelles
Années de référence 1951 - 1970

Janvier	: $t = -0,003 H + 3,10$: $r = 0,63$	Stations de référence
Février	: $t = -0,005 H + 6,46$: $r = 0,77$	St Auban : 457 mètres
Mars	: $t = -0,0067 H + 11,28$: $r = 0,94$	Mison : 560 mètres
Avril	: $t = -0,0077 H + 15,39$: $r = 0,93$	Laragne : 567 mètres
Mai	: $t = -0,0092 H + 20,31$: $r = 0,92$	La Saulce : 580 mètres
Juin	: $t = -0,01 H + 24,49$: $r = 0,93$	Gap : 775 mètres
Juillet	: $t = -0,012 H + 28,15$: $r = 0,93$	Barcellona : 850 mètres
Août	: $t = -0,014 H + 26,95$: $r = 0,94$	Lus la croix : 1034 mètres
Septembre	: $t = -0,01 H + 23,04$: $r = 0,94$	Barcellona : 1250 mètres
Octobre	: $t = -0,0081 H + 16,89$: $r = 0,96$	
Novembre	: $t = -0,0067 H + 10,73$: $r = 0,89$	
Décembre	: $t = -0,005 H + 5,55$: $r = 0,82$	

Le gradient est minimum en hiver 0,3 à 0,5°/100 mètres
maximum en été 1 à 1,4°/100 mètres

Figure 15 : Variation mensuelle du gradient thermique dans la région du Buëch

Direction	: N	: NE	: E	: SE	: S	: SW	: W	: NW
Fréquence en %	: 41,6	: 8,2	: 3,8	: 1,6	: 12,8	: 4,6	: 2,5	: 2,5

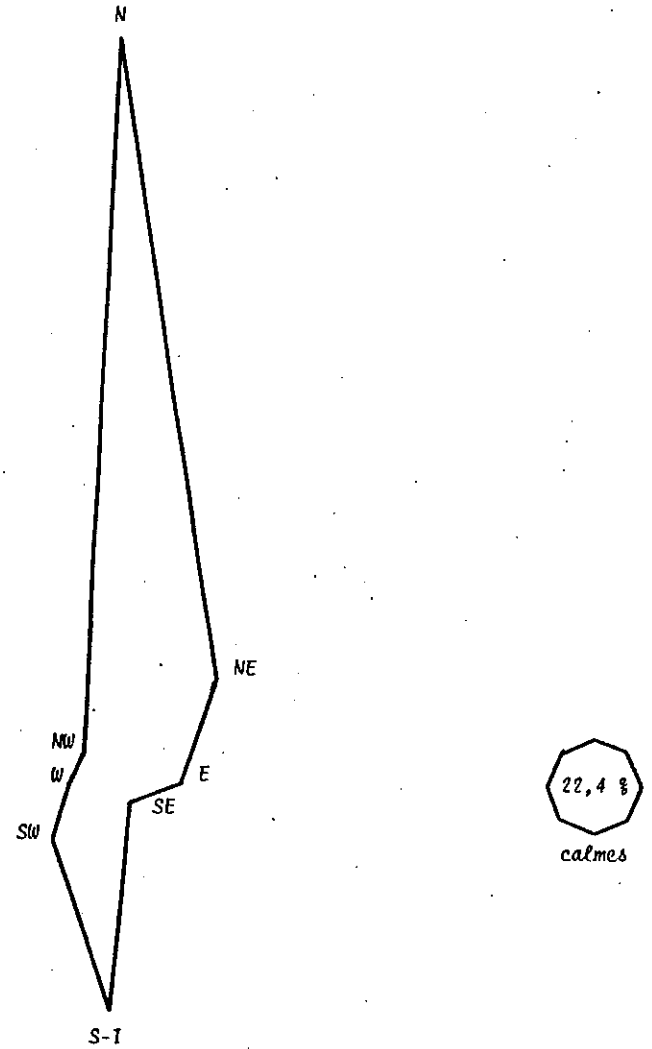


Figure 16 : Rose des vents dans la région du moyen Buëch
Périodes de référence 1944-1960 -- 1965-1968

Le "vent" ou le "marin" souffle du Sud ; il apporte d'ordinaire la pluie. C'est à l'automne qu'il est le plus fréquent, sa violence peut égaler et même dépasser celle de la bise.

La "brise" ou le "travers" souffle de l'Ouest, il s'engouffre dans les vallées du Cèans, de la Blème, de la Blaisance et du Riou.

La "lombarde" souffle de l'Est, elle est surtout ressentie dans les vallées orientées Est-Ouest. C'est un vent violent d'hiver, parfois d'automne et de printemps.

Ainsi, pratiquement en toutes saisons les vents se font sentir sur le moyen Buëch, ce qui explique son atmosphère dégagée et la grande limpidité du ciel.

IV - L'INSOLATION

L'insolation joue un rôle important dans les phénomènes d'évapotranspiration.

Actuellement, nous n'avons plus aucune mesure d'insolation dans la région. Cependant, un héliographe Jordan a fonctionné à Laragne durant les années 1933-1939.

Bien que cette période soit courte, nous avons comparé les valeurs moyennes obtenues à Laragne et à Embrun durant ces six années.

Mois en heures	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total année
Laragne	124	166	207	216	246	293	326	287	268	187	127	104	2505
Embrun	136	174	206	207	219	281	314	268	224	179	131	110	2448
<u>Laragne</u> <u>Embrun</u>	0,92	0,89	1,01	1,05	1,11	1,04	1,09	1,07	1,20	1,04	0,98	0,95	1,02

Tableau 4 : Ensoleillement comparé à Embrun et Laragne de 1933 à 1939

Nous remarquons que les valeurs d'insolation sont très homogènes. Les valeurs moyennes annuelles ne diffèrent que de 2 %, Laragne étant un peu plus ensoleillé qu'Embrun.

Nous avons fait les mêmes corrélations avec Saint Auban au Sud et Lus la Croix Haute au Nord. Les écarts sont respectivement de - 5 % et + 13 %.

Dans les calculs faisant intervenir l'insolation, nous prendrons les valeurs observées à Embrun, que nous pondérerons avec le coefficient calculé ci-dessus.

Les valeurs théoriques obtenues sont pour les années 1971 et 1972 :

Année/Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total année
1971	:116	:66	:212	:201	:183	:267	:325	:298	:278	:256	:128	:163	2493
1972	:118	:97	:184	:225	:250	:249	:302	:281	:225	:209	:136	:139	2415

A titre de référence l'insolation moyenne en heure (1949-1958) de sept stations suivantes sont :

- St Raphaël : 2994 heures
- Nice : 2882 heures
- Marignane : 2779 heures
- Montpellier : 2758 heures
- Embrun : 2659 heures
- Montélimar : 2623 heures
- Grenoble : 2076 heures

Ainsi Laragne possède une insolation très sensiblement identique à celle d'Embrun.

Cette valeur doit être légèrement supérieure pour l'ensemble de la vallée du Buëch. En effet, la montagne de Chabre projette tôt dans l'après-midi son ombre sur la ville de Laragne.

Il en résulte que la vallée du Buëch est très ensoleillée. C'est un atout important pour le développement touristique de cette région.

Les caractéristiques climatologiques du bassin versant du Moyen Buëch montrent un fort ensoleillement, une pluviosité importante répartie surtout en automne et une température relativement "froide". C'est encore le climat méditerranéen mais avec déjà des influences montagnardes.

CHAPITRE IV

HYDROLOGIE DESCRIPTIVE DU MOYEN BUECH

Lorsque nous avons commencé notre étude, nous ne disposions sur la vallée du Buëch que de deux stations limnigraphiques qui se trouvaient à l'amont du bassin :

- une station à Serres exploitée par la 6ème circonscription électrique avec une longue période de référence : (1906-1927) - (1929-1936) - (1938-1945) - (1954-1959) - (1960) - (1962-1972), soit au total 56 années de mesures, dénommée "Station des Serres".

- une station à l'amont de Serres installée et exploitée par l'E.D.F. depuis Septembre 1964, soit 8 années de mesures, dénommée "Station des Chambons".

Du fait de l'absence de valeur de débits dans le secteur de notre étude, nous avons installé au début de 1970 des échelles limnimétriques, sur le Buëch à Eyguians et, sur tous ses affluents.

Pour la lecture des échelles nous avons fait appel à des observateurs locaux. Ce concours de bénévoles, rarement conscients de l'importance de leurs mesures, n'a pas été sans présenter d'inconvénients quant à l'authenticité des valeurs transmises. De plus, durant la période d'observation, les relevés des échelles ont été très souvent interrompus, soit par négligence, soit par la disparition de celles-ci lors de crues importantes ; en effet, leur emplacement nous a été le plus souvent imposé, plus par la proximité du releveur que par la configuration favorable du site. Ainsi, plusieurs échelles ont dû être changées de place à la suite de changements fréquents de la section de passage (engrèvement, assèchement). De surcroît, durant le printemps et l'été, de nombreux canaux d'irrigation dérivent une part importante de débit des torrents.

Ainsi, lorsque nous avons essayé d'analyser le régime de chaque torrent, nous avons trouvé des valeurs aberrantes et parfois même, nous n'avons pas de valeurs du tout.

Pour pallier tous ces inconvénients, nous avons pu installer sur le Buëch au pont d'Eyguians un limnigraphe, en Juillet 1970. A ce niveau là le bassin versant du Buëch est de 983 km².

Mais, pour les affluents, l'approche des valeurs de débits ne pourra se faire qu'en corrélation avec le bassin de Saint-Genis.

La station d'Eyguians, malgré quelques petits incidents techniques et deux détarages importants dus à des travaux sur le lit du Buëch à l'aval de la station, nous a fourni des renseignements précieux concernant l'hydrologie du bassin.

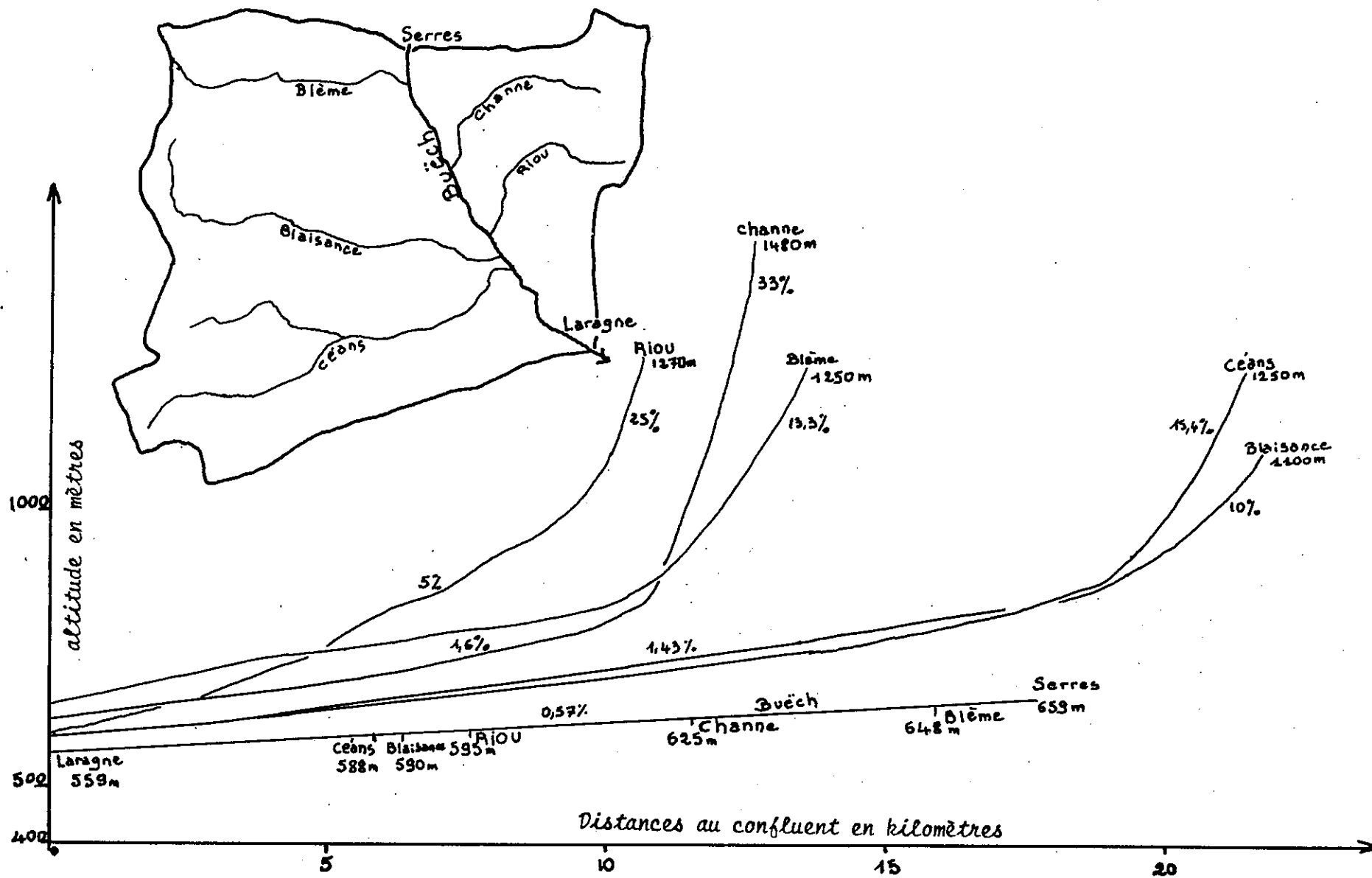


Figure 17 : Réseau hydrographique du moyen Buëch - Profils en long

I - LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE

La densité du réseau hydrographique est essentiellement fonction de la géologie d'une région. Nous trouvons en effet un "chevelu" extrêmement développé dans les terrains imperméables des "Terres Noires" et des marnes bleues qui représentent environ 60 % de la surface du bassin.

Cependant la totalité de ce réseau ne fonctionne que lors des périodes très pluvieuses.

I.1. DESCRIPTION DES RÉSEAUX - PROFILS EN LONG

Nous trouvons cinq affluents du Buëch entre Serre et Laragne, ceux de la rive droite drainent de grands bassins versants.

Si nous reportons sur un diagramme, en ordonnées les altitudes et en abscisses les longueurs du réseau correspondant, nous obtenons un profil en long (figure 17).

L'observation des cinq profils en long montre deux zones bien distinctes, du point de vue pente :

- la partie basse présente une pente très faible (1,5 %)
- la partie haute présente une pente très forte (20 %).

La pente élevée de la partie haute des affluents s'explique par la lithologie. En effet, les sommets où ces torrents prennent naissance sont formés de terrains durs, ce sont le plus souvent les calcaires tithoniques formant les corniches importantes au-dessus des vallées.

Le profil type le plus accentué est celui du Channe qui coule au sein d'un anticlinal. Après avoir crevé et érodé toute l'épaisseur des calcaires du Jurassique supérieur, le Channe s'étale dans la vallée marneuse et perd ainsi tout son pouvoir d'érosion. Cependant, la courbe du Riou présente peu de similitude avec les autres, sa pente relativement élevée dans sa partie basse (5%) s'explique par la position structurale de son bassin versant. Le torrent coule en effet au coeur du synclinal perché de St Genis, à la sortie des gorges que le torrent entaille, l'altitude est encore élevée par rapport au Buëch alors que la distance qui le sépare de la confluence est faible. Cependant, le réseau hydrographique est encore jeune et n'a pas encore atteint son régime d'équilibre. Notons que la pente du Buëch entre Serres et Laragne est très faible (0,6 %) et constante.

Remarque : pour calculer la pente moyenne des affluents du Buech, il nous a semblé logique d'employer la formule suivante :

$$P_m = \frac{P_1 L_1 + P_2 L_2}{L_1 + L_2} \times 100$$

P_m = pente moyenne

P_1 = pente de la partie basse du profil

L_1 = longueur de la partie basse du profil

P_2 = pente de la partie haute du profil

L_2 = longueur de la partie haute du profil

Affluents	Surf. B. Vkm ²	Alt. source en m	Alt. confl. en m	Déniv. totale en m	Long. totale km	P1 en %	L1 en km ²	P2 en %	L2 en km ²	Pente moyen. %
Riou	21,01	1270	595	675	10,6	5	9,6	25	1	6,9
Channe	36,64	1480	625	855	12,6	1,6	10,7	33	1,9	6,3
Blème	51,11	1250	648	602	13,5	1,6	10,8	13,3	2,7	3,9
Blaisance	72,33	1100	590	510	21,7	1,43	10	10	2,5	2,4
Céans	108,03	1250	588	662	21,5	1,43	15,4	15,4	2,3	2,9
Buech (entre Serres et Laragne)	337	659	559	100	17,5					

Tableau 5 : calcul de la pente moyenne du moyen Buéch et de ses affluents.

Remarque : nous avons pris comme "source" l'altitude du lieu où nous avons observé un débit même lors des basses eaux. La détermination de la source est parfois difficile, l'eau apparaissant en plusieurs points diffus.

II. LE DEBIT DU BUECH A LA STATION D'EYGUIANS

Le 28 juillet 1970 nous avons installé un limnigraphe type OTT XVI en rive droite du Buéch, à l'aval du pont d'Eyguians.

Au début du mois de Janvier 1971 la température excessivement basse (-25°C) fut à l'origine du gel du puits de prise d'eau et les indications limnigraphiques de cette période sont erronées.

Le 28 juillet 1971 la station a été déplacée de 10 mètres à l'aval, ceci pour diminuer le batillage que l'on constatait en hautes eaux. Nous avons alors installé un limnigraphe OTT type XX à bande déroulante sur un axe horizontal.

Le 16 octobre 1971, des travaux de creusement du lit, à l'aval, pour l'aménagement d'une prise d'eau provoquèrent un denoyage de la prise d'eau du limnigraphe. Nous avons dû entreprendre des travaux pour remettre en fonction l'appareil.

La grosse crue du 26 février 1972 semble à l'origine du remblaiement de ces travaux, le comblement a dû se faire progressivement et cette crue a dû accélérer le phénomène).

Enfin, la station s'est trouvée de nouveau détériorée par un changement de lit au début de l'année 1973, lors des travaux de dragages à l'amont. Nous avons eu ainsi de grandes difficultés pour obtenir de bonnes courbes de tarage ainsi que pour dépouiller les limnigrammes.

II.1. LA MÉTHODE DU JAUGEAGE DU BUËCH

Tous les jaugeages ont été effectués au moulinet par les techniciens du S.R.A.E., en combinant le plus souvent la méthode du saumon à partir du pont avec une cyclopotence et celle de la micropêrche en cuissardes (la profondeur de l'eau en rive droite étant souvent trop importante pour permettre le jaugeage en cuissardes de toute la section).

Le calcul des débits a été le plus souvent effectué par planimétrie.

II.2. LES COURBES DE TARAGE

Avec de grandes difficultés, nous avons réussi à construire trois courbes de tarages correspondant à trois époques différentes (figure 18).

- 1 - avant les travaux, du 28.7.70 au 16.10.71
- 2 - lors du remblaiement de ces travaux du 16.10.71 au 26.2.72
- 3 - lors du déplacement du lit dû à des travaux de draguage à l'amont, du 26.2.72 au 31.12.72.

Ne possédant qu'une seule valeur de débit important, obtenue en 1971 : 187 m³/seconde (valeur d'ailleurs jamais dépassée durant 1972), nous avons supposé qu'à partir d'environ 100 et 150 m³/seconde les courbes n°3 et 2 s'ajustaient sur la courbe n°1.

L'emploi de l'échelle Log Log (figure 18) nous a permis d'extrapoler les courbes pour les valeurs extrêmes des débits.

Nous reproduisons dans le tableau 6 les valeurs des débits obtenus par jaugeage :

II.3. DÉPOUILLEMENT DES LIMNIGRAMMES

Monsieur Cambon ; Ingénieur au C.T.G.R.E.F. a bien voulu mettre à notre disposition un petit ordinateur pour nous aider à dépouiller plus rapidement nos limnigrammes.

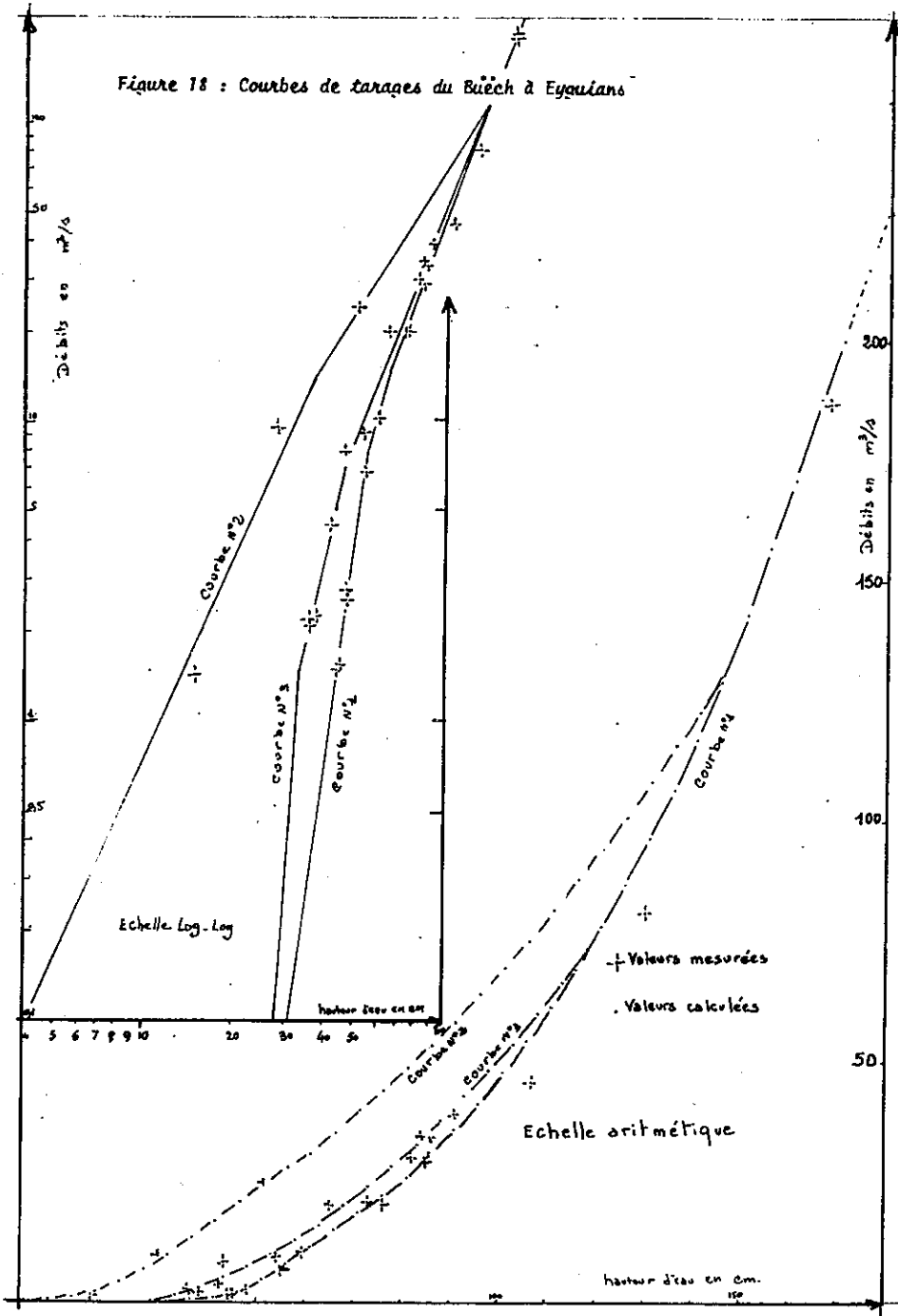
Nous avons d'abord essayé en introduisant les valeurs des débits de jaugeage et les hauteurs d'eau correspondantes d'obtenir une formule mathématique pour chacune des trois courbes. En fait les courbes obtenues étaient composées de segments d'exponentielles et de paraboles, ce qui compliquait énormément les formules mathématiques. Aussi nous avons procédé comme suit pour le dépouillement des limnigrammes.

Nous avons décomposé les courbes de tarage (figure 18) en segments, correspondants à une différence de 5 cm de hauteur d'eau, et nous avons supposé qu'entre deux points consécutifs les débits varient linéairement. Nous avons enfin introduit un programme dans l'appareil comportant :

- la surface du bassin versant,
- le numéro d'ordre de la courbe de tarage,
- la hauteur d'eau correspondant à des intervalles de 5 cm, et leur débit correspondant.

(la première valeur, h_0 correspondant à un débit nul ayant été extrapolée à partir des courbes de tarage).

0 heure	hauteur d'eau x
n heure	hauteur d'eau y
24 heures	hauteur d'eau z



Date	Hauteur à l'échelle	Débit en m ³ /s
20.01.70	85	29,0
18.02.70	73	20,9
26.08.70	44	1,5
24.09.70	45	1,5
28.10.70	48	2,7
19.11.70	168	187,2
26.11.70	75	20,3
08.03.71	55	6,8
23.03.71	130	81,0
30.03.71	107	45,8
01.07.71	595	10,2
04.08.71	48	2,6
24.08.71	38	2,2
16.10.71	: Travaux sur le Buëch (le niveau a baissé de 18 cm) :	
21.10.71	15	1,4
20.01.72	28	9,7
16.02.72	51	24,2
26.02.72	: Remblaiement de la tranchée.	
14.03.72	84	34,2
11.04.72	86	33,9
10.05.72	65	20,0
08.06.72	82	30,3
05.07.72	54	9,1
01.08.72	35	2,4
04.09.72	42	3,5
02.10.72	36	2,2
07.11.72	46,5	8,1
05.12.72	91	38,8

Tableau 6 : résultats des mesures de débits du Buëch à la station d'Eyguians.

Nous inscrivons aussi l'heure de toutes les variations importantes du niveau d'eau, l'appareil automatiquement nous donnait le débit correspondant. Nous obtenons ainsi le débit moyen et le volume écoulé dans la journée.

II.4. ANALYSE DES RÉSULTATS

Dans les Annexes 3 et 4 groupant les débits du Büech observés à Eyguians, nous avons souligné pour chaque mois la valeur minima par un trait pointillé et la valeur maxima par un trait plein, celles de l'année étant encadrées.

II.4.1. LES RESULTATS DE L'ANNEE 1971

Nous avons reporté sur la figure 19 d'une part, la répartition des débits journaliers et d'autre part la courbe des débits classés.

Nous remarquons des débits très importants aux mois de Mars, Avril, Mai, Juin et faibles en Août, Septembre, Octobre, Décembre.

Le débit maximum (Mx) a été enregistré le 21 Mars à 0 h = 278 m³/s, ce qui correspond à un débit de 283 l/s/km².

Le débit minimum (mi) de 1,120 m³/s a été observé durant plusieurs jours au mois de Septembre - Octobre ce qui correspond à un débit spécifique de 1,2 l/s/km².

$$\text{Le rapport } \frac{Mx}{mi} = \frac{278}{1,1} = 253$$

II.4.2. LE DEBIT MOYEN ANNUEL

Le débit moyen annuel est de 23,06 m³/seconde, ce qui correspond à un débit spécifique (Qs) de 23,5 l/s/km². Le volume d'eau écoulé durant l'année est de 727 millions de m³ ce volume réparti uniformément sur le bassin versant donnerait une hauteur d'eau (appelée lame d'eau, L) de 740 mm.

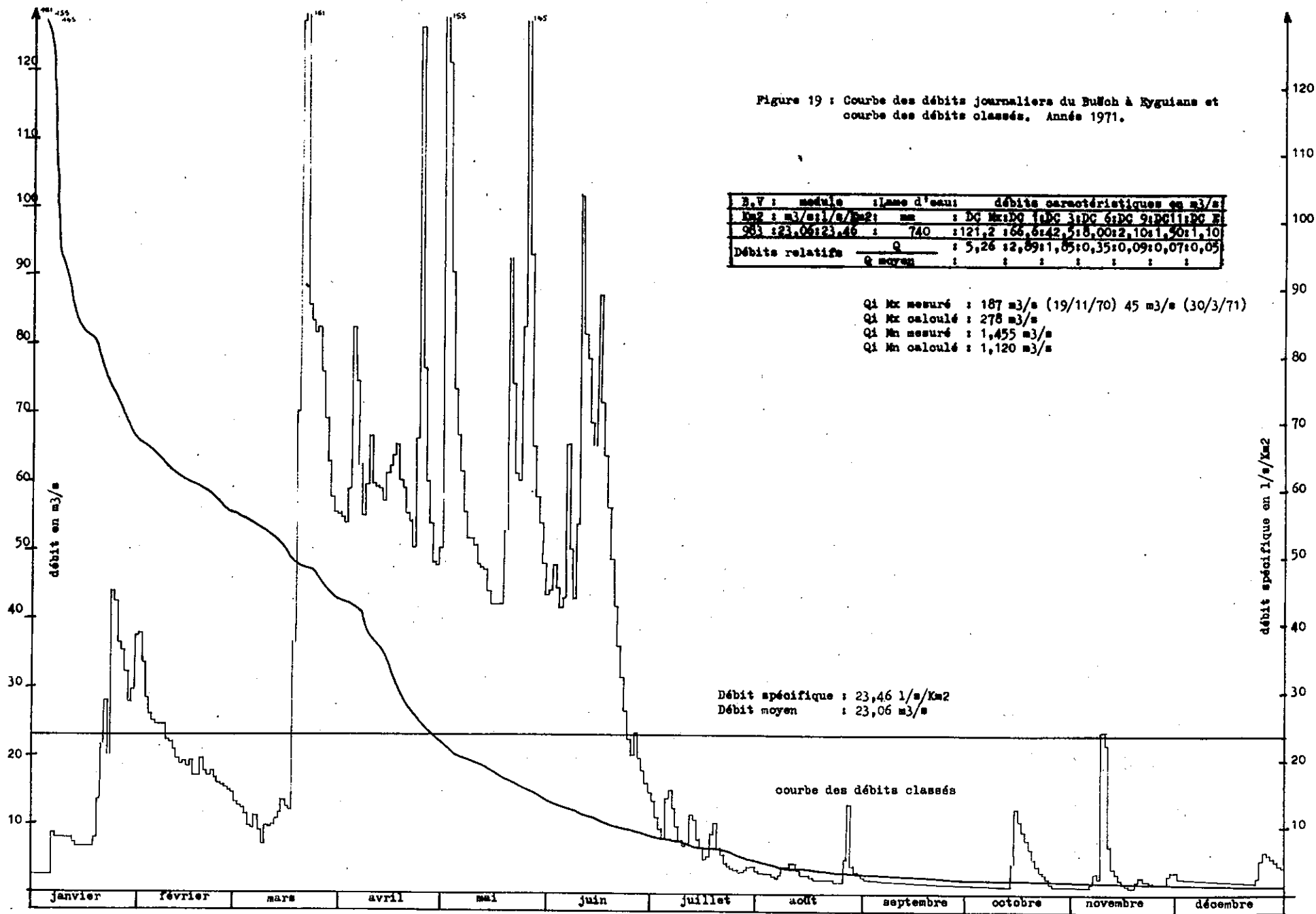
Les débits caractéristiques à la station d'Eyguians sont pour l'année 1971 :

Débit dépassé 10 jours par an	DC Mx	= 121,2 m ³ /s
" "	1 mois par an	DC 1 = 66,6 m ³ /s
" "	3 mois par an	DC 3 = 42,50 m ³ /s
" "	6 mois par an	DC 6 = 8,03 m ³ /s
	(ou semi permanent)	
" "	9 mois par an	DC 9 = 2,10 m ³ /s
" "	11 mois par an	DC11 = 1,50 m ³ /s

Étage conventionnel (= débit dépassé 355 jours) DCE = 1,10 m³/s.

II.4.1.2. Les débits mensuels

Nous avons classé les débits mensuels par valeurs décroissantes et nous avons calculé pour chacun des mois, le pourcentage du volume total écoulé pendant l'année.



	Mai	Avril	Juin	Mars	Fev.	Janv.	Juil.	Nov.	Août	Oct.	Déc.	Sept.	Année
Qm m3/s	66,7	62,2	47,6	41,7	20,9	16,8	7,5	3,5	3,3	3	2,6	1,5	23,06
Qs l/s/km2	67,8	63,3	48,4	42,4	21,2	17,1	7,5	3,6	3,3	3	2,7	1,5	23,46
L en mm	181,7	164	125,6	113,6	51,4	45,9	20,4	9,3	8,9	8	7,1	3,9	740
$\frac{L}{L \text{ an}} \times 100$	24,5	22,2	16,9	15,3	6,9	6,2	2,8	1,2	1,2	1,1	1	0,5	

Tableau 7 : Débits mensuels classés du Buëch en 1971

Nous remarquons que à lui seul le mois de Mai représente le quart de la lame d'eau annuelle. Avec les mois d'avril, juin et mars ils totalisent 595 mm d'eau soit, 79 % de la lame d'eau annuelle.

$$\text{Variation des débits mensuels } \frac{Q_{Mx}}{Q_{mi}} = \frac{66,67}{1,47} = 45,3$$

II.4.1.3. Les débits saisonniers

	Hiver	Printemps	Automne	Eté
Qm en m3/s	24,3	28,3	13	13
Qs en l/s/km2	24,5	28,7	12,2	13,3
L en mm	105	459	155	21
$\frac{L}{L \text{ année}} \times 100$	14	62	21	3

II.4.2. LES RESULTATS DE L'ANNEE 1972 (figure 20)

II.4.2.1. Les débits moyens annuels

Débit moyen annuel : 19,63 m3/s
 Débit spécifique annuel : 20 l/s/km2
 Volume écoulé de l'année : 620 x 10⁶ m3
 Lamme d'eau équivalente : 631 mm

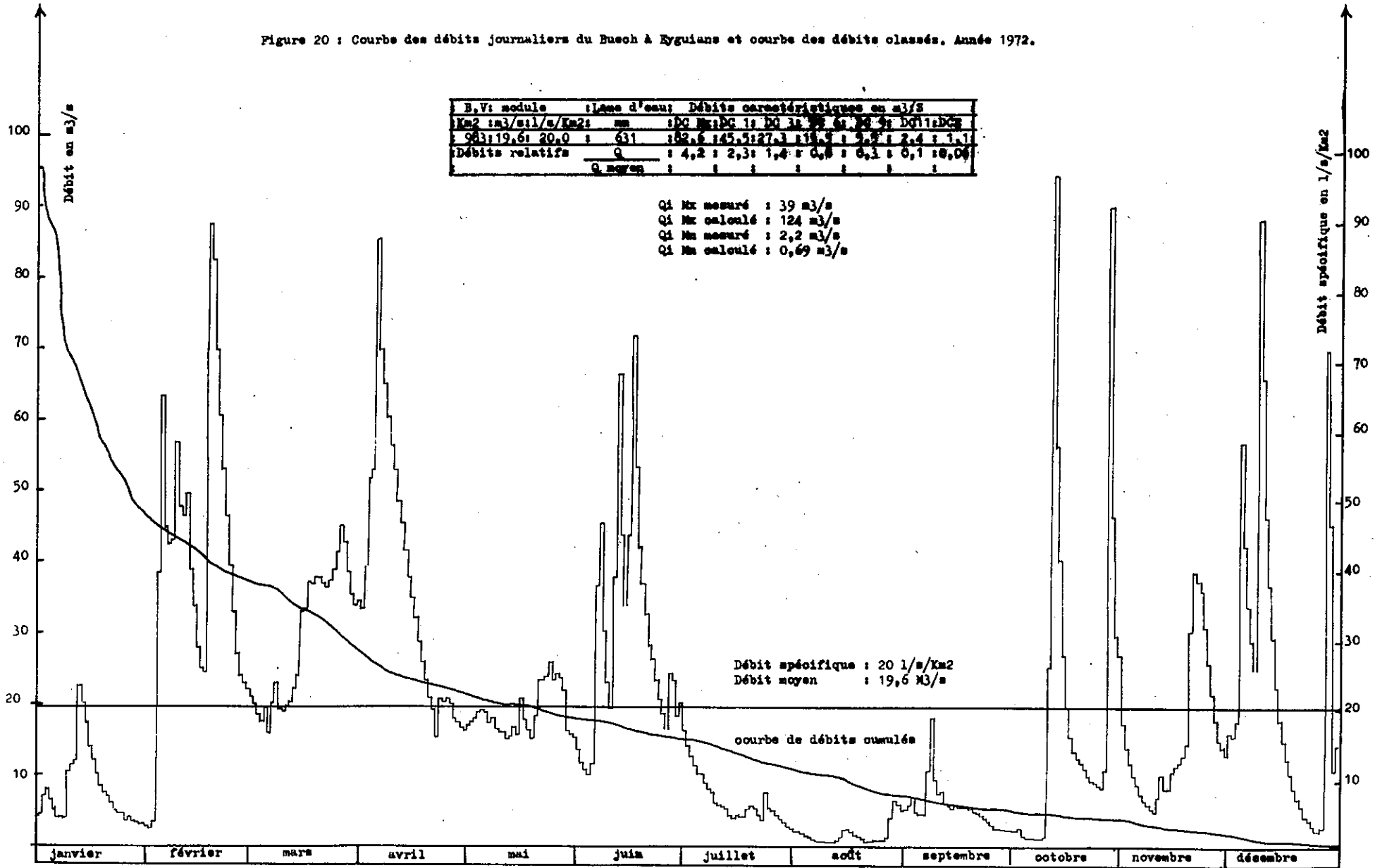
Débit dépassé 10 jours par an DC.MX = 69,8 m3/s
 " " 1 mois par an CD.1 = 46,6 m3/s
 " " 3 mois par an DC.3 = 28 m3/s
 " " 6 mois par an
 (ou semi-permanent) DC.6 = 15,5 m3/s
 " " 9 mois par an DC.9 = 5,5 m3/s
 " " 11 mois par an DC.11 = 2,4 m3/s

Etiage conventionel (débit dépassé 355 jours DCE = 1,3 m3/s

Figure 20 : Courbes des débits journaliers du Buech à Eyguians et courbe des débits classés. Année 1972.

B, V: module	l'axe d'eau:	Débits caractéristiques en m ³ /s									
Km ² : m ³ /s/1/s/Km ² :	mm :	Q ₁	Q ₂	Q ₃	Q ₄	Q ₅	Q ₆	Q ₇	Q ₈	Q ₉	Q ₁₀
983:19,6: 20,0 :	631 :	32,6	45,5	27,1	11,3	9,5	2,4	1,1			
Débits relatifs		Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q
Q moyen :		4,2	2,3	1,4	0,8	0,3	0,1	0,04			

Q₁ M_x mesuré : 39 m³/s
 Q₁ M_x calculé : 124 m³/s
 Q₁ M_x mesuré : 2,2 m³/s
 Q₁ M_x calculé : 0,69 m³/s



Débit maximum instantané : 124 m³/s le 12 Octobre à 8 heures
 Débit minimum instantané : 0,700 m³/s le 23 Août

$$\text{Rapport } \frac{M_x}{M_i} \text{ instantané} = \frac{124}{0,7} = 177$$

II.4.2.2. Les débits mensuels

Nous avons procédé de la même façon que pour l'année 1971

	Fév.	Avril	Juin	Mars	Déc.	Oct.	Mai	Nov.	Jan.	Juil.	Sept	Août	Année
Q en m ³ /s	40	36,2	30,1	29,8	25,1	19	15,9	15,6	7,7	6,8	5,6	2	19,6
Q _{senl} en l/s/ km ²	40,7	36,8	30,6	30,3	25,6	19,3	19,2	15,9	7,9	6,9	5,7	2,1	20
	2,4	1,8	1,5	1,5	1,3	0,9	0,9	0,8	0,4	0,3	0,3	0,1	20
L en mm	102,1	95,4	79,4	81,1	48,5	51,7	51,4	41,1	21,1	18,4	14,8	5,5	631
$\frac{L}{L \text{ an.}} \times 100$	16,2	15,1	12,6	12,8	10,8	8,2	8,1	6,5	3,3	2,9	2,3	0,8	

Tableau 8 : débits mensuels classés du Buëch en 1972

Nous remarquons que le mois de février, le plus pluvieux de l'année, ne représente que 16 % du volume total écoulé, et les quatre mois les plus pluvieux n'en représentant que 56 %.

$$\text{Variation des débits mensuels } \frac{M_x}{m_i} = \frac{40,05}{2,02} = 20$$

II.4.2.3. Les débits saisonniers

	Hiver	Printemps	Eté	Automne
Q _m en m ³ /s	24,3	28,3	13	13,40
Q _s en l/s/ km ²	24,7	28,8	13,2	13,7
L en mm	192	228	103	108
$\frac{L}{L \text{ annuel}} \times 100$	30,5	36,2	16,4	17,2

III - DEBIT DU BUECH AUX STATIONS DES CHAMBONS, DE SERRES ET D'EYGUANS

Ces trois stations délimitent trois bassins versants :

- celle des Chambons (Ch) limite le bassin versant du Haut Buëch (HB) d'une superficie de 731 km².

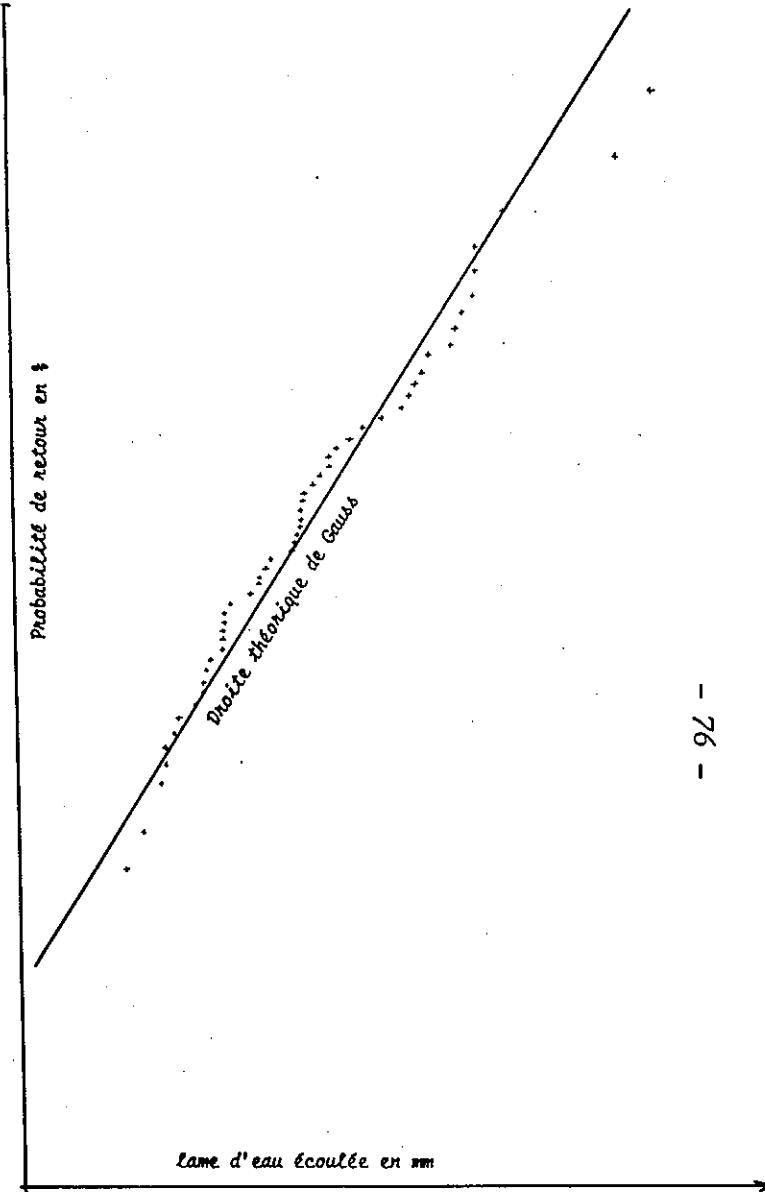
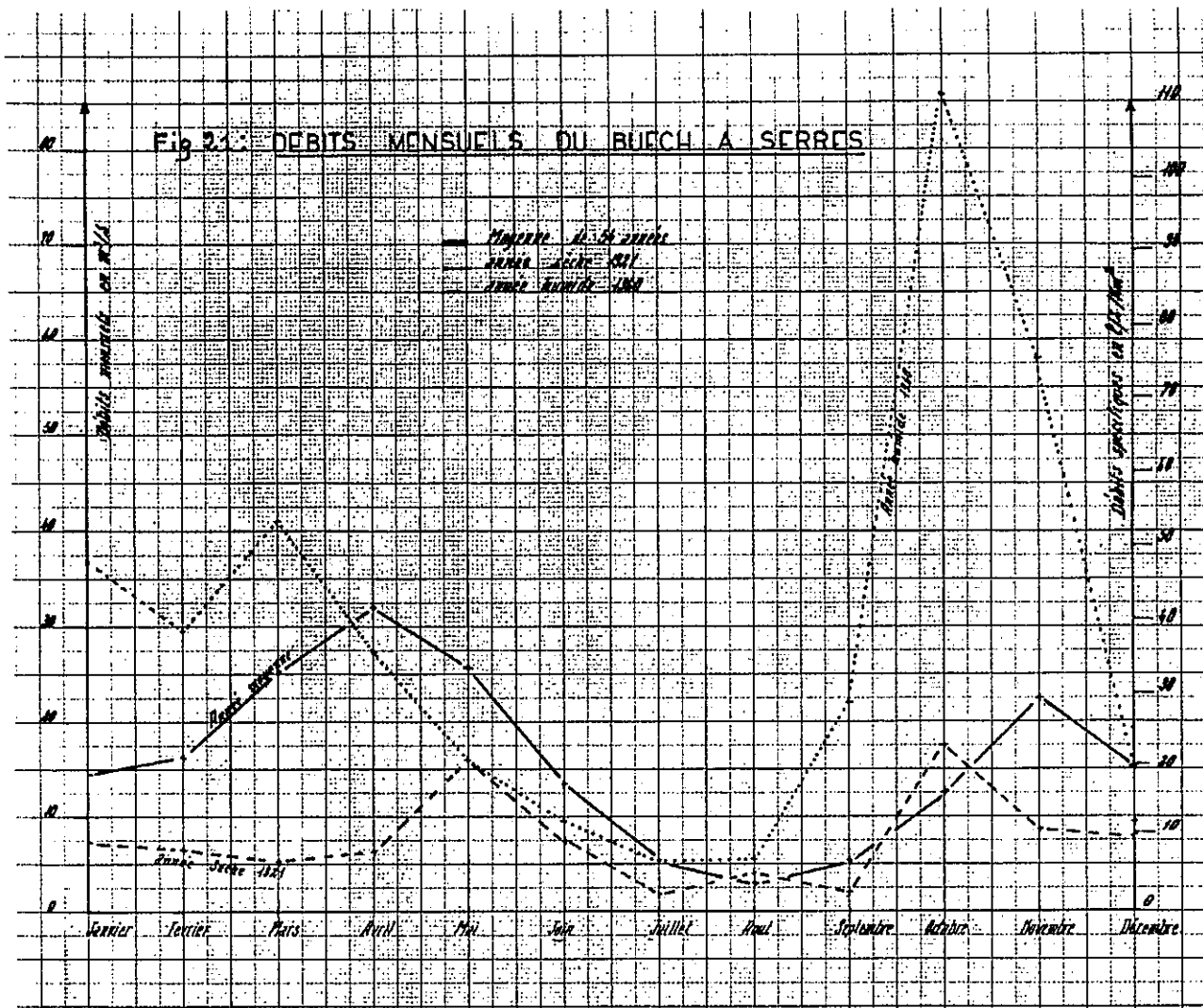


Figure 22 : Représentation de la répartition des valeurs des lames d'eau annuelles écoulées à Serres suivant la loi de GAUSS de 1906 à 1972.

- celle de Serres (Se) délimite le même bassin auquel s'ajoute celui du torrent de l'Aiguebelle (Ai) d'une superficie de 40 km².
- celle d'Eyguians délimite les deux bassins ci-dessus auxquels s'ajoute le bassin du moyen Buëch (MB) d'une superficie de 212 km².

Ainsi la différence des débits :

- Q Eyguians - Q Serres = Q moyen Buëch
- Q Serres - Q Chambons = Q Aiguebelle

Stations	Altitude en m	Surface du bassin versant en km ²	Altitude moyen du bassin versant en m
Les Chambons	661	731	1230
Serres	652	771	1220
Eyguians	590	983	1150

Il est intéressant de connaître l'évolution du débit du Buëch entre ces trois stations.

Seules les deux premières stations ont fonctionné de 1965 à 1970.

	1965	1966	1967	1968	1969	1970
	Ch : Se	Ch : Se	Ch : Se	Ch : Se	Ch : Se	Ch : Se
Qm en m ³ /s	11,8 : 12,7	14,6 : 16,4	9,7 : 10,7	17,1 : 16,7	14,9 : 17,4	17,7 : 18,8
Qs en l/s/km ²	16,2 : 16,4	20 : 21,2	13,2 : 13,9	17,1 : 21,2	20,4 : 22,4	24,2 : 24,4
L en mm	509 : 519	629 : 670	418 : 437	737 : 683	642 : 711	764 : 769
	:	:	:	:	:	:

Tableau 9 : Hydrologie du Buëch aux stations des Chambons (Ch) et de Serres (Se)

Ce tableau montre une anomalie en 1968, où le débit aval est plus faible que celui amont, on peut éliminer l'hypothèse des pertes du torrent car ce phénomène existerait bien entendu de la même manière les autres années. Tous les débits sont extrapolés au delà de 180 m³/s car aucun jaugeage n'a été effectué pour une valeur supérieure ; or le 2 novembre 1968 une crue de 570 m³/s a été enregistrée après que la station ait connu en septembre et octobre un envasement important. Il y a donc bien lieu de penser qu'une modification passagère de la courbe de tarage est la cause de cette anomalie.

Nous allons maintenant comparer les comportements hydrauliques des deux sous-bassins versants définis plus haut durant les cinq années "normales".

Sous-bassin versant	1965		1966		1967		1969		1970	
	HB	Ai	HB	Ai	HB	Ai	HB	Ai	HB	Ai
Qm en m ³ /s	11,8	0,9	14,6	1,8	9,7	1	14,9	2,5	17,7	1,1
Qs en l/s/km ²	16,2	22,5	20	45	13,2	25	20,4	62,5	24,2	27,5
L en mm	509	709	629	1419	418	788	642	1971	764	867

Tableau 10 : caractéristiques hydrauliques des bassins versants du Haut Buëch (HB), de l'Aiguebelle (Ai) durant cinq années

L'examen de ce tableau montre une réaction hydraulique anormale du bassin versant de l'Aiguebelle avec des débits spécifiques et une lame d'eau trop importante.

Ceci est dû en partie à une faible pondération du rapport débit - surface mais aussi à l'installation récente de la station des Chambons où le nombre peu important de jaugeages peut donner à la courbe de tarage une allure non définitive.

Nous constatons cependant que les débits spécifiques du bassin d'Aiguebelle sont plus élevés que les autres, ce qui peut paraître normal en regard à sa superficie.

Les résultats obtenus en 1971 et 1972 aux trois stations sont les suivants :

Année	1971			1972			1971		1972	
	Ch	Se	Ey	Ch	Se	Ey	Ai	MB	Ai	MB
Qm en m ³ /s	16,09	16,3	23,06	14,3	14	19,6	0,21	6,76	0,3	5,6
Qs en l/s/km ²	22	21,2	23,5	19,6	18,2	20	5,3	31,9	7,5	26,4
L en mm	694	669	740	619	577	631	166	1006	236	833

Tableau 11 : hydrologie du Buëch en 1971 et 1972 aux stations de mesure des Chambons (Ch), de Serres (Se) et d'Eyguians (Ey) et caractéristiques des bassins versants. Moyen Buëch (MB)

Nous constatons à l'inverse des années précédentes une hydraulicité très faible du bassin versant de l'Aiguebelle.

Ceci s'explique encore par un détarage de la station des Chambons durant le mois de mars 1971 lors d'un changement important du lit du Buëch. Nous considérons cette anomalie comme accidentelle et pour une meilleure étude du régime hydraulique du Buëch nous nous référons à la longue période de mesures citées plus haut.

IV - LES DEBITS DU BUECH A LA STATION DE SERRES- ANALYSE STATISTIQUE

Bien que le bassin supérieur du Buëch ne fasse pas partie de notre étude, il nous a paru intéressant d'exploiter la longue série de mesures (55 années) que nous possédons pour la station de Serres.

Historique : la station de Serres a été installée par les grandes forces hydrauliques en 1906, limnimétrique d'abord, elle devint limnigraphique en 1912. Elle a été déplacée une fois et installée 100 mètres à l'aval, sous "le pont de pierre".

Résultats généraux et commentaires : l'étude qui va suivre porte en fait sur 53 années de mesures (nous avons exclu les années 1971-72 pour les raisons citées précédemment).

IV.1. LES DÉBITS CARACTÉRISTIQUES

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Qm en m ³ /s	14,6	16,2	25,3	31,9	25,7	13,4	5,56	3,14	5,29	12,4	22,4	19,3	16,3
Qs en l/s/km ²	18,9	21,0	32,8	41,4	33,3	17,4	7,21	4,07	6,85	16,1	29,1	25,0	21,2
L en mm	52	52	88	110	92	46	19	11	17	41	74	65	667
$\frac{L}{L \text{ année}} \times 100$	7,8	7,8	13,1	16,5	13,8	6,9	2,85	1,65	2,55	6,1	11,1	9,7	

Tableau 12 : débits moyens mensuels et lame d'eau équivalente pour la période 1906-1970.

IV.2. LES DÉBITS MENSUELS

Le débit mensuel le plus important est celui du mois d'Avril suivi par le mois de Novembre. Nous avons vu en effet (chapitre précédent : pluviométrie) que le mois le plus pluvieux est en règle générale le mois de Novembre.

Le fait que nous n'observons pas le débit le plus important durant ce mois-ci s'explique facilement par le fait qu'une partie des précipitations de Novembre se fait sous forme de neige, surtout en altitude, et n'est donc pas immédiatement disponible pour le ruissellement, et c'est en Mars et Avril que les fontes des neiges sont les plus importantes dans cette région.

Le débit mensuel d'Août reste le plus faible (figure 21).

Les variations des débits mensuels sont faibles :

$$\frac{\text{Débit maximum}}{\text{Débit minimum}} = \frac{31,9}{3,14} = 10$$

IV.1.2. DÉBITS SAISONNIERS

	Hiver	Printemps	Eté	Automne
Qm en m ³ /s	17	27,6	7,4	13,3
Qs en l/s/km ²	31,6	35,8	9,56	17,3
L en mm	169	290	76	132
$\frac{L}{L \text{ année}} \times 100$	25,4	43,5	11,4	19,8

Tableau 13 : débit moyen saisonnier du Buëch à Serres

IV.1.3. ANNEES HUMIDES - ANNEES SECHES

Il est intéressant de connaître les débits des années "sèches et humides" ce sont :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année	Qs	L
1960	36,7	29,6	41,1	27,2	16,0	9,5	5,3	5,5	21,9	85,9	57,9	15,3	29,2	38	1198
1910	17	20	24	30	27	19,5	6,7	3	2,8	9,1	40	93	24,7	32	1010
1921	7,3	6,6	5,2	6,3	16,0	7,4	1,8	4,0	2,1	17,5	8,7	8,1	5,1	5,6	209
1938	7,7	10,0	14,0	7,1	14,0	8,6	3,0	1,3	4,9	4,2	16,5	18,0	9,1	11,8	372

Tableau 14 : valeurs des débits du Buëch à Serres lors des années sèches et humides.

Le rapport $\frac{\text{Année humide}}{\text{Année sèche}} = \frac{29,2}{5,1} = 6$.

Ainsi les débits moyens annuels peuvent varier dans le rapport 1 à 6.

IV.2. ANALYSE STATISTIQUE DES DÉBITS DU BUECH A SERRES

Possédant 55 années de mesures (Annexe 5) nous avons estimé qu'il était intéressant de faire une étude statistique des débits.

Le problème consiste à trouver une loi statistique qui s'"ajuste" le mieux possible à l'échantillon expérimental. Plusieurs lois peuvent y prétendre, dont voici les plus connues :

- pour les valeurs extrêmes (c'est-à-dire les valeurs maxima annuelles ou mensuelles ou saisonnières) nous pouvons tester les lois de Gumbel, de Frechet, de Pearson et de Galton.
- pour les valeurs moyennes (c'est-à-dire le débit moyen mensuel, annuel et la lame d'eau équivalente) nous testerons la loi de Gauss et celle de Galton.

II.2.1. AJUSTEMENT DES LAMES D'EAU EQUIVALENTES A UNE LOI DE GAUSS

Nous avons procédé avec la lame d'eau écoulee de la même façon qu'avec le module pluviométrique (cf. chapitre III (I.2.5.)).

Nous obtenons

Débit moyen annuel	$Q_m = 16,4 \text{ m}^3/\text{s}$	$= 4,7 \text{ m}^3/\text{s}$
Débit spécifique moyen annuel	$Q_s = 21 \text{ l/s/km}^2$	$= 6,1 \text{ l/s/km}^2$
Lame d'eau moyenne annuelle	$L = 666 \text{ mm}$	$= 193 \text{ mm}$

La loi théorique de répartition de fréquence s'ajuste assez bien (figure 22) aux valeurs observées de la lame d'eau équivalente.

Nous déduisons les pourcentages suivants :

48 %	des valeurs sont comprises entre	$\bar{x} - 0,67$	et	$\bar{x} + 0,67$	(536 et 725 mm)
65 %	"	"	"	"	(473 et 859 mm)
94,5 %	"	"	"	"	(378 et 1044 mm)
99,7 %	"	"	"	"	(87 et 1244 mm)

II.2.2. AJUSTEMENT DES VALEURS EXTREMES A UNE LOI THEORIQUE

Par valeurs extrêmes nous entendons les débits maxima annuels. Nous ne possédons que les débits maxima journaliers (QMj) qui ne représentent en aucune sorte les débits maxima instantanés (QMi). En effet, ceux-ci n'ont été reportés sur les fiches qu'à partir de l'année 1964.

Nous avons fait le rapport $\frac{QMi}{QMj} = k$ et nous avons retenu la valeur la plus élevée de ce rapport. Cette valeur est certes discutable, mais elle doit être assez près de la réalité.

Les valeurs de ce coefficient varient de 1,2 à 2,7.

La valeur maximale de k a été obtenue le 2 Novembre 1968.

QMi Serres	: 600 m3/s
QMj	: 220
k	: 2,7

Ainsi les QMj doivent être vraisemblablement multipliés par 2 ou 3 pour obtenir le QMi.

La hauteur d'eau la plus importante a été mentionnée (témoin scellé sur la pile du pont) le 8 Novembre 1886, d'après les études SOGREAH le débit aurait été supérieur à 700 m3/s.

IV.2.2.1. Méthode employée

Nous avons introduit dans l'ordinateur les 55 valeurs. En retour, l'appareil nous a donné la moyenne des valeurs, l'écart type et les ajustements des différentes lois : Gauss, Gumbel, Galton, Frechet, c'est-à-dire la valeur des débits estimés, d'après ces lois, correspondant à des durées de retour de 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200, 500 et 1 000 ans.

- Nous reportons dans un premier temps sur un "papier à probabilité", les valeurs expérimentales en abscisses et en ordonnées les fréquences de non dépassement

$$f(x) = \frac{c}{N+1} \quad \text{avec } c : \text{ordre de l'observation dans l'échantillon qui a pour taille } N.$$

- Dans un deuxième temps nous reportons les valeurs que nous donne l'ordinateur, pour les différentes lois et les différentes quantiles. Nous traçons alors chaque courbe et nous adoptons celle qui "s'ajuste" le mieux à la répartition expérimentale.

IV.2.2.2. Résultats

Il s'avère que c'est la loi de Gumbel qui dans le cas présent s'ajuste le mieux (figure 23).

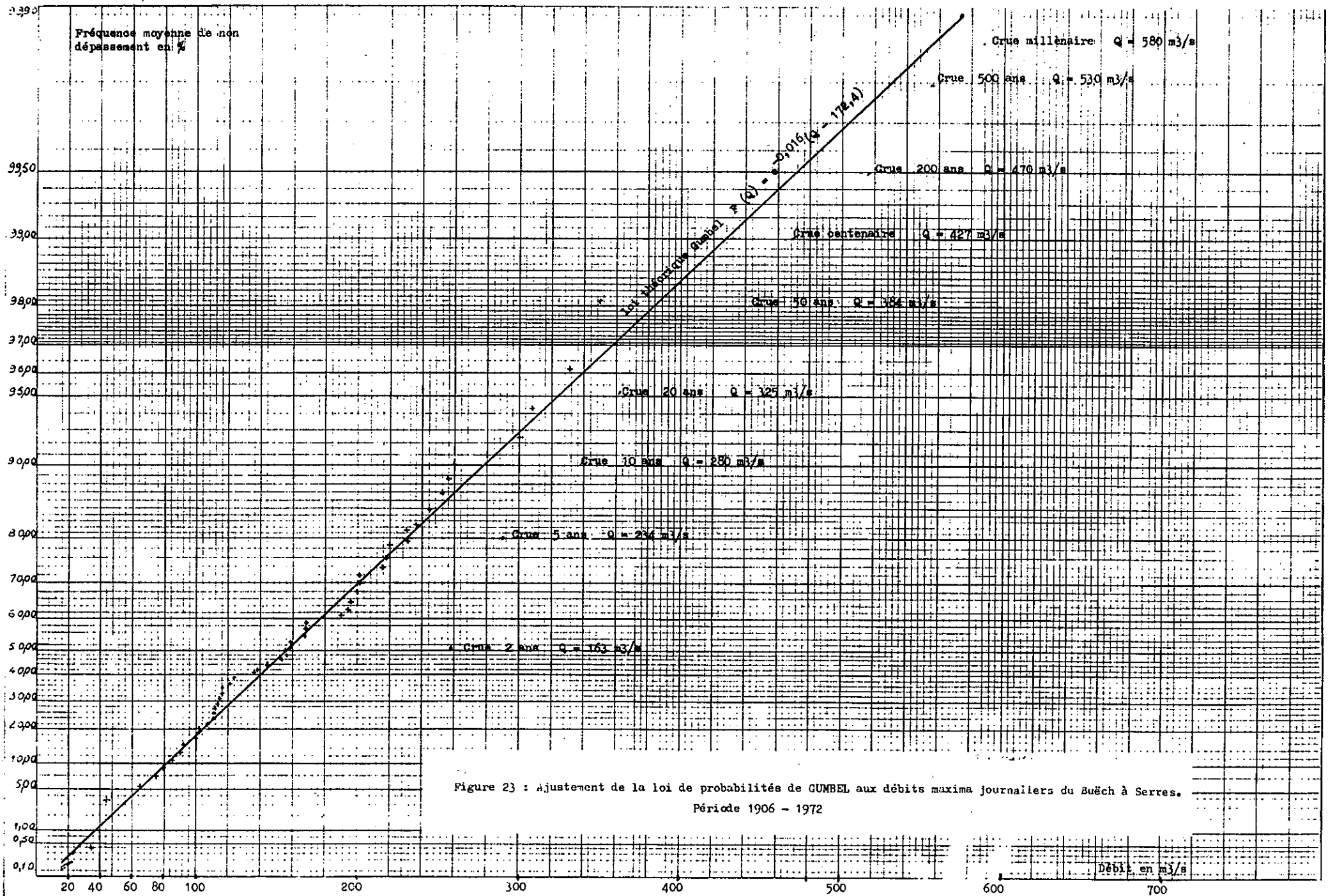


Figure 23 : Ajustement de la loi de probabilités de GUMBEL aux débits maxima journaliers du Buëch à Serres.
Période 1906 - 1972

Sa formule est la suivante :

$$F(x) = e^{-\alpha(x-x_0)}$$

avec $\alpha = \frac{1,28}{\sigma}$ et $x_0 = \bar{x} - \frac{0,577}{\sigma} = \bar{x} - 0,450 \sigma$

dans notre cas = $\bar{x} = 176 \text{ m}^3/\text{s}$
 $\sigma = 80 \text{ m}^3/\text{s}$

ce qui donne = $\alpha = 0,016$ et $x_0 = 140 \text{ m}^3/\text{s}$

d'où $F(x) = e^{-0,016(x-140)}$

$F(x)$ étant la probabilité de non dépassement d'une valeur quelconque x .

IV.2.2.3. Durée de retour des crues journalières (QMj)

La durée de retour d'un événement est l'inverse de sa fréquence moyenne d'apparition, soit :

$$T = \frac{1}{1-f(x)}$$

si l'on s'intéresse aux probabilités de dépassement donc

aux grandes valeurs. (bien entendu T ne peut s'interpréter comme une durée, au sens pratique du terme, que si l'ensemble des événements est défini lui-même avec une notion de durée : exemple : débit annuel, maximum annuel, maximum du mois x...).

D'après les données, nous obtenons pour le Buëch à Serres :

QMj de durée de retour de	2 ans = 163 m ³ /s
" "	5 ans = 234 m ³ /s
" "	10 ans = 280 m ³ /s
" "	20 ans = 325 m ³ /s
" "	50 ans = 384 m ³ /s
" "	100 ans = 427 m ³ /s
" "	200 ans = 470 m ³ /s
" "	500 ans = 528 m ³ /s
" "	1 000 ans = 576 m ³ /s

Remarque : pour obtenir les débits de crues instantanées nous devons multiplier les valeurs ci-dessus par 2,7 (2,7 : coefficient maximum $\frac{QM_i}{QM_j}$).

En conclusion, nous constatons que malgré une pluviométrie plus importante en 1972 la lame d'eau équivalente durant cette année là est inférieure à celle de 1971, ceci peut signifier qu'il y a eu en 1972 une recharge des nappes aquifères fortement sollicitées en 1971.

Par rapport à la longue série de mesures de débit du Buëch les coefficients d'hydraulicité sont de 1,0 pour 1971 et 0,87 pour 1972. Ainsi ces deux années de mesures sont relativement représentatives d'une année moyenne.

Aucune station limnigraphique n'a pu être installée à Laragne, mais nous pensons que l'ensemble du bassin versant du moyen Buëch (337 km²) aura un comportement hydraulique similaire à celui compris entre Eyguians et Serres.

CHAPITRE V

ETUDE CES CARACTERES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX SOUTERRAINES

L'eau d'une source ou d'un puits possède des caractéristiques physico-chimiques qui lui sont propres, ce sont le débit, la température, la résistivité, la teneur en éléments chimiques dissous et la teneur en isotopes.

Tous ces caractères sont fonction de nombreux paramètres tels que :

- l'eau de pluie initiale,
- la présence ou non de couvert végétal et de zones d'altération,
- la nature chimique du réservoir (d'où la nature géologique des terrains traversés et de l'aquifère proprement dit,
- le temps de transit,
- la profondeur de la nappe.

Le plus important de tous est certainement la nature de l'aquifère : c'est de la structure et la texture de la roche traversée que dépend la relation pluie-débit ainsi que les températures.

De même, c'est à ce niveau que se feront l'essentiel des réactions chimiques qui donneront à l'eau une composition chimique qui caractérisera cet horizon géologique.

Certaines de ces caractéristiques physico-chimiques ont été mesurées sur le terrain, ce sont : le débit, la température, la résistivité, le pH, d'autres ont été mesurées en laboratoire à partir d'échantillons prélevés sur le terrain, ce sont les ions Ca^{++} , Mg^{++} , Na , K^+ , Sr^{++} , CO_3H , SO_4^{--} , Cl^- , NO_3 , la silice, et les isotopes tritium 3H et oxygène 18.

La fréquence des mesures a été fonction de l'intérêt scientifique que pouvait représenter le type de l'émergence, de l'accessibilité (surtout durant l'hiver) de la facilité des mesures de débit et de l'intérêt qu'elles pouvaient présenter pour les localités avoisinantes. Malgré de nombreuses mesures, nous n'avons pas pu observer dans tous les cas les états caractéristiques des nappes : crues et étiages.

Dans l'étude qui va suivre, nous étudierons dans un premier temps les méthodes et la signification des mesures physico-chimiques que nous avons effectuées sur les différentes eaux de la région.

Nous étudierons ensuite quelques sources correspondant à des horizons géologiques bien déterminés pouvant jouer le rôle de sources repères pour des émergences analogues. Enfin, nous essaierons de donner s'il y a lieu des idées générales sur les valeurs et l'évolution des caractéristiques physico-chimiques et sur leurs relations avec la nature lithologique de l'aquifère.

I - LES CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DES EAUX

I.1. LES DÉBITS

I.1.1. LES METHODES DE MESURE

Le débit moyen des sources de la région étudiée, à l'exception de 3 ou 4, ne dépasse jamais 10 litres/seconde : aussi nous les avons mesurées par la méthode de capacité jaugée à l'aide d'un seau évasé d'une contenance de 15 litres, ce qui avec un chronomètre de précision nous autorisait la mesure des débits allant jusqu'à une dizaine de litres/seconde.

Les émergences plus importantes ont été mesurées :

- soit avec un récipient de 50 litres lorsque nous pouvions aménager la source près du Griffon ex : source de Raoux (15) ;

- soit au micromoulinet par différence entre valeurs aval-amont, lorsque ces émergences apparaissaient en plusieurs endroits dans le lit d'un torrent. C'est le cas pour les sources de la Beaume (38), du tunnel de Montclus (2), des Gorges d'Orpierre (58) et de Saint Genis (18) ;

- soit avec un canal jaugeur H Flume combiné avec un déversoir triangulaire ayant un angle de 45° . Pour la source de St Genis, nous avons employé la formule de Gourley : $Q = 0,55 H^{2,47}$.

Dans certains cas cependant nous n'avons jamais pu mesurer la totalité du débit : une part de celui-ci percolant à travers des alluvions ou des éboulis. Nous avons alors procédé à des estimations visuelles qui, avec l'habitude que nous avons acquise, ne se sont pas révélées trop erronées.

I.1.2. LES VARIATIONS DES DEBITS

De la même façon que les eaux superficielles, les eaux souterraines ont des variations liées aux précipitations, le temps de réponse de l'aquifère étant plus ou moins long.

Pour chacune des sources étudiées, nous avons calculé le coefficient de variation du débit :

$$Q = \frac{\text{Débit maxima observé}}{\text{Débit minima observé}}$$

Ce rapport varie pour l'ensemble des sources de 2 à l'infini.

La valeur 2 n'a été rencontrée que pour la source Vivier (n°23).

. Du point de vue mathématique, il est faux de donner à ΔQ la valeur ∞ pour un débit nul. Avant de s'annuler, le débit décroît progressivement et ΔQ tend vers l' ∞ .

Deux cas sont à considérer lorsque le débit minimal est égal à zéro.

I.1.2.1. Vidange totale de la nappe

Dans ce cas là, les émergences se trouvent à la base de l'horizon aquifère et la diminution du débit est progressive avant de s'annuler.

De même, on constate une diminution de la résistivité. En effet, la minéralisation sera d'autant plus importante que la vitesse de circulation sous le matériel et le volume intéressé seront faibles.

(15) numéro d'ordre de la source.

I.1.2.2. Vidange partielle de la nappe

C'est le cas ne nappes possédant plusieurs exutoires superposés : l'exutoire le plus haut correspondant à " l'écrêtage " de la nappe en hautes eaux.

Nous avons observé ce phénomène dans les éboulis stabilisés et surtout dans les calcaires tithoniques et barrémiens. Dans ces terrains, les émergences temporaires sont le plus souvent liées à la tectonique, les failles jouant le rôle de cheminées d'équilibre, évacuent les importants volumes d'eau emmagasinés lors des fortes pluies et des fontes de neige.

Exemple : Prê Barety (16) pour les éboulis :
Les Struiss (11), les Douces (57) et la cascade de
Montclus (50) pour les calcaires barrémiens et tithoniques.

Du point de vue pratique, on peut exploiter les nappes appartenant au 2^{ème} cas :

- soit en creusant un puits et en pompant l'eau de la nappe,
- soit en captant les sources qui se trouvent à la base de l'aquifère.

Pour savoir dans quel cas nous nous trouvons lorsque nous connaissons une source temporaire, nous devons :

- faire une étude géologique minutieuse,
- observer le mode de tarissement de ces sources et les variations de la résistivité,
 - a) tarissement progressif : cas n°1
 - b) tarissement rapide. On peut passer en quelques jours de 5 litres/seconde à 0 litre/seconde : cas n°2.

I.1.3. LE DEBIT MAXIMUM

La valeur maximale du débit observé est fonction de la fréquence des précipitations et de leur importance. Sa connaissance est nécessaire pour calculer le débit moyen de la source. En fait, le débit maximum d'une source n'est que très rarement observé, il faudrait avoir la chance de connaître un épisode très pluvieux durant la période d'étude, et posséder des enregistrements des hauteurs d'eau.

Nous pensons avoir connu un épisode pluvieux exceptionnel au printemps 1971 : après la fonte d'une épaisse couche de neige (60 à 80 cm à 800 m d'altitude) il est tombé entre le 14 et le 21 Mars 170 mm de pluie ; de nouveau en avril et mai nous avons connu trois épisodes pluvieux ; les 3, 4, 5, les 23, 24 et les 28, 29 et 30 avril et 1er mai, qui ont apporté respectivement 60, 50 et 90 mm d'eau qui ont provoqué des crues très importantes.

C'est à cette époque que nous avons mesuré les plus forts débits des sources.

Cependant, les mois où l'on a observé le débit maximum ne coïncident pas toujours entr'eux, ceci s'explique par le fait que les décrues relatives à des hauteurs de précipitations importantes sont très rapides dans notre région, et que nous ne pouvons procéder qu'à une douzaine de jaugeages de sources par jour, vu leur éloignement à une époque où les pistes d'accès étaient peu praticables en voiture.

I.1.4. LE DEBIT MINIMUM

C'est le débit minimum que l'on a mesuré durant une période assez longue. A la différence du débit maximum, on peut l'observer durant un laps de temps assez long (tout au moins sa valeur approchée). Dans notre région on observe une stabilisation des débits à l'automne et les variations en fonction du temps sont minimales (en période non influencée), (figure 24).

La valeur du débit d'étiage a d'autant plus de signification que la période sans précipitation est longue.

L'automne 1971 a été exceptionnellement sec, en effet, entre le 6 Juillet et le 9 novembre il n'est tombé que 90 mm de pluie dont 30 sous forme d'un orage très violent (intensité maximale : 75 mm/heure).

Durant environ 120 jours, la nappe n'a pas dû être réalimentée, ceci nous a permis de mesurer des débits d'étiage caractéristiques et qui ne seront que très rarement dépassés.

Intérêt

La connaissance du débit d'étiage est très importante, c'est cette valeur qui servira de base lorsque les communes procéderont à leur captage, il ne faut pas en effet que durant les périodes de basses eaux la demande en eau soit supérieure aux possibilités de la nappe. A ce titre et pour les années futures, les experts conseillent de prendre 300 litres comme valeur moyenne des besoins en eau potable par jour et par habitant, on peut donc établir la relation suivante : 1 litre/minute subvient à un foyer de 4 à 5 personnes.

C'est donc en fonction des débits d'étiage des nappes que dans une région donnée on pourra implanter de nouvelles industries et recevoir de nouveaux foyers.

I.1.5. LA PERIODE D'ETIAGE

Durant nos deux années de mesures, nous avons observé les débits les plus faibles durant les mois d'Octobre, Novembre et parfois Décembre. Ceci remet en question le traditionnel étiage d'Août-Septembre de nos régions.

En fait, les débits observés durant cette période sont bien inférieurs à ceux d'Avril, Mai, mais (et c'est souvent le cas), si aucune précipitation importante n'a lieu avant le mois de Novembre (mois statistiquement le plus pluvieux) les débits décroissent encore durant tout l'automne.

Remarque

On s'aperçoit (figure 24) que les valeurs d'étiage 1970 et 1971 sont peu différentes malgré une répartition des pluies fort différente.

Dans les régions montagneuses (altitude moyenne des bassins versants supérieure à 1 500 m) ce n'est plus le débit automnal qui caractérise l'étiage mais celui des mois de Janvier-Février. Après une faible recharge des nappes en Novembre le sol gèle progressivement et empêche l'alimentation des nappes de deux façons :

- la tranche supérieure du terrain est gelée jusqu'à 1 mètre, ce qui empêche l'eau de fonte de neige de s'infiltrer,

- du fait des basses températures il y a absence de précipitation liquide et il y a formation au contact du sol d'un horizon de neige durcie, voire de glace qui empêche toute infiltration.

Remarque :

Des mesures cryopédométriques effectuées depuis 1967 aux stations d'Embrun (871 m) Gap (775 m) et pont de Chabestan (700 m) au Nord de Serres donnent un maximum d'approfondissement du gel au mois de Janvier, avec respectivement 65, 60 et 50 cm, le sol restant gelé sur environ 40 à 50 cm durant un mois et demi (ceci pour une altitude moyenne de 800 m et une exposition plein Sud.

Nous pensons que pour des altitudes supérieures et des orientations ubacs la profondeur et la durée de gelée du sol sera bien supérieure.

I.1.6. LE DEBIT MOYEN

Le débit moyen d'une source s'obtient en intégrant la courbe débit-temps et en faisant le rapport

$$Q_m = \frac{\text{Volume écoulé durant la période T en litres}}{\text{Période T en secondes}}$$

La valeur de T est le plus souvent égale à une année.

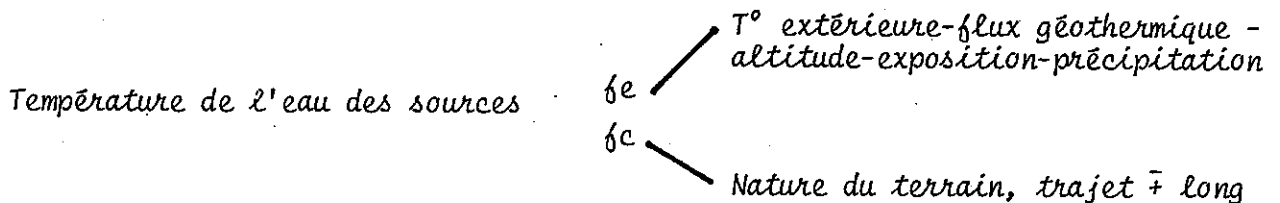
Remarque :

Le débit moyen est fortement influencé par les débits de crues, or nous avons vu qu'il était difficile, voir impossible d'avoir exactement ces valeurs (sauf cas d'enregistrement) ; c'est pour cette raison et pour son peu d'intérêt pratique que nous ne l'avons pas calculé.

I.2. LES TEMPÉRATURES DES SOURCES - CAUSES - INTERPRÉTATIONS

L'eau des précipitations qui pénètre dans le sol possède des températures variables selon les saisons et l'altitude ; le long de son parcours souterrain elle se met en équilibre thermique avec les terrains qu'elle traverse d'abord de la surface vers l'aquifère et ensuite de celui-ci vers l'exutoire.

La température des eaux des sources est donc la résultante de tous ces échanges thermiques que nous pouvons représenter de la façon suivante :



I.1.2. LA METHODE DE MESURE DES TEMPERATURES

Les températures ont été mesurées avec un thermomètre à mercure dont la précision est de $\frac{1}{T_0}$ de degré celcius (°c).

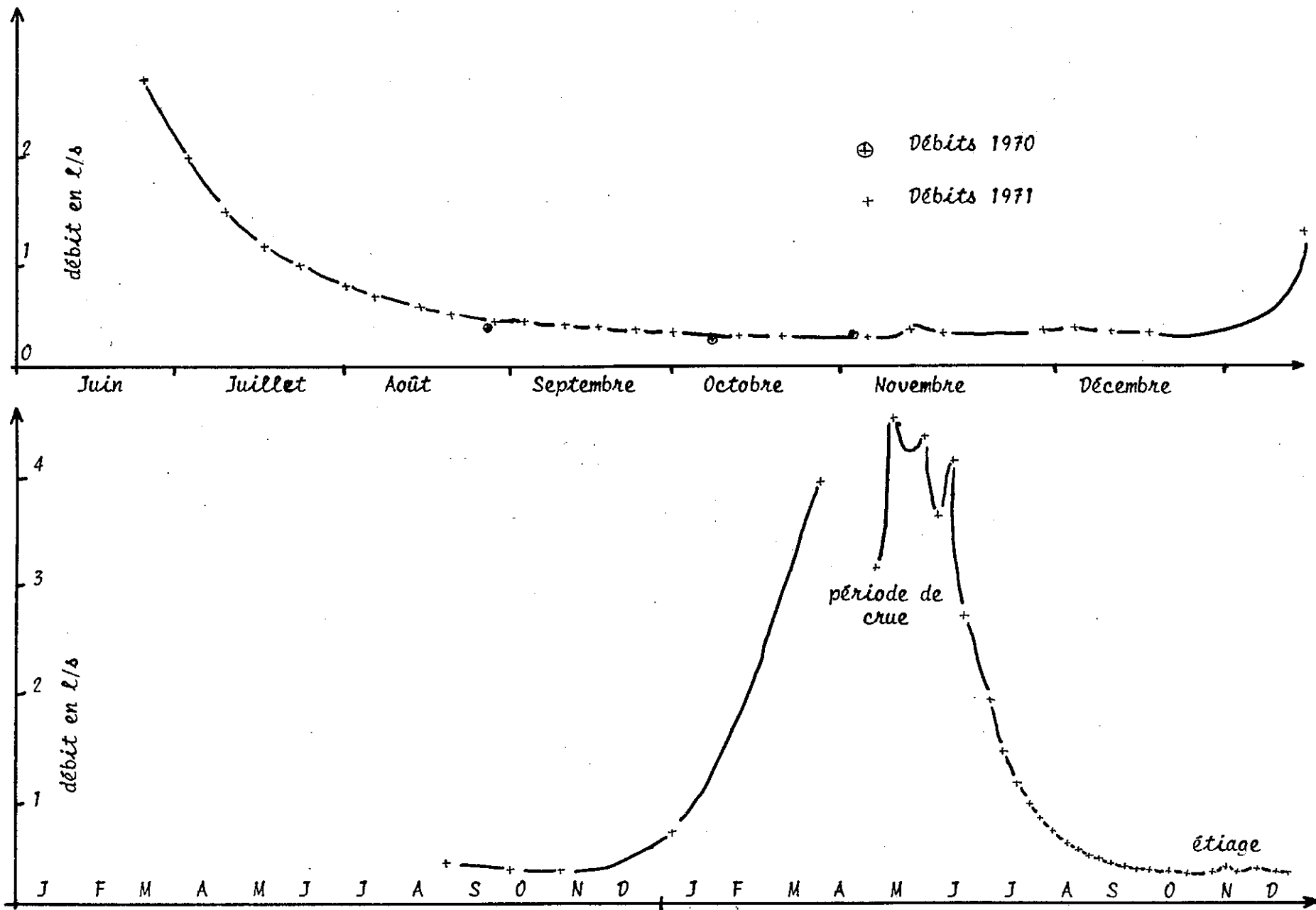


Figure 24 : Exemple de variation des débits d'une source : Pré Barėty

Nous avons pris soin chaque fois que nous le pouvions de mesurer la température de l'eau à la sortie même du griffon, et de laisser le thermomètre quelques minutes dans l'eau pour qu'il se mette en équilibre thermique avec elle.

Nous avons constaté que les températures des eaux des sources de notre région variaient presque sinusoidalement avec un minimum en Février-Mars et un maximum en Octobre-Novembre, aussi nous avons pris comme moyenne annuelle de l'eau de chaque source la valeur $t_m = \frac{t_{\text{maxi}} + t_{\text{mini}}}{2}$ (à condition bien sûr de posséder au moins 6 à 7 mesures comprenant en particulier les périodes les plus chaudes et les plus froides).

1.2.2. LES CAUSES DE LA TEMPERATURE DES EAUX DES SOURCES

L'eau de pluie qui s'infiltre a déjà sa propre température ; elle traverse différents terrains et se met en équilibre thermique avec ceux-ci. La température est fonction :

- de l'influence prépondérante selon la profondeur de l'aquifère de l'énergie solaire ou du flux géothermique,
- des possibles réactions chimiques exothermiques,
- de l'altitude et de l'exposition du bassin versant,
- de la nature de la roche.

1.2.2.1. L'énergie solaire

C'est de loin l'apport le plus important, la chaleur se propage dans le sol sous forme d'ondes thermiques, sa valeur moyenne dans la région méditerranéenne est de l'ordre de 650 à 800 10³ calories par cm² par an. Nous pouvons déterminer, selon son influence, deux zones dans le sol :

1) - Zone influençable par l'énergie solaire. Cette zone se subdivise en sous-zones :

- Sous-zone à hétérométrie thermique journalière, elle correspond aux premiers décimètres de terre. Pour A. Schoeller, son épaisseur varie de 0,50 à 1 mètre.

- une sous-zone à hétérométrie thermique saisonnière ; toujours d'après A. Schoeller elle varie de 15 à 30 mètres.

En deçà, les ondes thermiques solaires ne pénètrent plus, l'apport de chaleur provient du flux géothermique. Il existe donc une zone vers 30 mètres où la température est égale à la moyenne annuelle de la température de l'air, augmentée d'1 degré.

2) - Zone non influençable par l'énergie solaire

Elle comprend tous les terrains qui se trouvent en-dessous de 25 à 30 mètres au-dessous du sol. A ce niveau n'interviennent plus que les apports de chaleur du flux géothermique.

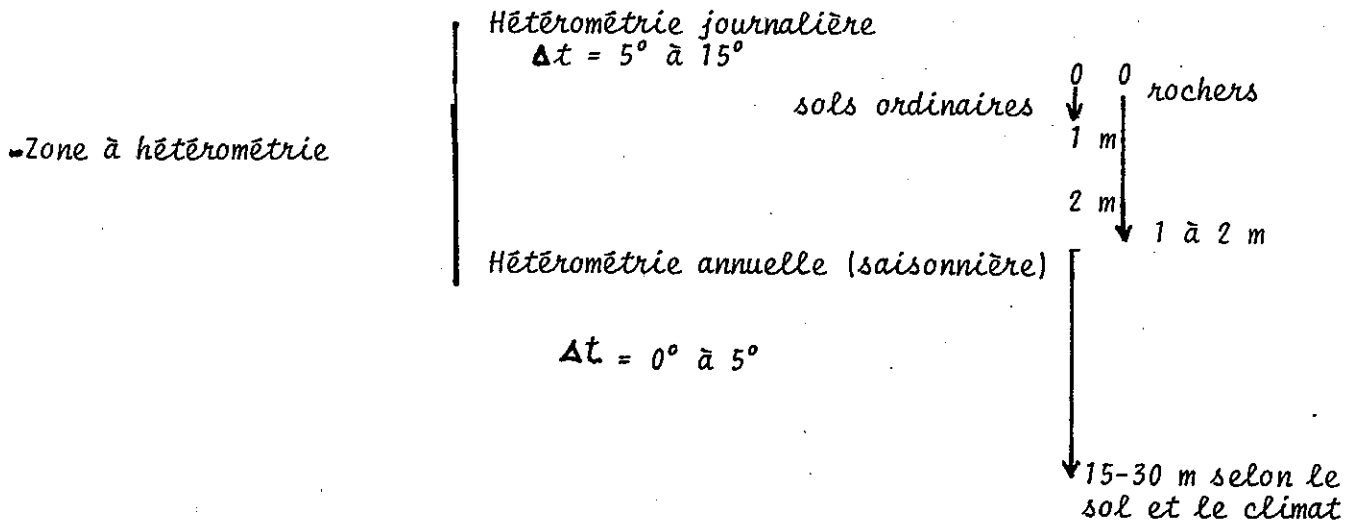
1.2.2.2. L'énergie interne du globe ou flux géothermique

L'apport moyen de chaleur interne est de l'ordre de 41 calories par cm² par an, soit 17 000 fois moins que l'apport solaire, cependant c'est lui qui est responsable des températures élevées des eaux profondes. Les valeurs du flux de chaleur interne augmentent avec l'approfondissement. On a donc défini un gradient moyen géothermique qui correspond à une augmentation de 1°C par 33 mètres. Ph. Artru a étudié ses valeurs dans notre région grâce aux campagnes de prospection sismique de C.O.P.E.F.A. et ESSO-REF, il a trouvé un gradient moyen de 32 mètres avec un minimum de 27 mètres pour des altitudes variant de 500 à 1 000 mètres.

Sources secondaires de chaleur

Ce sont surtout l'altération des minéraux dans les zones superficielles, la combustion lente des matières organiques et l'oxydation des matières carbonées qui donnent des réactions exothermiques, cependant leur apport est négligeable dans nos régions (par exemple, l'oxydation des pyrites, phénomène fréquent, n'apporte que 0,03 calories par litre d'eau, soit une augmentation de 3×10^{-2} degré.

Schéma montrant l'évolution des températures dans le sol :



- Zone neutre : t° sol t° air annuelle $\Delta t 0^\circ \text{ à } 0^\circ,5$
- Zone à hétérométrie = augmentation de la température avec la profondeur
 t moyen air $+ 1^\circ\text{C}$ par 30 mètres.

1.2.2.3. Autres facteurs pouvant influencer la température de l'eau

- Température de la pluie

C'est la température initiale de l'eau des sources ; en fait elle est légèrement inférieure à la température de l'air car les nuages producteurs de pluie sont à des altitudes variant de 300 à plus de 1 000 mètres au dessus du sol.

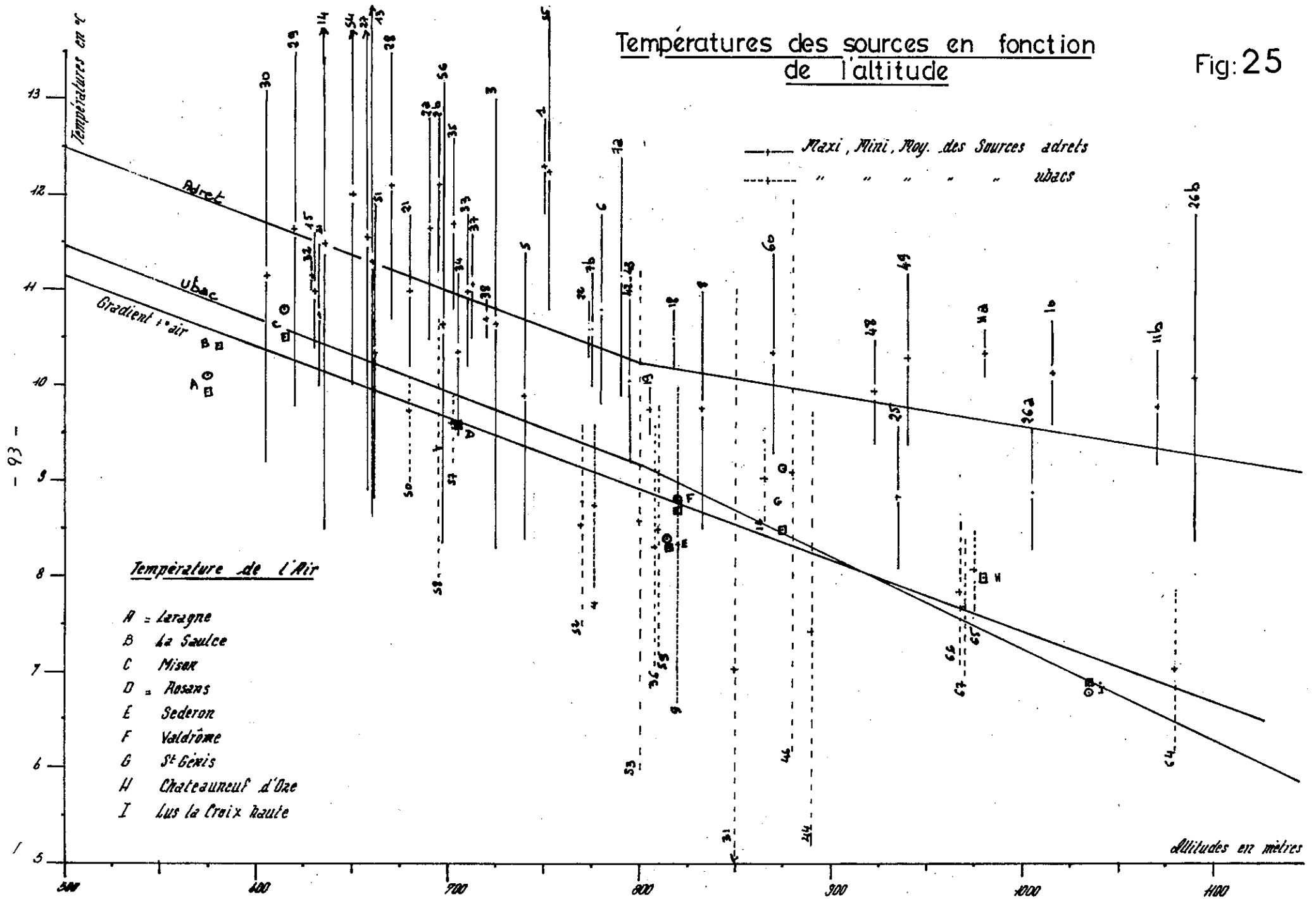
Des études entreprises dans plusieurs pays ont montré une différence de 1 à 3°C entre la température ambiante et la température de la pluie.

- Influence de la nature lithologique des formations

La nature des terrains influe sur la température des eaux - selon la présence ou non d'un sol d'altération dans lequel l'eau circule lentement et se met en équilibre avec les premiers mètres de terrain et selon la présence de fissures dans les roches compactes favorisant la pénétration du vent et donc un refroidissement des terrains.

Températures des sources en fonction de l'altitude

Fig: 25



- Influence de l'altitude (fig. 25)

Nous avons vu que la température de l'air diminuait avec l'élévation d'altitude ($0^{\circ}7/100$ m dans notre région). La température des eaux devra suivre cette évolution, cependant de nombreuses études ont montré que le gradient thermique du sol était inférieur à celui de l'air.

En France ce gradient a une valeur moyenne de $0^{\circ}44$ par 100 mètres. Les températures des eaux seront donc supérieures à la température de l'air.

- Influence de l'exposition

L'exposition joue un rôle important sur la température des eaux des sources, l'écart observé est plus fort l'hiver que l'été. Les versants sud étant plus chauds que ceux exposés au nord. L'exposition influe aussi sur la profondeur de la zone neutre qui sera plus profonde sur les ubacs que sur les adrets.

1.2.3. APPLICATION A LA REGION ETUDIEE

Nous avons porté sur un diagramme, les températures moyennes de chaque source en fonction de leur altitude en différenciant adret et ubac. Nous avons aussi reporté les températures annuelles des stations de références qui nous ont servi à calculer le gradient thermique de la région (figure 25).

Nous constatons que :

- 90 % des 70 couples se trouvent au dessus de la courbe d'évolution de la température de l'air en fonction de l'altitude

La plupart des points en dessous de cette courbe correspondent soit à des sources que nous n'avons pas pu mesurer de décembre à mars, soit à des sources dont le trajet sub-superficiel est important avant la venue à jour. Dans ce cas, les extrêmes sont élevés avec de forts minima ce qui influence la température moyenne.

- nous obtenons un nuage de points à partir duquel il nous a été très difficile et subjectif de tracer des droites, cependant si on veut admettre une certaine linéarité de température des sources avec l'altitude, nous proposons pour notre région (altitude comprise entre 600 m et 800 m).

$$t^{\circ} \text{ de l'eau des sources à l'ubac} = t^{\circ} \text{ air} + 0^{\circ}\text{C} \quad (1)$$

$$t^{\circ} \text{ de l'eau des sources à l'adret} = t^{\circ} \text{ air} + 1,3\text{C} \quad (2)$$

Au-delà de 800 mètres, nous remarquons que les moyennes des températures des sources à l'adret augmentent par rapport à la température moyenne de l'air de $+ 0,3^{\circ}\text{C}$ par 100 mètres d'élévation, alors que celles de l'ubac diminuent de $-0,5^{\circ}$ par 100 mètres d'élévation.

La différence de température entre adret et ubac pour une même altitude est de l'ordre de 1°C , mais peut parfois être plus élevée d'une vallée à l'autre.

Exemple : a) dans la vallée de la Blème	Fontaine Montclus (725m)	=	10°65	(adret)
	Source Montclus (778 m)	=	8°75	(ubac)
	Source Terrus (832m)	=	9°75	(adret)
	Source Les Pères (820m)	=	8°35	(ubac)
b) vallée de la Blème, Céans	Struis bas (980m)	=	10°35	(adret)
	Clot haut (975m)	=	7°6	(ubac)
	Grimaudière (750m)	=	12°3	(adret)
	Isnard (740m)	=	9°9	(ubac)

Remarque :

Il serait logique d'établir les relations précédentes avec l'altitude moyenne du bassin versant de chaque source, mais il est trop souvent difficile sinon impossible de définir exactement l'étendue du bassin versant et donc son altitude moyenne.

I.2.3.1. Les variations de la température

Au cours d'une année on observe des variations de température.

Si nous examinons les 70 sources étudiées, nous constatons que :

- 80 % des sources ont leur minima en Mars-Avril,
- 70 % des sources ont leur maxima en Août-Septembre.

Les variations de la température de l'eau des sources sont d'autant plus grandes que :

- le temps de transit de l'eau est court et l'importance de la nappe est moindre,
- le trajet dans la zone d'hétérothermie est plus grand ; ceci concerne surtout les sources d'éboulis et de terrasse, mais parfois des nappes profondes qui débouchent sous des éboulis superficiels qui "dénaturent" leur caractéristiques thermiques,
 - la roche est fissurée (perméabilité en grand),
 - les débits sont faibles,
 - que la profondeur de la nappe est faible, en effet nous avons discerné précédemment différentes zones dans le sol, et selon le niveau où l'eau "résidera" les écarts de températures seront plus ou moins grands

I.3. LA RÉSISTIVITÉ ELECTRIQUE

I.3.1. LE PRINCIPE (les auteurs emploient parfois son inverse : LA CONDUCTIVITE)

La mesure de la résistivité fournit des indications sur la concentration en électrolytes dissous, donc de la minéralisation de l'eau.

Nous pouvons écrire d'après la loi d'OHM $\rho = \frac{R \times S}{l}$ avec :

- R = résistance en ohm
- S = surface en cm²
- l = longueur en km
- ρ = résistivité en ohm.

18°C Clabo : en Ω cm	Minérali- sation en : mg/l	Résidu sec en mg/l	18°C Clabo : en Ω cm	Minérali- sation en : mg/l	Résidu sec en mg/l
1673	545,3	398	1396	301,7	504
2115	490,5	320	1588	555,6	403,1
2720	377,9	258	2186	476,7	332
2406	407,7	294	3467	274,4	194
3688	274,5	167	2938	344,1	215
3312	302,3	183	2924	337,3	234
3315	298,4	197	2322	456,9	309
4679	229,8	155	2583	382,1	262
4372	231,9	155	2630	388	260
3086	333,2	221	2772	377,4	260
3027	347,2	222	2589	404,7	268
1762	530,2	390	2130	470,1	325
2489	435,6	302	2745	373	250
2018	492,6	357	2803	369,5	228
2713	414,2	276	1574	552,4	422
2565	427,6	284	2064	507,3	333
2624	394,1	244	1741	543	388
3006	358,2	224	3002	328,3	210
2581	397,4	250	3127	301,6	217
2213	479,5	285	2992	341,7	230
2713	408,7	349	4622	220,7	148
3224	301,2	109	3493	280	190
2583	492,6	270	3389	280,9	196
2259	440,4	296	2134	471,4	298
2720	365	261	2348	427,2	306
2259	430,9	288	2181	449,9	297
2411	434,9	291	2531	382,2	280
2411	441,3	310	2304	445,6	296
1815	543,1	390			
1582	714,2	485			
2465	441,8	318			

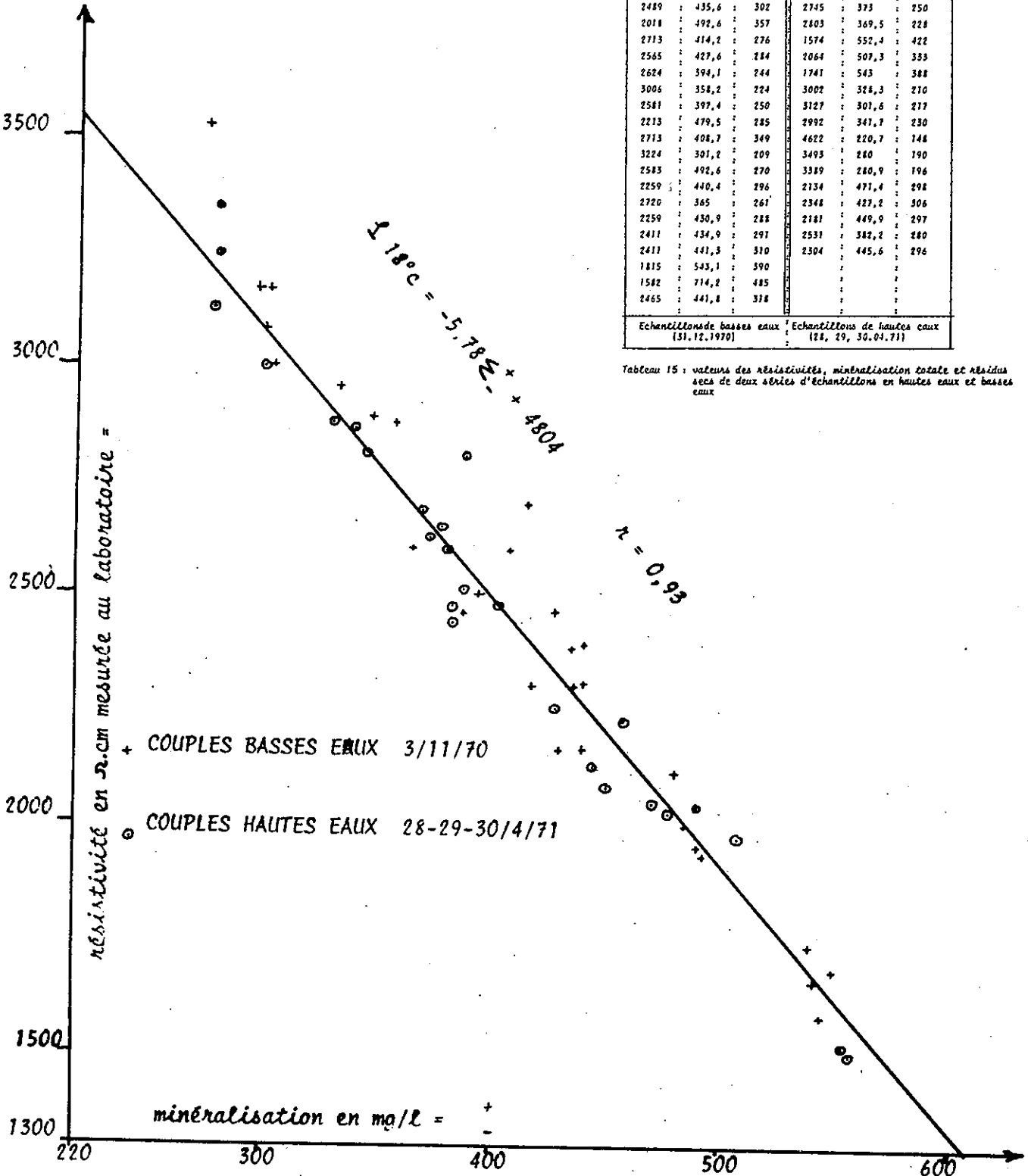


Tableau 15 : valeurs des résistivités, minéralisation totale et résidus secs de deux séries d'échantillons en hautes eaux et basses eaux

Figure 26 : Résistivité des eaux en fonction de leur minéralisation totale somme anions + cations

La résistivité d'une eau varie avec sa température selon la relation :

$$t = A \cdot t_n$$

t_r = résistivité à une température de référence
 t = résistivité à la température de l'eau
 A = coefficient qui dépend de la température t_r

$$\text{avec } A = \frac{1}{(1 + \alpha) (t_n - t)}$$

Dans notre étude toutes nos mesures ont été ramenées à 18°C, pour cette valeur $\alpha = 0,0025$ d'où $A t =$

$$A_{18^\circ} = \frac{1}{1,025 (18 - t_r)}$$

Des tables de conversions nous permettent de calculer rapidement la résistivité à 18°C à partir de celle obtenue sur le terrain.

I.3.2. LA METHODE DE MESURE

Les mesures de résistivité effectuées sur le terrain, ont été faites avec un résistivimètre portatif, dont les deux électrodes en acier inoxydable sont reliés à un pont de Wheatstone comprenant un système indicateur du passage du courant. La constante d'étalonnage varie suivant les appareils, elle est fonction de la surface des électrodes et de leur éloignement ; elle était dans notre cas de 750 à 450 après un changement d'appareil. Suivant l'état des piles électriques la précision de tels appareils est de + 50 à 100 Ω cm. Les mesures de résistivité effectuées en laboratoire (Jouve, S.R.A.E., C.R.G.E.) ont été faites à l'aide d'un résistivimètre dont les électrodes en platine se trouvent sur deux parois de verre, elles-mêmes protégées par une cloche en verre où l'eau peut circuler. Après chaque mesure de résistivité la cellule à électrode est rincée avec de l'eau distillée.

Une étude comparative des mesures de résistivité sur le terrain et en laboratoire a montré une valeur légèrement supérieure des premières. La droite de régression qui lie les deux valeurs s'écrit :

$$A_{\text{labo}} = 0,94 A_{\text{terrain}} - 125$$

I.3.3. L'INTERET DE LA MESURE DE LA RESISTIVITE

L'importance des ions dans la solution aqueuse favorise le passage du courant et diminue la valeur de la résistivité, nous citons par exemple :

- l'eau pure distillée a une résistivité à 15° de 28 000 000 Ω cm,
- l'eau des pluies que nous avons recueillie dans le bassin de St Genis a des résistivités variant de 30 000 à 180 000 Ω cm,
- l'eau qui se trouve dans les poches de dissolution du gypse sous le village de St Genis a une résistivité de 500 Ω cm.

La figure 26 et le tableau 15 montrent la variation de la résistivité en fonction de la somme des ions contenus dans la solution aqueuse. Nous remarquons dans notre cas (59 analyses complètes) qu'il existe une relation linéaire pour des eaux dont la résistivité est comprise entre 1 500 et 3 500 Ω cm de la forme.

$$A_{18^\circ C} = - 5,78 \Sigma_{\pm} + 4800 \text{ avec un coeff. de corrélation de } 0,93$$

avec Σ_{\pm} = somme des anions et des cations en mg/l.

Il semble qu'au delà de ces limites la courbe devienne asymptotique aux axes (le peu de valeurs dans ces deux domaines (4) ne nous permet pas de préciser cette hypothèse).

La minéralisation d'une eau de source dépend de la nature géologique de l'impluvium et de l'aquifère. Dans les régions où le quaternaire cache une partie importante des terrains, et où la tectonique complique la succession de ces derniers, il est intéressant de dresser des cartes de résistivités des eaux. Cela permet de préciser la stratigraphie de certains secteurs et de localiser des accidents.

De même, la mesure de la résistivité des eaux des nappes proches d'industries polluantes permet de déceler rapidement la moindre perturbation dans ses qualités chimiques et de suivre l'évolution dans le temps et dans l'espace du "nuage" polluant. C'est donc un moyen qualitatif de contrôle des eaux d'alimentation.

Application de la région étudiée.

Les mesures sur 80 sources nous ont donné

- moyenne des maxima observés : 3 500 Ω cm
- moyenne des minima observés : 2 550 Ω cm
- moyenne générale de toutes les mesures : 2 890 Ω cm

Ces résultats peuvent être influencés par la fréquence des mesures sur certaines sources au détriment des autres, mais ils donnent une idée de la gamme des valeurs que l'on rencontrera le plus souvent.

I.4. LE RÉSIDU SEC

Il est obtenu par évaporation de l'eau à 100-105°C, en effet, vers cette température le système est stable, les modifications des basses températures sont complètes et celles susceptibles de se produire à des températures plus élevées n'ont pas encore commencé.

I.4.1. METHODE DE MESURE

On dépose de l'eau dans une capsule de silice translucide, l'évaporation peut se faire au bain marie ou par rayonnement infra-rouge, on termine la dessiccation à l'étuve entre 103 et 105°C, le résidu obtenu est rapporté à 1 litre d'eau.

I.4.2. LES RESULTATS DES MESURES

Il existe une relation entre la résistivité et le résidu sec. La courbe a une forme hyperbolique. La résistivité est d'autant plus élevée que le résidu est faible (tableau 15 et figure 27).

Richard et Nguyen Van Cu (1961) ont proposé la formule suivante :

$$\text{résidu sec} : \frac{K}{\rho \text{ à } 20^{\circ}\text{C}}$$

Dans notre cas où les résistivités varient de 1 500 à 3 500 Ω cm, 80 % des valeurs de K sont comprises entre 630 000 et 670 000.

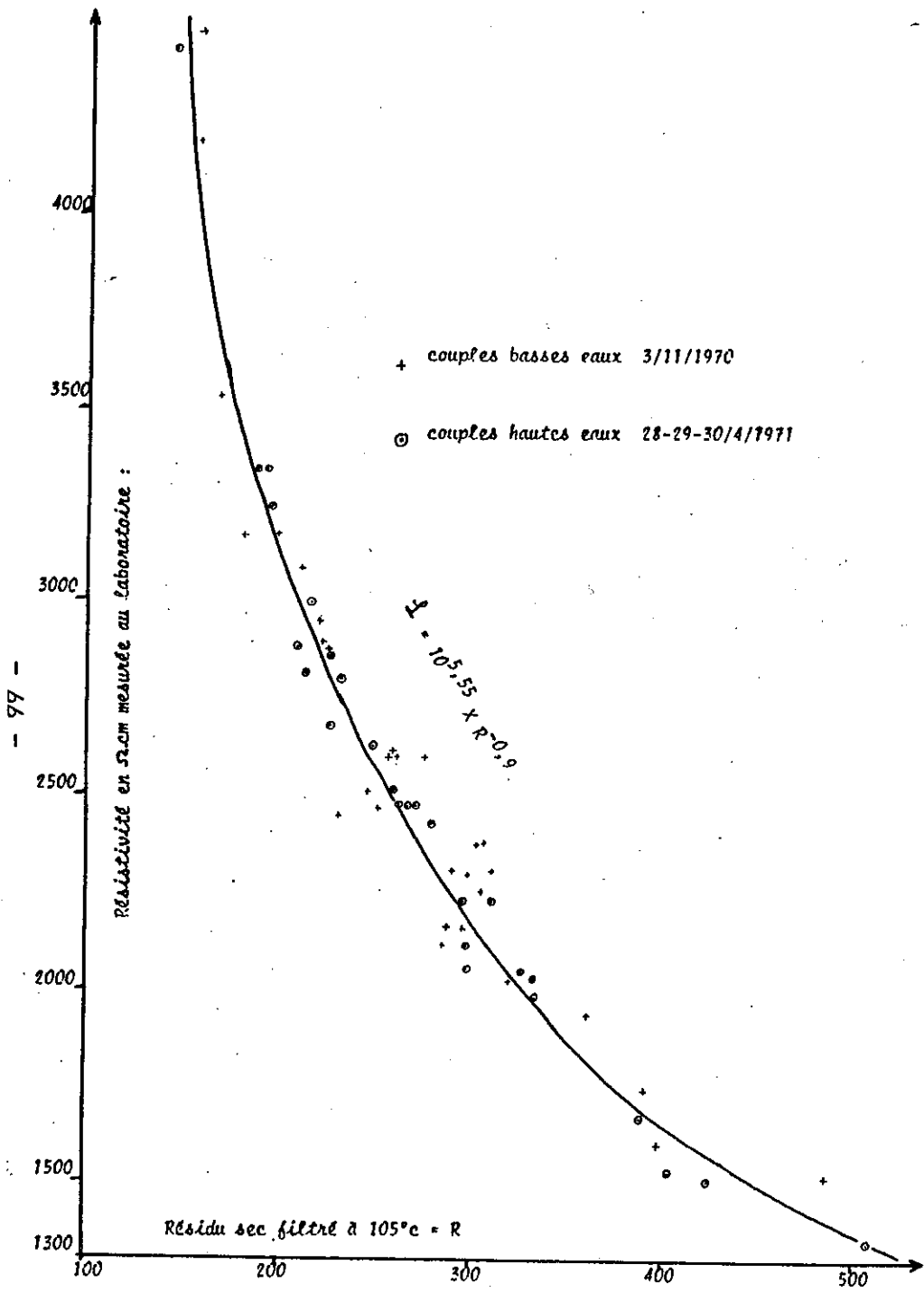


Figure 27 : Résistivité des eaux en fonction du résidu sec à 105°C

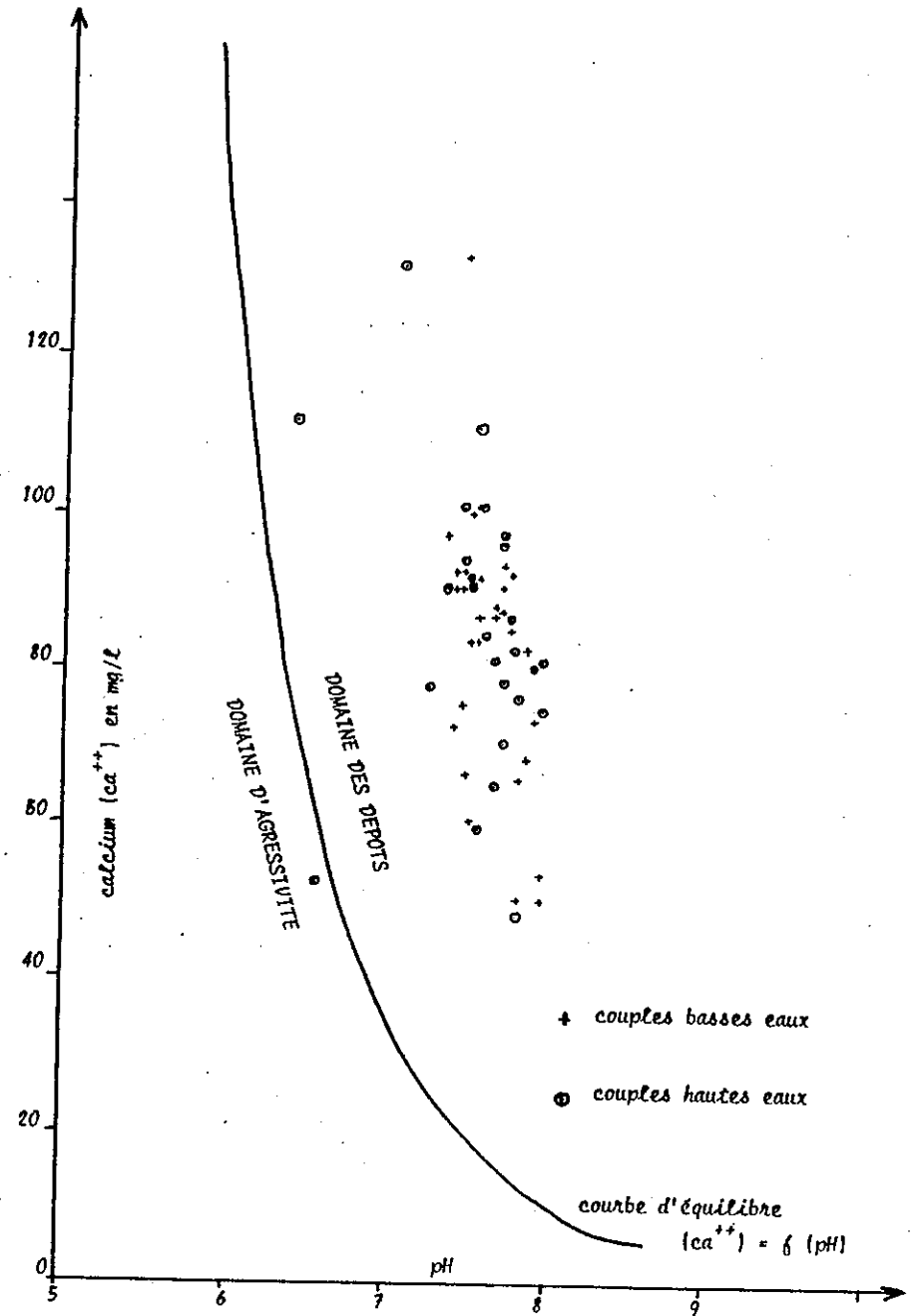


Figure 28 : Eaux agressives et eaux incrustantes

Cette relation étant peu précise nous avons voulu l'affiner dans le cadre de notre étude. La figure 27 montre la courbe des variations de la résistivité en fonction de résidu sec filtré à 18°C. Elle a pour équation :

$$\log \rho = - 0,9 \log \text{résidu} + 5,55 \quad \text{avec un coefficient de corrélation de } 0,95$$

qui peut s'écrire :

$$R = 10^{6,2} \times \rho^{-1,116} \quad \text{avec } R = \text{résidu sec filtré à } 105^\circ\text{C mg/l}$$

ou

$$= 10^{5,55} \times R^{-0,9} \quad \rho = \text{résistivité à } 18^\circ\text{C mesurée en laboratoire en } \Omega \text{ cm.}$$

II - LES CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DES EAUX

II.1. NOTIONS DE CHIMIE FONDAMENTALE

Les eaux des précipitations se chargent par action physique et chimique de divers éléments qui sont :

- des gaz (CO₂),
- des sels de base forte et d'acide fort (CaSO₄ totalement dissocié),
- de sels de base forte et d'acide faible (dissociés en anions et cations).

Dans les eaux des sources on distingue :

II.1.1. ELEMENTS FONDAMENTAUX

Le gaz carbonique étant toujours présent dans l'atmosphère, les eaux naturelles contiennent des molécules H₂CO₃ (CO₂ + H₂O \rightleftharpoons H₂CO₃).

Elles contiennent aussi toujours des ions HCO₃⁻, CO₃⁻², H⁺ et OH⁻.

L'ion calcium est toujours présent dans les eaux naturelles (terrains calcaires, gypseux).

Ce sont donc six éléments fondamentaux qui apparaissent toujours dans les eaux naturelles.

II.1.2. ELEMENTS CARACTERISTIQUES

Les éléments caractéristiques peuvent être présents ou absents des eaux naturelles. Ce sont eux qui confèrent à l'eau un caractère distinct ; on parle couramment d'eaux magnésiennes chlorurées sulfatées, sodiques ou potassiques.

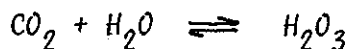
Ce sont le plus souvent : Mg⁺⁺, Na⁺, K⁺, SO₄⁻⁻, Cl⁻⁻, NO₃⁻.

II.1.3. CARBONATATION DES EAUX NATURELLES

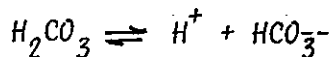
La calcite et l'aragonite sont faiblement soluble dans l'eau : 14 à 15 mg/litre à 25°C. Leur mise en solution se fait par attaque chimique par le gaz carbonique dissous dans l'eau. Celui-ci se dissout physiquement à l'état moléculaire en fonction de la température et de la pression partielle du gaz dans l'atmosphère qui surmonte le liquide.

Les différents équilibres qui peuvent se produire sont :

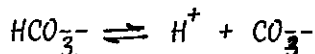
- équilibre d'hydratation



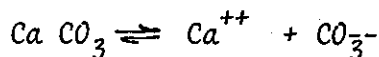
- équilibre de dissociation de l'acide carbonique



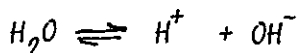
- équilibre de dissociation des bicarbonates



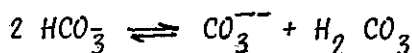
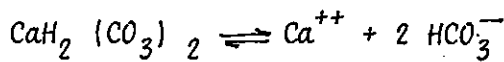
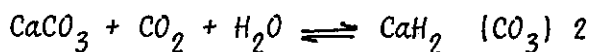
- équilibre de dissociation du carbonate de calcium



- équilibre de dissociation de l'eau



Mais au sein de l'eau naturelle le carbonate de calcium réagit avec le gaz carbonique en donnant du bicarbonate soluble.



Le premier de ces 3 équilibres conditionne toutes les relations CO_2 , H_2O , CaCO_3 , il sera responsable des propriétés agressives et incrustantes des eaux

II.2. LE PH

L'équilibre $\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{OH}^-$ montre qu'il a autant d' H^+ que d' OH^- en solution d'autre part, des expériences ont montré que dans l'eau pure il n'y avait qu'un ion H^+ pour 10^7 molécules d'eau ainsi la concentration en H^+ est de $\text{H}^+ = 10^{-7}$ à une température de 22°C .

Depuis SOERENSEN (1909) on a coutume d'utiliser pour la représentation de la dissociation de l'eau non pas la constante de dissociation $K_e = [\text{H}][\text{OH}^-]$ mais le cologarithme décimal de la concentration en H^+ .

$$\text{d'ou } \text{pH} = -\log \text{H} = \text{colog H}$$

$$\text{Dans l'eau pure } -\text{pH} = 7$$

Une eau est acide si $\text{pH} < 7$, basique si $\text{pH} > 7$

Plusieurs facteurs conditionnent la valeur du pH, ce sont essentiellement la température, les carbonates de calcium et l'acide carbonique.

Méthode de mesure

Sur le terrain, nous avons mesuré le pH à l'aide d'un pH mètre à réactif de bleu de bromothymol et à comparaisons colorimétriques, la gamme de ce réactif $6,5 < \text{pH} < 8,5$ était choisie en fonction des analyses chimiques qui avaient été faites dans la région lors de captages de sources.

Les mesures de pH qui ont été effectuées aux laboratoires (Jouve, au S.R.A.E. à Aix, au C.R.G. de Thonon) ont été faites à l'aide d'un pH-mètre électrique à électrodes de verre et celui de référence au calomel.

Les résultats obtenus sur toutes les mesures réalisées sont :

pH maximum = 8,1
pH minimum = 6,65
pH moyen = moyenne de toutes les valeurs = 7,5

Ainsi les eaux des sources, du moyen Buech sont légèrement basiques.

II.3. LA DURETÉ DES EAUX DE SOURCE : DT

Les eaux riches en sel de calcium, principalement $\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ et CaSO_4 , sont dites dures, elles empêchent le savon de mousser et les légumes de cuire normalement ; d'autre part, par chauffage elles perdent du CO_2 et déposent du CaCO_3 .

La dureté est due exclusivement au calcium et magnésium.

Les eaux pauvres en sels de calcium (provenant des granites) sont dites douces.

L'expression de la dureté se fait en degré hydrotimétrique. C'est une unité arbitraire et

1 degré français = $5 ([\text{Ca}^{++}] + [\text{Mg}^{++}])$

Les concentrations étant exprimées en milliéquivalent/litre.

(Rappel 1 milliéquivalent/litre/mé/l = $\frac{\text{po\ss de l'élément en mg/l/x valence}}{\text{masse atomique de l'élément}}$)

Les normes françaises de potabilité préconisent les valeurs suivantes :

$15^\circ < \text{DT} < 30^\circ$

Les valeurs mesurées aux sources du moyen Buëch sont :

DT maximum : 41,7 °F
DT minimum : 12,8 °F
DT moyenne : 24,7 °F
Ecart type : 4,7 °F

Ainsi les eaux de la zone d'étude sont dures. ce qui est assez normal compte tenu de l'importance des calcaires dans cette région.

II.4. L'ALCALINITÉ DE L'EAU

L'alcalinité d'une eau est caractérisée par son titre alcalin complet (T.A.C.) elle correspond à la teneur en carbonates, bicarbonates et hydroalcalins contenus dans l'eau.

L'unité T.A.C. est aussi le degré français, il correspond aussi à 10 mg de Ca CO_3 par litre.

$$\text{T.A.C.} = 5 (\text{HCO}_3^-) \text{ lorsque } 4,5 < \text{pH} < 8,3$$

Remarque :

Il existe une relation entre DT et T.A.C. qui se trouvent exprimées par la même unité (le d°F) et correspondent chacune à 10 mg de Ca CO_3 .

Si $\text{DT} < \text{T.A.C.}$: la dureté est due exclusivement au carbonate et hydrocarbonate de calcium et magnésium.

Si $\text{DT} > \text{T.A.C.}$: il existe une dureté non carbonatée due aux sulfates, chlorures et nitrates de calcium et magnésium.

Les valeurs de l'alcalinité des 14 analyses chimiques réalisées dans le cadre de notre étude sont les suivantes :

T.A.C. maximum	: 35,6 °F
T.A.C. minimum	: 12,6 °F
T.A.C. moyen	: 22,8 °F
Ecart type	: 3,7 °F

II.5. EAUX AGRESSIVES OU INCRUSTANTES

- Une eau saturée en Ca CO_3 est dite calcifiante, elle déposera à sa sortie à l'air libre du Ca CO_3 .

- Une eau sous-saturée en Ca CO_3 est dite agressive ou incrustante mise au contact avec du Ca CO_3 solide (marbre par exemple) elle l'attaquera.

Le pH joue un rôle prépondérant par son effet direct ou indirect sur la solubilité des carbonates ou comme indicateur d'acide carbonique libre plus ou moins dissocié.

Le diagramme de Schmitt permet de visualiser l'agressivité d'une eau (figure 28). Dans le cas des sources du Moyen Buëch, une seule source analysée se trouve agressive, toutes les autres sont calcifiantes. Il suffit de se promener près des exutoires pour s'en persuader.

Application :

Il est intéressant lorsque l'on va capter une source de savoir si l'eau va attaquer les canalisations où si elle va déposer sur les parois des conduites. En fonction de cette propriété il faudra disposer des canalisations de diamètre important pour ne pas observer une obstruction de celles-ci.

II-6- EVOLUTION D'UNE EAU EN PRÉSENCE DE L'ATMOSPHÈRE

Nous avons remarqué que les sources qui s'écoulaient librement voyaient évoluer très rapidement leur pH, celui-ci prenant des valeurs égales à 8,5 : l'eau qui sort d'une nappe se trouve dans des conditions différentes de celles de l'aquifère ; elle tend à se mettre en équilibre avec ces nouvelles conditions telles que pression de CO_2 et nature du terrain où elle s'écoule. Il s'établit un échange de CO_2 et le système tend vers un état d'équilibre.

Nous avons vu que les eaux étudiées sont incrustantes, le produit $(\text{Ca}^{++}) (\text{CO}_3^{--})$ est instable et il va se former un précipité de CaCO_3 .

Au cours de cette évolution l'eau atteint un nouvel équilibre calco-carbonique et le pH augmente.

III - LES ELEMENTS CHIMIQUES ETUDIÉS

Les bicarbonates (CO_3H^-)

Ils proviennent essentiellement de la dissolution des roches calcaires suivant la réaction $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}^{++} + 2\text{HCO}_3^-$. La teneur en HCO_3^- des eaux est fonction de la température, du CO_2 de l'air et de l'activité bactérienne.

Les valeurs mesurées varient de 153,7 à 434 mg/l. C'est l'élément chimique le plus abondant dans 99 % des sources.

Le calcium (Ca^{++})

De la même façon que les carbonates il provient de la dissolution des calcaires et des gypses. L'enrichissement en Ca^{++} se fait dès les premiers mètres du sol. Les valeurs mesurées varient de 47,6 à 129,6 mg/l.

Le magnésium (Mg^{++})

Il provient des calcaires dolomitiques et des argiles d'altération. Les valeurs mesurées varient de 1,5 à 34 mg/l.

Le sodium (Na^+) et le potassium (K^+)

Ces cations sont associés aux minéraux argileux (illite, montmorillonite) une partie peut provenir de l'eau de pluie où nous avons mesuré jusqu'à 10 mg/l pour le Na. Les fortes teneurs proviennent d'eau de lessivage du Trias. La contamination des fosses d'aisance et des fumiers augmentent les teneurs en sodium, chlorure et potassium.

Les valeurs mesurées varient de 1,5 à 65,5 mg/l pour le sodium.

Les sulfates (SO_4^{--})

Ils peuvent être liés soit à la présence de gypse (Trias), soit au lessivage des marnes. Ils peuvent être aussi l'indice d'une pollution par les engrais ou les produits de traitement des vergers dans les plaines alluviales (traitement au CuSO_4). Leurs valeurs mesurées varient de 1 à 123 mg/l.

Les chlorures (Cl^-)

Ils proviennent du lessivage des terrains salés (Trias), des rejets humains et de l'eau de pluie.

Les valeurs mesurées varient de 0,1 à 47,9 mg/l.

Les nitrates (NO_3^-)

Ils sont présents dans l'eau en très faibles quantités. Ils proviennent de l'oxydation bactérienne des matières organiques. Une forte teneur en nitrates est un indice de pollution soit par des fosses d'aisance soit par des fumures exagérées. Les teneurs ne devraient pas dépasser 4,5 mg/l.

Les valeurs mesurées varient de 0,01 à 29,3 mg/l.

Le strontium (Sr^{++})

Cet élément n'a été mesuré que par le laboratoire de Thonon. Il est souvent associé aux sulfates des gypses du Trias pour former la cèlestine (Sr SO_4).

Les valeurs mesurées varient de 0,19 à 15,8 mg/l.

La silice (SiO_2)

Elle provient de la dissolution des niveaux de silex qui se trouvent dans les calcaires barrémiens et tithoniques.

Les valeurs mesurées varient de 2,82 à 14,32 mg/l.

III.1. LA COMPARAISON DES ANALYSES ENTRE ELLES

Les laboratoires d'analyses des eaux présentent les résultats en mg/l et en mé/l.

Pour chaque élément nous avons calculé son pourcentage par rapport au total des milliéquivalents (anion + cations). La comparaison permet de voir immédiatement si les proportions des éléments sont les mêmes et varient dans le même sens lors des variations de débits.

Parmi les nombreuses représentations possibles nous avons retenu :

- pour l'ensemble des analyses, le diagramme en losange de PIPER,
- pour définir des types d'eau, et pour les comparer :
 - . les diagrammes semi-logarithmique de H. SCHOELLER et BERKALOFF modifiés.
 - . les diagrammes linéaires de P. DULUC qui font intervenir les pourcentages des éléments par rapport à la minéralisation totale.

IV - GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

Les notions fondamentales d'hydrologie isotopique seront développées dans la deuxième partie. Nous nous contenterons ici de les rappeler brièvement.

Le tritium (H_3)

C'est l'isotope radioactif de l'hydrogène. Sa période est de 12,26 ans. Le tritium rencontré dans les eaux (précipitations et sources) a deux origines :

- une naturelle, provenant du bombardement des neutrons sur les constituants de la haute atmosphère et en particulier sur l'azote. Cette production est maximale aux pôles à une altitude de 15 km.

- une artificielle, provenant des essais thermonucléaires aériens qui ont débutés en novembre 1952.

Le tritium naturel ou artificiel est intégré aux molécules d'eau du réservoir atmosphérique et entre ainsi dans le cycle hydrologique naturel dans les précipitations.

Sa teneur s'exprime en unité tritium (UT), où 1 UT = 1 atome de ^3_1H pour 10^{18} atomes de ^1_1H .

Avant 1952 les teneurs des eaux de pluies étaient d'une dizaine d'UT (tritium naturel), elles ont atteint en France 5 000 UT en 1963, elles diminuent actuellement.

En mesurant les teneurs en UT des précipitations qui participent à la recharge et celles des eaux de la source et suivant un modèle mis au point au centre de recherches de Thonon, nous pouvons calculer l'âge moyen des eaux, le coefficient de recharge et par conséquent le volume des réserves.

L'oxygène 18 (O-18)

C'est l'isotope stable le plus lourd de l'oxygène, son abondance moyenne est de 0,2 % dans les eaux.

La composition isotopique en O-18 est donnée en part pour mille de différence par rapport à un standard de référence, et exprimé en δ avec :

$$\delta = \left(\frac{R \text{ échantillon}}{R \text{ standard}} - 1 \right) \times 1000 \text{ avec } R = \frac{O^{18}}{O^{16}}$$

Le standard de référence (SMOW) à un δ qui par définition est égal à 0. Un δ négatif correspond à un appauvrissement en isotope lourd. Le fractionnement isotopique varie en fonction inverse de la température. Comme la température varie elle aussi en fonction inverse avec l'altitude, les valeurs en O¹⁸ caractériseront une altitude donnée.

En mesurant les teneurs en O¹⁸ dans les précipitations et dans les sources nous pourrions donner avec assez de précision l'altitude moyenne des bassins versants qui alimentent ces sources.

Cependant les mesures doivent être étalées sur un ou plusieurs années car les pluies d'hiver sont plus pauvres en O-18 que celles de l'été. Dans le cadre de notre étude nous avons utilisé ces méthodes isotopiques pour les sources de Vivier et St Genis. Les teneurs des précipitations étant mesurées dans celles recueillies à la station de St Genis - Lagier.

Cependant, nous avons fait réaliser quelques analyses isotopiques sur des sources intéressantes soit par leur débit soit par les difficultés que nous rencontrions pour déterminer l'impluvium.

Les teneurs en tritium mettent en évidence une source très différente, celle de Vivier avec une teneur très faible correspondant certainement à un fort pourcentage d'eau antérieur à 1952. La source de St Genis a une teneur plus faible que les autres sources qui de toute évidence ont des eaux dont l'âge moyen est d'environ deux années (tableau 16).

Les teneurs en O-18 semblent assez bien correspondre à l'altitude moyenne de leur bassin versant.

	: Torrent : Blème : H ₃	: Source : Montclus : n° 26 : H ₃	: Raoux : n° 15 : H ₃	: Lagier : n° 17 : H ₃	: Prê : Barety : n° 16 : H ₃	: St Genis : n° 18 : H ₃
5/11/71	: 151 ± 14	: 164 ± 15	: 181 ± 16	: 173 ± 15	: 179 ± 15	: 141 ± 13
	: Vercueil : n° 32 : H ₃	: Grimaudière : n° 1 : H ₃	: St Genis : n° 18 : H ₃	: Vivier : n° 23a : H ₃	: 0 ¹⁸	: 0 ¹⁸
10/02/72	: 191 ± 16	: - 8,8	: 231 ± 18	: - 8,7	: 142 ± 13	: - 9,5
	: 34 ± 7	: - 8,9				
	Source Tresclaux n°35 le 25/8/72 = H ₃ = 162 ± 13 ; 0 ¹⁸ - 9,1 ‰					
	Moyenne source St Genis H ₃ = 154 UT ; 0 ¹⁸ - 9,2 ‰					
	Moyenne Vivier H ₃ = 38 UT ; 0 ¹⁸ - 8,5 ‰					

Tableau n° 16 : teneur en H₂ et 0¹⁸ de quelques sources du bassin du moyen Buëch.

CHAPITRE VI

COMPORTEMENT DES DIFFERENTS AQUIFERES

De très nombreuses sources plus ou moins importantes s'écoulent dans la zone de l'étude. De plus de nombreux puits se trouvent dans des fermes au-dessus des nappes alluviales.

Nous avons suivi durant deux ans 75 sources, 47 puits et quelques points précis au niveau des torrents.

Nous avons pu analyser les eaux de 35 sources, 4 puits et 3 torrents. Certains points d'eau ont bénéficié d'un suivi chimique plus important et c'est au total 141 analyses chimiques qui ont été réalisées.

Dans la région du moyen Buëch, du fait de l'absence d'épaisse formation superficielle et d'une tectonique assez simple, nous arrivons facilement à déterminer l'aquifère de chaque source.

Nous avons groupé les sources par "familles géologiques" et nous avons étudié leurs caractéristiques physiques et chimiques.

Nous distinguerons :

- les terrains à perméabilité en grand : les calcaires du Tithonique Berriasien et à des degrés moindres ceux du Barrémo-Bédoulien.
- les terrains à perméabilité en petit représentés par les alluvions et elluvions et les éboulis au bas des falaises.
Les glissements et effondrements peuvent être considérés comme des terrains mixtes.

I - LES EMERGENCES DES CALCAIRES BERRIASIENS-TITHONIQUES

L'aquifère est composé :

- des calcaires de base du Berriasien,
- des calcaires du Portlandien-Kimméridgien,
- dans certains cas, des calcaires du Rauracien, Argovien supérieur.

Les sources apparaissent au niveau des premiers bancs plus marneux.

L'imperméable est constitué par les marnes des Terres Noires (au sens large)

Au coeur des synclinaux la nappe doit se trouver en charge, car il y a au sommet du Berriasien une épaisse série de marnes.

I.1. DESCRIPTION DES AQUIFÈRES

I.1.1. LES SOURCES DES GORGES DE MONTCLUS

En fait, nous observons plusieurs émergences dont certaines sont temporaires.

1) Les émergences pérennes

- Les sources de la rive droite (n° 2b) apparaissent au bord de la Blème, à l'amont et l'aval du tunnel creusé dans les calcaires tithoniques : l'eau d'ailleurs sort entre ces bancs.

- A l'aval du petit barrage près du canal, nous observons deux petites sources dont une est captée et alimente le moulin (n° 2a).

2) Les émergences temporaires

Après les importants épisodes pluvieux et au printemps lors de la fonte des neiges, nous observons :

- d'abord une venue d'eau en rive gauche (n° 2c) qui apparaît entre bancs à environ 1,50 m au-dessus du lit de la Blème.

- ensuite, le caniveau en bordure droite de la route nationale (n° 2d) habituellement à sec, se trouve alimenté par un débit important ; or, il ne recueille l'eau d'aucun talweg ; l'eau apparaît ici aussi d'entre les bancs.

- enfin si l'épisode pluvieux se poursuit ou si les pluies sont très importantes une cascade qui se trouve en rive gauche (n° 2e) se met à couler. Son exutoire se trouve à 20 mètres au-dessus du niveau des autres sources.

Le 22 mars 1971 après quatre jours de pluie totalisant 152 mm d'eau nous avons estimé les débits suivants :

- 2a = 4 l/s,
- 2b = 50 l/s,
- 2c = 50 l/s,
- 2d = 11 l/s,
- 2e = 250 l/s.

Le 27 mars la cascade était tarie et le débit du caniveau avait diminué de moitié.

Explications du phénomène : les émergences se trouvent au niveau de la terminaison du synclinal de l'Épine. La Blème recoupe à ce niveau les calcaires tithoniques et coule ensuite sur des terrains beaucoup plus imperméables. L'eau de pluie qui s'est infiltrée au niveau des versants calcaires du synclinal s'est accumulée dans l'axe de celui-ci. Les argiles et calcaires marneux inférieur ne se prêtant pas à une percolation plus profonde l'eau s'écoule au point bas de la structure calcaire entaillée par le torrent de la Blème. Une faille transversale (dont on voit le miroir) sert de cheminée d'équilibre à la nappe lorsque le niveau de celle-ci s'élève trop rapidement.

Dès que le niveau hydrostatique est inférieur à l'altitude de la cascade celle-ci tarit, il en est de même pour les émergences au-dessus du niveau du torrent.

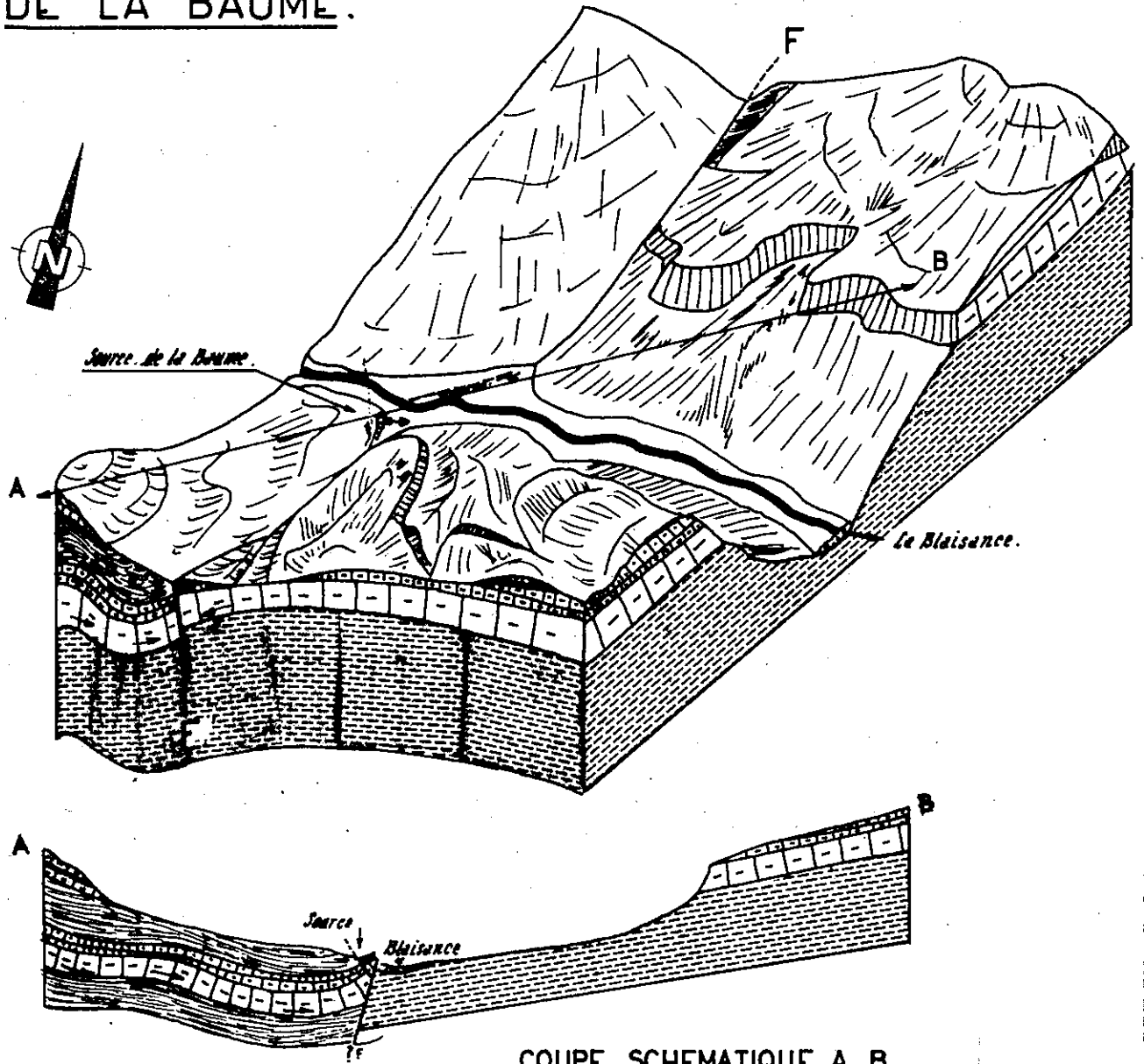
I.1.2. LA SOURCE DE SAINT GENIS (n° 18).

Elle sort dans l'axe du synclinal, au point bas de la structure. Son étude de détail sera faite dans la deuxième partie.







I.1.3. LA SOURCE DE LA BEAUME (n° 38), (figure 29)

Elle se trouve en rive droite de la Blaisance ; elle sort contre un éperon de calcaire tithonique et s'écoule dans la Blaisance et dans

fig:29 BLOC DIAGRAMME DU SITE DE LA SOURCE DE LA BAUME.



COUPE SCHEMATIQUE A-B

-  *Alluvions*
-  *Hauterivien: alternance de Calcaires et de Marnes.*
-  *Valanginien: marnes imperméables.*
-  *Bérriassien: Calcaires en petits bancs imperméables.*
-  *Tilkonien: aquifère principal perméable en grand.*
-  *Terres Noires: imperméables.*
- F** *faille*

ses alluvions. C'est pour cette raison que nous ne possédons que peu de mesures exactes, obtenues par jaugeages au micromoulinet des débits du torrent à l'amont et à l'aval de l'exutoire. Cette source est liée à la structure géologique des calcaires et aux mouvements tectoniques qui l'ont affecté. En effet, une grande faille méridienne a provoqué l'affaissement du compartiment amont qui possède une structure synclinale. La nappe des calcaires tithoniques "butte" contre les Terres Noires. Elle remonte donc le long de cette faille et sort sous le rocher de la Beaume.

I.1.4. LES SOURCES DES DOUCES (n° 57), (figure 30)

En face du village d'Orpierre, nous apercevons en rive droite du Cèans, une falaise de calcaire tithonique ; un accident géologique montre immédiatement à sa base les Terres Noires. C'est à ce contact que nous avons trouvé les sources des Douces qui servent à l'alimentation du village.

Il existe 2 émergences principales dont une tarit lors des étiages importants (1970) mais en hautes eaux, nous observons, ici aussi de nombreux exutoires.

La carte géologique met en évidence l'existence d'un compartiment médian composé de calcaires berriasiens tithoniques qui reposent en face le village d'Orpierre sur les Terres Noires.

L'eau qui circule dans ces calcaires sourd au niveau de la faille et donne naissance aux sources des Douces.

I.1.5. LA SOURCE DU Puits D'ORPIERRE (n°58)

Les gorges d'Orpierre sont l'équivalent de celles de Montclus, mais avec une tectonique plus compliquée.

Un puits se trouve juste à l'amont du village au niveau où les calcaires sommitaux tithonique-berriasiens s'ennoient vers l'amont sous les alluvions et les terrains sus-jacents. En hautes eaux le puits déborde et l'eau s'écoule dans le Cèans en bordure duquel apparaissent aussi d'autres émergences.

Les circulations et les formes d'émergences sont identiques à celles déjà décrites.

D'après les analyses chimiques, il ne semble pas qu'il y ait mélange des eaux de la nappe du Tithonique avec celle des alluvions alimentée par le Cèans.

Il se peut cependant qu'il y ait mélange en hautes eaux mais nous ne possédons pas suffisamment d'analyses pour lever l'incertitude.

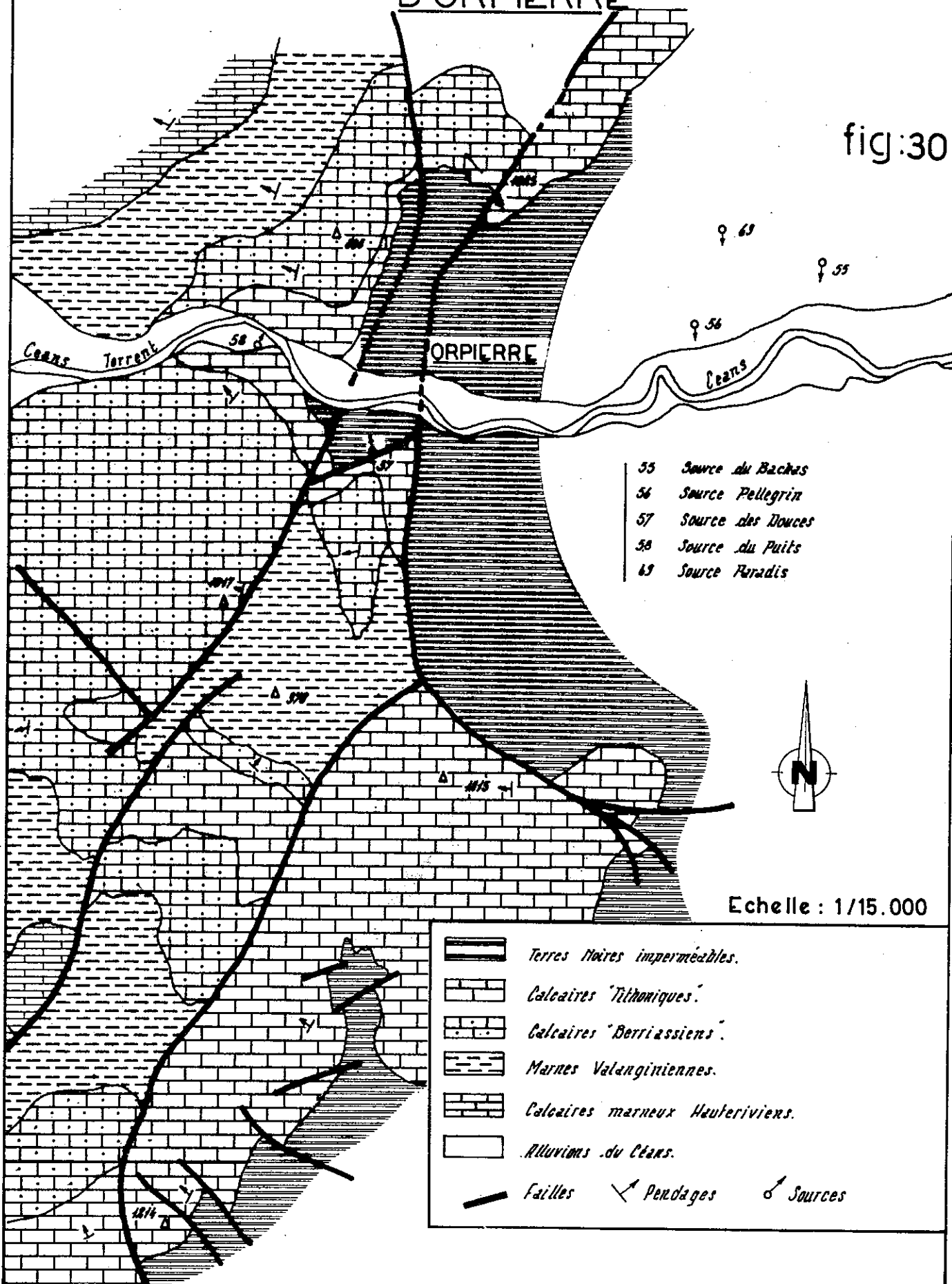
B. E. :	CO ₃ H ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	SO ₄ ⁻	Na ⁺	Cl ⁻	K ⁺	NO ₃ ⁻	Si	P	pH
Source du Puits	311,1	72	21,9	14,4	5,5	10,6	1,5	3,4	5,8	2250	7,4
Torrent	231,8	69,2	7,8	31,2	9,0	10,6	3,5	1,9	6,2	2700	7,9
Source	240,3	76	2,1	trace	2,1	12,8	1,5	0,6	?	2910	7,8
Torrent	244	79	2,7	13	4,8	3	?	?	?	3030	9
H. E.	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:

B.E. : Basses eaux HE = Hautes eaux

Tableau 17 : comparaison des deux couples d'analyses chimiques du torrent du Cèans et de la source du Puits.

GEOLOGIE DES SOURCES DE LA REGION D'ORPIERRE

fig:30



I.2. LES DÉBITS

Les calcaires tithoniques ont une perméabilité en grand due, d'une part, aux failles et diaclases et, d'autre part, aux joints de stratification. Le temps de réponse très court et les débits importants consécutifs aux fortes averses indiquent une transmission rapide de la pression hydrostatique. Nous n'avons trouvé dans la région que deux réseaux karstiques fossiles qui ne dépassent pas une vingtaine de mètre de développement.

Nous remarquons (tableau 18 et figure 31) que les débits varient dans les rapports de 7 à 30 ; les débits maxima ont été observés au printemps 1971 lors des grandes crues de Mars-Avril-Mai. Nous n'avons jamais pu observer le maximum de la crue à toutes les sources. Celles des gorges de Montclus ont pu être suivies avec beaucoup plus de régularité, mais nous ne pouvions que procéder à l'estimation de leurs débits.

Courbe de tarissement

Nous n'avons pu les tracer avec précision que pour la source des Douces. Nous remarquons que la courbe débit tend à une allure exponentielle. Nous l'avons reportée sur papier semi-log et nous avons obtenu 2 segments de droite correspondant à la décrue et au tarissement. La formule de Maillet : $Q = Q_0 e^{-\alpha t}$ nous a donné :

$$\alpha 1 \text{ coefficient de décrue} = 4,42 \cdot 10^{-4}$$

$$\alpha 2 \text{ coefficient de tarissement} = 1,05 \cdot 10^{-4}$$

$$\text{avec débit initial de tarissement } Q_0 = 1,1 \text{ l/s}$$

N° de la source	Altitude en m	Température				Débit			Résistivité		
		Mx	Mi	Moy.	Δt	Mx	Mi	ΔQ	Mx	Mi	Moy
2a	690	12,8	10,5	11,7	2,3	4	0,25	16	5700	2980	3700
2b	694	13	11,2	12,1	1,8	50	3	16	5100	3280	3790
2c	695	12,8	10,4	11,6	2,4	11	0		4630	3200	3720
2d	697	13,2	10,4	11,8	2,8	50	0		5200	3100	3700
2e	720	12,8	9,6	11,2	3,2	250	0		5700	3330	4150
18	815	10,8	10,2	10,5	0,6	70	10	7	3140	2300	2680
38	720	10,9	10,5	10,7	0,4	200	10	20	3630	2460	2900
57	705	9,9	9,2	9,6	0,7	15	0,5	30	2780	2340	2550
58	690	10,7	8,0	9,4	2,7	40	5	8	2760	2300	2550

Tableau 18 : caractéristiques physiques des sources du Tithonique-Berriasien avec $t = t^0 Mx - t^0 Mi$ et $\Delta Q = \frac{Q Mx}{Q Mi}$

I.3. LES TEMPÉRATURES

Les températures (tableau 18) sont, à l'exception de celles des Douces et de la source du Puits, bien en dessous de la courbe adret. Ce qui indique que les eaux circulent profondément ; les structures synclinales des aquifères se prêtent volontiers à cette hypothèse.

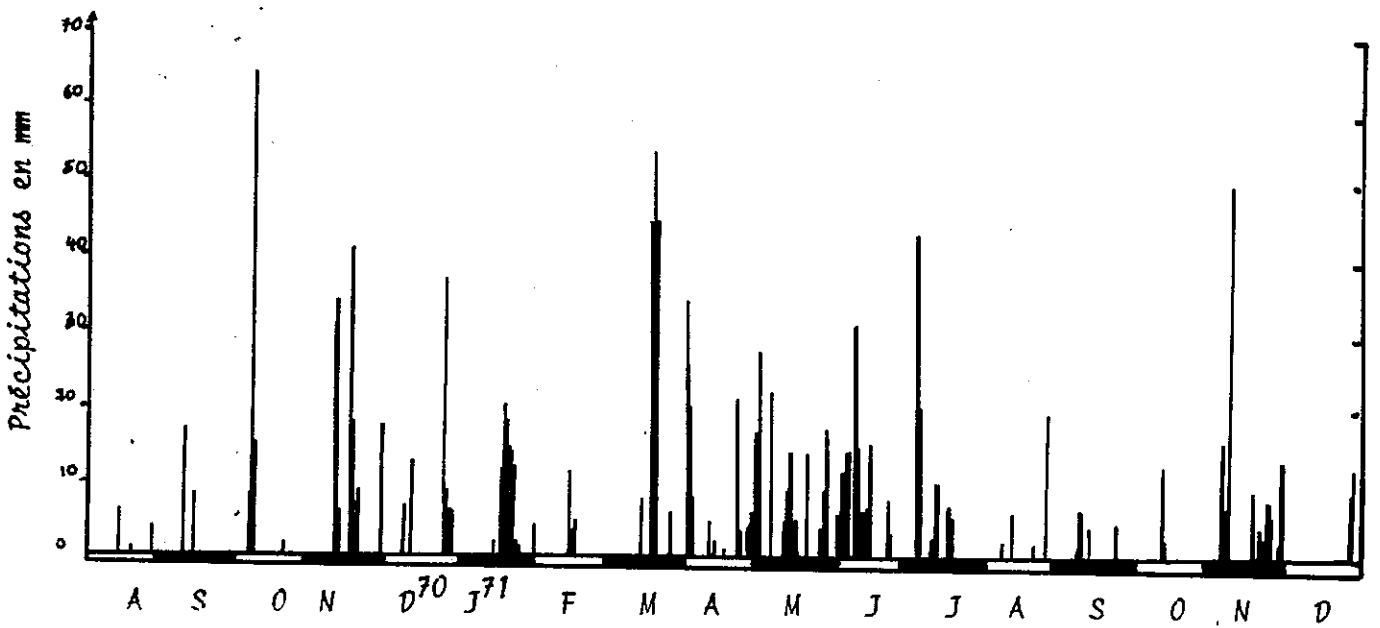
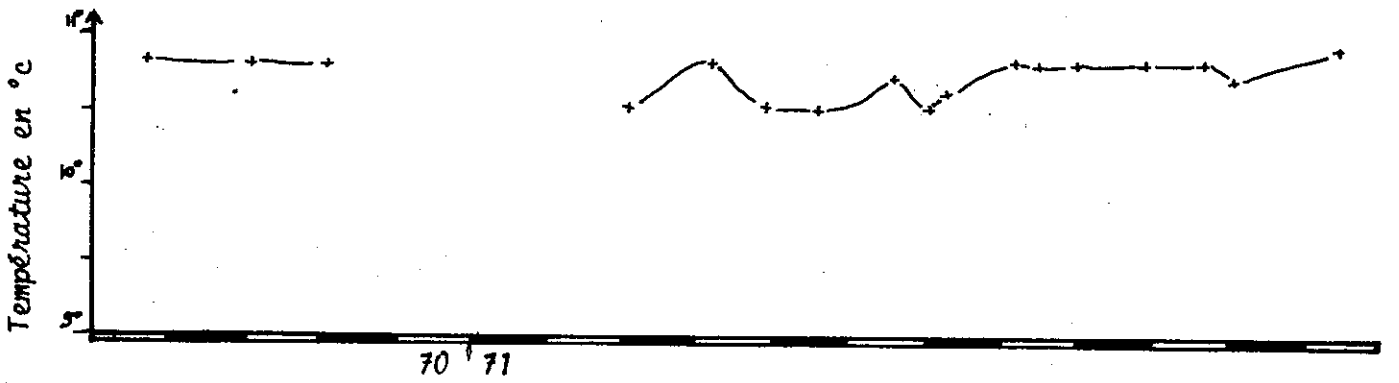
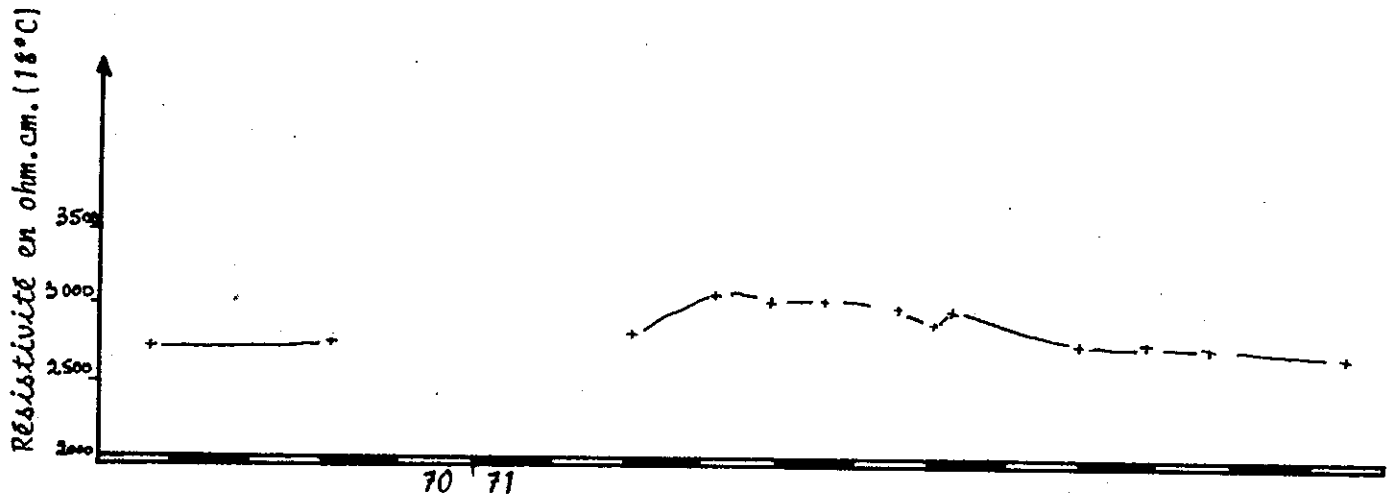


Figure 31 : Caractéristiques de la source de la Beaume

Variation de températures

Les écarts de température sont très faibles : 0°4, 0°6 et 0°7 pour la Beaume. St Genis et les Douces et plus élevés pour les autres (2°3 et 2°7).

Nous avons observé le phénomène suivant :

- à la suite d'épisodes pluvieux importants les débits augmentent considérablement et les températures diminuent. Leurs valeurs deviennent minimales lorsque le débit est maximal. Elles augmentent ensuite pour retrouver après quelques temps leur valeur initiale.

Nous pensons qu'une partie des précipitations qui s'infiltrent emprunte des circulations privilégiées et arrive très rapidement à l'exutoire. Il n'y a donc mélange qu'avec le volume d'eau se trouvant près des griffons, la température faible des eaux de pluie (précipitations de printemps et d'automne dans notre cas) abaisse d'une manière importante la température de l'eau.

I.4. LES RÉSISTIVITÉS

Mises à part les Douces et la source du Puits d'Orpierre (2500 scm) les résistivités moyennes sont relativement élevées de 2700 à 3800 scm pour les sources pérennes.

Variations de la résistivité

Les valeurs maximales que nous avons reportées dans le tableau 18 ont été mesurées immédiatement après les grandes crues de printemps 1971. Nous avons alors observé les phénomènes suivants : au moment du débit maximal la résistivité de l'eau atteint des valeurs bien supérieures aux valeurs habituellement rencontrées.

Immédiatement après la crue, on observe une diminution de la résistivité qui s'apparente à une décrue (rapide au début puis lente ensuite). Une partie des précipitations circulant très rapidement, provoque une diminution de la température et une augmentation de la résistivité.

Le tableau 19 montre que les résistivités mesurées en hautes eaux ont toutes augmenté par rapport à celles mesurées en basses eaux.

I.5. COMPOSITION CHIMIQUE

Les résultats des analyses des eaux des sources en hautes eaux et basses eaux sont reportés dans la tableau 19

Les eaux se caractérisent par des teneurs de :

- CO_3H variant de 194 à 311,1 mg/l (3,18 - 5,10 mē/l),
- Ca^{++} variant de 65 à 100 mg/l (3,24 - 5 mē/l),
- Mg^{++} variant de 2,1 à 21,9 mg/l (0,18 - 18 mē/l),
- SO_4^{++} variant de quelques traces à 31,2 mg/l (0,65 mē/l),
- Na^+ variant de 1,5 à 6,5 mg/l (0,06 - 0,28 mē/l),
- Cl^- variant de 1,4 à 12,8 mg/l (0,04 - 0,36 mē/l),

Les teneurs en K^+ et NO_3^- restent très faibles.

Désignation	Date	CO ₃ H ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	SO ₄ ⁻	Na ⁺	Cl ⁻	K ⁺	NO ₃	Sr ⁺⁺	SiO ₂	Σ ⁺	Σ ¹⁸	t°	Q	pH	
Tunnel 2 b b.e.	03.11.70	212,3	66	2,9	4,2	2,5	12,5	0,5	0,3		5,3	306,2	2375				
		3,4	3,3	0,24	0,12	0,11	0,26	0,001	0,002	-		7,52	2975	12,9	5	7,48	
		46,1	43,8	3,2	1,6	1,4	3,4	0,2	0,6								
Tunnel 2 b h.e.	28.04.71	193,9	64,8	2,4	9,6	1,5	4,6		1,2			278,4					
		3,18	3,24	0,2	0,2	0,06	0,13	0	0,1	-		7,03	7,03	3199	11,8	8	7,65
		45,23	44,08	2,84	0,85	1,84			0,28								
Tunnel 2 b	07.11.71	208,5	66	3,3	11,4	1,9	1,55	0,34			0,35	4,37	297,6				
		3,42	3,29	0,27	0,24	0,08	0,04	0,001			0,008		7,37		12,8	3	
		46,34	44,67	3,66	3,21	1,12	0,59	0,12			0,11						
Beaume 38 b.e.	03.11.70	286,7	86,4	5,8	13,7	4,5	3,6	1	0,9			4,9	406,6				
		4,7	4,32	0,48	0,29	0,2	0,1	0,03	0,01				10,10	2384	10,8	7	7,55
		46,4	42,64	4,73	2,86	1,97	0,99	0,3	0,1								
Beaume 38 h.e.	28.04.71	244,0	77,6	2,9	9,6	2,5	7,1	0,1	0,3				343,8				
		4,0	3,88	0,24	0,2	0,11	0,2	0,001	0,003				8,63	2712	10,5	60	7,6
		46,35	44,95	2,78	2,31	1,27	2,31	0,02	0,03								
See Puits Orpierre 58 b.e.	03.11.70	311,1	72,0	21,9	14,4	5,5	10,6	1,5	3,4			5,8	442,1				
		5,10	3,6	1,80	0,3	0,24	0,30	0,04	0,05				11,38	2085	10,5	3	7,4
		44,62	31,49	15,75	2,62	2,09	2,62	0,34	0,43								
See Puits Orpierre h.e.	28.04.71	240,3	76,0	2,1	1	4,0	12,8	1,5	0,6				337,3				
		3,94	3,80	0,18	0,03	0,17	0,36	0,04	0,006				8,5	2698	9,5	30	7,8
		46,35	44,71	2,12	0,1	2,0	4,24	0,47	0,06								
Les Douces 57 b.e.	03.11.70	305,0	92,0	6,3	14,4	5,5	3,6	0,5	3			4,4	431,7				
		5,0	4,6	0,52	0,30	0,24	0,1	0,01	0,05				10,77	2085	9,7	0,7	7,75
		46,21	42,51	4,80	2,77	2,21	0,92	0,09	0,46								
Les Douces 57 h.e.	28.04.71	355,5	100,0	6,6	1,0	2,5	9,2	1	1,2				475,6	475,6			
		5,5	5,0	0,54	0,02	0,11	0,26	0,03	0,1				11,79	2143	9,4	5	7,45
		48,08	43,70	4,72	0,16	0,96	2,27	0,2	0,16								
Torrent Cèans Amont See 38	03.11.70	231,8	69,2	7,8	31,2	9,0	10,6	3,5	1,9			6,2	369				
		3,80	3,46	0,64	0,65	0,39	0,30	0,09	0,03				9,33	2510			7,9
		40,98	37,32	6,9	7,01	4,2	3,23	0,97	0,32								
2ème torrent amont See 2b	07.11.71	235,5	77	7,0	43	8,6	5,05	2,9			0,73	6,05	385,8				
		3,86	3,842	0,576	0,895	0,374	0,142	0,074			0,017		9,79				0,15
		39,2	39,2	5,88	9,15	3,82	1,45	0,75			0,17						

Tableau 49 : Caractéristiques physico-chimiques des sources du Tithonique (premier chiffre concentration en mg/l, deuxième chiffre concentration en mē/l, troisième chiffre pourcentage de la minéralisation totale).

Nous remarquons que le chimisme des eaux varie d'une source à l'autre mais aussi en fonction de l'état de la nappe (basses et hautes eaux).

L'ensemble des variations en valeur absolue est représenté sur le diagramme Schoeller - Berkaloïf (figure 32).

D'une manière générale lorsque les débits augmentent les concentrations varient de la façon suivante :

- diminution des teneurs en bicarbonates,
- stabilité des teneurs en calcium,
- diminution des teneurs en magnésium, sodium et sulfates,
- augmentation des teneurs en chlorures,
- augmentation du pH,
- diminution de la minéralisation totale,
- augmentation de la résistivité.

Le report des analyses chimiques sur les diagrammes P.DULUC (figure 33) montre une augmentation des pourcentages relatifs des bicarbonates, calcium et chlorure et une diminution des teneurs en magnésium, sodium et sulfates.

I.6. CONCLUSION SUR LES AQUIFÈRES TITHONIQUES BERRIASIENS

L'alimentation en eau se fait par les versants des structures synclinales au niveau des calcaires berriasiens, portlandiens, et kimméridgiens. L'eau s'infiltré à travers les fissures, micro-chenaux et inter-bancs. Elle atteint ainsi le coeur des structures calcaires (une percolation plus profonde n'est pas possible à cause de l'importance de la série Terres Noires).

Les nappes s'épanchent soit au point bas des structures, soit à la faveur d'accidents méridiens. Leurs débits sont importants même à l'étiage. Actuellement elles ne sont que très partiellement exploitées en raison justement de leur mode d'émergence et de leur faible altitude par rapport aux localités importantes.

L'évolution de la résistivité, de la température, du chimisme des eaux et de leur dérive nous permet d'avancer l'hypothèse suivant laquelle il existerait dans ces calcaires des cheminements préférentiels qu'emprunterait une partie des précipitations lors des épisodes pluvieux importants.

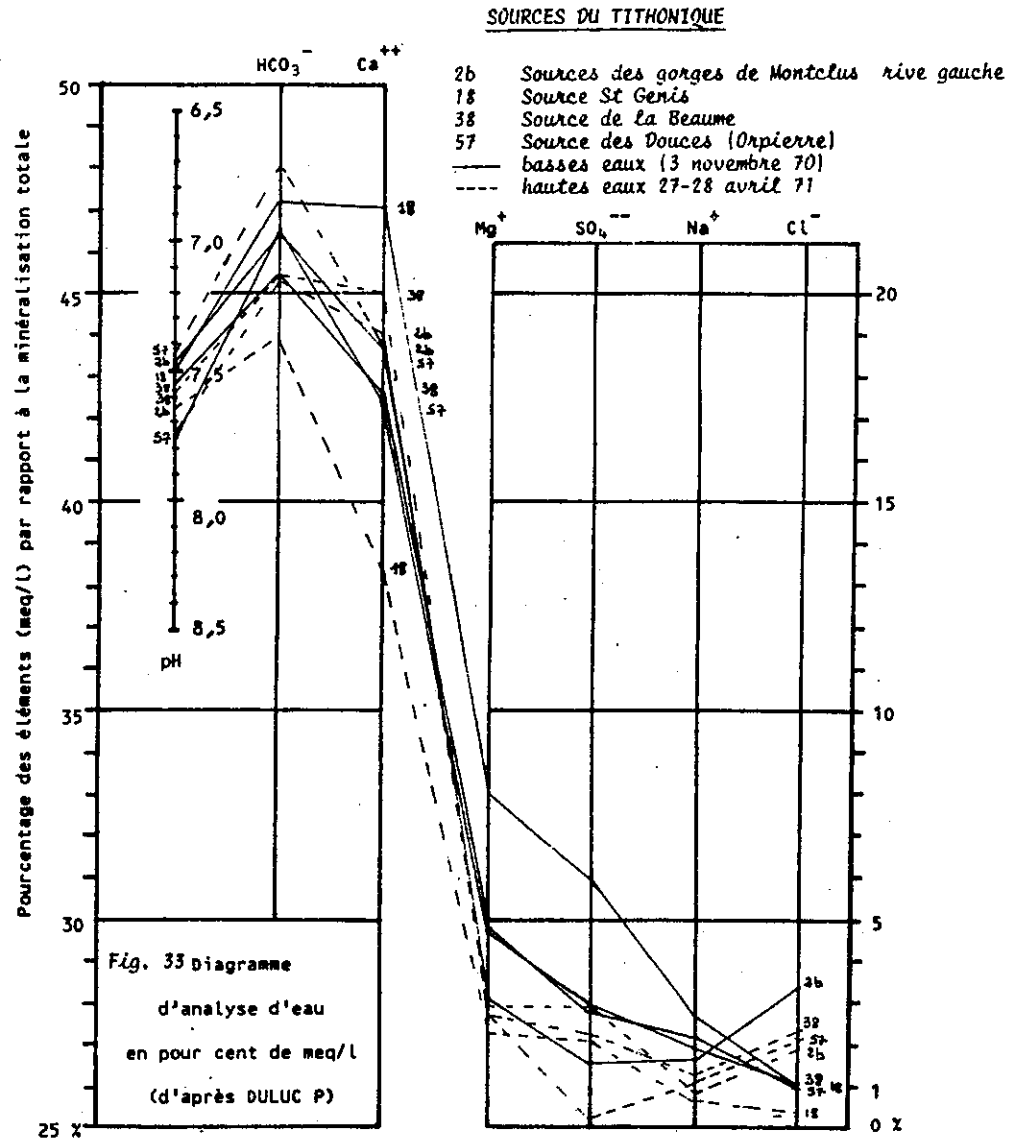
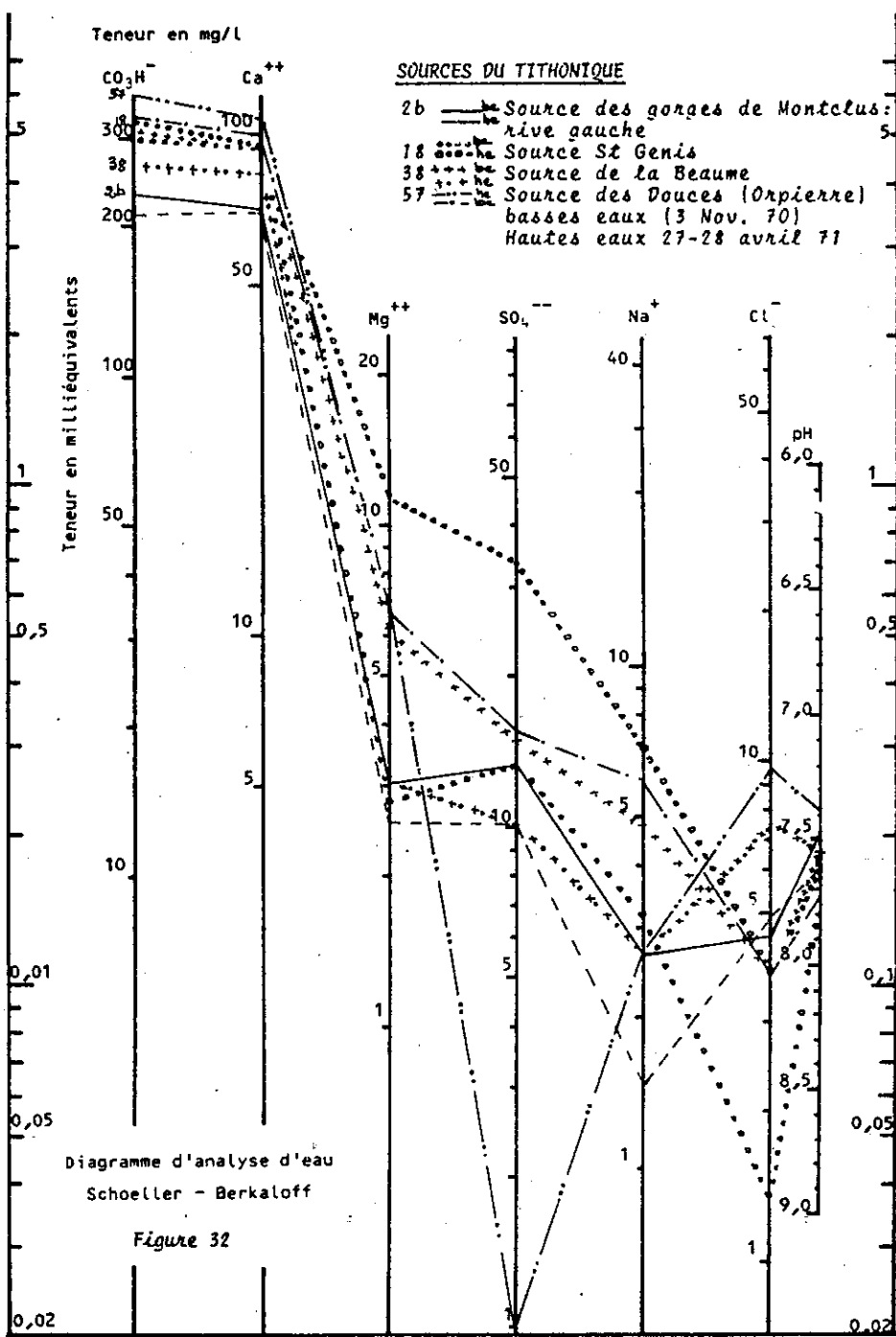
Cet apport rapide d'eau peu minéralisée et "froide" provoque un abaissement de la température, une augmentation de la résistivité et une diminution de tous les ions sauf des chlorures qui proviennent justement des eaux de pluie

II - LES EMERGENCES ISSUES DES CALCAIRES BARREMO-BEDOULIENS

II.1. GÉNÉRALITÉS

Nous ne rencontrons ces terrains qu'à l'Ouest du Buëch ; leur épaisseur ne dépasse pas 200 mètres. La série débute par des calcaires gris en plaquettes sonores, viennent ensuite des calcaires à silex et des calcaires marneux qui présentent souvent des figures de slumpings. La série se termine par des calcaires massifs surmontés par des calcaires en plaquettes jaunâtres formant la transition avec les marnes aptiennes.

Cet ensemble calcaire a donné naissance à de nombreux éboulis.



II.2. DESCRIPTION DES ÉMERGENCES (TABLEAUX 20 ET 21)

Les sources issues du Barrême-Bédoulien sont nombreuses ; nous ne décrirons que trois grandes familles correspondant à des types d'émergences.

I.2.1. LES VENUES D'EAU AU NIVEAU DES CALCAIRES MARNEUX DU BARREMIEN : SOURCES DES PEUPLIERS (6) ET DE PETIT TERRUS (7a, 7b)

Ces émergences se trouvent en rive droite de la Blème, à l'amont du village de Montclus. La première apparaît à un interbanc marneux, les autres viennent au jour au travers d'un matériel hétérogène d'argile et d'éboulis qu'elles font glisser lors de leurs crues.

II.2.2. LES VENUES D'EAU AU CONTACT DES MARNES BLEUES DE L'ALBIEN

Ensemble des sources Grand Terrus (8), Villette (10), Struis (11 a, 11b).

Ces émergences s'alignent suivant le contact : calcaires Bédouliens, marnes bleues gargasiennes.

Nous n'avons pas pu déterminer exactement les causes de ces venues d'eau, nous proposons les hypothèses suivantes :

Hypothèse 1 : L'eau qui s'est infiltrée sur les versants constitués par les calcaires barrémiens et bédouliens circule entre les diaclases et entre bancs calcaires. Au niveau des sources la nappe butterait contre une zone plus compacte qui provoquerait son exhaure (zone de compression de charnière synclinale n'ayant pas encore été soumise à l'altération atmosphérique et à la décompression.

Hypothèse 2 : La nappe occuperait la masse des calcaires formant le synclinal, elle serait alors captive entre deux niveaux marneux (Hauterivien - Gargasien) et s'épancherait sur ses bordures latérales. Dans ce cas là nous devrions observer comme pour le Tithonique des émergences au point bas de la structure : ce n'est pas le cas.

Hypothèse 3 : Une faille locale, abaissant la zone à l'aval des sources et mettant en contact marnes bleues et calcaires bédouliens pourrait être à l'origine des émergences. Nous n'avons pas trouvé les indices d'un tel accident mais cela est peut-être dû à la présence du couvert végétal sur les marnes. C'est à notre avis l'hypothèse la plus probable.

II.2.3. LES SOURCES ISSUES D'ÉBOULIS BARREMO-BÉDOULIENS CACHANT LE VÉRITABLE GRIFFON

Les Pères (9), Chauvet (36), Alzaras (46), Bellefeuille (47), Oubriou (44-45) et Vaucluse (48-49).

Le mécanisme de circulation des eaux de ces sources est relativement simple : l'eau qui sourd d'entre les bancs calcaires barrémiens s'écoule ensuite dans les éboulis et vient au jour lorsqu'elle rencontre un niveau plus argileux ou le plus souvent à la rupture de pente.

Désignation et numéro de code	Alti- tude	Températures				Débit l/s			Résistivité 52 - cm		
		Mx	Mi	t	moy	Mx	Mi	Δ Q	Mx	Mi	moy
Peuplier 6	780	11,8	9,8	2,0	10,8	3,5	0,12	30	4300	2020	2660
Petit terrus 7a	790	12,4	9,9	2,5	11,2	40	0,4	100	3570	2140	2690
Petit terrus 7b	775	11,2	10,0	1,2	10,6	3	0,1	30	2860	1860	2300
Grand terrus 8	832	11,0	8,5	2,5	9,8	1,9	0,5	4	2980	2260	2370
Les Pères 9	820	10,0	6,7	3,3	8,4	20	1	20	3200	2560	2370
Villette 10	1014	10,7	9,6	1,1	10,2	25	0,8	33	4960	2730	3170
Struiss bas 11a	980	10,6	10,1	0,5	9,8	15	2	8	3500	2720	3006
Struiss haut 11b	1070	10,4	9,2	0,5	9,8	18	0,8	22	4320	2800	3000
Chauvet 36	808	9,6	7,1	2,5	8,4	15	0,5	30	3380	2500	2740
Fontaine Mont- jay 41	805	13,5	7,5	6,0	10,5	1,9	0	-	2900	2660	2700
Oubriou 44	890	9,7	5,2	4,5	7,5	25	0,2	120	3640	2410	2980
Oubriou Cbne 45	975	11,2	7,3	3,9	9,3	7	0,1	70	3700	2480	2810
Alzaras 46	880	12,0	6,2	5,8	9,1	4	0,35	12	3200	2780	2640
Bellefeuille 47	920	13,8	6,8	7,0	10,3	4	0,04	100	2800	2100	2450
Vaucluse basse 48	922	10,5	9,4	1,1	10,0	4	0,5	8	2850	2380	2700
Vaucluse haute 49	940	11,2	9,4	1,8	10,3	7	0,12	55	2930	2460	2780

Tableau 20 : Caractéristiques physiques des sources du Barrême - Bédoulien

Désignation	Date	CO ₃ H	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	SO ₄ ⁻	Na ⁺	Cl ⁻	K ⁺	NO ₃	Si	Σ ⁺	Σ ⁻	Σ 18°	t°	Q	pH	
Mathieu 8 b.e.	03.11.70	337,9	97,2	8,3	24	7,3	3,6	0,8	0,05	3,6	484,7	12,02	2042	8,8	0,83	7,35	
		5,54	4,96	0,68	0,5	0,32	0,1	0,02	0,004								
		45,68	40,90	5,60	4,12	2,63	0,82	0,16	0,035								
Mathieu 8 h.e.	28.04.71	322	96,0	11,6	30,6	5	2,8	0,9	1,2		468,9	12,0	1966	9,7	1,7	7,7	
		5,28	4,80	0,96	0,64	0,22	0,08	0,02	0,02								
		43,93	39,92	7,99	5,32	1,83	0,67	0,16	0,16								
Les Pères 9	03.11.70	276,7	92	1,9	19,2	4,7	3,5	0,4	0,05	5,4	402,4	10,04	2382	10,2	1,4	7,55	
		4,52	4,6	0,16	0,4	0,2	0,1	0,01	0,004								
		45,24	46,04	1,6	4,0	2,0	1,01	0,7	0,04								
Villette 10 b.e.	03.11.70	263,9	75,2	5,8	14,4	4,5	3,7	0,8	0,05	4,9	363,1	9,02	2774	10,6	0,83	7,45	
		4,16	3,76	0,48	0,3	0,2	0,1	0,02	0,004								
		46,12	41,69	6,32	3,32	2,22	1,1	0,22	0,05								
Villette 10 h.e.	28.04.71	294	91,2	4,0	9,6	2,3	0,1	1,0	2,6		402,2	10,04	2389	9,8	1,0	7,5	
		4,82	4,56	0,34	0,2	0,1	0,003	0,07	0,04								
		47,81	45,23	3,37	2,0	0,99	0,03	0,20	0,4								
Struiss 11a b.e.	03.11.70	275,7	85,6	5,8	19,2	3,0	3,5	0,8	0,5	6,1	399,7	9,98	2422	10,3	2,4	7,6	
		4,52	4,28	0,48	0,4	0,13	0,1	0,02	0,04								
		45,48	43,06	4,82	4,03	1,31	1,01	0,2	0,35								
Struiss 11 a h.e.	28.04.71	262,3	80,8	6,8	19,2	3,0	2,1	1	2,6		375,2	9,52	2558	10,2	8	7,95	
		4,3	4,04	0,56	0,4	0,13	0,06	0,02	0,04								
		45,02	42,33	5,86	4,18	1,36	0,62	0,20	0,42								
Chauvet 36 b.e.	03.11.70	301,3	84,8	10,9	22,0	5,0	3,6			5,6	433,2	10,85	2365	9	0,75	7,75	
		4,94	4,24	0,9	0,46	0,22	0,10										
		46,49	39,04	8,28	4,24	2,03	0,92										
Chauvet 36 h.e.	28.04.71	274,5	82,4	7,2	15,5	3,0	3,9	0,5	1,2		387	9,79	2427	7,5	12	7,8	
		4,5	4,12	0,6	0,32	0,13	0,14	0,01	0,02								
		45,87	41,99	6,11	3,26	1,32	1,12	0,10	0,2								
Bellefeuille 46	03.11.70	294	83,2	10,9	19,2	2,5	3,6	0,7	0,1	6,6	420,7	10,51	2504	8,2	0,35	7,5	
		4,82	4,16	0,9	0,4	0,11	0,1	0,02	0,002								
		45,86	39,58	8,56	3,80	1,04	0,95	0,19	0,02								
Vaucluse basse 48 b.e.	03.11.70	274,5	84	8,5	24	3,0	5,3	1,5	7,85	6,4	407,2	10,22	2604	10,4	0,6	7,55	
		4,48	4,20	0,7	0,5	0,13	0,15	0,04	0,13								
		43,36	40,66	6,77	4,84	1,25	1,45	0,38	1,25								
Vaucluse basse 48	28.04.71	245,2	80	7,2	25,6	2,3	3,1	1	8,6		364,4	9,36	2533	9,6	1,33	7,9	
		4,02	4,0	0,6	0,62	0,1	0,09	0,02	0,14								
		42,31	42,14	6,32	5,48	1,05	0,95	0,21	1,48								

Tableau 24 : caractéristiques physico-chimiques des sources du Barrémien et Bédoulien

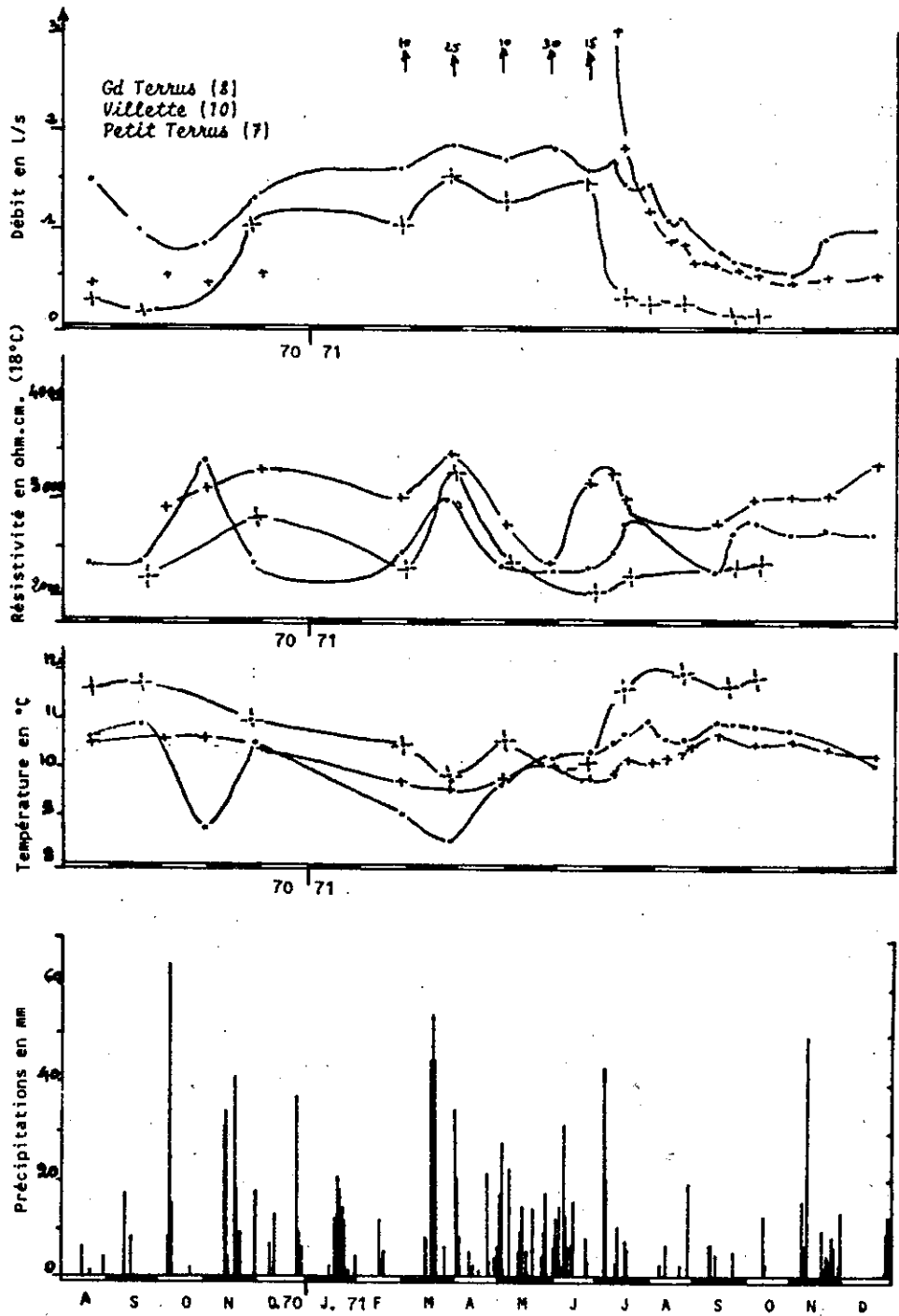


Figure 34 : Les sources du Barrême-Bédoulien

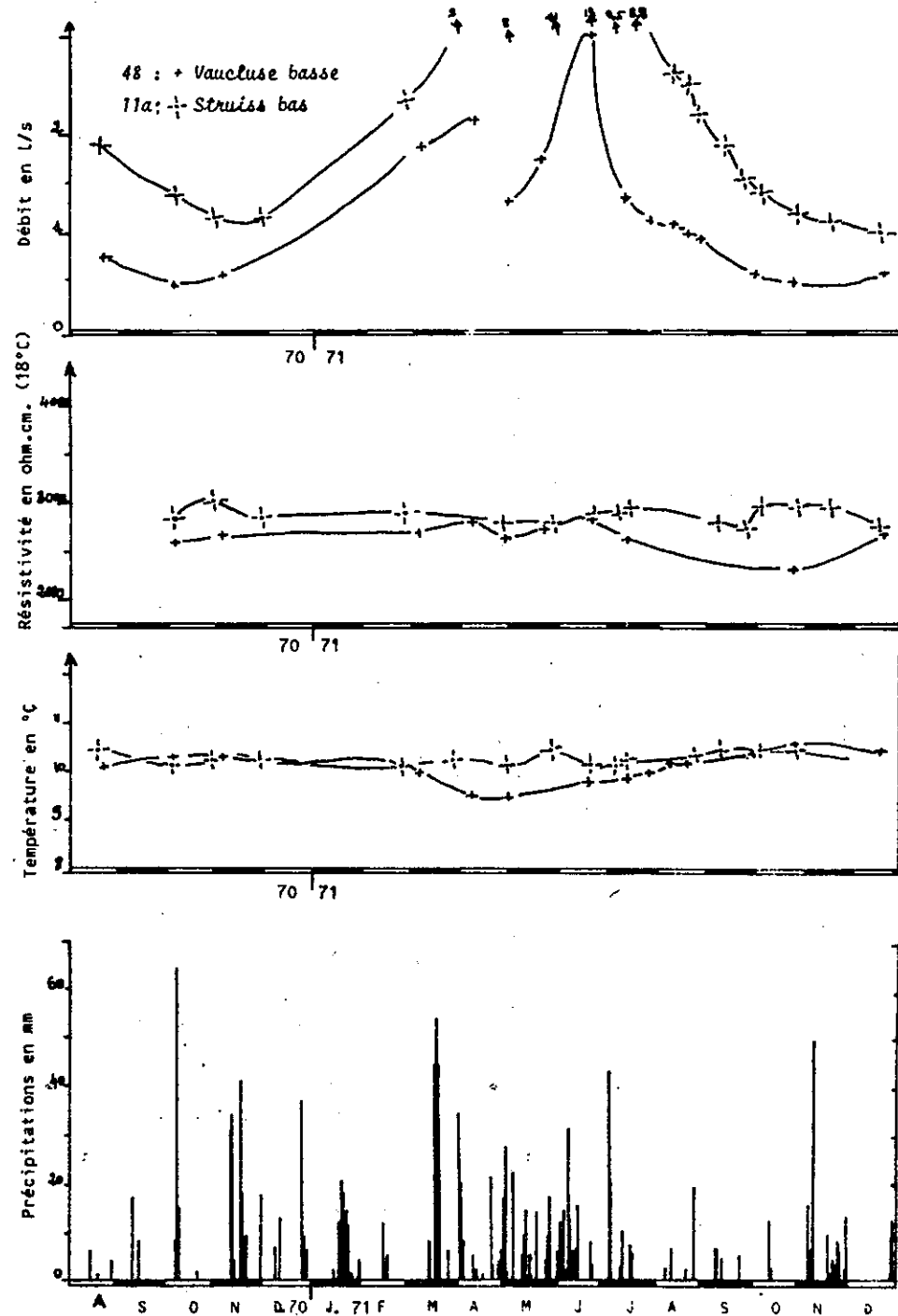
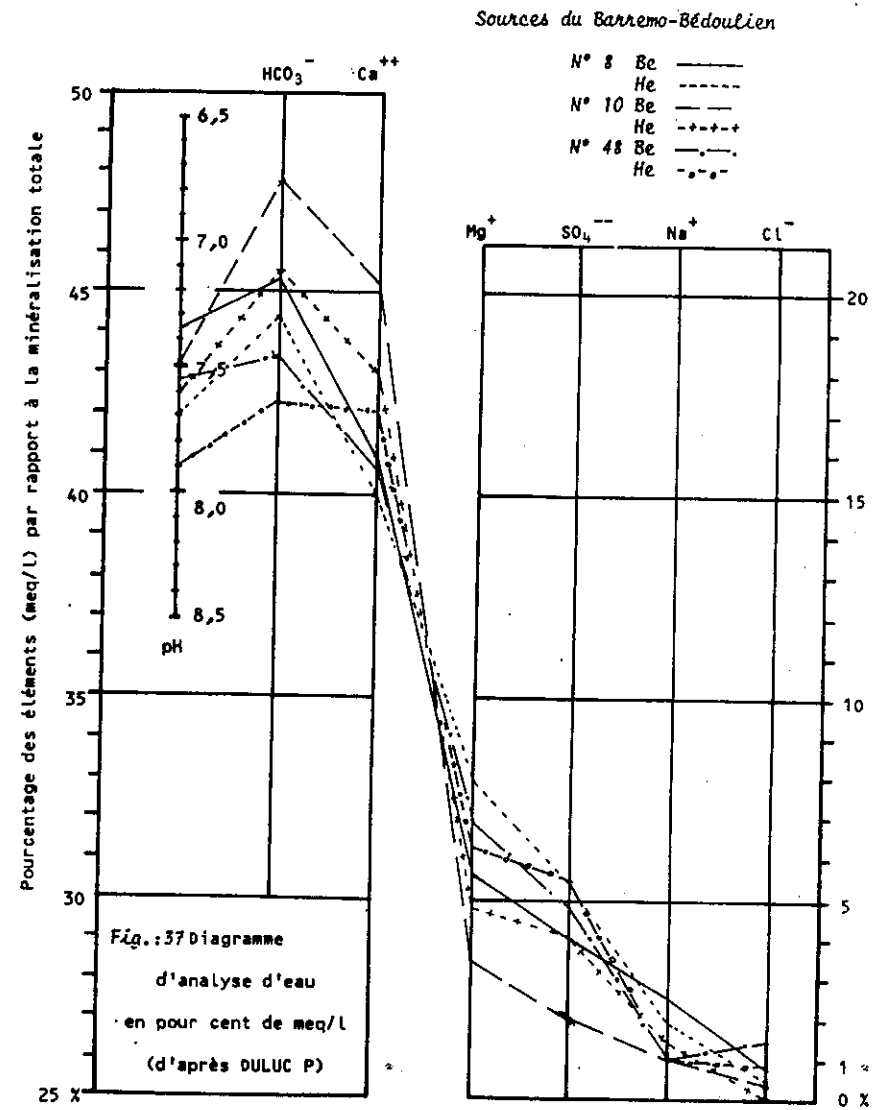
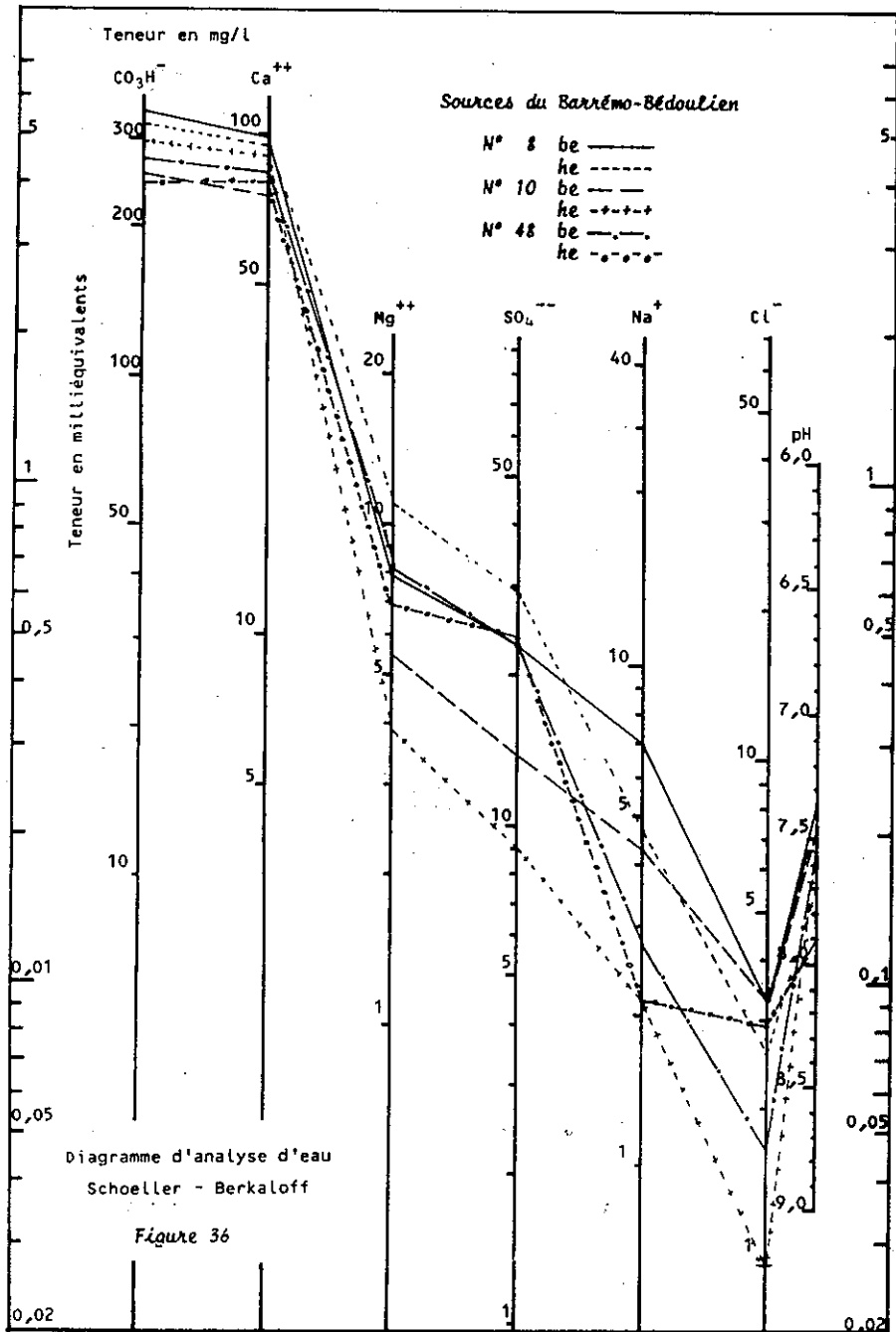


Figure 35 : Les sources du Barrême Bédoulien



II.3. LES DÉBITS

Ces sources ont une grande variabilité (figures 34-35). Les débits varient dans les rapports de 20 à 120. Celles dont les débits varient peu (Grand Terrus, Struiss bas et Vaucluse basse) correspondent à celles ayant des exutoires supérieurs qui permettent l'évacuation des gros débits de crues.

Les débits maxima ont été mesurés de Mars à Mai, les minima de Septembre à Novembre.

II.4. LA TEMPÉRATURE

L'exposition du bassin versant joue un rôle très important dans les valeurs des températures des eaux de source. Les sources "ubac" ont des minima très faibles ($5^{\circ}2$ pour Oubriou), (figures 34 et 35).

Dans la vallée de la Blème les sources des Pères (9) et Grand Terrus (8) qui se font face (820 et 832 m) ont des écarts moyens de température de $1^{\circ}4$ C ; ces écarts augmentent pour les valeurs extrêmes ($1^{\circ}8$ C), et sont différentes d'une vallée à l'autre : Petit Terrus (790 m), température moyenne : $11,2$ - Chauvet (808 m), température moyenne : $8^{\circ}4$ (écart de $3,8^{\circ}$).

Les valeurs minima ont été mesurées de Février à Avril, alors que les maxima l'ont été en Septembre - Octobre.

Les écarts de températures les plus forts sont observés pour les eaux traversant des éboulis avant de venir à l'air libre.

II.5. LA RÉSISTIVITÉ

Les eaux issues des calcaires barrême-bédouliens ont des résistivités relativement constantes : les valeurs moyennes se situent entre 2 300 et 3 200 Ωcm . Les valeurs maximales ont été mesurées le plus souvent lors des crues de printemps 1971, elles correspondent à l'exurgence d'eau de pluie ayant transité très rapidement dans ces calcaires et venant diluer l'eau de la nappe proprement dit.

II.6. LA COMPOSITION CHIMIQUE

Les eaux se caractérisent par les teneurs suivantes :

- bicarbonates et en calcium (250 à 330 mg/l et 75 à 95 mg/l),
- sulfate et magnésium (9 à 24 mg/l et 2 à 12 mg/l),
- sodium (2,3 à 7,3 mg/l) et très peu de Chlorure (0,1 à 3,7 mg/l).

Les teneurs en silice sont relativement élevées (5 à 6 mg/l), ceci est dû à la présence de nodule de silex dans le Barrémien.

L'examen des deux séries d'analyses, à deux états différents de la nappe nous montre avec l'augmentation du débit :

- en valeur absolue (figure 36)
une diminution de la teneur de chaque élément entraînant une plus faible minéralisation.
- en valeur relative (figure 37)
une légère augmentation des teneurs en bicarbonates de calcium : ceci montre que la proportion des eaux de pluies, qui transitent

rapidement après les averses, à cependant le temps de se charger en calcium et bicarbonates. Dès les premiers mètres du sol et sous-sol, les eaux de pluies se chargent en CO₂. Les autres équilibres chimiques sont beaucoup plus longs à s'établir, ce qui se traduit par une diminution en valeur relative.

III - LES EMERGENCES DES TERRASSES FLUVIO-GLACIAIRES

III.1. GÉNÉRALITÉS

Nous avons décrit au paragraphe géologie du quaternaire la nature, le développement et la puissance de ces différentes formations.

Il nous faut retenir que le Buëch et ses affluents ont recoupé toutes ces formations qui de ce fait se trouvent "suspendue" au-dessus des lits actuels des torrents qui les drainent. Il n'existe donc pas de nappe aquifère importante dans ces terrasses.

Dans l'exposé qui suit nous n'avons pas séparé les terrasses purement fluviales de celles fluvio-glaciaires. L'alimentation des nappes se fait essentiellement par la surface, les apports de versant jouant le plus souvent un rôle mineur.

N° source	Alti-tude	Température				Débit			Résistivité		
		Mx	Mi	t	Moy.	Mx	Mi	Q	Mx	Mi	Moy.
Grimaudière 1	751	12,8	11,8	1°	12,3	0,65	0,1	7	3980	2760	2900
Champ Faris 14	635	14,5	8,5	6°	11,5	2	0	8	2400	1860	2000
Raoux 15	630	11,6	10,4	1,2°	11,0	25	5	5	2770	1150	1960
Begües aval 27	658	14,2	8,9	5,3	11,6	2,3	0,4	6	4300	2600	2940
Begües amont 28	670	13,5	10,7	2,8	12,1	5	0,5	10	3600	2560	2970
Barillon 29	620	13,5	9,8	3,7	11,7	7	0,25	28	2830	1630	2200
Huguet 30	605	13,1	9,2	3,9	11,2	15	1	15	2420	1950	2100
Combe Escure 31	632	11,5	10	1,5	10,8	2	0,5	4	3000	2200	2350
Vercueil 32	635	11,3	11,0	0,3	11,2	6	0,8	7	3410	2060	2450

Tableau 22 : Caractéristiques physiques des sources des terrasses.

III.2. LES SOURCES DES HAUTES TERRASSES

III.2.1. LA SOURCE DE LA GRIMAUDIERE (n°1)

A l'Ouest de Serres en bordure de la RN 94 se trouve la bute St Jean (856 m). L'étude géologique nous montre (fig. 38) un substratum de terres noires sur lequel est resté un lambeau de terrasse, composé d'éléments locaux (calcaires) et alpins (quartzites, roches vertes) dont l'épaisseur ne dépasse pas 8 mètres.

On peut remarquer :

- à la base des gros blocs calcaires et quartzitiques,
- au sommet une zone cimentée (d'environ 1 mètre) surmontée par des elluvions calcaires (quelques centimètres).

La source se trouve au contact des alluvions et des terres noires, probablement dans l'axe d'un ancien petit talweg.

II.2.2. LES SOURCES VERCUEIL (n° 32) et combe Escure (n° 31)

Ces sources drainent le plateau de la Garenne (681 m) entre le Buëch et la Blaisance (fig. 38).

Cette terrasse d'une épaisseur maximale de 50 mètres repose sur les terres noires inférieures. On y trouve des alternances de poudingues et de sable fin, mais la cimentation des éléments est encore peu développée.

II.2.3. LES SOURCES DES BEGUES (n° 27 et 28)

Elles apparaissent en plusieurs endroits à la base de la terrasse de Mercueil dont le sommet est très cimenté.

III.3. LES SOURCES DES BASSES TERRASSES

III.3.1. LA SOURCE RAOUX (n° 15)

Elle se trouve à la base de la grande terrasse du Bersac dont l'épaisseur varie de 7 à 26 mètres. Elle apparaît au contact d'argiles de débordement du Buëch qui forment un écran à la nappe alluviale. Nous avons pu suivre l'évolution de la nappe grâce à des puits qui atteignent le substratum formé par les terres noires. Il est probable qu'il existe sous les alluvions des affleurements de trias extravasées à la faveur des grandes dislocations que l'on retrouve à la butte de Montrond.

III.3.2. SOURCES HUGET (n° 31) BARILLON (n° 29)

Elles apparaissent en bordure du Buëch, issues d'une terrasse peu épaisse (3 à 5 mètres) et sont très influençables par les arrosages amonts.

III.3.3. SOURCES DE CHAMP FARIS (n° 14) et TOURTET (n° 13)

Elles sont liées à des lambeaux de nappe et on a pu observer leur tarissement en automne 1970.

III.4. LES PUIITS

Les puits sont creusés la plupart du temps dans le matériel alluvionnaire et fluvio-glaciaire.

Les puits Lagier (P12), Garcin (P10), Giroud (P6) et Ouvrier (P15) se trouvent tous implantés dans la nappe fluvio-glaciaire du Bersac. De nombreux puits sont équipés d'échelles intérieures et nous avons pu en faire l'exploration. Les puits traversent des alluvions cimentées en poudingues puis des niveaux argileux jaunes. Nous avons parfois rencontré des lentilles d'argile d'épaisseur importante.

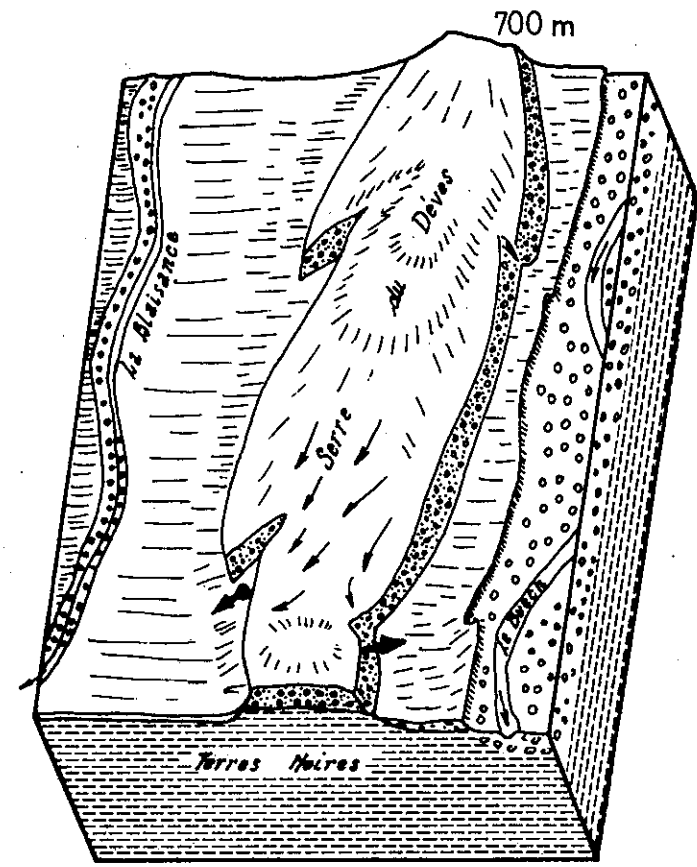
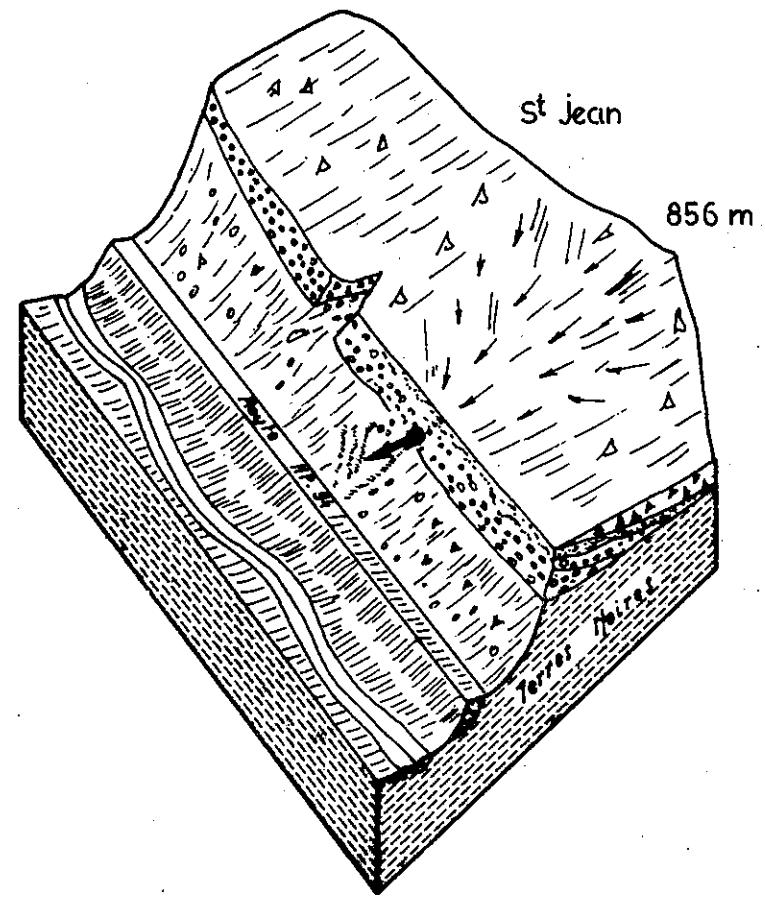
Le puits le plus profond se trouve en bordure de la terrasse, c'est le puits Joug dont la profondeur atteint 26 mètres. La puissance de la nappe est variable selon les puits et les périodes, elle peut varier de quelques centimètres à dix mètres. Les variations de la nappe sont dans l'ensemble assez homogènes et la valeur moyenne de 1,50 mètre peut être retenue (figure 39).




BLOC DIAGRAMME DE SOURCES ISSUES DU GLACIAIRE

Fig:38

SOURCE GRIMAUDIERE

SOURCE DE LA BLACHE



-  Alluvions
-  Fluvio-Glaciaire perméable
-  Terres noires imperméables.

→ Direction supposée de l'écoulement des eaux.

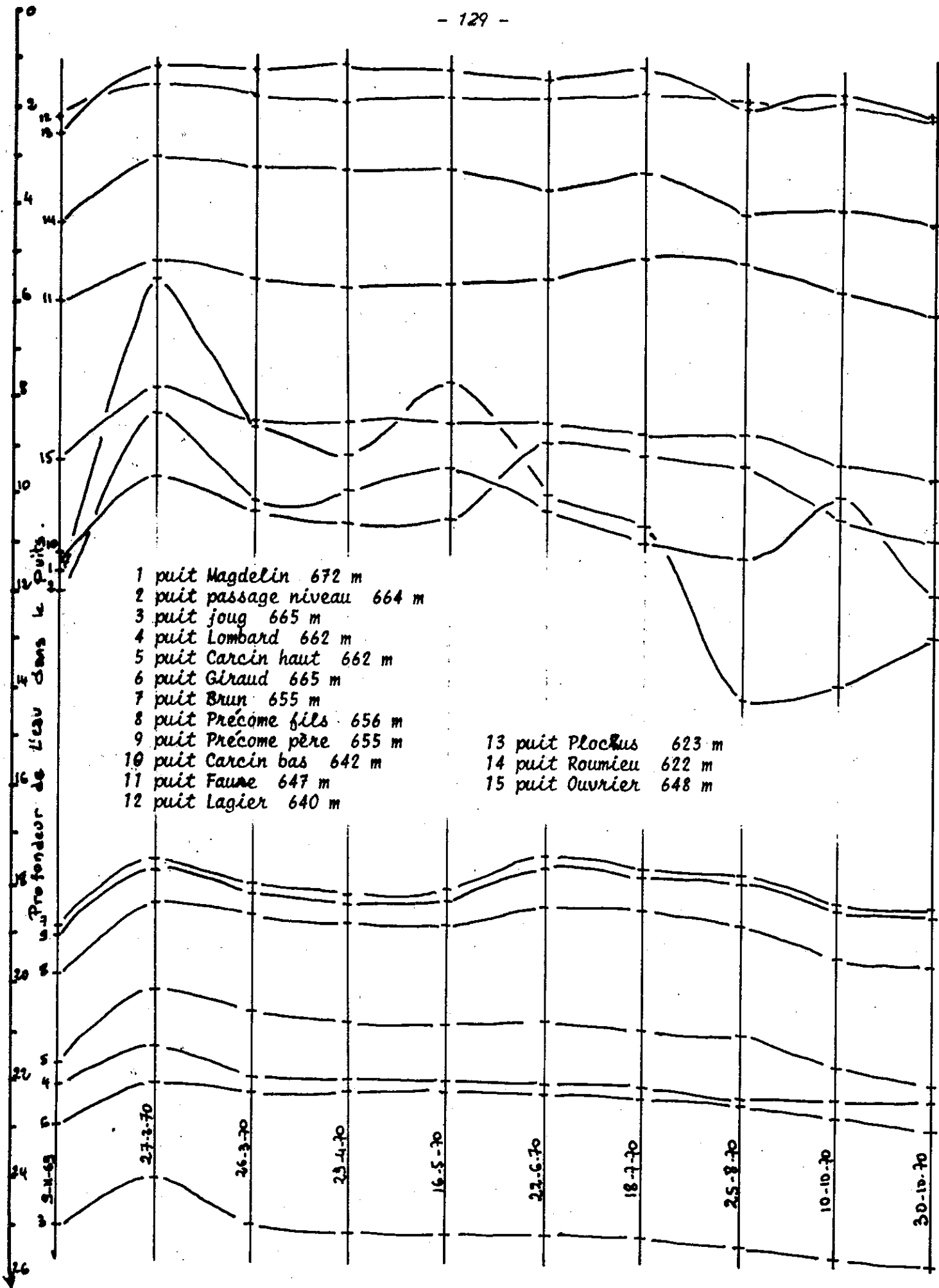


Figure 39 : Hauteurs piézométriques relevées dans les puits de la plaine du Bersac

III.5. LES CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES

III.5.1. LE DÉBIT

Nous avons eu de grandes difficultés pour obtenir des mesures exactes de débit. Souvent nous ne pouvions en mesurer qu'une partie et parfois même nous avons dû procéder à des estimations.

La perméabilité des alluvions est essentiellement fonction de leur degré de cimentation et de la position des poudingues. Le tableau 22 montre des débits relativement faibles. Seule la source Raoux (15) est importante ; elle draine une partie de la nappe du Bersac (2,5 km²) et peut recevoir des apports de versant. Les débits maxima ont été observés au printemps et les minima au mois de Novembre-Décembre (figure 40).

Les crues correspondant à des épisodes pluvieux sont beaucoup moins prononcées (courbe en cloche) que pour les autres types de sources. Les sources des alluvions se caractérisent par un faible coefficient de variation des débits ; il varie de 4 à 10 (les valeurs de 28 à 15 sont dues à l'influence d'arrosages amont).

III.5.2. LA TEMPÉRATURE

Les températures sont très proches de la courbe adret (chapitre III) ceci s'explique par l'excellente exposition au soleil dont bénéficient ces terrains. Seule Grimaudière (n°1) est plus chaude bien qu'elle soit la plus élevée altitudinalement. Ce n'est pas l'épaisseur de la terrasse qui en est la cause (5 à 8 mètres) mais l'excellente exposition au levant et au couchant, ajouté au fait que les mesures ont pu être effectuées à la base même du front de la terrasse. Les autres sources sont :

- soit captées et canalisées depuis la base de la terrasse jusqu'à une chambre de répartition (ou réservoir) où les mesures ont été effectuées,

- soit l'eau avant de venir au jour traverse une zone intermédiaire (résultant de l'écroulement du front de la terrasse) peu épaisse et aérée. Lorsque l'eau transite dans cette zone ou dans les canalisations sa température est fortement influencée.

L'observation de l'écart des températures (maxi-mini) nous renseigne sur le mode d'émergence de la source, sur son trajet dans la zone superficielle et donc sur les risques de pollution de l'eau dans les abords immédiats de la source.

Les maxima ont été mesurés de Juillet à décembre et les minima de Février à Mars.

III.5.3. LA RESISTIVITE

Les eaux issues des terrasses sont relativement minéralisées, la valeur moyenne de leur résistivité varie de 2 000 à 2 900 ohm.cm, les raisons de cette minéralisation sont les suivantes :

- faible perméabilité du matériau (perméabilité en petit) d'où vitesse lente de transit permettant un échange important avec des éléments pétrographiques différents (locaux ou alpins).

- existence au niveau du substratum des terres noires de phénomènes d'oxydation de pyrite et autres sulfures.

- présence dans certains cas de gypse triasique et de célestine.

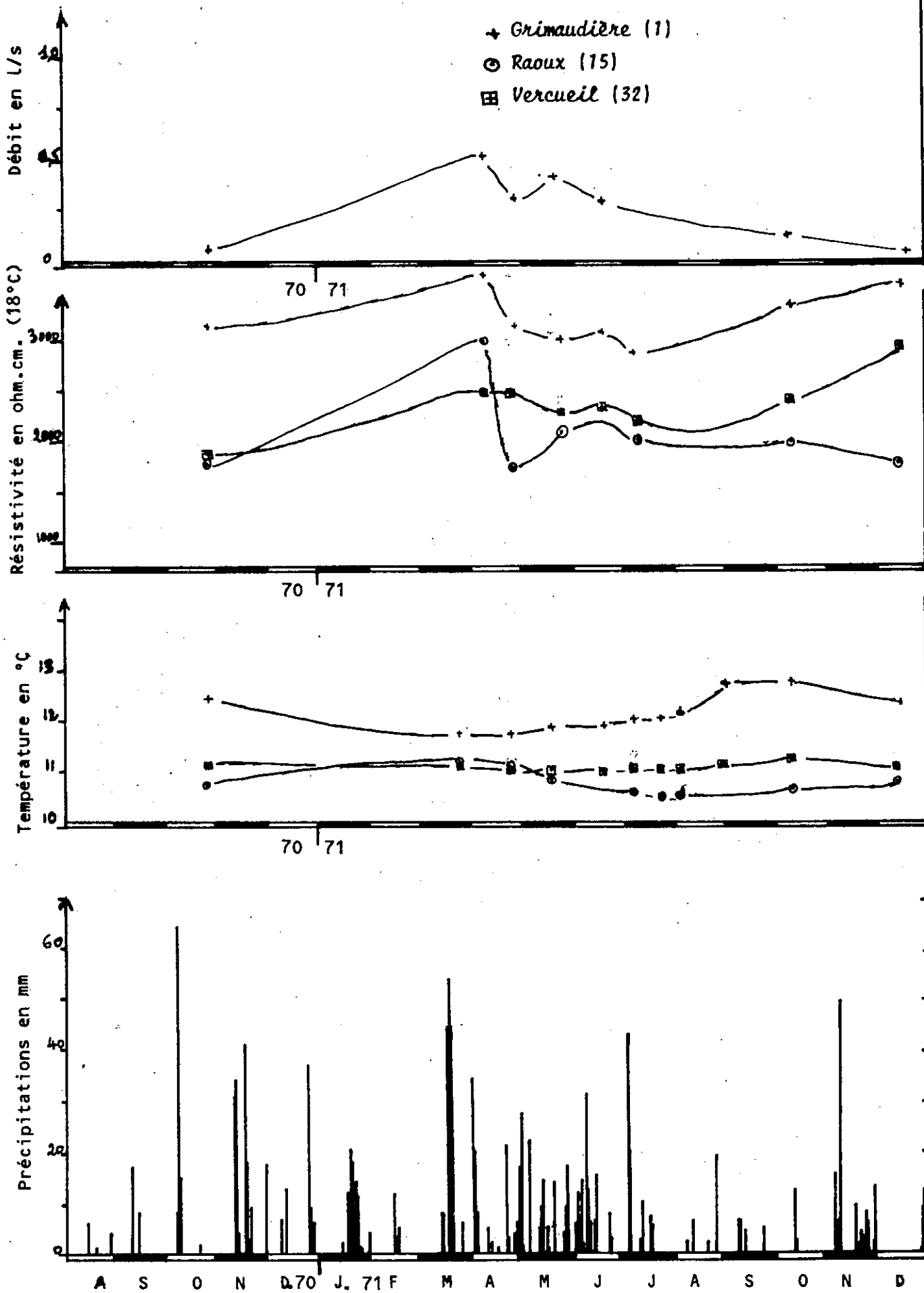


Figure 40 : Sources des Terrasses

- importance des fumures artificielles sur ces terrains très cultivés ; Grimaudière (n° 1) dont la zone d'alimentation est inculte montre des valeurs de résistivité plus élevées.

Les valeurs maximales ont été mesurées en Février - Mars, les minimales en Avril - Mai et parfois en automne.

III.6. COMPOSITION CHIMIQUE

L'étude du tableau 23 et des figures 41 et 42 montre que les eaux de la source Raoux (n° 15) ont un chimisme particulier : elles contiennent en plus des bicarbonates et calcium habituellement rencontrés, des teneurs importantes en :

- Mg^{++} = 20 mg/l soit 11 % de la minéralisation totale
- SO_4^{--} = 80 mg/l soit 11 % de la minéralisation totale
- Na^+ = 30 mg/l soit 7,5 % de la minéralisation totale
- Cl^- = 45 mg/l soit 9 % de la minéralisation totale
- Sr^{++} = 2,3 mg/l soit 0,34 % de la minéralisation totale

La teneur élevée de ces éléments pour la région ne peut s'expliquer que par la présence sous les alluvions de terrains triasiques (SO_4) et d'un gisement de cèlestine à l'amont de la terrasse (Sr^{++}).

Les eaux des autres sources se caractérisent surtout par :

- des teneurs variables en CO_3H = 238 à 329 mg/l soit 29 à 48 % de la minéralisation totale.
- des teneurs variables en Ca^{++} = 73 à 112 mg/l soit 30 à 45 % de la minéralisation totale.
- de faibles teneurs en Mg^{++} , SO_4^{--} , Na^+ , Cl^- , K^+ , NO_3^-

Remarques :

- les teneurs élevées en nitrates (25 mg/l) des eaux de Vercueil (n° 32) proviendraient de l'oxydation bactérienne (nitrobacter) des matières organiques issues d'argiles charbonneuses identiques à celles trouvées au Nord sur le plateau des Peyrouses.

- les teneurs élevées en CO_3H^- , Ca^{++} , SO_4^{--} , Mg^{++} , Na^+ , Cl^- des eaux des sources de Barillons pourraient provenir soit de la présence au contact des terres noires de Kieserite ($Mg SO_4 \cdot H_2O$) soit d'un affleurement de terrains triasiques.

Variation de la composition chimique avec le débit.

Nous remarquons :

- une augmentation de Mg^{++} et NO_3^- et une diminution de SO_4^{--} et Na^+ .

En valeur relative par rapport à la minéralisation totale cela correspond à :

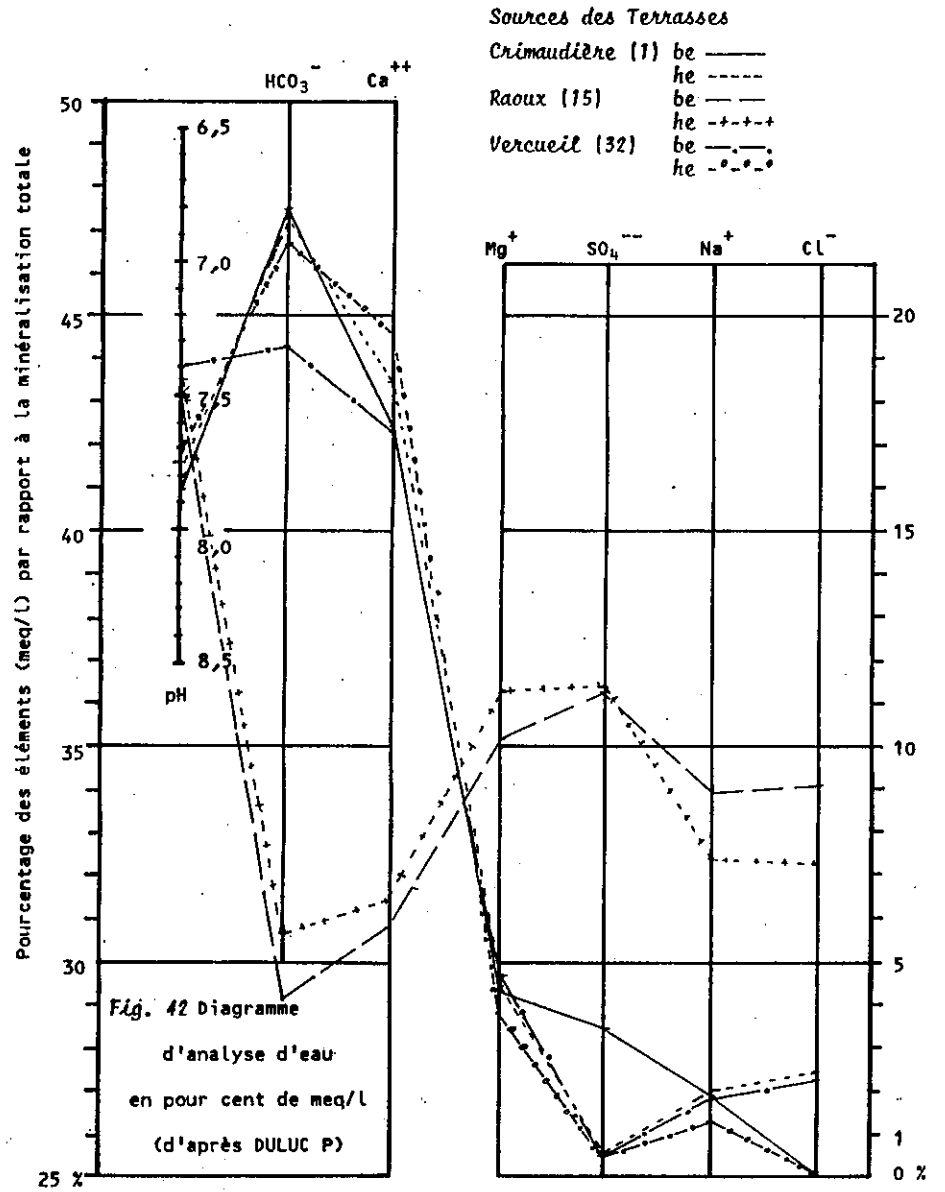
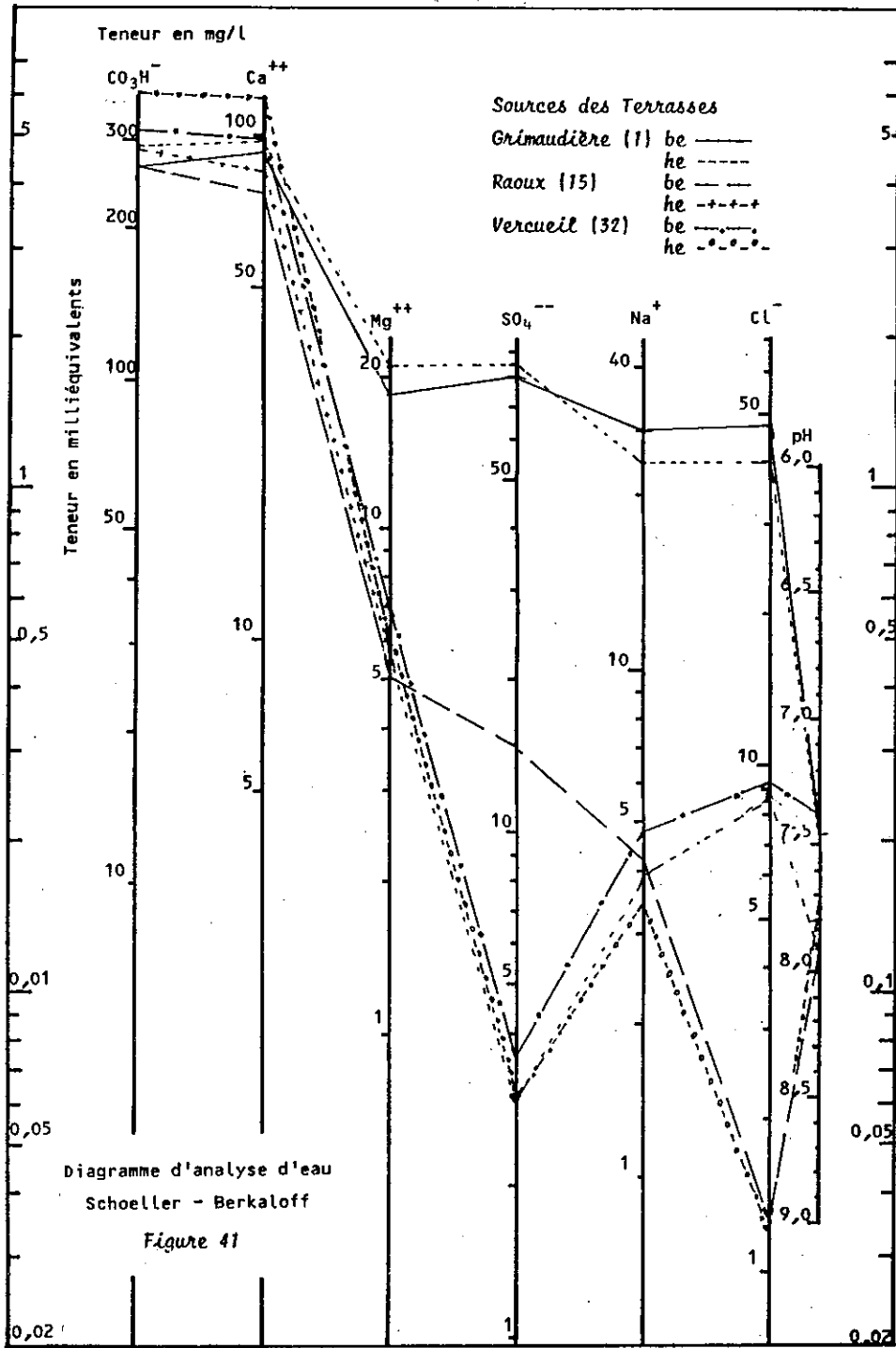
- une augmentation de Mg^{++} (0,5 à 1 %) et Cl^- (2 %),
- une diminution de SO_4^{--} (0,1 à 3 %) et Na^+ (0,5 à 1,5 %).

Désignation	Date	CO ₃ H ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	SO ₄ ⁻	Na ⁺	Cl ⁻	K ⁺	NO ₃ ⁻	Sr ⁺⁺	SiO ₂	Σ ⁺	Σ ⁻	t°	Q	pH
Grimaudière 1 b.e.	03.11.70	250,1	73,2	4,4	14,4	4,3	0,1	0,8	0,1		7,9	355,2				
		4,1	3,66	0,86	0,3	0,18	0,003	0,02	0,001				8,63	2793	12,5	0,11
Grimaudière 1 h.e.	28.04.71	268,4	80,8	4,8	2,9	4,0	8,5	0,1				569,5				
		4,4	4,04	0,4	0,06	0,17	0,24	0,002	0				9,3	2587	11,8	0,33
Grimaudière 1 h.e.	10.02.72	238,87	74,0	3,4	5,7	3,9	1,0	0,31	0,05	0,31	8,32	344,9				
		3,95	3,693	0,28	0,119	0,13	0,028	0,008	0,004	0,007			8,19			
Barillons 29 b.e.	03.11.70	301,3	100,8	10,7	53,8	9,5	10,7	1	4,8		6,7	494,5				
		4,94	5,04	0,88	1,12	0,42	0,3	0,01	0,08				12,72	1862	13,1	0,13
Barillons 29	28.04.71	329,4	116,6	11,4	47,0	12,5	22,7	1	7,4			535,6				
		5,4	8,58	0,94	0,98	0,54	0,64	0,02	0,12	14,11			14,11	1607	10,3	0,6
Raoux 15 b.e.	03.11.70	259	91,2	16,5	80,6	30	47,9	1,8	3,2		4,4	531,4				
		4,26	4,56	1,52	1,68	1,3	1,34	0,04	0,07				14,5	1626	11	7,3
Raoux 15 h.e.	28.04.70	284,2	95,2	20,9	83,8	26	39,2	2,5	0,1			552,4				
		4,66	4,76	1,72	1,74	1,13	1,92	0,06	0,001				5,2	1452	11,2	7,5
Raoux 15 b.e.	07.11.71	279,4	92	18,0	65,0	27,4	5,08	1,87		2,34	5,57	542,4				
		4,58	4,59	1,48	1,354	1,192	1,433	0,048		0,05			14,7		10,6	5,3
Raoux 15 h.e.	04.12.71	264	94	19	8,6	24,8	48,8	1,82	0,38	2,25	5,6	546,3				
		4,32	4,69	1,563	1,789	10,79	1,367	0,047	0,027	0,05			14,9		11,5	11,5
	04.12.71	266,4	98,5	11,5	54	18,5	48,5	1,34	0,39	1,09	6,06	505,9				
		4,36	4,91	0,946	1,123	0,805	1,368	0,034	0,028	0,025			13,6			
Vercueil 32 b.e.	03.11.70	295,2	92,8	6,3	3,6	4,5	8,9	1,0	23,3		7,8	420,1				
		4,84	4,64	0,52	0,07	0,2	0,25	0,03	0,38				10,55	22,97	11,0	0,8
Vercueil 32 h.e.	28.04.71	356,2	112	5,7	2,8	3,4	0,5	1,2	26			481,4				
		5,84	5,6	0,46	0,06	0,15	0,15	0,03	0,42				12,15	1905	11,1	3

PUITS DE LA NAPPE DU BERSAC

Désignation	Date	CO ₃ H ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	SO ₄ ⁻	Na ⁺	Cl ⁻	K ⁺	NO ₃ ⁻	Sr ⁺⁺	SiO ₂	Σ ⁺	Σ ⁻	t°	Q	pH
Lagier (P12) b.e.	03.11.70	329,4	96,8	17	56,6	17,5	17,8	1	7		6,4	536,1				
		5,4	4,84	1,38	4,18	0,76	0,5	0,02	0,11				14,11	1675	11	2,17
Lagier h.e.	28.04.71	305	99,6	15,5	58,9	19	34,8	14	8,8			546,8				
		5	4,98	1,28	1,23	0,83	0,98	0,36	0,14				14,65	1465	10,7	1,54
Garcin b.e.	03.11.70	289,1	91,2	6,3	21,1	11,5	14,2	1,0	6,9		6,8	448,1				
		4,74	4,56	0,52	0,44	0,50	0,4	0,02	0,11				11,67	2225	12,8	10,8
Garcin h.e.	28.04.70	314,3	96,8	8,7	18,2	11,5	17,0	1,0	9,2			455,5				
		5,16	4,84	0,72	0,38	0,5	0,48	0,02	0,15				11,6	1955	11,9	10,14
Giraud b.e.	03.11.70	427	129,6	22,6	51,7	21	32	1,0	29,3		6,6	684,9				
		7,0	6,48	1,86	1,07	0,92	0,90	0,02	0,47				18,26			
Giraud h.e.	28.04.71	414,8	129,2	21,4	48,9	25,0	44	4	14,4			687,3				
		6,80	6,46	1,76	1,02	1,08	1,24	0,10	0,24				18,47	1288	11,6	22,0
Ouvrier (P15)	04.12.71	277,2	97	18,4		18,3	34,7	2,2	0,21	1,65	6,06	538,5				
		4,54	4,84	1,513	1,726	0,796	0,979	0,56	0,015	0,038			14,15	1480	10,2	9,50

Tableau 23 : Caractéristiques physico-chimiques des sources et puits des terrasses alluviales



III.7. CONCLUSIONS

Les sources des terrasses ont un débit peu important mais régulier.

C'est dans ce type de matériel qu'ont été creusés la plupart des puits qui alimentent des fermes et des villages (Lagrand, Serres, Laragne...).

La température de leurs eaux est assez élevée en raison de la bonne exposition des terrains et de leur altitude peu élevée.

Les résistivités sont faibles et diminuent avec le débit.

Les eaux sont bicarbonatées = calciques avec parfois des concentrations importantes en Mg^{++} , SO_4^- , Na, Cl, NO_3^- , Sr.

IV. EMERGENCES ISSUES DES TERRAINS SUPERFICIELS : EBOULIS - GLISSEMENTS

IV.1. GÉNÉRALITÉS

Sous ce type d'émergence, nous avons regroupé les sources issues d'éboulis cryoclastiques, des brèches de pente et des glacis de versants.

Ces types d'accumulations sont parfois récents avec des imbrications d'éléments torrentiels peu roulés mais parfois anciens avec une cimentation avancée. Ces formations reposent le plus souvent sur des terrains argileux qui provoquent l'émergence des eaux lors d'une rupture de pente. Parfois même, de par cette situation, les éboulis ont glissé, provoquant des loupes de glissements donnant aux versants un aspect moutonné. Dans quelques cas ces glissements sont encore actifs. Si leur étendue est importante, leur puissance est moindre, ce qui diminue leur rôle hydrologique. Les plupart de ces sources sont captées et utilisées pour l'alimentation en eau potable des villages. Quelques puits alimentent des fermes isolées.

IV.2. DESCRIPTION DES ÉMERGENCES

IV.2.1. LES SOURCES ISSUES D'EBOULIS CRYOCLASTIQUES PLUS OU MOINS CIMENTÉS

Nous pouvons citer :

- l'ensemble des sources se trouvant en rive gauche du Cèans, à l'aval d'Orpierre : source du Pont de Chavalet, Pellegrin, le Paradis, Bachas.
- les sources du Moulin à l'amont de Trescléoux.
- l'ensemble des sources de la Montagne de Méreuil.
- les sources des Damians à Trescléoux.

Toutes ces émergences sont issues d'éboulis cryoclastiques qui tapissent les versants sous la falaise Tithonique - Berriasien et dont l'épaisseur est variable. Des sondages mécaniques et électriques ont montré que leur puissance était de 8 à 10 mètres à Orpierre.

La matrice argileuse est peu importante. Le substratum est constitué pour toutes les sources citées ci-dessus par les terrains Argovien et Callovien supérieur, coupés de calcaires marneux et marnes. Le couvert végétal est peu abondant : landes essentiellement. Il y a un début de cimentation au niveau des sources Damian et Méreuil.

Source et numéro	Alti- tude	Température				Débit			Résistivité		
		Mx	Mi	t° moy.	t°	Mx	Mi	ΔQ	Mx	Mi	moy.
Damians 22	775	10,9	10,3	0,6	10,6	2,85	0,16	18	5100	4370	4700
Montagne Mereuil 25	935	9,7	7,9	1,8	8,8	20	0,83	24	5380	3170	3800
Larache aval 26 a	1005	9,6	7,8	1,8	8,9	3	0,24	13	5330	2608	3300
Larache amont 26b	1090	11,8	8,1	3,7	9,8	5,7	0,2	28	3050	2580	3300
Le Moulin 37	712	11,6	10,5	1,1	11,1	5	0,5	10	3450	2620	3100
Bâchas 55	750	13,8	10,7	3,1	12,3	2,2	0,12	18	3200	2800	3000
Prê Baréty 16	864	9,5	8,6	0,9	9,1	6	0,28	25	2700	1870	2380
Prê des Fies 24	835	10,8	8,1	2,7	9,5	30	1,2	27	4160	3100	3380
Clot Haut 65	975	8	7,2	0,8	7,6	8,5	0,5	17	4080	3000	3230
Pellegrin 56	968	8,6	7,1	1,5	7,9	1,6	0,28	6	4060	3100	3270
Ste Colombe 67	965	8,4	7,0	1,4	7,7	15	0,5	30	3170	2800	2960
Fne Chevallet 60	870	11,4	9,3	2,1	10,4	1,8	0,14	13	3110	2880	3000
Bergerie Blanc 64	1080	7,9	6,2	1,7	7,1	3,5	0,1	35	3330	2860	3100
Prioré 50	680	10,7	9,0	1,7	9,9	6	1	6	2400	1760	2100
Monclus 4	778	9,6	7,9	1,7	8,8	12	0,25	48	4070	3140	3360
Isnard 5	740	11,4	8,4	3,0	9,9	5	0,5	10	2880	2490	2640
Lagier 17	850	11,0	3,1	7,9	7,1	3,5	0,5	7	2740	2160	2400
La Place 35	703	12,6	10,8	1,8	11,7	2,2	0,5	4	4630	3600	3860

Tableau 24 : caractéristiques physiques des sources des éboulis et glissements de terrain

IV.2.2. LES SOURCES ISSUES D'ÉBOULIS DONT LA MATRICE ARGILEUSE EST IMPORTANTE

Une végétation assez développée s'est installée (forêt, prairie) sur ces formations qui sont parfois le siège de glissement de terrains ; cas des sources Chevalet, Fontaine, Ségovia et Terrus où les mouvements sont actuels. Dans certains cas les terrains sont actuellement stabilisés : sources des Clots, Bergerie Blanc, Colombe, Prê des Fies, Montclus et Isnard.

Les éléments de l'éboulis proviennent du démantèlement des calcaires Tithoniques et reposent sur les "terres noires" au sens large du terme, ou sur les marnes valangieniennes (Montclus, Isnard). Parfois ces éboulis de pied de falaise peuvent cacher un exutoire propre au Tithonique, c'est peut être le cas de la source Prê - Baréty.

IV.2.3. LES SOURCES ISSUES D'UN MATÉRIEL MIXTE : GLACIS DE VERSANT ET ÉLÉMENTS TORRENTIELS

Les éboulis et les alluvions se sont accumulés dans des anciennes dépressions et donnent naissance aux sources de Lagier et Prioré. Le tableau 24 regroupe les valeurs maximales.

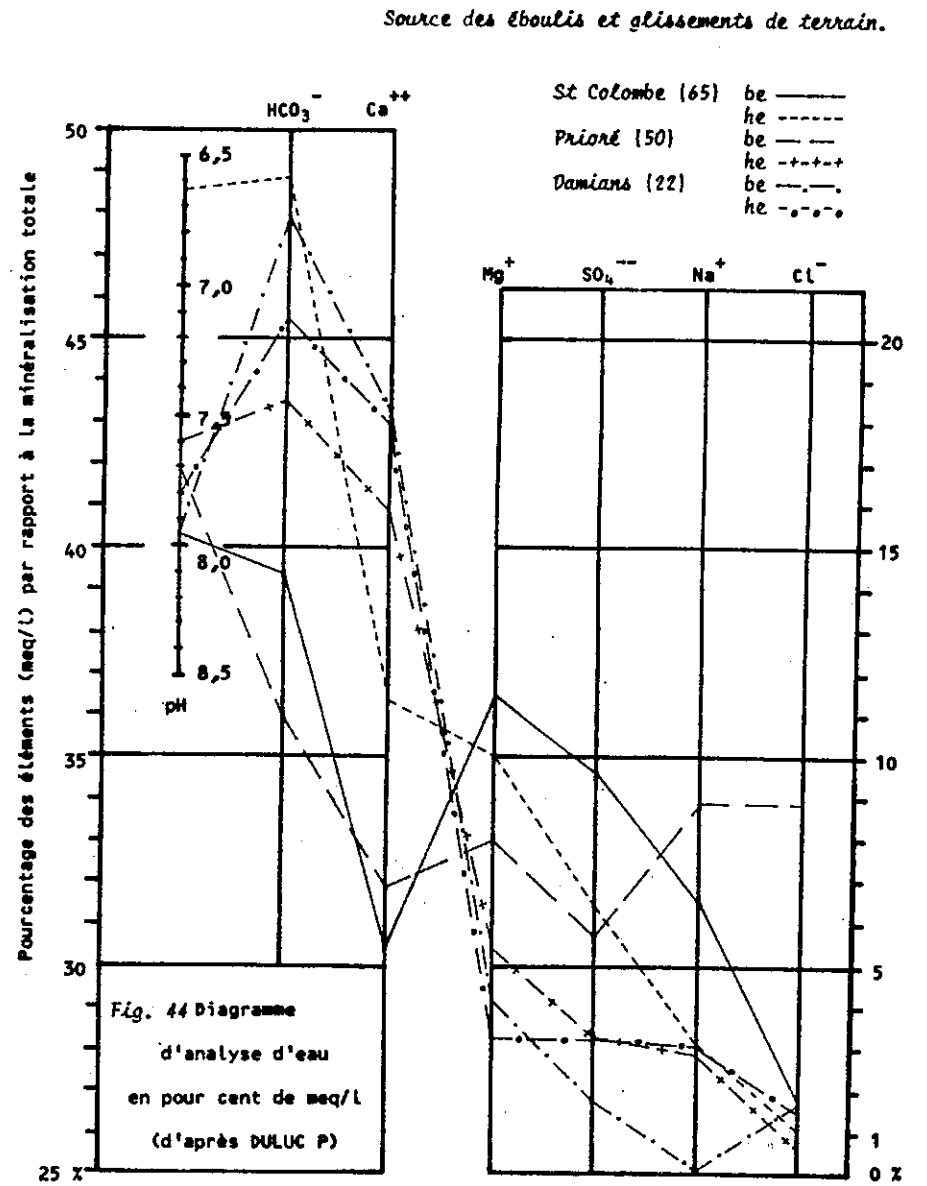
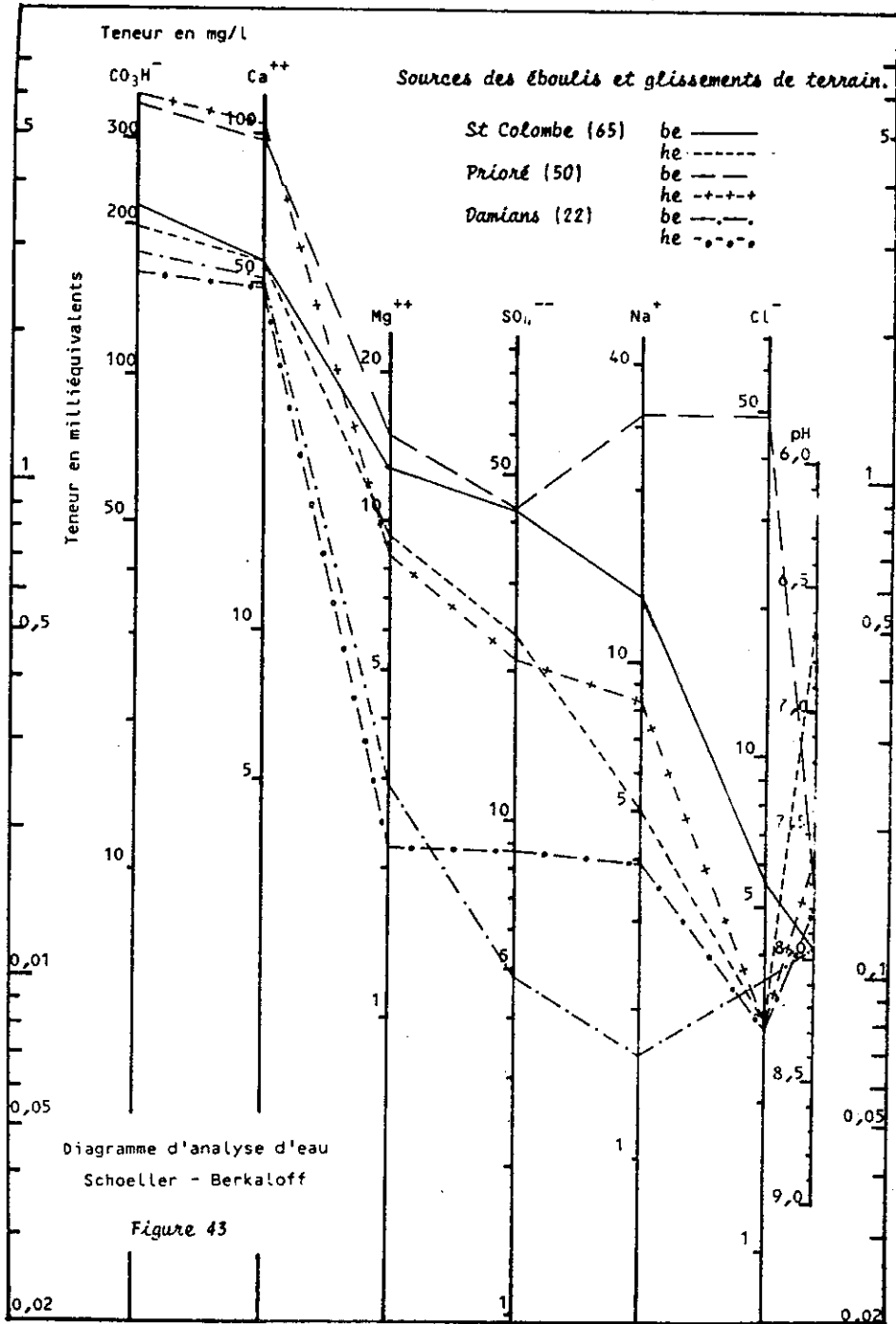
1) Ca << 80 et CO₃H⁻ < 200 mg/l

Désignation	Date	CO ₃ H ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	SO ₄ ⁻	Na ⁺	Cl ⁻	K ⁺	NO ₃ ⁻	Sr ⁺⁺	SiO ₂	Σ	Σ18°	Σ°	Q	pH
See Montclus 4 b.e.	03.11.70	195,2	60	3,4	13,4	1,8	0,1	0,5	0,2			271,4				
		3,2	3,0	0,28	0,28	0,08		0,001	0,003			6,45	3403	8,8	0,12	7,5
See Montclus 4 h.e.	28.04.71	233	74,4	2,6	16,1	1,5	0,1		1,2			327,7				
		3,82	3,72	0,22	0,34	0,06			0,02			8,16	2770	8,8	2,3	7,95
Pré des Fées 24 b.e.	03.11.70	213,5	65,8	2,9	9,6	2,3	3,5	0,8	0,2			302,6				
		3,5	3,28	0,6	0,2	0,1	0,1	0,02	0,016			8,16		10,8	1,4	7,8
Pré des Fées 24 h.e.	28.04.71	224	77,8	1,7	14,4	3,0	0,1	1,0	0			321,1				
		4,0	3,88	0,14	0,3	0,13		0,02	0			8,48	2761	9	25	7,7
Monsieur Monta- gne bas 25 b h.e.	03.11.70	215,9	88	1,5	9,6	3,0	3,5	0,8	0			306,3				
		3,54	3,4	0,12	0,2	0,14	0,1	0,02	0			7,51	3056	9,4	0,6	7,85
Monsieur Monta- gne bas 25 b b.e.	28.04.71	213,5	70,4	2,8	12,5	1,5	0,7	0,6	0			301,2				
		3,5	3,52	0,22	0,26	0,22	0,02	0	0,01			7,50	2886	8,1	14	7,7
Damiens 22 b.e.	03.11.70	167,1	49,8	2,9	4,8	1,8	3,6	0	0			237,0				
		2,74	2,48	0,24	0,1	0,07	0,10	0	0			5,74	4318	10,6	0,17	7,95
Damiens 22 h.e.	28.04.71	163,7	47,6	2,2	8,6	2,0	2,1	0,7	0,6			219,6				
		2,52	2,38	0,18	0,18	0,17	0,08	0,02	0,01			5,53	4266	10,4	1,23	7,8
La Place 35 b.e.	03.10.70	170,8	49,6	2,4	1,9	2,6	2,1	0,5	0			238,9				
		2,8	2,48	0,2	0,04	0,2	0,08	0,001	0			7,0	5,79	4034	12,6	0,52
La Place 35 h.e.	28.04.71	192,8	59,2	3,4	14,4	3,0	7,1	0,1	0			280				
		3,16	2,96	0,28	0,30	0,13	0,20	0,002	0			7,03	3224	11,6	2,05	7,55
La Place 35 b.e.	25.08.72	163,0	55,5	2,05	3,6	2,65	2,11	0,27	0,09	0,19	5,27	232,8				
		2,62	2,67	0,168	0,025	0,115	0,069	0,007	0,004	0,004		5,78		12,2	0,85	
St Colombe Ht b.e. 65	03.11.70	189,4	52,7	1,2	39,4	13,0	5,3	1,5	1,8			335,3				
		3,4	2,64	0,98	0,82	0,56	0,15	0,04	0,03			8,10	2848	8,1	0,35	7,95
St Colombe Ht h.e. 65	28.04.71	187,8	52,7	1,8	22,7	5,0	2,8	1	0,3			280,3				
		3,08	2,62	0,72	4,46	0,22	0,08	0,02	0,032			7,22	3127	7,1	6	8,85

2) Ca > 80 et CO₃H⁻ > 200 mg/l

Pré Barét, 16 b.e.	03.11.70	311,1	90,4	10,0	30,8	21,5	24,9	1	0,8			494,1				
		5,10	4,52	0,84	0,64	0,94	0,70	0,03	0,12			12,75	1950	9,3	0,33	7,7
Pré Barét, 16 h.e.	28.04.71	280,6	90,8	5,2	18,2	9,5	14,2	1	0,7			419,5				
		4,6	4,54	0,42	0,38	0,41	0,4	0,02	0,11			10,79	2167	8,8	3,75	7,35
Pré Barét, 16 b.e.	05.11.71	299,6	90	6,15	18,2	16,4	19,6	0,71	0,89	0,89	5,42	457				
		4,91	4,491	0,506	0,379	0,713	0,553	0,018	0,02	0,02		11,6		9,1	0,29	
Prioré 50 b.e.	03.11.70	319,6	93,2	14,3	40,8	30	46,2	1,6	0,1			551,2				
		5,24	4,66	1,18	0,84	1,3	1,3	0,04	0,008			14,56	1544			7,7
Prioré 50 h.e.	28.04.71	325,7	1,00	8,1	20,2	8,0	2,8	1	5,6			465,8				
		5,34	5,0	0,68	0,42	0,35	0,08	0,02	0,09			11,88	1989			7,6
Fm Chevalet 60 b.e.	03.11.70	261,1	82,4	3,6	21,6	4,6	3,6	1	0,1			382,6				
		4,28	4,12	0,3	0,45	0,20	0,10	0,02	0,008			9,48	2510	11,1	0,14	
Pellegrins 56 b.e.	03.11.70	241,6	88	8,1	59,8	3,5	5,5	1	1,4			411,4				
		3,96	4,4	0,66	1,20	0,15	0,15	0,02	0,04			10,56	2220	13,7	0,28	7,65
Pellegrins 56 h.e.	20.04.71	219,6	84,4	7,0	62,4	3,3	2,1	1	2,4			379,8				
		3,6	4,22	0,58	1,3	0,14	0,06	0,02	0,04			9,92	2336	9,4	0,33	7,6
Lagier 17 b.e.	05.11.71	346,2	10,5	10,4	37,8	6,6	2,75	0,83	0,69			515,5				
		5,674	5,239	0,855	0,788	0,287	0,078	0,021	0,016			13,0		7,9	0,61	
Lagier 17 h.e.	28.04.71	317,2	90,4	11,3	19,2	5,0	4,2	1	1,2			448,3				
		5,2	4,52	0,98	0,4	0,22	0,12	0,02	0,02			11,41	2013	7,2	2,1	7,4

Tableau 25 : Caractéristiques physico-chimiques des eaux des sources des Eboulis et glissements de terrains.



IV.3. LE DÉBIT

Les débits moyens annuels sont relativement faibles : seules deux sources ont des débits minima supérieurs au litre seconde. Cependant, les débits de crues sont élevés et les coefficients de variabilité sont compris entre 4 et 48.

Pour 66 % des sources mesurées ce coefficient est supérieur à 10. Les débits maxima ont été mesurés en Mars - Avril et les minima en fin d'automne.

IV.4. LA TEMPÉRATURE

Les valeurs des températures sont proches des courbes de variations de la température atmosphérique (chapitre III).

Trois sources présentent des variations très faibles de température, ce sont Damians, la Place et Clot Haut. Ceci est dû à une circulation lente dans des terrains à matrice argileuse importante, ou en voie de cimentation. La variation des températures est inférieure à 2°C pour 66 % des sources mesurées. Les sources de Bachas n° 55 et Fontaine Chevalet n° 60 ont des températures variables, ceci s'explique par le fait que les mesures n'ont pas été faites à l'exutoire de la source mais à l'arrivée d'une canalisation assez superficielle, très sensible aux variations de la température extérieure.

Les mesures étant plus fréquentes au printemps et en été la moyenne des températures est influencée par les hautes valeurs estivales.

La source Lagier n° 17 montre de grandes variations de température. Elle sourd à une légère rupture de pente et s'écoule dans le torrent. A ce niveau nous pouvons observer le matériau qui constitue l'aquifère ; ce sont des galets calcaires aplatis. L'épaisseur de l'aquifère est peu importante, 3 à 5 mètres. L'alimentation se fait d'une part par le Riou à l'amont (zone de pertes) et d'autre part par les éboulis de versant qui s'envoient dans cette zone.

Les basses températures d'hiver (3°1 à 5°C) montrent l'importance de l'alimentation superficielle. Les températures du torrent durant cette période hivernale varient de 2°5 à 5°C donc toujours légèrement inférieures à celles de la source.

L'exposition des versants joue un rôle important, surtout sur les températures minima.

Les valeurs maxima ont été relevées en Juin - Juillet et les valeurs minima en Février - Mars.

IV.5. LA RÉSISTIVITÉ

Les eaux issues des éboulis sont relativement peu minéralisées, les résistivités moyennes varient de 2 000 à 5 000 ohm/cm. 75 % des sources mesurées ont une valeur de résistivité supérieure à 3 000 Ω .cm.

Les valeurs maximales ont été mesurées en Mars - Avril et les valeurs minimales en Novembre.

IV.6. LA COMPOSITION CHIMIQUE

Les eaux se caractérisent par des teneurs variables en éléments. On distingue trois groupes de sources (figure 43 et 44) :

- Premier groupe, du type Prê Barety n° 16, Lagier n° 17, Prieur n° 50, caractérisé par :

. une forte minéralisation (1 500 à 2 000 Ω cm) qui diminue avec l'augmentation de débit.

. une teneur en CO_3H (300 à 350 mg/l),
Ca³ (90 à 105 mg/l),
SO₄ (40 à 60 mg/l),
Mg⁴ (10 à 14 mg/l),
Na (13 à 13 mg/l),
Cl (10 à 50 mg/l),

- Deuxième groupe, du type Damians n° 22 et la Place n° 35, caractérisé par :

. une faible minéralisation diminuant avec l'augmentation de débit.

. une teneur en CO_3H (150 à 250 mg/l),
Ca³ (45 à 60 mg/l),
SO₄ (2 à 10 mg/l),
Mg⁴ (1 à 3 mg/l),
Na (1 à 5 mg/l),
Cl (0,1 à 2 mg/l),

- Troisième groupe, du type Prê des Fiès - Pellegrin. C'est le plus important, les compositions chimiques sont intermédiaires entre les deux autres groupes mais beaucoup plus proches du second que du premier. Nous noterons en général parallèlement à une augmentation du débit.

. en valeur absolue :

- une diminution des éléments CO_3H , Mg, Na, Cl.
- une augmentation des éléments Ca et SO₄.

. en valeur relative :

- une augmentation de CO_3H , Ca, SO₄, respectivement de 2 à 9 %, 1 à 8 % et 1 à 4 %.

IV.7. CONCLUSION

Les sources issues des éboulis et glissements ont un débit très variable dû à la forte perméabilité des matériaux très hétérogènes qui constituent ces aquifères.

Les décrues sont rapides, les températures assez stables.

Du point de vue chimique les eaux sont bicarbonatées, calciques avec des teneurs parfois relativement élevées en chlorures et sodium.

La minéralisation totale, élevée, varie de 220 à 550 mg/l.

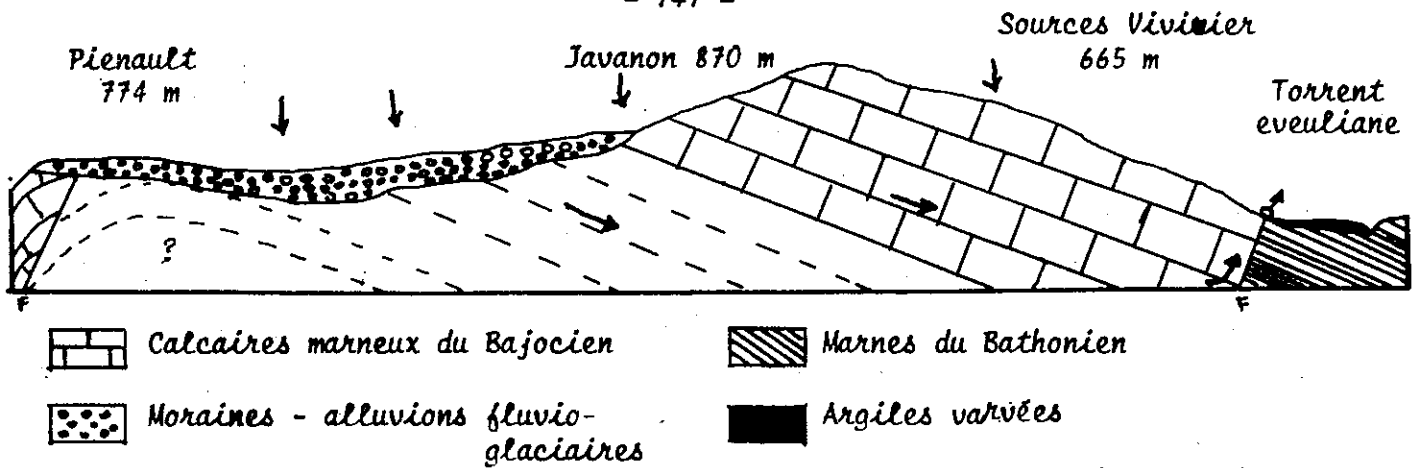
V. ETUDE DE LA SOURCE DU VIVIER

Cette source se trouve au Nord du massif de Javanon, elle est captée et alimente la commune d'Eyguians. Sa situation tectonique et les effets de l'érosion rendent difficiles la détermination de son origine.

V.1. LES CONDITIONS D'ÉMERGENCES

Le captage se trouve au fond d'un puits peu profond, creusé dans un matériel argileux et des émergences de moindre importance se trouvent une vingtaine de mètres à l'amont.

L'entaille creusée par le torrent de Cuculiane montre que ce matériel est constitué d'argiles varvées très sombres au sein desquelles se trouvent des restes de troncs d'arbres.



Echelle 1/20.000

Figure 45 : Coupe géologique montrant les conditions d'émergence des sources Vivier

Ces argiles sont les produits de la décomposition des marnes schisteuses du Bathonien qui se sont accumulées dans une dépression (figure 45). Ces terrains récents cachent une faille que l'on retrouve plus au Sud et qui met en contact les marnes schisteuses du Bathonien et les calcaires marneux du Bajocien qui constituent l'anticlinal Javanon-Pienault.

La source de Vivier devait sourdre au niveau de la faille, mais le comblement progressif de la dépression a provoqué la remontée de quelques filets d'eau le long du contact argile - calcaire marneux (Vivier supérieure) et le creusement dans les argiles d'un conduit naturel par les autres venues d'eaux.

V.2. LE BASSIN VERSANT DES SOURCES

Le bassin versant des sources de Vivier n'est de prime abord pas facile à déterminer. Cependant la figure 45 montre que les eaux emmagasinées dans les terrains fluvio-glaciaire au Sud de Javanon doivent percoler lentement le long de l'accident qui met en contact les schistes marneux imperméables et les calcaires.

Il en est de même pour l'eau qui s'infiltré au contact même des calcaires. Le bassin versant des sources Vivier comprendrait une partie des massifs des Plantiers - Pienault, les Ourbos et le massif de Javanon. Cet ensemble représente une surface d'environ 70 hectares dont 25 sont recouverts de terrains fluvio-glaciaires.

V.3. LES DÉBITS

Durant deux années nous avons effectué 38 mesures de débits à la source captée de Vivier, les valeurs mesurées varient de 1,5 à 3 l/s, ce coefficient de variation de 2 est le plus faible rencontré dans le secteur d'étude (tableau 26).

La valeur moyenne du débit est de 2,2 l/s avec un écart type de 0,3 l/s/ Les débits estimés aux émergences Vivier supérieures sont de l'ordre de 1 l/s/ Ils sont eux aussi très constants.

La courbe des débits en fonction du temps a une allure sinusoïdale, les valeurs les plus élevées étant mesurées de Février à Juillet et les plus faibles en automne (figure 46). Aucune réaction rapide n'est observée à la suite des pluies importantes.

V.4. LES TEMPÉRATURES

Les températures mesurées en même temps que les débits montrent une variation sinusoïdale opposée à celle des débits. Les valeurs élevées ont été mesurées en automne et les plus faibles au printemps. Les températures varient de 9°3 à 11°7C; la valeur moyenne est de 10°8C avec un écart type de 0,7° C. Cette valeur se situe au milieu des courbes t° eau ubac et t° eau adret (figure 46). Ceci confirme l'hypothèse d'un bassin versant comprenant à la fois des terrains exposés à l'adret et à l'ubac.

V.5. LA RÉSISTIVITÉ

La résistivité des eaux est très constante, elle ne varie que de 2 350 à 3 100 Ω cm avec une moyenne de 2 600 Ω cm.

Les valeurs les plus élevées ont été mesurées au printemps 1971 alors que les valeurs les plus faibles l'ont été au printemps 1972. Nous n'observons pas de relation évidente avec les variations de débit.

V.6. LA COMPOSITION CHIMIQUE

Nous avons fait réaliser 21 analyses chimiques de Vivier et 3 de Vivier supérieure.

Dans l'étude du chimisme des eaux nous avons éliminé deux valeurs de l'analyse du 30.04.71 : celles des teneurs en chlorures et sulfates ; les concentrations en ces éléments étant aberrantes par rapport à toutes les autres, probablement en raison d'une erreur de manipulation.

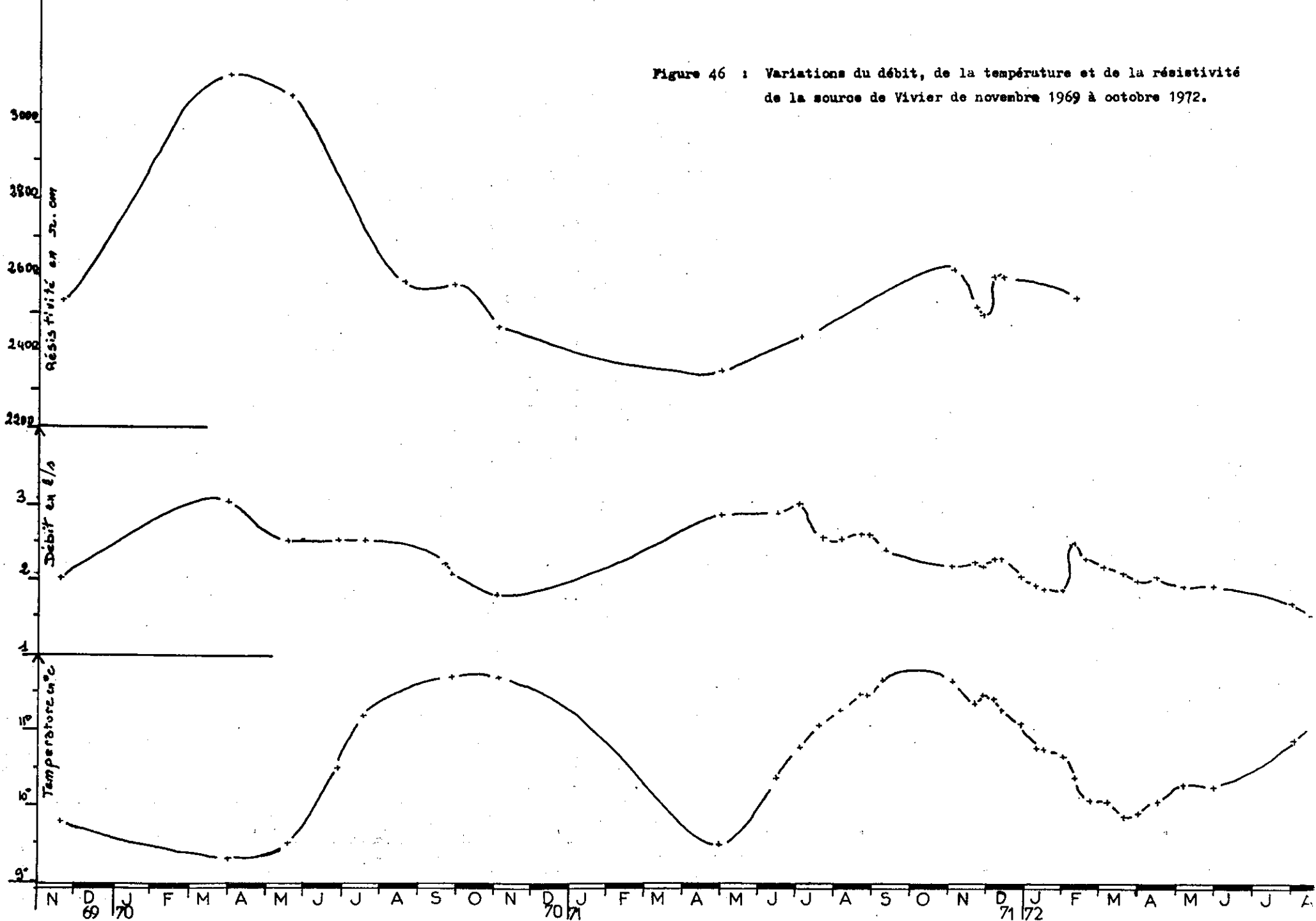
L'étude des analyses chimiques (tableaux 26 et 27) montre :
 - que les eaux de Vivier et Vivier supérieure proviennent bien du même aquifère (figure 47),
 - que les eaux sont bicarbonatées calciques avec des concentrations assez importantes en sulfates et silice (figure 48),
 - une grande constance des éléments chimiques (tableau 28), les variations pour les éléments fondamentaux étant inférieures à 10 %.

Cette constance du chimisme de la source Vivier la différencie des autres sources de la région qui réagissent souvent aux débits de crue et d'étiage.

désignation	date	CO3H ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	SO4 ⁻⁻	Na ⁺	Cl ⁻	K ⁺	NO3 ⁻	Si ⁺	Sior	Σ [±]	PH	Q	pH
VIVIER Sup 23b	06-03-72	275,7	81,5	9,4	18,9	3,12	1,65	0,53	0	0,4	12,2	403,4			
		4,519	4,067	0,773	0,393	0,136	0,047	0,014				9,97			
		45,38	40,84	7,76	3,94	1,36	0,47	0,09							
VIVIER Sup 23b	23-03-72	286,4	86	9,4	18,3	3,2	1,68	0,47		0,4	12,2	418,1			
		4,694	4,291	0,773	0,381	0,139	0,047	0,012				10,36	2035		7,7
		45,37	41,47	7,47	3,68	1,34	0,45	0,11							
VIVIER Sup 23b	07-05-72	287,4	86	9,8	18,48	3,2	1,72	0,52	0,01	0,39	11,9	419,4			
		4,710	4,291	0,806	0,383	0,139	0,048	0,013				10,4			
		45,29	41,26	7,75	3,68	1,33	0,46	0,09							
PIENAUULT TALWEG	10-02-72	264,5	77	13,4	34,8	3,3	1,2	0,54	0	0,32	12,4	407,5			
		4,335	3,842	1,102	0,724	0,144	0,034	0,014		0,007		10,2	2488		
		42,49	37,66	11,68	7,1	1,41	0,33	0,13		0,07					
PIENAUULT TUFFEUSE	10-02-72	295,7	83,5	14,5	30,3	4,05	1,2	0,58	-	0,36	14,32	444,5			
		4,847	4,167	1,192	0,69	0,176	0,34	0,015				11,1	2326		
		43,78	37,64	10,76	5,69	1,59	0,3	0,07							

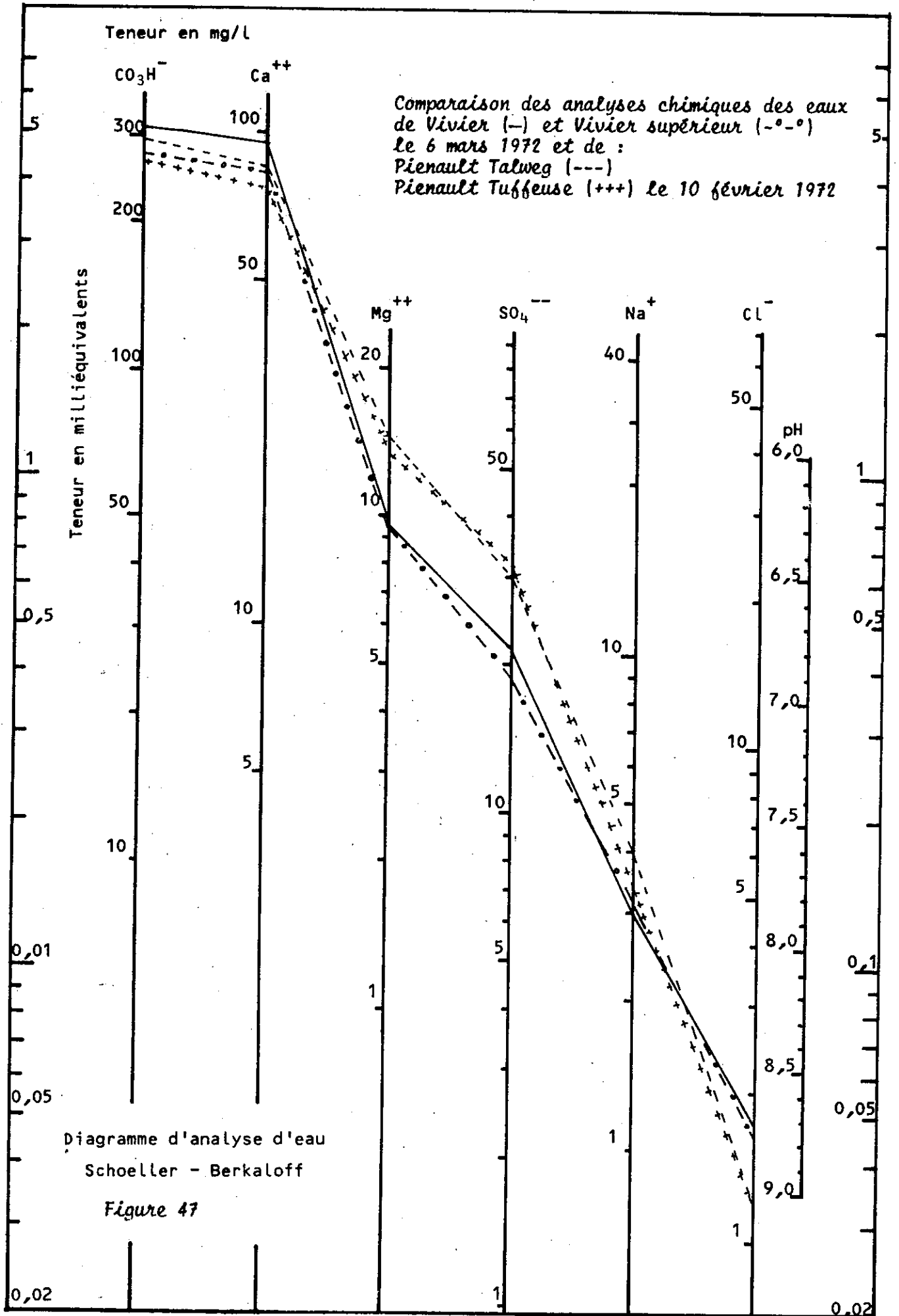
TABLEAU 26 = Caractéristiques physiques et chimiques des sources VIVIER supérieures et PIENAUULT.

Figure 46 : Variations du débit, de la température et de la résistivité de la source de Vivier de novembre 1969 à octobre 1972.



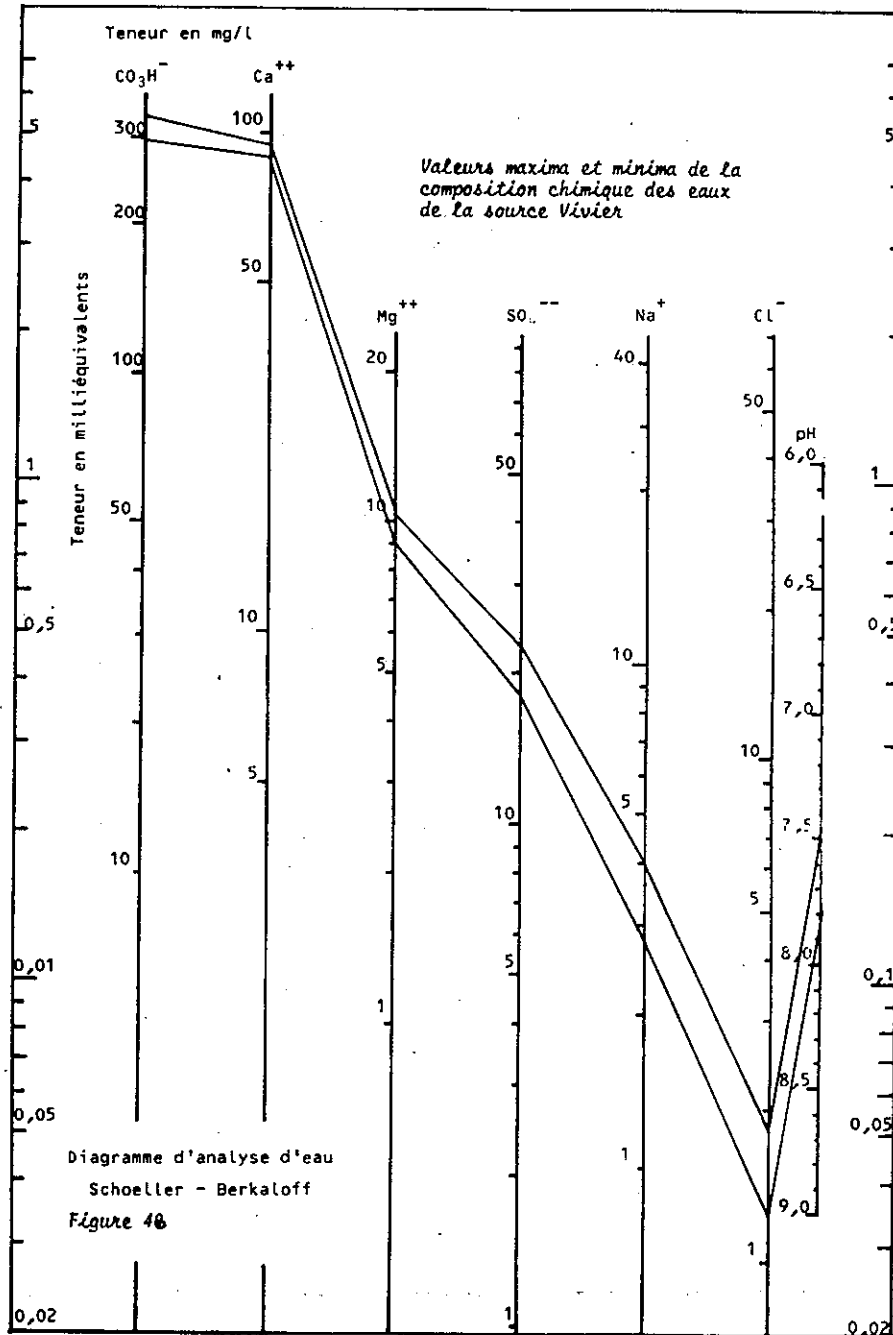
date.	CO3H	Ca ++	Mg ++	SO4 --	Na +	cl -	K +	NO3 -	St ++	Sio2	Σ+	φ18	t°	Q	pH
03-11-70	305,30 5,0 45,8	87,2 4,36 40	10,2 0,84 7,7	22,6 0,47 4,3	4,0 0,17 1,6	1,8 0,05 0,5	1,0 0,03 0,27	0	0,38 0,009	11,2	443 10,9	2275	11,7	1,8	7,7
30-04-71	323,3 5,3 47,20	91,6 4,58	9,6 0,82	7,0 0,15	3,7 0,16 1,4	8,5 0,24	1,0 0,03	0,6 0,01	0,39 0,01		444,7 11,24	2126	(9,5)	2,85	7,5
03-11-71	305,2 5,002 46,30	89,5 4,466 41,34	9,2 0,757 7,0	18 0,374 3,46	3,1 0,135 1,2	1,7 0,048 0,44	0,43 0,011 0,11		0,38 0,009	11,4	438,9 10,81		11,7	2,2	
20-11-71	305 5,0 45,69	91 4,541 41,51	9,3 0,765 6,99	21 0,437 3,99	3,1 0,135 1,2	1,45 0,041 0,37	0,39 0,01 0,09	0,03 0,002	0,38 0,009	11,8	443,4 10,95		11,4	2,3	
28-11-71	303,1 4,968 45,56	91 4,541 41,65	9,3 0,765 7,01	20,7 0,431 3,95	3,1 0,135 1,2	1,45 0,041 0,37	0,39 0,01 0,09	0,03 0,002	0,40 0,010	4,4	440,8 10,91		11,5	2,2	
04-12-71	302,1 4,951 45,53	91 4,541 41,76	9,3 0,765 7,01	20,5 0,426 3,91	3,1 0,135 1,2	1,25 0,035 0,32	0,39 0,01 0,1	0,03 0,002	0,38 0,009	11,4	439,4 10,88		1,5	2,3	
11-12-71	301,6 4,943 45,41	91 4,541 41,76	9,3 0,765 7,03	21 0,437 4,01	3,1 0,135 1,2	1,45 0,041 0,37	0,39 0,01 0,1	0,03 0,002	0,38 0,009	11,8	440 10,89		11,3	2,3	
28-12-71	300,9 4,931 45,18	92 4,591 42,06	9,3 0,765 7,07	20,7 0,431 3,94	3,1 0,135 1,2	1,50 0,042 0,38	0,40 0,01 0,1	0	0,37 0,008	11,6	439,8 10,93		11,1	2,1	
15-01-72	303 4,967 45,56	91 4,541 41,66	9,45 0,777 7,12	20,1 0,418 3,83	3,2 0,139 1,2	1,40 0,039 0,35	0,39 0,01 0,1	0	0,39 0,009	10,6	439,6 10,91		10,8	1,9	
29-01-72	300 4,919 45,40	91 4,541 41,91	9,45 0,777 7,17	19,5 0,406 3,74	3,1 0,135 1,2	1,35 0,038 0,35	0,42 0,011 0,1	0	0,40 0,01	11,0	436,3 10,85		10,7	1,9	
10-02-72	308,7 5,059 45,13	93,5 4,666 41,62	9,55 0,785 7,0	23,7 0,493 4,4	3,05 0,133 1,19	1,35 0,042 0,37	0,39 0,01 0,09	0,06 0,004 0,04	0,39 0,009 0,08	10,8	451,4 11,21		10,4	2,5	
23-02-72	311,6 5,046 44,81	94,5 4,691 41,66	9,6 0,798 7,08	21,3 0,451 4,0	2,85 0,13 1,15	1,72 0,049 0,44	0,33 0,008 0,07	0,02	0,40 0,009 0,08	10,8	453,1 11,26		10,1	2,3	
06-03-72	307,9 5,107 45,11	94 4,716 41,94	9,7 0,789 7,13	21,7 0,443 4,03	3,0 0,124 1,16	1,75 0,048 0,44	0,41 0,01 0,89	0	0,40	11	449,9 11,20		10,1	2,2	
23-03-72	310 5,081 45,80	92,5 4,616 41,61	9,6 0,789 7,11	19,5 0,406 3,66	3,0 0,124 1,17	1,80 0,051 0,45	0,35 0,009	0	0,39	10,9	448,1 11,1		9,9	2,1	
01-04-72	307,9 5,047 45,68	92,5 4,616 41,78	9,6 0,789 7,14	18,90 0,393 3,55	3,05 0,133 1,2	1,76 0,06 0,45	0,37 0,009	0,01	0,39	11,2	445,7 11,06		10	2,0	
14-04-72	306,5 5,023 45,50	92,5 4,616 41,81	9,6 0,789 7,15	19,80 0,412 3,73	3,05 0,133 1,20	1,72 0,048 0,43	0,36 0,009	0,01	0,39	11,1	445, 11,05		10,1	2,1	
07-05-72	294,8 4,832 45,04	90 4,491 41,81	9,9 0,814 7,37	21,42 0,455 3,90	3,1 0,35 1,23	1,82 0,051 0,45	0,53 0,104	0,01	0,40	11,9	433,9 10,8		10,3	2,0	
28-05-72	304,3 4,987 44,99	93 4,641 41,87	9,9 0,814 7,34	21,12 0,439 3,96	3,05 0,133 1,20	1,72 0,049 0,44	0,43 0,011 0,009	0,01	0,40	11	444,9 11,1		10,3	2,0	
31-07-72	305 4,999 45,04	93 4,641 41,81	9,95 0,818 7,37	20,82 0,433 3,90	3,15 0,137 1,23	1,82 0,051 0,45	0,43 0,011 0,1	0,01	0,40	11,5	446,07 11,1		10,9	1,7	
23-08-72	304 4,983 41,89	93 4,641 41,81	10,1 0,831 7,49	21 0,437 3,24	3,17 0,138 1,24	1,82 0,051 0,45	0,44 0,011 0,09	0,01	0,39	11,4	445,3 11,11		11,1	1,6	
06-10-72	303,5 4,974	93 4,641 41,80	10,1 0,831 7,48	22,62 0,47 4,23	3,17 0,138 1,24	1,79 0,050 0,45	0,45 0,011	0,01	0,39	11,3	446,3 11,14		11,5	1,5	

TABEAU 27 = Caractéristiques physiques et chimiques de la source de Vivier.



Ions	Concentration		Coefficient de variation Maxi Mini	Concentration moyenne		en % total
	Maxi en mē/l	Mini en mē/l		en mg/l	en mē/l	
HCO ₃ ⁻	5,3	4,832	1,1	305	5,0	45,3
SO ₄ ⁻	0,493	0,374	1,3	20,8	0,43	3,9
Cl	0,051	0,035	1,4	1,6	0,046	0,004
NO ₃ ⁻	0,004	0		0,016	0,0002	0,0002
Ca ⁺⁺	4,691	4,466	1,1	92	4,6	41,8
Mg ⁺⁺	0,84	0,757	1,1	9,6	0,8	7,3
Na ⁺	0,17	0,13	1,4	3,2	0,13	1,2
K ⁺	0,011	0,009	1,2	0,41	0,01	0,0009
Sh ⁺⁺	0,009	0,009	1,1	0,39	0,008	0,007
SiO ₂ en mg/l	11,8	10,6	1,11	11,2		

Tableau 28 : variation des éléments chimiques des eaux de la source Vivier.



V.7. LES CARACTÉRISTIQUES ISOTOPIQUES

La grande régularité des débits, des températures et la faible variation des concentrations en éléments dissous nous a incité à faire réaliser des analyses isotopiques. Elles nous permettront de préciser l'altitude moyenne de l'impluvium et de préciser le temps de transit de l'eau et le volume des réserves.

V.7.1. LE TRITIUM (H_3)

20 analyses de teneurs en tritium ont été effectuées du 3 novembre 1971 au 6 octobre 1972 sur les eaux de la source Vivier et 3 sur la source supérieure. Nous notons que la teneur en H_3 des sources supérieures est plus faible que celle de la source Vivier, mais nous ne possédons pas suffisamment de valeurs pour analyser ce phénomène (figure 49).

La valeur pondérée des 21 mesures est de 38 UT avec une légère augmentation de décembre 1971 à 1972. Pour retrouver des teneurs aussi faibles en tritium dans les eaux de pluie il faut remonter avant 1952. L'âge moyen des eaux de Vivier est donc supérieure à 12,26 ans. Compte tenu des teneurs en UT inférieures à celles mesurées en 1952 nous pouvons affirmer que l'âge moyen des eaux de la source Vivier est supérieur à 20 ans. Le coefficient de renouvellement de la nappe est donc inférieur à 5 %.

Le volume écoulé annuellement aux sources Viviers peut être évalué à 1.10^5 m³ ($3,2 \times 365 \times 86\ 400$). Il est possible de calculer le volume d'eau des réserves par la relation suivante :

$$T = \frac{V}{v}$$

où T = âge moyen des eaux

V = renouvellement annuel des eaux (P-Etr = volume écoulé)

v = volume des réserves.

D'après cette solution le volume des réserves est d'environ de 2.10^6 m³.

L'épaisseur des dépôts fluvioglacière est d'environ 30 à 35 mètres, le coefficient d'ammagasinement est de

$$\frac{V}{V_r} = 0,2 \quad \text{avec} \quad V = \text{volume des réserves}$$
$$V_r = \text{volume du réservoir}$$

Ainsi le coefficient d'emmagasinement de ces dépôts est d'environ 20 %.

V.7.2. L'OXYGENE 18 (O^{18})

La moyenne pondérée des 20 valeurs mesurées est de - 8,8 %. Si nous supposons que les pluies "d'avant 1962" avaient une même concentration en O^{18} que celles mesurées à 875 m à Lagier en 1971-1972, soit - 8,5 ‰, nous pouvons calculer l'altitude moyenne de l'impluvium

$$875 + (-8,8 - 8,5) \times 220 = 940 \text{ mètres}$$

Le bassin versant de Javanon ayant une altitude moyenne inférieure à 800 mètres, ce ne serait donc pas lui qui participerait à l'alimentation des sources.

Source Pienault talweg (+): 73 ± 8 UT
 le 10.2.72 Source Pienault Tuffeuse (o): 86 ± 9 UT

Source Vivier (+)

Vivier Sup. (o)

	1971						1972														1972			
	3-11	20-11	28-11	4-12	12-12	22-12	9-1	15-1	22-1	29-1	10-2	23-2	6-3	23-3	1-4	14-4	7-5	28-5	3-8	23-8	6-10	6-3	23-3	7-5
O-18	-8,8	-8,9	-8,8	-8,6	-9,0	-8,7	-8,8	-8,7	-8,9	-9,0	-8,9	-9,1	-9,0	-9,0	-8,9		-8,1	-8,7	-8,7	-8,8	-9,1	-8,9	-9,0	-8,8
H-3	25±5	29±6	23±6	32±6	24±5	24±5	25±5	21±4	29±6	28±6	34±7	51±10	31±6	50±10	41±8	41±8	56±9	51±9	30±6	31±6	32±6	18±4	17±4	58±9
Q	2,3	2,3	2,2	2,3	2,3	2,1	2,0	1,9	1,9	1,9	2,5	2,5	2,2	2,1	2,0	2,1	2,0	2,0	1,7	1,6	1,5			
‰	11°7	11°4	11°5	11°5	11°3	11°4	10°8	10°8	10°8	10°7	10°4	10°4	10°1	9°9	10°	10°1	10°3	10°3	10°3	11°1	11°5	11°6	11°6	11°7

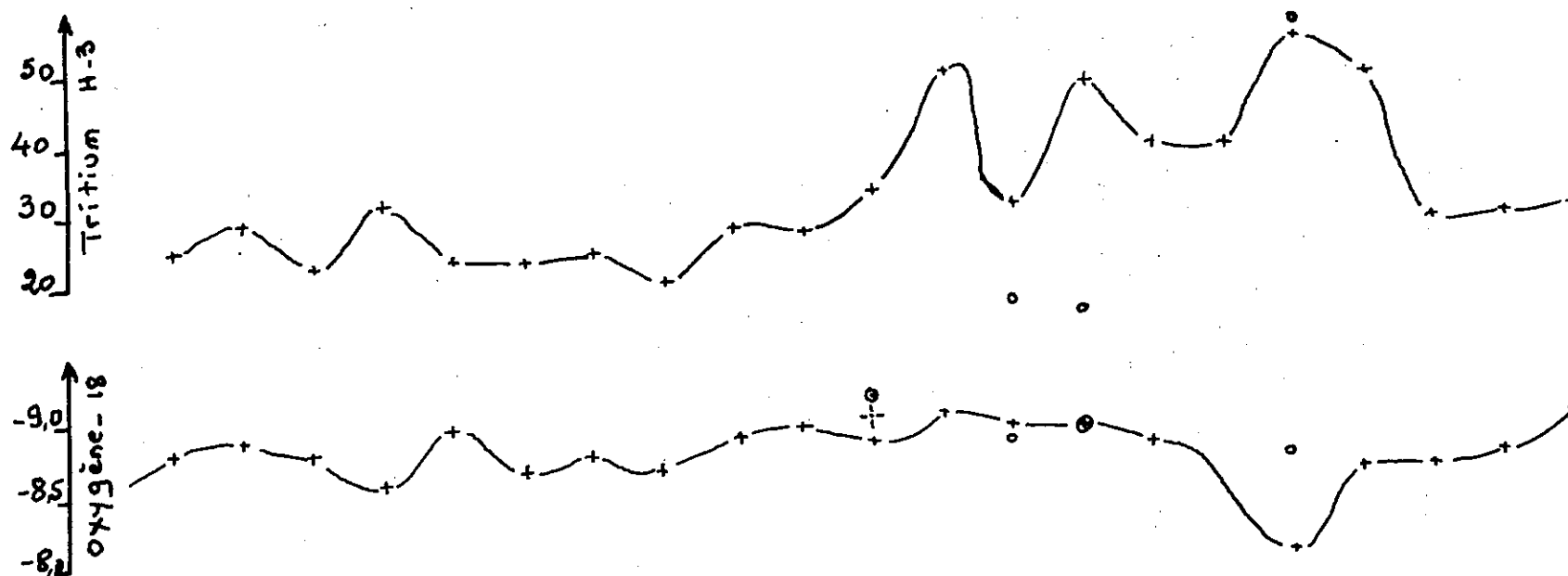


Figure 49 : Mesures isotopiques aux sources Vivier et Pienault

Les zones Nord et Nord Est des sources Vivier sont constituées par des marnes bathoniennes et callovo-oxfordiennes qui du fait de leur imperméabilité ne nous paraissent pas susceptibles de constituer un bon aquifère et ce d'autant plus que leur altitude moyenne est identique à celle du massif de Javanon.

Nous pensons donc que les eaux de pluie qui ont participé à la recharge de l'aquifère et qui apparaissent actuellement à la source Vivier avaient des teneurs en oxygène-18 plus faibles, soit du fait d'un épisode légèrement plus froid soit d'un gradient d'O18 moins élevé que celui que nous avons mesuré à Lagier, soit du fait de l'exposition Nord d'une partie du bassin versant.

Conclusion

Pour vérifier si le plateau de Javanon participe bien à l'alimentation de Vivier nous avons fait analyser les eaux de deux toutes petites sources qui émergent sur le flanc Ouest de l'anticlinal de Javanon : les sources Pienault-talweg et tuffeuse.

Nous constatons (figure 49) que leur composition chimique est analogue à celle de Vivier. Leur teneur en tritium révèle des valeurs un peu plus élevées que celles des sources Vivier mais bien inférieures aux autres teneurs des sources de la région. Les teneurs en oxygène 18 sont identiques. Le seul bassin versant qui peut alimenter ces sources est celui de Javanon.

Nous pouvons donc conclure que l'ensemble du bassin de Javanon participe à l'alimentation des sources Vivier, que la nature des terrains géologiques conditionne une circulation d'eau très lente et que les précipitations qui ont alimenté l'aquifère il y a plus de vingt ans possédaient une teneur en O¹⁸ inférieure à celle actuelle.

CHAPITRE VII

BILAN HYDROLOGIQUE DU MOYEN BUECH

Le bilan hydrologique d'un bassin versant peut s'écrire :

$$P = Q + E + R$$

avec

P = précipitations en mm

Q = écoulement souterrain et de surface en mm

E = évapotranspiration en mm

R = recharge ou vidange des nappes durant la période considérée en mm.

I - ANALYSE DES DIFFERENTS ELEMENTS DU BILAN

Tous les éléments intervenant dans le bilan seront calculés à l'altitude moyenne du bassin versant, soit à 910 mètres.

I.1. LES PRÉCIPITATIONS

Les stations pluviométriques fonctionnant à l'intérieur du moyen Buëch, sont Laragne (567 m), Serres (672 m), Montjay (815 m) et Lagier (875 m).

Seules les trois premières existent depuis plus de 20 ans. Pour calculer les précipitations mensuelles nous avons choisi comme référence les hauteurs de pluie mesurées à Montjay dont l'altitude se rapproche le plus de l'altitude moyenne du bassin versant. Les valeurs annuelles théoriques de 1971 et 1972 rapportées à celles de Montjay donnent un coefficient moyen de 1,07. Nous avons adopté ce coefficient pour les hauteurs mensuelles.

Pluviométrie mensuelle à l'altitude de 910 mètres.

Année	Mois												Année
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
1971	81	20	167	157	136	174	72	72	40	13	138	10	1 080 mm
1972	56	214	57	53	46	126	102	48	71	167	60	138	1 138 mm
Période 1951-1970	73	80	83	78	87	86	41	80	98	103	119	92	1 020 mm

I.2. L'ÉVAPOTRANSPIRATION

Ce terme regroupe à la fois l'évaporation à partir des surfaces humides et la transpiration des végétaux.

L'évapotranspiration est un phénomène complexe, que de nombreux auteurs ont essayé de traduire en formule mathématique, où interviennent les précipitations, la température, l'ensoleillement, les radiations solaires et l'humidité relative.

I.2.1. L'EVAPORATION

Les seules mesures d'évaporation à partir d'une surface d'eau ont été réalisées à la station hydrométéorologique de St Genis-Lagier à 875 m d'altitude.

Les valeurs théoriques à 910 m seront déduites de celles de Lagier en affectant ces dernières d'un coefficient de 0,94 (moyenne des variations de température et des précipitations entre ces deux altitudes). Les résultats sont les suivants :

Année	Mois												Année
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
1971	16	37	37	54	48	69	74	93	55	39	20	24	566
1972	20	27	50	54	45	58	80	77	39	37	23	22	532

I.2.2. L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

I.2.2.1. Méthode de Thornthwaite

Cette méthode très employée en hydrologie et en agronomie exprime le pouvoir évaporant maximum de l'atmosphère au sol en fonction :

- des températures mensuelles successives,
- de la latitude, plus exactement de la durée théorique de l'ensoleillement dans la région donnée,

$$ET_p = 1,6 \left(\frac{10^t}{I} \right)^a \quad \text{avec}$$

t = température moyenne du mois considéré

I = indice thermique annuel $\sum_{i=1}^{12} i$ avec $i = \frac{t}{5} - 1,514$

Ces 12 valeurs de i sont affectées d'un coefficient K qui tient compte de la durée d'insolation théorique et du nombre de jours du mois considéré.

ET_p = évapotranspiration mensuelle en cm pour un mois fictif de 30 jours et une durée théorique d'ensoleillement de 12 heures par jour.

Pour la suite de l'étude nous supposons que la température moyenne mensuelle à 910 m est égale à celle de Laragne affectée d'un coefficient de 0,79 (valeur moyenne des rapports)

$$\frac{\text{Température moyenne annuelle à 910 m}}{\text{Température moyenne mensuelle à Laragne (567 m)}} : 0,79$$

Les valeurs obtenues (tableau 29) sont les suivantes :

$$\begin{aligned} ET_p \text{ 1971} &= 594 \text{ mm} \\ ET_p \text{ 1972} &= 577 \text{ mm} \\ ET_p \text{ (1951-1970)} &= 606 \text{ mm} \end{aligned}$$

I.2.2.2. Méthode de L. Turc

Cette méthode tient compte de la durée réelle de l'ensoleillement.

	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Année
1971													
t°	-1,6	3,5	4,0	9,1	11,0	12,9	16,4	17,1	13,3	9,6	3,5	1,9	8,25
i	0	0,58	0,71	2,48	3,3	4,2	6,04	6,44	4,4	2,69	0,85	0,23	i=31,92
ETP	0	17,5	20	46	56	65	84	88	68	48	17,5	9	
K	0,82	0,82	1,02	1,13	1,27	1,29	1,3	1,2	1,02	0,95	0,8	0,76	
ETP corrigée	0	14,4	20,4	52	71,1	83,9	109,2	105,6	70,7	45,6	14	6,8	594 mm
1972													
t°	1,3	3,7	4,7	7,5	10	12,5	15,6	13,8	10,5	8,1	4,1	2,2	7,9
i	0,31	0,63	0,91	1,85	2,86	4,0	5,6	4,6	3,08	2,08	0,74	0,29	i=26,95
ETP	8	21,5	27	42	54	66	82	72	57	45	24	13	
ETP corrigée	6,5	17,6	27,5	47,5	68,6	85,1	106,6	86,4	59,3	42,8	19,2	9,9	577 mm
1951 - 1970													
t°	0,9	2,8	5,8	8,8	11,9	14,7	16,8	16,0	13,7	9,7	5,2	2,2	9,1
i	0,07	0,42	1,25	2,35	3,72	5,12	6,26	5,82	4,6	2,73	1,06	0,29	i=33,69
ETP	4	13,5	28	43	59	72	84	79	67	47,5	25	10	
ETP corrigée	3,2	11,1	28,6	48,6	74,9	92,9	109,2	94,8	69,7	45,1	20	7,6	606 mm

TABLEAU 29 = Evapotranspiration potentielle - Formule de THORNTHWAITE.

	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Année
1971													
t°	-1,6	3,5	4,0	9,1	11,0	12,9	16,4	17,1	13,3	9,6	3,5	1,9	8°25
h	116	66	212	201	183	267	325	298	278	256	128	163	2493
Hx nbe de jours	287	291	370	404	459	465	470	435	376	341	289	275	
I O	308	441	629	806	934	984	950	845	669	484	333	266	
I G	132	141	367	394	399	527	578	511	427	312	151	146	
ETP en mm	0	14	35	67	76	107	131	120	87	56	15	8	716
1972													
t°	1,3	3,7	4,7	7,5	10	12,5	15,6	13,8	10,5	8,1	4,1	2,2	7,9
h	118	97	184	225	250	249	302	281	225	209	136	139	
Hx nbe de jours	287	301	370	404	459	465	470	435	376	341	289	275	
I G	133	167	307	423	483	504	549	490	369	271	157	131	
ETP en mm	6	13	34	63	82	101	122	104	69	45	18	9	666
1951 - 1970													
t°	0,9	2,8	5,8	8,8	11,9	14,7	16,8	16	13,7	9,7	5,2	2,2	9,1
h	124	166	207	216	246	293	326	287	268	187	127	104	
Hx nbe de jours	287	291	370	404	459	465	470	435	376	341	289	275	
Ig	138	235	331	412	478	562	580	498	416	252	150	110	
ETP en mm	4	18	42	68	93	121	133	113	89	48	20	8	757

TABLEAU 30 = Calcul de L'Evapotranspiration potentielle d'après la formule de L. TURC :

$$ETP = 0,40 (I_g + 50) \frac{t}{t+15} \quad \text{ou} \quad I_g = I_o (0,18 + 0,62 \frac{h}{H})$$

$$ET_p = 0,40 (I_g + 50) \frac{t}{t + 15}$$

avec : $I_g = I_0 (0,18 + 0,62 \frac{h}{H})$ avec :

- h : durée d'insolation effective en heures
- H : durée du jour astronomique en heures
- I_0 : énergie de radiation qui atteindrait le sol si l'atmosphère n'existait pas, exprimée en calorie par cm^2 de surface horizontale pour le mois considéré = ces valeurs sont fonction de la latitude et sont données dans les tables d'Angot.
- I_g : radiation solaire globale en calorie par cm^2 pour le mois considéré.
- t° : température moyenne mensuelle en $^\circ C$
- ET_p : évapotranspiration potentielle du mois considéré en mm.

Les valeurs de h sont celles que nous avons calculées au chapitre III pour la station de Laragne.

Les valeurs obtenues (tableau 30) sont les suivantes :

ET_p 1971	= 716 mm
ET_p 1972	= 666 mm
ET_p (1951-1970)	= 757 mm

Critiques de ces deux méthodes

Les valeurs obtenues peuvent prêter à plusieurs critiques : celles liées aux formules et celles liées aux approximations dues à un calcul théorique pour la température. La pluviosité et la durée d'insolation. Cependant tous les auteurs qui ont utilisé ces formules et comparé les résultats avec une case lysimétrique constamment alimentée en eau estiment les valeurs obtenues par la formule de Thornthwaite proches de la réalité.

1.2.3. L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE

Elle peut être calculée à partir de l'évapotranspiration potentielle par la méthode de Thornthwaite soit calculée à partir de formules mathématiques dans ce cas là elle est assimilée au déficit d'écoulement (D) (différence entre les précipitations P et l'écoulement Q).

1.2.3.1. Méthode de Thornthwaite

Le tableau 31 montre les calculs nécessaires pour l'obtention des valeurs de l'évapotranspiration réelle. Les valeurs obtenues sont les suivantes :

ET_r 1971	= 559 mm
ET_r 1972	= 577 mm
ET_r (1951-1970)	= 606 mm

Pour calculer ces valeurs nous avons admis que le sol est capable de céder à l'évapotranspiration une quantité d'eau de 100 mm lorsque les précipitations deviennent insuffisantes pour satisfaire les exigences de la transpiration végétale. Thornthwaite assignait une limite de 100 mm à l'assèchement d'un sol cultivé, il admettait en corollaire que l' ET_r est égale à l' ET_p tant que les apports sont supérieures aux besoins et que les excédents sont d'abord emmagasinés dans le sol à concurrence de ces 100 mm.

: Janv : Fév : Mars : Avril : Mai : Juin : Juil : Août : Sept : Oct : Nov : Déc : Année

. Précipitations 1971	81	:20	:167	:157	:136	:174	:72	:72	:40	:13	:138	:10	:1080
. ETP Thornthwaite	0	:14	:20	:52	:71	:84	:109	:106	:71	:46	:14	:7	:594
. P - ETP.	81	:6	:147	:105	:65	:90	:-37	:-34	:-31	:-33	:124	:3	:486
. Δ R	:	:	:	:	:	:	:-37	:-34	:-29	:	:	:	:
. Etat de la réserve	100	:100	:100	:100	:100	:100	:63	:29	:	:	:100	:100	:
. ET réelle 1971	0	:14	:20	:52	:71	:84	:109	:106	:65	:13	:14	:7	:559
. Déficit	:	:	:	:	:	:	:	:	:2	:33	:	:	:35
. Excédent	81	:6	:147	:105	:65	:90	:	:	:	:	:24	:3	:521
. Ecoulement disponible	44	:25	:86	:96	:80	:85	:43	:21	:11	:11	:12	:7	:521
. Ecoulement réel	35	:35	:85	:216	:156	:94	:11	:5	:5	:5	:8	:12	:669
	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
<u>1972</u>	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
. Précipitations	56	:214	:57	:53	:46	:126	:102	:48	:71	:167	:60	:138	:1138
. ETP. Thornthwaite	6	:18	:27	:48	:69	:85	:107	:86	:59	:43	:19	:10	:577
. P - ETP	50	:196	:30	:5	:-23	:41	:-5	:-38	:12	:124	:41	:128	:561
. Δ R	:	:	:	:	:-23	:+23	:-5	:-38	:+12	:	:	:	:
. Etat de la réserve	100	:100	:100	:100	:77	:100	:95	:57	:69	:100	:100	:100	:100
. ET réelle 1972	6	:18	:27	:48	:69	:85	:107	:86	:59	:43	:19	:10	:577
. Déficit	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
. Excédent	50	:196	:30	:5	:18	:	:	:	:	:93	:41	:128	:561
. Ecoulement disponible	68	:132	:81	:43	:21	:20	:10	:5	:5	:46	:44	:86	:561
. Ecoulement réel	23	:79	:70	:86	:50	:75	:12	:6	:12	:47	:46	:71	:577
	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
<u>Année moyenne</u>	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
. Précipitations	73	:80	:83	:78	:87	:86	:41	:80	:98	:103	:119	:92	:1020
. ETP. thornthwaite	3	:11	:28	:49	:75	:93	:109	:95	:70	:45	:20	:8	:606
. P - ETP	70	:69	:55	:29	:12	:-7	:-68	:-15	:28	:58	:99	:84	:414
. Δ R	:	:	:	:	:	:-7	:-68	:-15	:28	:58	:4	:	:
. Etat de la réserve	100	:100	:100	:100	:100	:93	:25	:10	:38	:96	:100	:100	:
. ET réelle moyenne	5	:11	:28	:49	:12	:93	:109	:95	:70	:45	:20	:8	:606
. Déficit	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
. Excédent	70	:69	:55	:29	:12	:	:	:	:	:	:95	:84	:414
. Ecoulement disponible	68	:68	:62	:45	:29	:14	:7	:4	:2	:2	:47	:66	:414
. Ecoulement réel	59	:58	:86	:104	:68	:36	:13	:9	:14	:20	:47	:55	:569

TABEAU 31 = Eléments (en mm) du Bilan hydrologique mensuel calculés par la méthode de THORNTHWAITE.

La partie supérieure à ces 100 mm est disponible à l'écoulement de surface et à l'alimentation des nappes profondes. Lorsque les précipitations du mois sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle, l'évapotranspiration réelle est égale à la somme des précipitations du mois et de tout ou partie des réserves d'eau du sol. L'écoulement dans le réseau de surface se calcule à partir du mois où se reconstituent les réserves.

1.2.3.2. Formule faisant intervenir uniquement la température

Formule de P. Coutagne $D = 210 + 30t$, elle est valable lorsque $640 \text{ mm} < P < 960 \text{ mm}$.

Bien que les valeurs des précipitations soient supérieures à cette limite nous avons calculé et obtenu :

$$\begin{aligned} D \text{ 1971} &= 458 \text{ mm} \\ D \text{ 1972} &= 447 \text{ mm} \\ D \text{ (1951-1970)} &= 483 \text{ mm} \end{aligned}$$

1.2.3.3. Formules faisant intervenir la température et les précipitations

- Formule de Coutagne :

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

Elle est valable lorsque $\frac{1}{8\lambda} < P < \frac{1}{2\lambda}$

Bien que les valeurs des précipitations soient supérieures nous avons calculé :

$$\begin{aligned} D \text{ 1971} &= 482 \text{ mm} \\ D \text{ 1972} &= 458 \text{ mm} \\ D \text{ (1951-1970)} &= 519 \text{ mm} \end{aligned}$$

- Formule de Turc

L'étude de plus de 250 bassins versants a permis à L. Turc de préciser la formule $D = \frac{P}{L}$ (P.t) son équation est :

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

avec P en mm ; T en °C ; D en mm

Les valeurs obtenues sont :

$$\begin{aligned} D \text{ 1971} &= 484 \text{ mm} \\ D \text{ 1972} &= 479 \text{ mm} \\ D \text{ (1951-1970)} &= 500 \text{ mm} \end{aligned}$$

1.2.4. ANALYSES DES RESULTATS ET DES CALCULS DE L'EVAPOTRANSPIRATION

Le tableau 32, montre tous les résultats obtenus suivant les différentes formules. Nous pouvons éliminer les valeurs de l'évapotranspiration potentielle et celles obtenues par les formules de Coutagne pour les raisons énoncées plus haut.

Méthode de calcul EP	1971 en mm	1972 en mm	Moyenne (1951-1970)
- Evaporation	566	532	
- Evapotranspiration potentielle			
- Thornthwaite	594	577	606
- Turc	716	666	757
- Evapotranspiration réelle			
- Thornthwaite	559	577	606
- Déficit écoulement			
- Coutagne 1	458	447	483
- Coutagne 2	482	458	519
- Turc	484	479	500
- Déficit écoulement mesuré à Serres	411	561	316

Tableau 32 : Résultats des valeurs de l'ETp, ET_r et D en fonction des formules utilisées.

L'évapotranspiration réelle varie donc :

- en 1971 : 484 < ET_r < 559 mm
- en 1972 : 479 < ET_r < 577 mm
- en 1951-1970 : 500 < ET_r < 606 mm

Nous pouvons donc admettre pour la suite de l'étude les valeurs suivantes :

- ET_r 1971 = 522 ⁺ 36 mm ~ 520 mm ⁺ 7 %
- ET_r 1972 = 528 ⁺ 49 mm ~ 530 mm ⁺ 9 %
- ET_r 1951-1970 = 553 ⁻ 53 mm ~ 550 mm ⁻ 10 %

Nous constatons une certaine homogénéité des valeurs de l'évapotranspiration avec des variations annuelles inférieures à $\pm 10\%$ en fonction de la pluviométrie et de la température.

I.3. L'ÉCOULEMENT SUPERFICIEL ET SOUTERRAIN

Les mesures de l'écoulement à l'aide des limnigraphes intègrent tous les types d'écoulements : superficiels, hypodermiques et profonds.

Nous avons vu au chapitre IV que deux limnigraphes se trouvaient le long du Buëch dans le secteur étudié. L'un à l'amont celui de Serres et l'autre à l'aval à Eyguians ne "ferment" pas complètement le bassin. La position de ces deux appareils détermine un bassin versant de 212 km² correspondant aux 2/3 amont de celui étudié.

I.3.1. VOLUME D'EAU ECOULE

La différence des débits à Eyguians et à Serres nous donne des indications sur l'hydraulicité du bassin versant.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1971													
Q Eyguians en m3/s	16,9	20,9	41,7	62,2	66,7	16,9	7,5	3,3	1,5	3	3,5	2,6	23,1
Q Serres en m3/s	10	11,2	24,4	64	44,8	27,9	3,2	1,6	1,5	1,5	2,3	3,5	16,3
Différence en m3/s	6,9	9,7	17,3	-1,8	21,9	-11,0	4,3	1,7	0	1,5	1,2	-0,9	6,8
1972													
Q Eyguians en m3/s	7,8	40,1	29,8	36,2	18,9	30,1	6,8	2,0	5,6	19,0	15,6	25,1	19,6
Q Serres en m3/s	6,6	24,1	20,2	25,4	14,4	22,2	3,4	1,8	3	13,6	13,5	20,4	14,0
Différence en m3/s	1,2	16	9,6	10,8	4,5	7,9	3,4	0,2	2,6	5,4	2,1	4,7	5,6

Ces débits de 6,8 et 5,6 m³ par seconde rapportés à la surface du bassin versant donnent des débits spécifiques de 32 et 26 l/s/km² et une lame d'eau écoulée de 1 006 mm et 833 mm.

La comparaison de ces valeurs avec celles obtenues au paragraphe V démontre l'existence d'anomalies, à moins d'admettre des venues d'eaux d'un autre bassin versant, ce qui paraît impossible. Les seules explications sont les détachages fréquents de la station d'Eyguians.

Compte tenu de l'ancienneté de la station de Serres où les débits sont mesurés depuis 54 années nous prendrons comme valeurs de la lame d'eau écoulée à l'aval de notre bassin celles mesurées à cette station. Ceci peut paraître une mauvaise approximation mais nous pensons que les valeurs même si elles sont un peu élevées devraient se rapprocher de la réalité.

- Valeurs de l'écoulement du bassin versant du moyen Buëch

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Lame d'eau écoulée 1971 mm	35	35	85	216	156	94	11	5	5	5	8	12	669
Lame d'eau écoulée 1972 mm	23	79	70	86	50	75	12	6	12	47	46	71	577
Lame d'eau écoulée moyenne (1951 - 1970) en mm	59	58	86	104	68	36	13	9	14	20	47	55	569

I.4. VARIATION DES RÉSERVES SOUTERRAINES

L'étude des variations des réserves ne peut se faire que sur une longue période d'étude, et deux années sont bien trop peu pour conclure quoi que ce soit, de plus nous n'avons aucune connaissance de l'état antérieur des réserves. Nous pouvons cependant faire les observations suivantes :

- l'étude hydrogéologique a montré que le Buëch entre Serres et Eyguians draine généralement les nappes des terrasses alluviales récemment entaillées. Par contre à l'aval de Saléon des sondages ont montré l'existence

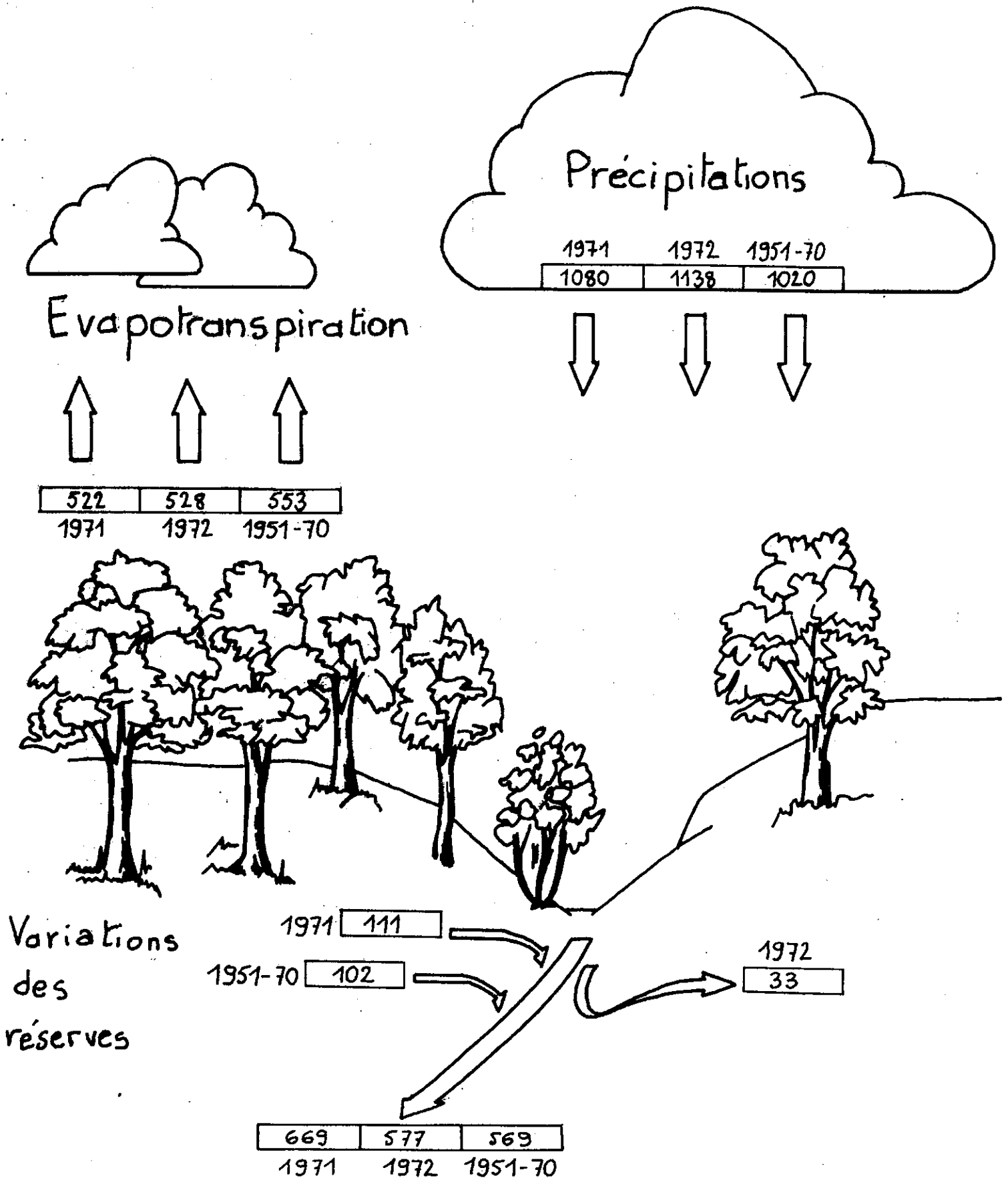


Figure 50 : Bilan hydrologique du Moyon Buech.

d'une nappe aquifère se trouvant dans des matériaux alluvionnaires importants. Ce surcreusement actuellement remblayé se poursuit à l'aval de Larnagne où des pompes importants sont réalisés dans cette nappe aquifère.

- de même une nappe alluviale existe à l'amont de Serres. Un puits qui alimente la ville de Serres y est implanté.

Le tableau 31 montre que la réserve d'eau du sol est sollicitée durant les mois de Juin, Juillet, Août, Septembre, Octobre et parfois Novembre. C'est en général à compter de ce mois qu'il y a recharge de la réserve du sol et des réserves profondes.

IV - CONCLUSIONS

Les équations du bilan hydrologique s'écrivent donc :

$$\begin{aligned} - \text{Pour } 1971 &= 1080 &= 669 &+ 522 &- 111 \\ & & (P) & (Q) & (E) & (\Delta R) \\ - \text{Pour } 1972 &= 1138 &= 577 &+ 528 &+ 33 \\ - \text{Pour la période } 1951-1970 & &= 1020 &= 569 &+ 553 &- 102 \end{aligned}$$

Cette variation des réserves durant la période de référence peut s'expliquer par :

- un apport d'eau d'un autre bassin versant,
- la vidange d'une nappe profonde,
- une sur-évaluation de l'évapotranspiration et de l'écoulement.

Nous pensons qu'il peut y avoir une sur-évaluation de la lame d'eau écoulée pour les raisons énoncées plus haut. De même il existe un apport de la nappe alluviale qui se trouve à l'amont de Serres et la longue période de sécheresse estivale se prête à une vidange des nappes latérales.

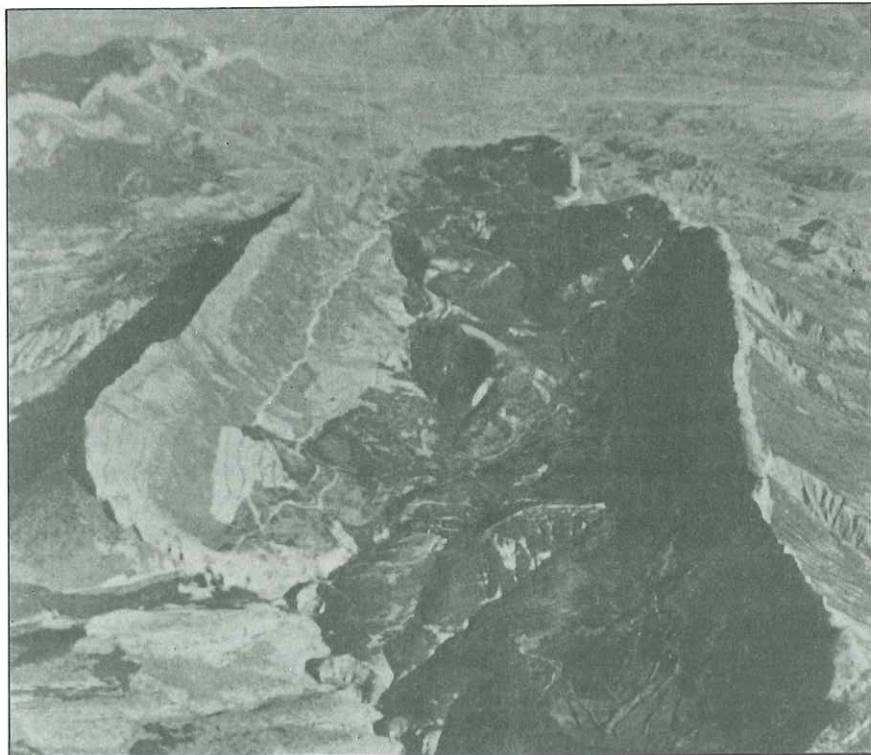
Par rapport à cette valeur moyenne de ΔR , l'année 1971 se comporte comme une année où les nappes d'eau sont encore plus sollicitées. Par contre en 1972 les pluies alimentent fortement les nappes profondes qui connaissent un déficit important. Celles-ci se reconstituent et alimentent même d'une manière plus importante le réseau hydrographique.

DEUXIEME PARTIE

LE BASSIN VERSANT
DE
SAINT GENIS

DEUXIEME PARTIE

LE BASSIN VERSANT
DE
SAINT GENIS



CHAPITRE I

REPRESENTATIVITE ET CARACTERISTIQUES DU BASSIN VERSANT DE SAINT-GENIS

I - INTRODUCTION

On distingue différents types de bassins versants représentatifs ou expérimentaux :

- les bassins versants représentatifs de recherche fondamentale sur lesquels le cycle de l'eau est disséqué en ses multiples composants qui font l'objet d'une analyse fine.
- les bassins versants à caractère strictement expérimental sur lesquels on fait varier un des paramètres du complexe physique (la végétation le plus souvent) pour étudier le bilan hydrologique.
- les bassins versants représentatifs à vocation politique qui doivent permettre dans de courts délais d'obtenir des données quantitatives sur le régime hydrologique d'un cours d'eau ou d'une région plus vaste sur laquelle on se propose de construire des aménagements hydro-électriques.
- les bassins versants représentatifs repères où sont réalisées les études d'un milieu physique avant intervention massive de l'homme. L'étude du cycle de l'eau permet de connaître les différents éléments à un temps t₀.

Le bassin versant de St Genis est une combinaison des premiers, troisièmes et quatrièmes types.

Dès le début de notre étude le bassin versant de St Genis nous est apparu comme un bon exemple de bassin versant, représentatif d'une région plus vaste. Avec l'aide du S.R.A.E. nous l'avons équipé de différents appareils qui nous ont permis de mesurer des éléments du cycle de l'eau ; précipitations, évaporation, température, infiltration, ruissellement. Nous pensons qu'en modifiant légèrement les données de base, les résultats peuvent être appliqués à la vaste région du Moyen Buech.

I.1. CRITÈRES DE REPRÉSENTATIVITÉ DU BASSIN DE ST GENIS

I.1.1. LE CLIMAT

Le climat intervient dans le bilan hydrologique essentiellement par les précipitations (hauteur annuelle, répartition mensuelle, pluies exceptionnelles, intensité, durée) secondairement par les températures (moyenne annuelle, variation mensuelle, écart maximum, minimum) et plus accessoirement par l'ensoleillement, le degré d'humidité, le régime et la force des vents.

Nous avons analysé dans la première partie de l'étude le climat de toute la région et nous avons constaté une grande homogénéité des valeurs mesurées.

Aussi le bassin versant de St Genis sera représentatif du climat d'une région s'étendant depuis Sisteron au Sud, St Julien en Bochaine au Nord, la Durance à l'Est et les lignes de crêtes bordant à l'Ouest les affluents du Buëch.

I.1.2. LES CARACTERISTIQUES DU SOL ET DU SOUS-SOL

Ce sont des caractéristiques qui permettent de différencier les zones où la majorité des écoulements sont superficiels par opposition aux zones où existent des nappes aquifères qui participent quantitativement au cycle de l'eau. Ces caractéristiques dépendent de la lithologie, de la tectonique, du mode et de l'importance de l'altération des roches qui conditionnent l'infiltration et le stockage de l'eau.

Nous avons étudié dans la première partie la géologie régionale et nous y avons décrit l'importance du Tithonique - Berriasien. Le bassin versant de St Genis est un synclinal à coeur Hauterivien. L'érosion des voutes anticlinales au Sud et au Nord a déterminé un synclinal perché à ossature tithonique, les terres noires sous-jacentes constituant le mur imperméable.

Ainsi du point de vue géologique ce bassin est représentatif de la région orientale du Diois-Barronies.

I.1.3. LA VEGETATION

La végétation est un élément qui intervient dans un bilan hydrologique. Dans ce domaine encore le bassin versant de St Genis est représentatif d'une vaste région : ses forêts de chênes, hêtres et pins représentent l'étage montagnard avec des remontées collinéennes.

I.1.4. LA PRESENCE HUMAINE

Ce bassin versant pourrait aussi être dénommé bassin versant de référence car aucune habitation n'existe à l'heure actuelle à l'intérieur du bassin. Au début du siècle deux villages existaient au sein du synclinal. L'un vers le col du Colombier à 1 050 m d'altitude (le vieux village) et un autre à St Lagier à 875 m d'altitude. Un pan du clocher de l'église signale la présence du premier, il ne reste que quelques ruines du deuxième, il ne reste plus qu'une maison forestière inoccupée au col de Jubéo.

Nous avons donc réalisé une étude biologique des eaux du torrent du Riou, indemne de pollution humaine.

II - CARACTERISTIQUES PHYSIQUES ET GEOLOGIQUES DU BASSIN VERSANT

Le bassin versant du Riou se trouve à l'Est de la zone étudiée précédemment, il est situé à égale distance de Laragne au Sud-Est et de Serres au Nord-Est.

Ce bassin que nous désignerons sous l'appellation de bassin versant de St Genis à une orientation Est-Ouest. Une route goudronnée y accède par le col de Jubéo (890 m) au Nord, elle se poursuit ensuite par un chemin en terre battue.

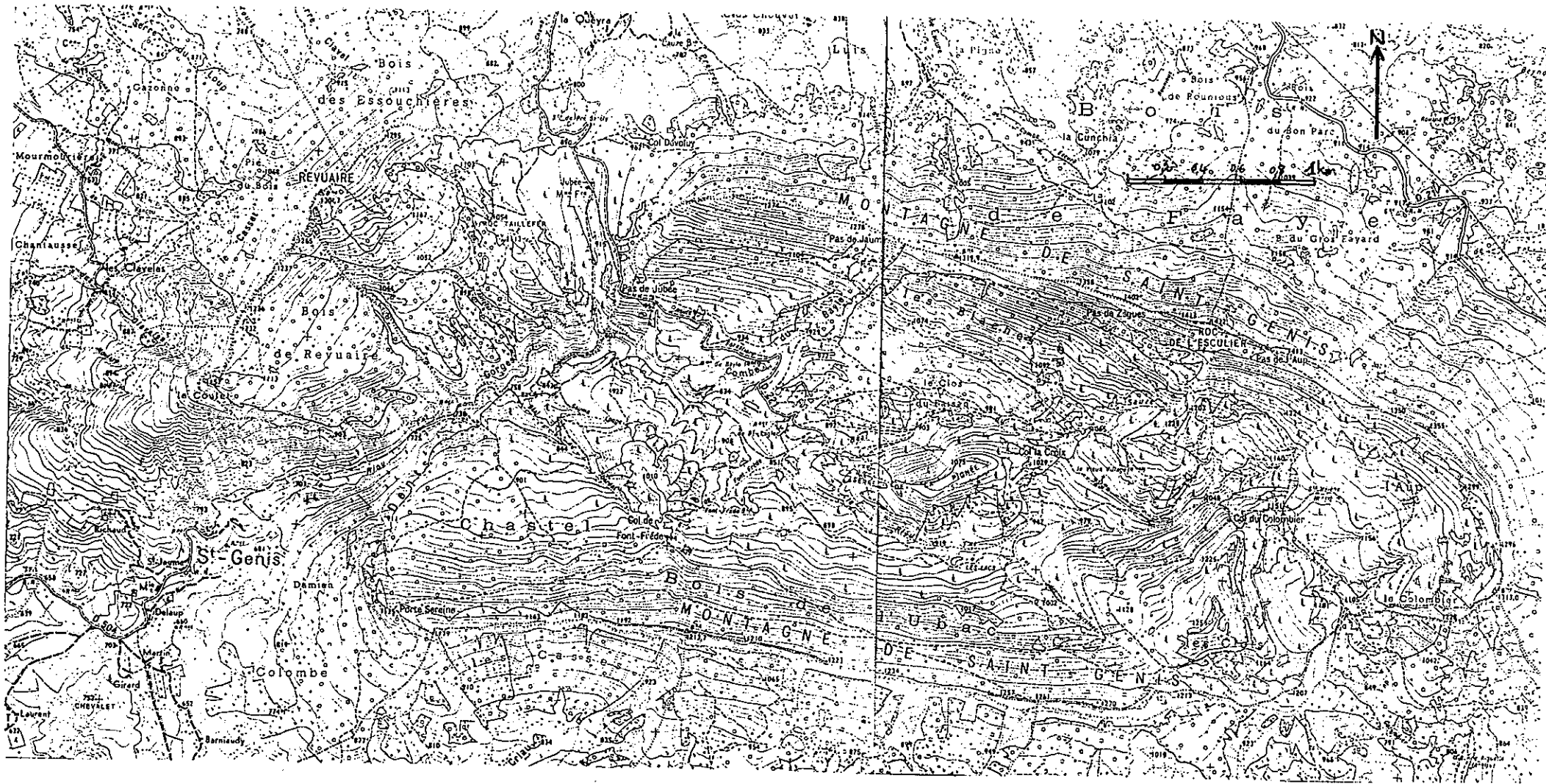


Figure 51 : Carte géographique du bassin versant de Saint Genis

II.1. CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES

Le bassin versant de St Genis à l'aspect d'une cuvette, les lignes de crêtes qui la bordent au Nord et au Sud portent le même nom : Montagne de St Genis, leurs points culminants sont à 1 270 m au Sud et à 1 432 m au Nord au roc de l'Esculier.

L'érosion a entaillé le versant Nord au niveau du col de Jubéo à 890 m. Une petite dépression à l'Est s'écoule vers la Durance, elle communique avec le bassin proprement dit par le col de Colombier à 1 151 mètres. Le point le plus bas du bassin (783 m) se trouve au débouché des gorges du Riou.

II.1.1. HYDROGRAPHIE

Le Riou, torrent principal, draine le bassin, il est pérenne jusqu'à l'altitude de 900 m environ (figure 51). Les torrents annexés sont temporaires, ce sont :

- en rive droite : le Béal du Sauze,
le ruisseau du Taillefer.
- en rive gauche : le torrent des Quesines,
le torrent de Fond Froide,
le Béal du Dardal.

II.1.2. MORPHOLOGIE

Le bassin à la forme d'une ellipse légèrement déformée vers l'Ouest. Le grand axe mesurant environ 6 km de long et le petit 2,5 km. Si la pente longitudinale est faible, 9 %, les pentes transversales sont élevées, 30 à 50 % à l'adret, 30 à 57 % à l'ubac.

L'indice de compacité de Gravelius $K = \frac{0,28 P}{\sqrt{S}}$ est égal à 1,364 avec

$P =$ périmètre = 16 km et $S =$ surface = 11,11 km².

On peut noter que cette valeur est peu différente de celle du bassin versant du moyen Buëch (1,35).

II.1.3. COURBE - SURFACE - ALTITUDE

La courbe de fréquence altimétrique montre que 29 % de la surface est comprise entre 900 et 1 000 mètres (figure 52).

La courbe hypsométrique montre que :

- 25 % de la superficie du bassin est comprise entre 738 et 935 m.
- 50 % " " " " 738 et 1 020 m.
- 75 % " " " " 738 et 1 120 m.
- 90 % " " " " 738 et 1 200 m.

L'altitude médiane (celle pour laquelle 50 % de la surface est située en dessus et 50 % en dessous) est de 1 025 mètres.

II.1.4. ALTITUDE MOYENNE, MAXIMALE, MINIMALE

Pour les mêmes raisons que dans notre première partie nous prendrons comme altitude maximale et minimale la valeur pour laquelle 95 % de la surface se trouve ou en dessus ou en dessous, soit :

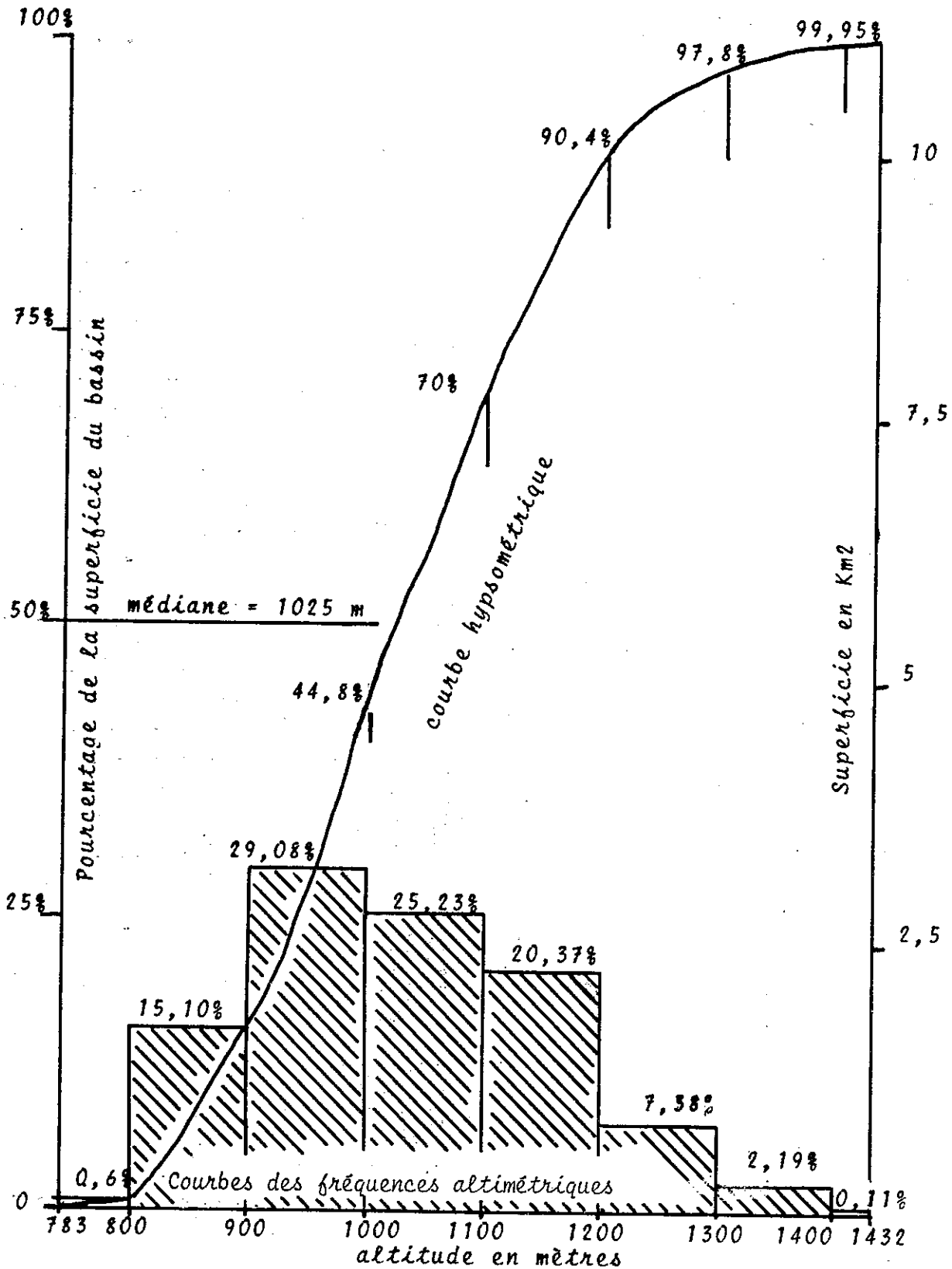
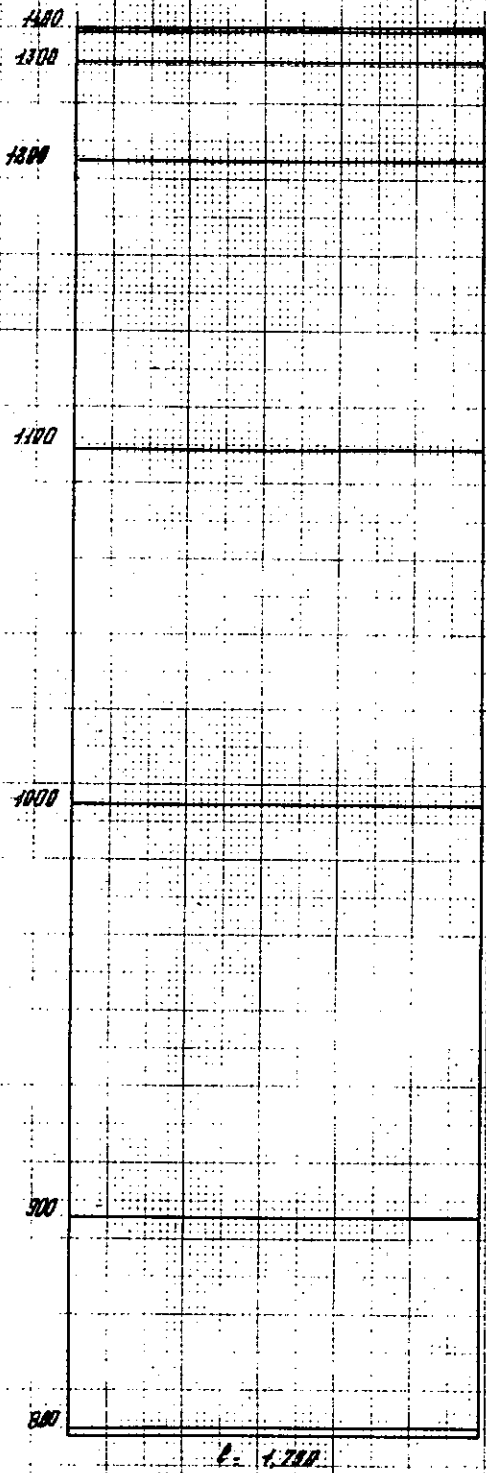


Figure 52 : Courbes des fréquences altimétriques et hypsométriques du bassin versant de St Genis.

fig. 53

RECTANGLE EQUIVALENT DU BASSIN VERSANT DE SAINT-GENIS PARAMETRES MORPHOLOGIQUES

Long. représentée 300 mètres



Répartition des Surfaces

Altitudes en mètres.	Surfaces en Km ²	Pourcentage.
< 800	0,21600	2,60
800 - 900	1,72438	15,70
900 - 1000	4,87376	44,70
1000 - 1100	7,77564	70,81
1100 - 1200	10,83127	98,38
1200 - 1300	14,85069	97,76
1300 - 1400	11,89448	92,35
> 1400	0,07650	0,71
	11,40630	100

Frequences cumulées

No. classes des Cote.	Surfaces en Km ²	Pourcentages.
800	0,21600	2,60
900	1,72438	15,70
1000	4,87376	44,70
1100	7,77564	70,81
1200	10,83127	98,38
1300	14,85069	97,76
1400	11,89448	92,35
1500	11,40630	100,00

Coefficient de Gravelius

$$K = \frac{P}{\sqrt{A}} = \frac{0,20}{\sqrt{A}} = 1,344$$

Pente moyenne du bassin

$$P_m = \frac{1300 - 800}{1200} = 0,416$$

pente moyenne 41,6 ‰

- altitude maximale : 1 245 mètres,
- altitude minimale : 835 m

Altitude moyenne du bassin :

$$E_n = \frac{\sum e}{S} \quad \text{avec} \quad \begin{array}{l} s = \text{surface des tranches d'altitude en km}^2 \\ e = \text{altitude moyenne des tranches d'altitude} \\ S = \text{surface} = 11,11 \text{ km}^2. \end{array}$$

$$E_n = 1\ 031$$

Nous remarquons qu'il y a une bonne coïncidence entre l'altitude médiane et la valeur moyenne.

II.1.5. PENTE MOYENNE DU BASSIN VERSANT

La pente moyenne du bassin calculée par la méthode du rectangle équivalent de Mr Roche à une valeur de 11,11 % (figure 53). Cette valeur est relativement élevée par rapport à celle du Buëch.

II.1.6. MORPHOLOGIE

Il nous a semblé reconnaître plusieurs stades d'érosion correspondant à des replats à 900 m, 1 000 m et 1 075 m; ceci peut correspondre à différents stades glaciaires mais rien dans la vallée du Buëch ne permet de l'affirmer.

II.2. LA GÉOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE ST GENIS

Ce synclinal perché représente une unité hydrogéologique dont le substratum imperméable est formé par les terres noires. Seuls les terrains sus-jacents nous intéressent, ils sont représentés par des formations secondaires. Le Jurassique supérieur est largement représenté du Callovien au Tithonique, le Crétacé n'est représenté que par ses trois premiers termes : Berriasien, Valanginien et une vingtaine de mètres de Hauterivien (figures 54 et 55)

Nous distinguons trois ensembles :

- 1) Le substratum imperméable : les terres noires du Callovo-oxfordien,
- 2) L'ensemble calcaire marneux et calcaire pur, formant l'ossature du synclinal : l'Argovien, le Rauracien, le Séquanien, le Tithonique et Berriasien.
- 3) L'ensemble marneux et calcaréo-marneux formé par le Valanginien et Berriasien.

(ces formations ont été décrites en détail dans la première partie).

Les terrains de couverture sont représentés par des éboulis cryoclastiques que l'on trouve au bas des falaises. Les calcaires berriasien sont altérés en microlapiaz sur une épaisseur d'environ un mètre, du fait de leur pendage. Ils joueront un rôle important dans l'infiltration et l'alimentation de la nappe aquifère.

II.3. TECTONIQUE

L'axe du synclinal est Est-Ouest (N 100°) dans la partie Est du col de Jubéo. Il subit ensuite vers l'Ouest du col une rotation senestre antihoraire l'amenant à une orientation Nord-Est, Sud-Ouest (N 60°). Les flancs

Légende

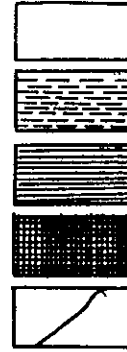


Hauterivien

Valanginien

Berriasien

Kimmeridgien supérieur
et Portlandien



Kimmeridgien inf., Rauracien, Séquanien

Argovien

Oxfordien

Trias diapyr

Faille



Echelle 0,2 0,4 0,6 0,8 1 Km

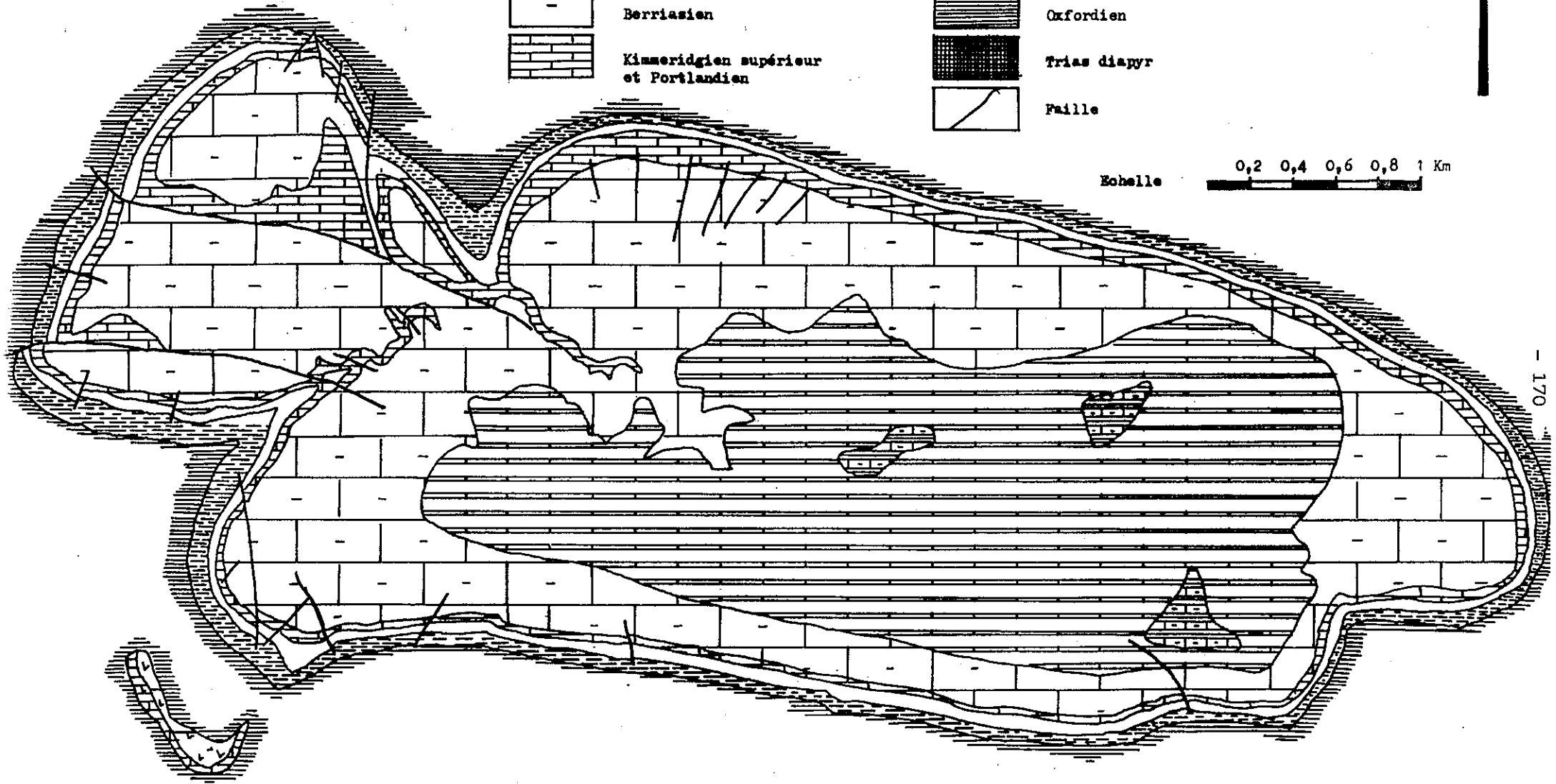
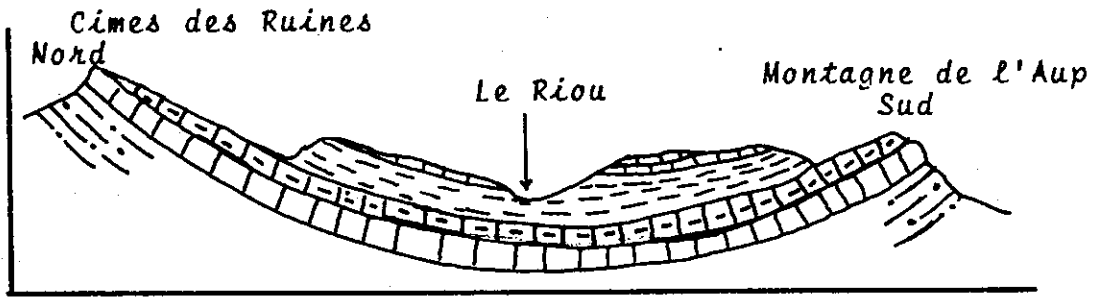
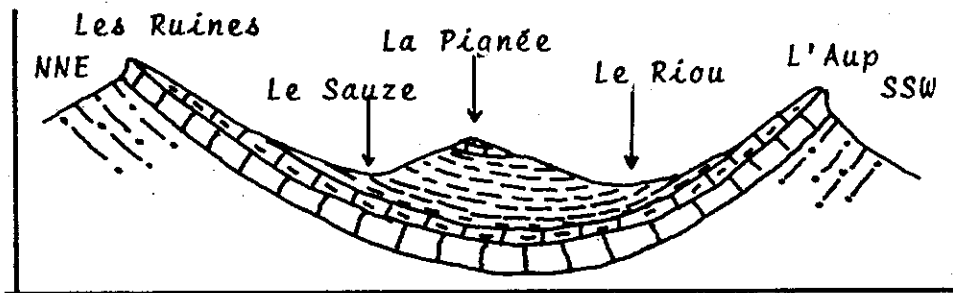
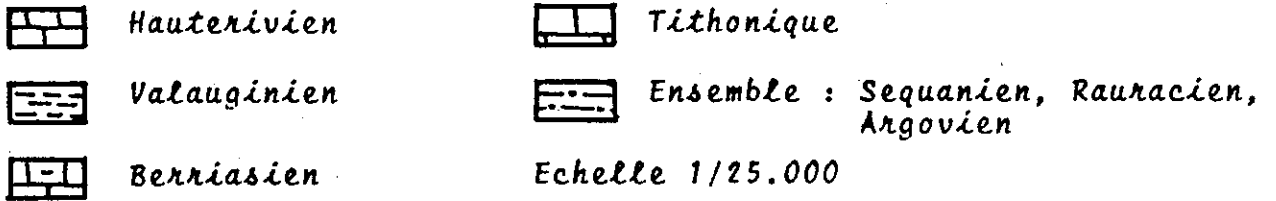


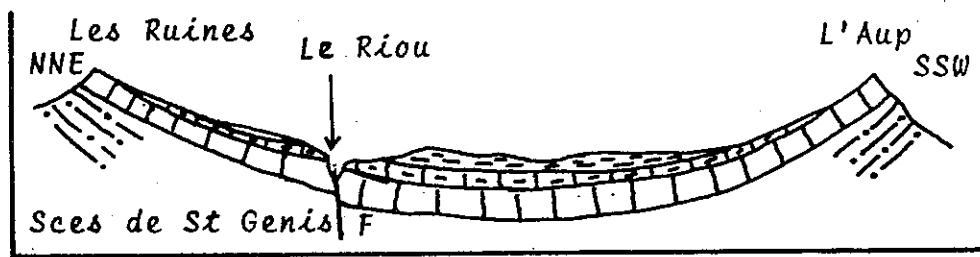
Figure 54 : Carte géologique du Bassin Versant de St Genis.



Coupe synthétique N-S du synclinal de St Genis



Coupe géologique au niveau de la Pignée



Coupe géologique au niveau des sources de St Genis

Figure 55 : Coupes géologiques du bassin de St Genis

du synclinal sont très inclinés avec un pendage des couches compris entre 40 et 50°.

Le compartiment Ouest en rive droite du Riou est fracturé par des failles de direction générale N 100 - N 110°, qui ont tendance à s'incurver dans le même sens que l'axe synclinal. L'une d'elles semble se prolonger jusqu'à l'extrémité Est du Synclinal en passant par les gorges du Riou au niveau de la source de St-Genis. Elle n'a pas été reconnue dans les terrains crétacés plus plastiques que ceux du Tithonique-Berriasien. Des failles annexes N 150° délimitent les compartiments du Taillefer.

Nous avons aussi observé à l'Est du col du Jubéo où les terrains tithoniques ont disparus un faisceau de fractures très localisées d'orientation N 170 à N 50°.

Cette observation jointe à la présence à l'aval du bassin des grandes dislocations N 110 - 130 à la faveur desquelles est apparu le Trias nous permet d'avancer l'hypothèse suivante :

- le synclinal de St Genis formé à la fin du Crétacé avait une orientation Est-Ouest. Il a subi ensuite différentes déformations dont la dernière et la plus importante est due aux coulissements de la grande faille senestre Lazer - Montrond qui a provoqué un rebroussement d'environ 40° de la charnière synclinale.

Ces déformations se sont accompagnées :

- de fracture de distension sur le flanc Nord du synclinal, dont :
 - . une importante à l'aplomb du col de Jubéo qui a permis la rotation du synclinal et qui est à l'origine de la combe de Jubéo.
 - . d'autres, orientées en faisceaux dans le secteur du pas de Jaume.
- des fractures de compression de faible importance.

La déformation du synclinal de Laborel - St Cyrice de l'autre côté du Buech avec un rebroussement contraire corrobore cette hypothèse.

Nous devons admettre un déplacement important du compartiment de la rive gauche du Buëch par rapport à celui de la rive droite. Ceci nous paraît plausible compte tenu de l'importance de la faille Lazer - Montrond qui a donné lieu à des extrusions de Trias. Une étude structurale de détail devra affiner cette hypothèse.

Dans le cadre de notre étude la faille transversale qu'empruntent les gorges du Riou est certainement à l'origine de l'émergence de la nappe tithonique par une surélévation locale du compartiment Sud.

III - CARACTERISTIQUES CLIMATOLOGIQUES DU BASSIN VERSANT DE ST GENIS

Pour mener à bien notre étude des éléments du bilan hydrologique nous avons installé différents appareils destinés à mesurer en continu ou ponctuellement les éléments suivants :

- les précipitations,
- la température,
- l'évaporation,
- l'humidité,
- la pression,
- l'infiltration,
- le débit des sources et du Riou.

Ceci nous a amené à procéder à des mesures périodiques pour relever les bandes des appareils et à relever les niveaux d'eaux exceptionnels lors d'événements supposés caractéristiques : crues, étiages.

III.1. LES PRÉCIPITATIONS

III.1.1. LES APPAREILS

Le 17 décembre 1970 nous avons équipé la zone "ruine de St Lagier" à 875 mètres d'altitude d'une station météorologique du type anglais associée à un pluviographe et à une case lysimétrique (figure 56). Plusieurs raisons nous avaient guidées dans le choix de cet emplacement :

- c'est une zone très dégagée avec peu d'arbres alentours,
- c'est une zone centrale par rapport aux versants dont les influences seront supposées égales,
- c'est une zone d'accès facile à proximité de la piste forestière.

Le pluviographe Po installé est du type Richard R 208 à augets basculants muni d'un collecteur de 2 000 cm².

Nous avons ensuite installé en avril et mai 1971 deux tubes totalisateurs en polyester sur chaque versant, à des altitudes presque identiques. Ces tubes d'une hauteur de 2,5 mètres ont des surfaces réceptrices de 182 cm², un double mètre avait été fixé sur la hauteur du tube; du chlorure de calcium et un peu d'huile avaient été introduits pour éviter le gel et l'évaporation. Leur répartition est la suivante :

- versant adret : - tube totalisateur P1 à 950 mètres;
- tube totalisateur P2 à 1 040 mètres.
- versant ubac : - tube totalisateur P4 à 925 m,
- tube totalisateur P3 à 1 010 mètres.

Vers la fin de l'année 1971 nous avons installé sur la Serre de la Pignée à 1 075 mètres un pluviographe P5 du même type que Po.

III.1.2. ANALYSES DES RESULTATS

Les résultats des deux années de mesures sont reportés dans les tableaux 33 et 34 et annexes 6, 7, 8 et 9.

L'étude des précipitations mesurées au pluviographe de Lagier Po montre qu'elles ont été plus importantes en 1972, avec 1 099 mm de pluie répartis en 98 jours, qu'en 1971 avec 1 021 mm de pluie répartis en 94 jours en 1971.

III.1.2.1. Répartition saisonnière des précipitations

Saison	Année 1971		Année 1972	
	P en mm	P en % annuel	P en mm	P en % annuel
Hiver	207	19	310	31
Printemps	467	43	197	20
Eté	250	23	209	21
Automne	167	17	288	28

On constate que le printemps 1971 a été la saison la plus pluvieuse, elle représente 43 % des précipitations annuelles.

L'hiver 1972 est légèrement plus arrosé que les autres saisons. Il faut remarquer que le mois de février avec 202 mm représente à lui seul 20 % des précipitations annuelles.

III.1.2.2. Comparaison des précipitations entre tous les appareils

Nous avons durant une certaine période installé à côté du pluviographe Po un tube totalisateur. Les précipitations recueillies variaient de 14 à 60 % en faveur du pluviographe en fonction de la force du vent qui accompagne les pluies (il faut noter que le rapport des surfaces $\frac{S_{Po}}{SP} = 11$).

Le pluviographe P5 présente un fort déficit par rapport à Po, bien qu'il se trouve 200 mètres plus haut (tableau). Ceci s'explique par le fait que P5 se trouve sur une butte dénudée où les vents soufflent très fort lors des orages ou des chutes de neige.

III.1.2.3. Etude de l'effet de versant

Nous ne pouvons valablement comparer que les pluviomètres totalisateurs situés à des altitudes identiques

- altitude 950 m :
1971 P adret = P ubac + 140 mm
1972 P adret = P ubac + 120 mm
- altitude 1 000 m :
1971 P adret = P ubac + 220 mm
1972 P adret = P ubac + 193 mm

La pluviosité du versant Sud est plus importante de 17 à 30 % que celle du versant Nord. Cela est dû au fait que ce versant est le plus exposé aux vents du Sud qui amènent les pluies.

III.1.2.4. Corrélation de la station de Lagier avec celle de la région du Buëch

Du fait de la mauvaise implantation de P5, nous avons fait des corrélations avec la station de Lagier Po (875 m) et avec les stations les plus proches de Serres (672 mm), Laragne (567 m) et Montjay (815 m). Nous obtenons :

$$\begin{aligned} P_{Lagier} &= 0,74 P_{Serres} + 312 \\ P_{Lagier} &= 1,16 P_{Montjay} - 146 \\ P_{Lagier} &= 1,4 P_{Laragne} - 263 \end{aligned}$$

Si nous corrélons les quatre stations en fonction de l'altitude, nous obtenons :

$$\begin{aligned} - \text{en } 1971 : P &= 0,406 H + 672 \\ - \text{en } 1972 : P &= 0,432 H + 729 \end{aligned}$$

III.1.2.5. Pluviosité moyennée annuelle

Le calcul de la pluviosité à l'altitude moyenne du bassin versant de St Genis (1 030 m) à l'aide des formules précédentes nous donne :

$$\begin{aligned} - P_{1971} &= 1\ 090 \text{ mm} \\ - P_{1972} &= 1\ 174 \text{ mm} \end{aligned}$$

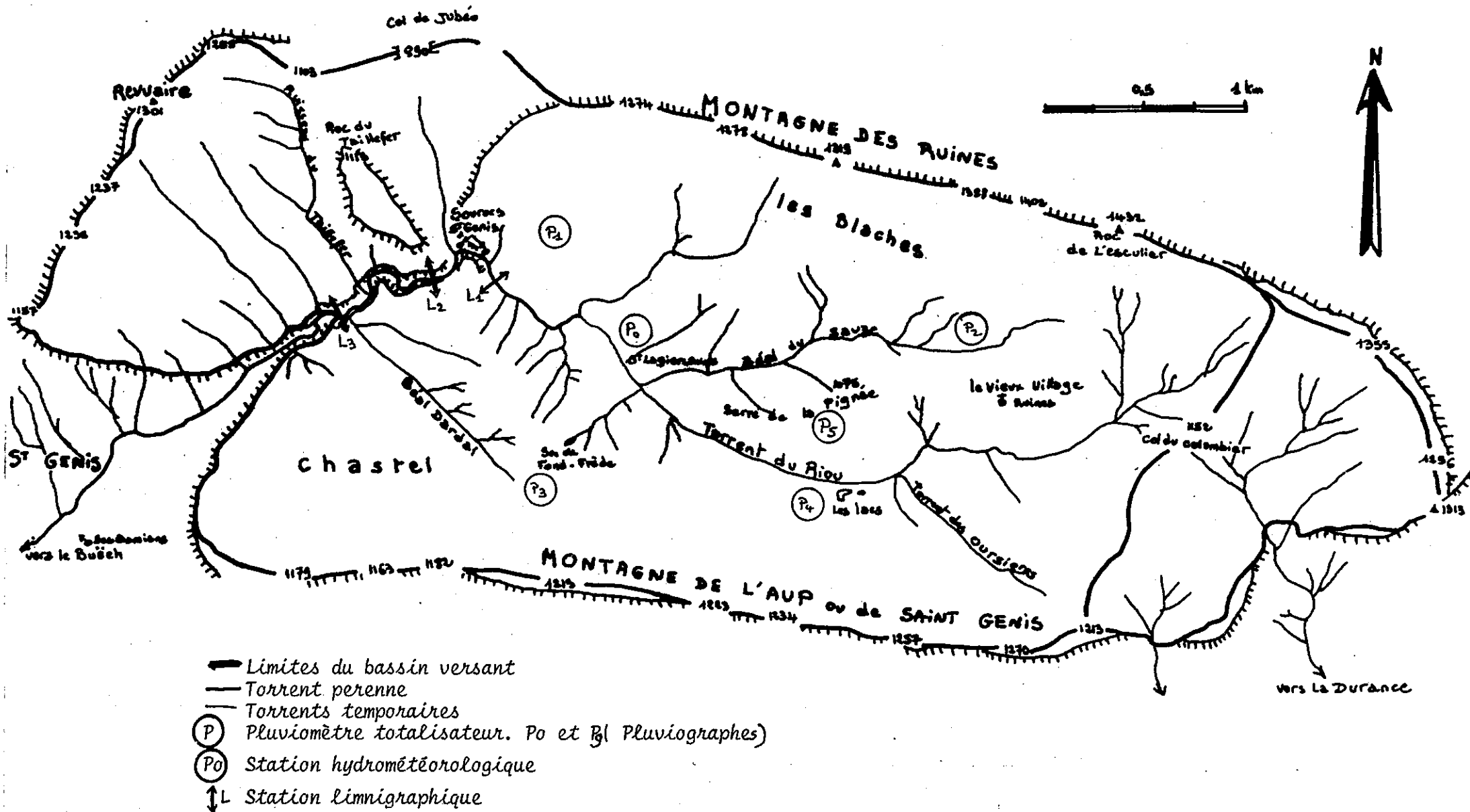


Figure 56 : Réseau hydro-météorologique du bassin versant de St Genis.

III.1.2.6. Pluviosité moyenne mensuelle

Nous supposons que les valeurs mensuelles varient dans les mêmes proportions que P annuelle théorique. Les valeurs obtenues à partir de celles P mesurée à Lagier mesurées à Lagier sont :

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
1971	96	23	186	158	155	132	92	44	27	16	135	26	1090
1972	89	216	71	61	78	128	41	54	79	163	66	129	1174

Nous avons peu de données sur les précipitations neigeuses. Les valeurs d'eau de fonte relevées aux appareils montrent un déficit pour les pluviographes, pour la raison suivante : la neige ne forme que très rarement des bouchons au-dessus des appareils totalisateurs, alors qu'elle s'accumule dans l'entonnoir du pluviographe et qu'il faut attendre une période de redoux pour enregistrer l'équivalent en eau de la neige. Le moindre souffle de vent risque alors d'enlever une partie de la neige qui forme le bouchon sur l'entonnoir.

III.2. LES TEMPÉRATURES

Les résultats relevés au thermographe de la station météo de Lagier sont reportés dans le tableau 34 et figure 58.

L'année 1972 (8°1C) a été plus "froide" que 1971 (9°2C)

L'application du gradient thermique calculé dans la première partie de l'étude nous donne les valeurs suivantes à l'altitude moyenne du bassin (1 030 m) :

- température moyenne 1971 = 7°7C,
- température moyenne 1972 = 6°7C.

III.2.1. TEMPÉRATURES MOYENNES MENSUELLES A 1 030 m

A partir des gradients mensuels et de la température de Lagier nous avons calculé les températures mensuelles à l'altitude moyenne du bassin. Nous obtenons :

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
1971	0,4	1,5	0,1	8,8	10,4	11,4	15,8	17,3	12,7	9,6	2,1	2,1	7,7
1972	0	2,6	4,8	5,5	9	11,8	14,8	13	8,9	6,8	4,0	-0,5	6,7

III.3. L'ÉVAPORATION

Les mesures d'évaporation ont été réalisées grâce à un évaporographe du type Wild à bac évaporateur d'un diamètre de 18 cm et d'une profondeur de 27 mm, soit une surface d'évaporation de 250 cm².

Un stylet enregistrait sur une bande déroulante la valeur cumulée de l'eau évaporée : toutes les semaines la bande était renouvelée ainsi que le volume d'eau complété. En deux années de mesures nous avons trouvé deux fois l'évaporographe vide, soit une évaporation supérieure à 27 mm en une semaine. Cet appareil qui donne des valeurs potentielles d'évaporation sur une surface libre d'eau, présente l'inconvénient de posséder une petite surface d'évaporation favorisant les effets thermiques des parois.

Les résultats obtenus sont les suivants :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1971	17	39	39	58	51	73	79	99	58	41	21	26	602
1972	21	29	53	58	48	62	85	82	41	39	24	23	566

L'évaporation étant surtout liée à la température et au degré d'humidité de l'air, il est normal que la valeur 1972 soit inférieure à celle de 1971.

III.4. LE DEGRÉ D'HUMIDITÉ

L'humidité admosphérique est un élément essentiel du cycle hydrologique ; source de toutes les précipitations, elle contrôle pour une large part l'évaporation du sol et de la couverture végétale.

L'hydrographe à cheveu, installé dans la station météorologique nous donne des valeurs d'humidité relative (rapport de la tension de vapeur réelle à la tension de vapeur saturante exprimée en %). Le dépouillement des bandes nous donne les résultats suivants :

		1971												
		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Maxi		81,5	76,2	79,8	82,6	81,5	78,9	82	80,6	80,3	81,5	79,6	77,1	80,1 %
Mini		41,8	31	33,1	24	57,5	32,4	24,8	18,1	26,7	28,7	40,6	37,6	33,0 %
Moy		61,7	53,6	56,5	53,3	69,5	55,6	53,4	49,4	53,5	55,1	60	57,3	56,6 %
		1972												
		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Maxi		80,2	80	79,6	76,9	76	80,2	76,6	76,4	79	79,5	79,3	75,6	78,3 %
Mini		51,8	42,1	28,7	30,8	25,4	31,3	22,9	25	30,6	37,4	38,4	33	33,1 %
Moy		66,0	61,1	54,2	53,9	50,7	55,8	49,8	50,7	54,8	58,5	58,9	54,3	55,64 %

On constate donc que les moyennes annuelles sont identiques mais que les valeurs mensuelles sont très variables dans l'année et d'une année sur l'autre.

III.5. LA PRESSION ATMOSPHÉRIQUE

On admet généralement que l'évaporation augmente avec la diminution des pressions.

Un barographe à bande déroulante se trouvait dans l'abri météorologique. Le dépouillement des bandes nous donne les valeurs suivantes :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1971	760	760	756	758	759	761	764	762	764	767	757	764	761
1972	757	756	761	756	760	760	761	762	762	761	763	764	760

Précipitations mesurées dans
le bassin versant de S^t Genis
Tableau 33

Appareil	Centre		Adret		Ubac	
	P ₀	P ₅	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄
Altitude m.	875	1067	950	1040	925	1010
17-12-70	installation		installation		installation	installation
1-4-71			installation	installation	installation	installation
6-5-71	184,1		19,1			
15-5-	27,6		30	19	28	27
4-6	86,3		56	67	52	62
18-6	88,4		67	62	63	52
9-7	77,2		71	96	45	60
23-7	25,4		34	18	23	8
14-8	10		8	7	3	4
27-8	31,1		35	19	10	29
10-9	9,2		9	7,5	4	6,5
16-9	9,1		5,5	4,5	3,5	8,5
20-10	21,3		6	15	12,5	15
13-11	79,2		93	74	59	75
31-12	65,7		96	91	62	90
du 6.5.71 au 31.12.71	530,5		510,5	480	365	437
du 1.1.71 au 31.12.71	714,6			671		594
Année	1020,5					
Janvier	84	64	34	34	}193	}140
Février	202	157	186	172		
Mars	66	55	60	74	36	41
Avril	57	46	39	49	37	38
Mai	73	75	47	55	52	46
Juin	120	121	83	130	90	80
Juillet	38	32	22	50	35	30
Aout	50	49	31	53	65	10
Septembre	74	57	22	52	49	15
Octobre	152	151	138	152	126	93
Novembre	61	64	20	25	55	25
Décembre	121	90	125	115	83	116
Année	1099	960	807	961	768	697

STATION METEOROLOGIQUE DE S^t GENIS-LAGIER.

._Moyenne mensuelle des températures maximales et minimales et moyenne de ces deux valeurs en degrés.

._Moyenne mensuelle de l'humidité relative (en%).

._Evaporation mensuelle enregistrée en mm et dixieme.

._Pluviométrie mensuelle enregistrée en mm et dixieme.

._1971.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ann.
Temp. Maxi	5.83	7.56	6.52	16.38	17.29	19.00	25.10	27.48	21.10	10.45	8.07	8.23	15.20
Temp. Mini	-3.82	-2.90	-4.29	0.54	6.48	7.43	10.33	11.98	7.53	4.45	-1.33	-2.38	3.10
Hygrométrie	1.00	2.33	1.12	10.04	11.00	12.37	17.72	13.45	11.31	11.45	3.08	2.32	3.15
Humidité relative	61.65	58.36	54.45	58.33	49.59	55.65	52.90	49.35	53.68	56.10	68.00	55.57	55.60
Evaporation	17.8	33.4	32.3	57.9	58.9	73.1	79.8	38.9	58.0	41.2	21.3	25.9	181.6
Pluie	90.2	21.8	173.8	148.1	145.3	183.2	86.1	41.1	25.0	15.4	138.1	28.4	1028.5

._1972.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ann.
Temp. Maxi	4.89	7.41	11.82	11.90	14.42	18.67	23.68	22.10	16.73	11.23	10.23	6.84	13.62
Temp. Mini	-3.86	-2.56	0.04	1.58	4.36	7.33	9.76	8.22	4.17	3.16	-0.20	-4.33	2.13
Hygrométrie	0.50	2.43	5.83	6.78	10.39	13.68	16.72	18.16	10.45	8.63	5.84	8.26	8.85
Humidité relative	64.02	61.87	54.20	53.83	58.78	55.75	48.72	58.77	54.83	58.44	58.85	54.88	55.70
Evaporation	24.3	28.5	53.2	63.0	47.6	62.0	81.6	82.4	48.3	39.4	21.4	22.0	566.3
Pluie	83.6	281.7	64.8	57.1	78.3	188.0	38.2	58.4	74.2	158.1	61.4	188.5	1838.7

Tableau 34 : Station météorologique de St Lagier. Résultats 1971 et 1972.

III.6. L'INFILTRATION - MESURE PAR CASE LYSIMÉTRIQUE

En décembre 1970 nous avons installé une case lysimétrique, constituée d'une cuve en acier de 120 cm de haut et 100 cm de diamètre (figure 59). Nous l'avons remplie avec les matériaux enlevés lors du creusement de la fosse : matériel d'altération des calcaires berriasiens, éboulis enrobés dans une matrice argileuse. Au fond, nous avons placé 20 cm de graviers roulés. Une fois enterrée et remplie nous l'avons recouverte avec les plaques de gazon que nous avions enlevées avec précaution. Un tuyau reliait la base de la case à une station de mesure de l'eau écoulée. Dans un premier temps nous avons placé un récipient pour récupérer l'eau infiltrée, par la suite nous l'avons remplacé par un pluviographe.

Plusieurs ennuis (récipient débordé ou renversé, panne du mécanisme du pluviographe) font que les résultats sont entachés d'erreurs. De plus les matériaux du fait de leur double manipulation ont perdu de leur structure initiale. Les résultats obtenus sont :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1971	0	0	27,2	35,2	46	38,2	9,1	0	0	0	0	0	155,7mm
1972	25,5	134,5	41,1	0,2	0	0	0	0	0	2,5	0	21,9	226,7mm

III.7. L'ENSOLEILLEMENT

En l'absence d'appareil de mesure sur le site nous pouvons considérer que les valeurs mesurées à Laragne sont certainement très voisines de celles du bassin versant.

III.8. LES VENTS

Du fait de son orientation, le bassin est très ouvert aux vents Est Ouest. Mais ce sont surtout les vents du Sud qui accompagnent les précipitations.



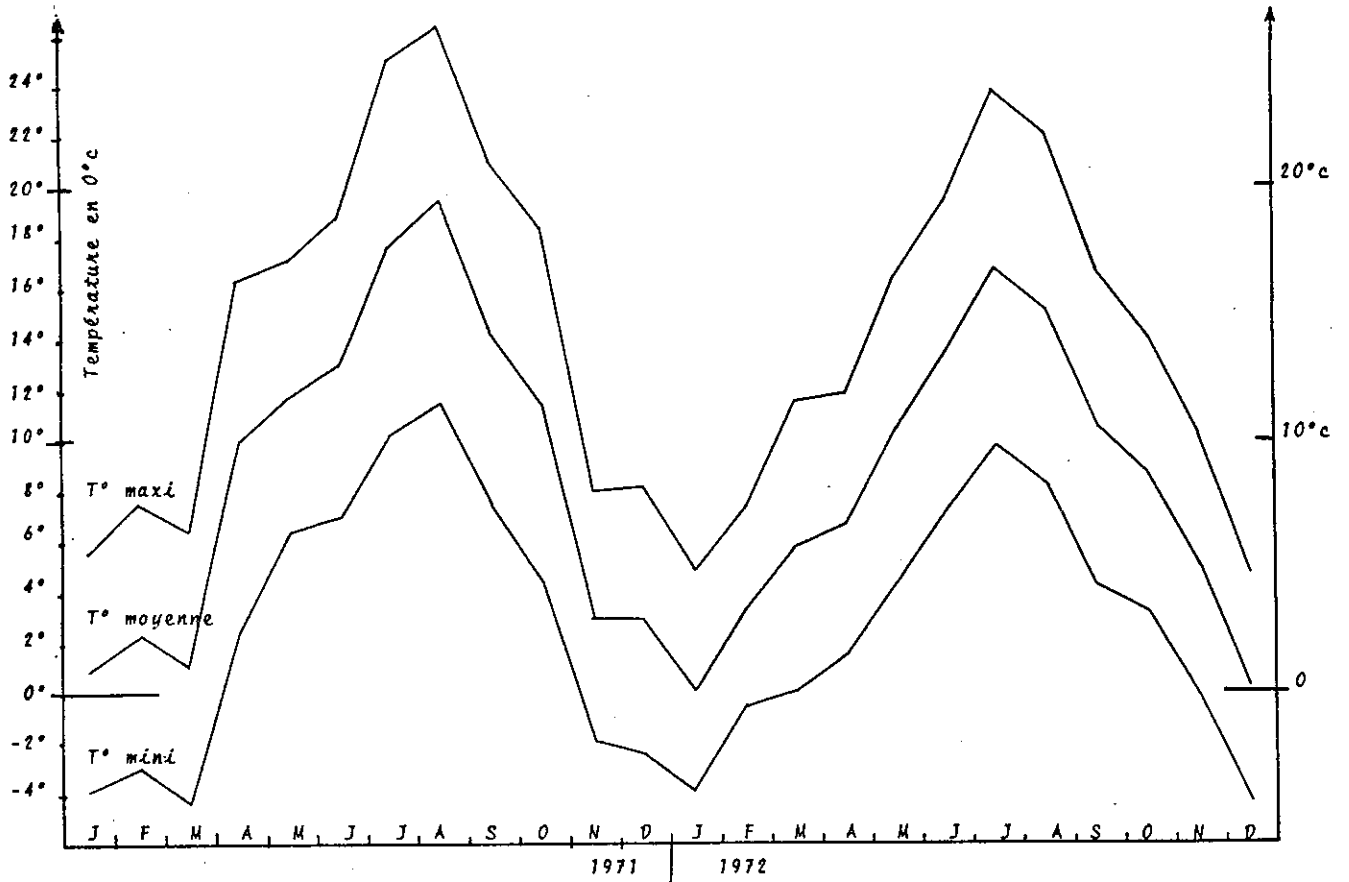


Figure 58 : Variation des températures mensuelles à la station de St Genis - Nagier.

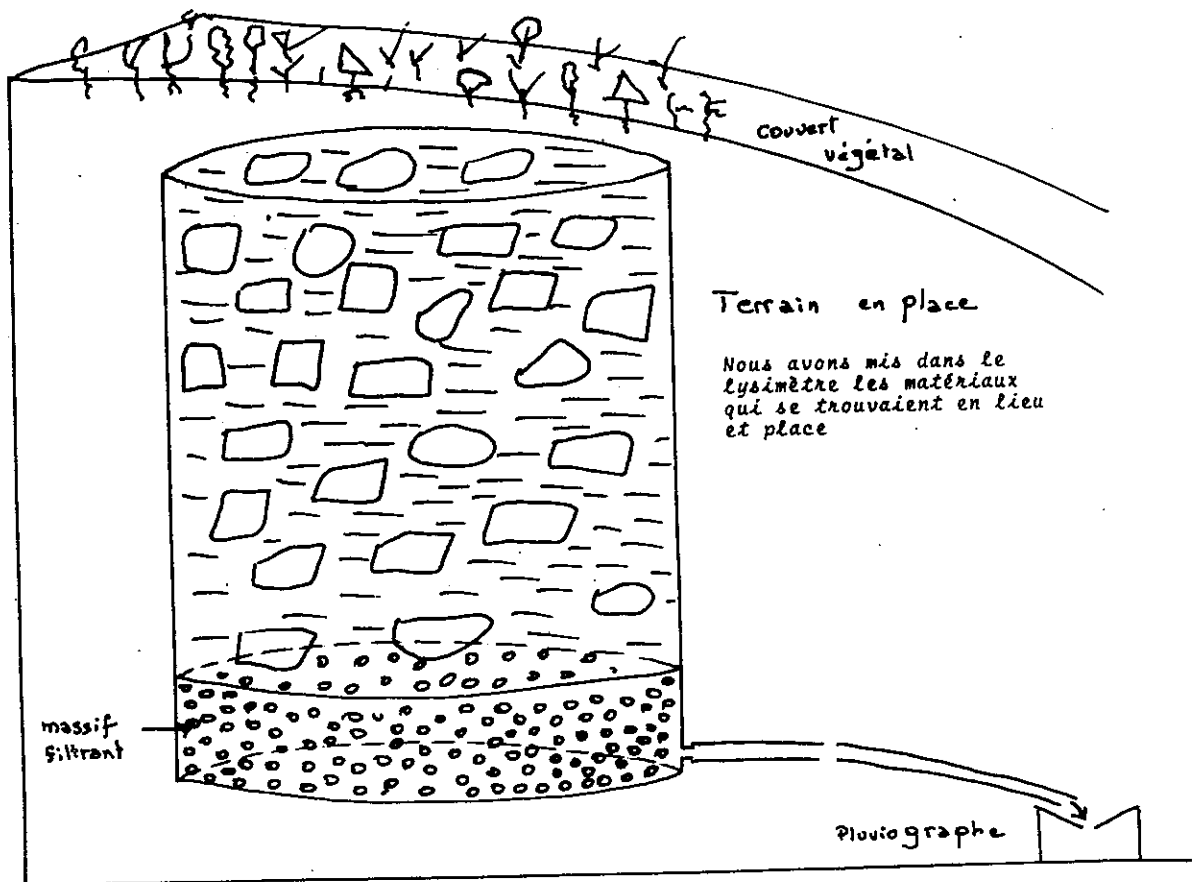


Figure 59 : Disposition de la case lysimétrique de la station de St Lagier.

CHAPITRE II

HYDROLOGIE DU BASSIN VERSANT DE ST GENIS

I - HYDROLOGIE DE SURFACE

Pour nous permettre d'étudier le régime hydrologique du Riou, trois limnigraphes ont été installés sur le cours du Riou en Décembre 1970 (figure 56).

I.1. SITUATION DES APPAREILS

- Le limnigraphe aval se trouve à l'altitude de 740 mètres. Le bassin versant du Riou à l'aplomb de l'appareil est de 10 km² pour une altitude moyenne de 1 044 mètres. Le lit du torrent au niveau de l'appareil est constitué par les calcaires du tithonique recouverts par une faible épaisseur de galets; à l'aval quelques blocs rocheux forment un petit plan d'eau.

- Le limnigraphe milieu se trouve à l'altitude de 800 mètres. Le bassin versant du Riou à l'aplomb de l'appareil est de 8,3 km² pour une altitude moyenne de 960 mètres. Le lit du torrent au niveau de l'appareil est constitué de calcaires tithoniques formant un trapèze renversé très évasé.

- Le limnigraphe amont se trouve dans un cañon à l'altitude de 817 mètres. Le bassin versant du Riou à l'aplomb de l'appareil est de 7,4 km² pour une altitude moyenne de 1 045 mètres. Le lit du torrent est constitué de gros galets reposant sur les calcaires tithoniques. En hautes eaux, l'eau emplit tout le cañon.

Les limnigraphes milieu et amont encadrent l'ensemble des sources de St Genis. Lors de la fonte des neiges et des très fortes pluies, un petit ruisseau dont le débit ne dépasse pas 15 l/s s'ajoute aux émergences.

I.2. TYPE D'APPAREILLAGE - FONCTIONNEMENT

Les stations aval et amont ont été équipées de limnigraphes OTT type R XVI à axe vertical.

Les stations aval et milieu ont subi plusieurs détarages dus à la construction ou à l'enlèvement de barrage en travers du torrent, par de jeunes vacanciers. Les niveaux ont ainsi varié de +8,5 cm à la station du milieu et -5,5 cm à l'aval.

Si le profil est redevenu le même à la station milieu après l'enlèvement des blocs créant la retenue, il a fallu établir une deuxième courbe de tarage pour la station aval.

I.3. RELATIONS : HAUTEUR D'EAU - DÉBIT ; DÉPOUILLEMENT DES LIMNIGRAPHERS

14 à 18 jaugeages ont été réalisés aux trois stations et ont permis de tracer des courbes de tarage (figure 60). Ces jaugeages ont été réalisés à l'aide du micro-moulinet et par capacités jaugées.

De la même façon que dans la première partie de l'étude nous avons décomposé les courbes obtenues en segments de droite, pour pouvoir dépouiller les limnigraphes. Les relations hauteur débit utilisées sont :

Jaugeages du Riou aux 3 stations

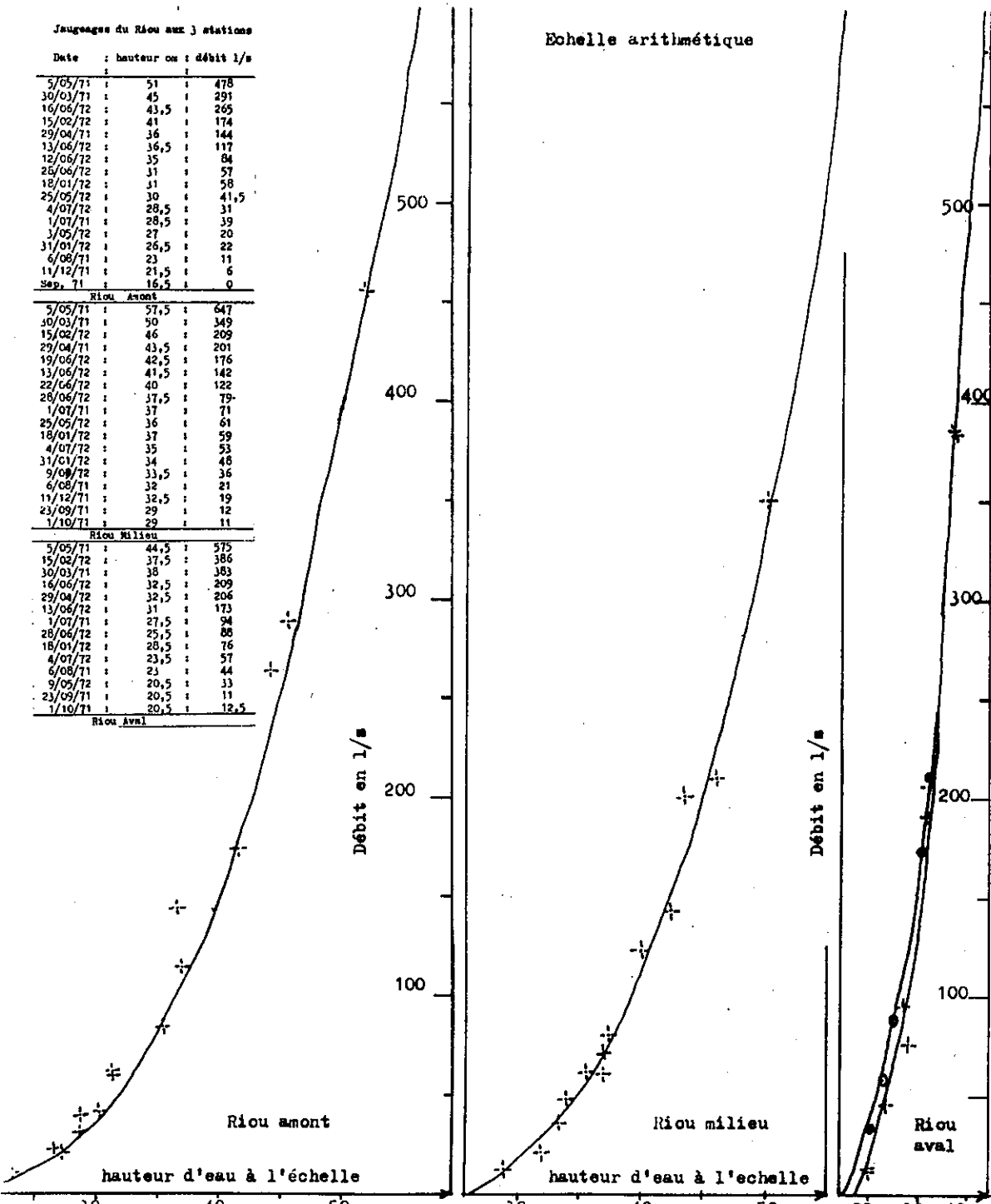
Date	hauteur en :	débit l/s
5/05/71	51	478
30/03/71	45	291
16/06/72	43,5	265
15/02/72	41	174
29/04/71	36	144
13/06/72	36,5	117
12/06/72	35	84
26/06/72	31	57
18/01/72	31	58
25/05/72	30	41,5
4/07/72	28,5	31
1/07/71	28,5	39
3/05/72	27	20
31/03/72	26,5	22
6/08/71	23	11
11/12/71	21,5	6
Sep. 71	16,5	0

Riou Amont		
5/05/71	57,5	647
30/03/71	50	349
15/02/72	46	209
29/04/71	43,5	201
19/06/72	42,5	176
13/06/72	41,5	142
28/06/72	40	122
1/07/71	37,5	79
25/05/72	36	61
18/01/72	37	59
4/07/72	35	53
31/01/72	34	48
9/09/72	33,5	36
6/08/71	32	21
11/12/71	32,5	19
23/09/71	29	12
1/10/71	29	11

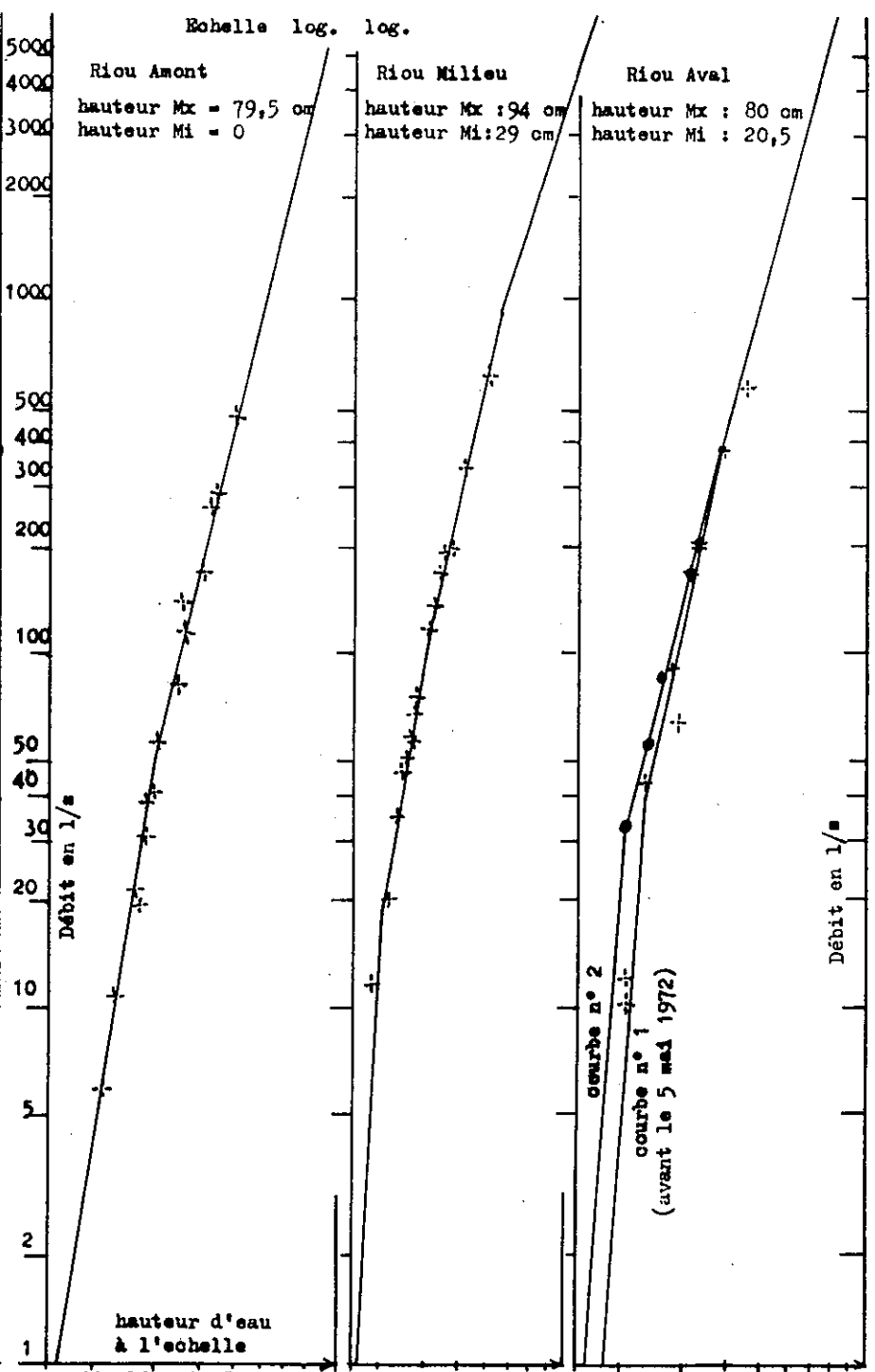
Riou Milieu		
5/05/71	44,5	575
15/02/72	37,5	386
30/03/71	38	383
16/06/72	32,5	209
29/04/72	32,5	206
13/06/72	31	171
1/07/71	27,5	94
28/06/72	25,5	86
18/01/72	28,5	76
4/07/72	23,5	57
6/08/71	23	44
9/05/72	20,5	33
23/09/71	20,5	11
1/10/71	20,5	12,5

Riou Aval		
-----------	--	--

Echelle arithmétique



Echelle log. log.



Riou Amont
hauteur Mx = 79,5 cm
hauteur Mi = 0

Riou Milieu
hauteur Mx : 94 cm
hauteur Mi : 29 cm

Riou Aval
hauteur Mx : 80 cm
hauteur Mi : 20,5

courbe n° 2
courbe n° 1
(avant le 5 mai 1972)

Figure 60 : Courbes de tarage du Riou amont, milieu et aval. Echelle arithmétique et logarithmique.

Pour la station amont :

Hauteur en cm	0	16	21	26	31	34	41	46	51	56	61	66	71	76	81
Débit en l/s	0	0	6	12	56	106	210	380	480	720	1050	1500	2000	2500	3500

Pour la station milieu :

Hauteur en cm	26	31	36	41	46	51	56	61	66	71	76	81	86	91	96
Débit en l/s	0	17	58	130	250	400	560	960	1250	1600	2000	2500	3400	4100	4300

Pour la station aval :

Hauteur en cm	18	23	28	33	38	43	48	53	58	63	68	73	78	83	88	93
Débit en l/s	0	40	100	190	400	570	860	1250	1800	2400	3100	4000	5200	6400	8000	10000

Courbe n°2 après le 5 mai 1972

Hauteur en cm	16	21	26	31	36	41	au delà on reprend la courbe 1
Débit en l/s	0	33	80	180	350	525	

I.4. RÉSULTATS - DÉBITS DU RIOU 1971 - 1972

Les valeurs des débits journaliers sont reportées dans les courbes 61 et 62 et les annexes 10,11,12,13 et 14.

Débits maxima et minima mesurés :

Station	Hauteur cm	Date	Débit l/s	$\frac{Q \text{ maxi}}{Q \text{ mini}}$
Riou amont	79,5	:21/03/71:	3200	∞
	0	:automne:	0	
Riou milieu	90	:21/03/71:	4100	373
	29	:automne:	11	
Riou aval	80	:21/03/71:	5600	350
	20,5	:automne:	16	

Le débit maximum mesuré par le limnigraphe aval est de 5 600 l/s ce qui donne un débit spécifique de 560 l/s/km². Cette valeur est pratiquement double de celle relevée au Buëch le même jour, nous avons ici un bassin versant de faible superficie avec donc des réactions très rapides.

Fig: 61 COURBE DES DEBITS MOYENS JOURNALIERS
 — RIOU AVAL 1971 —

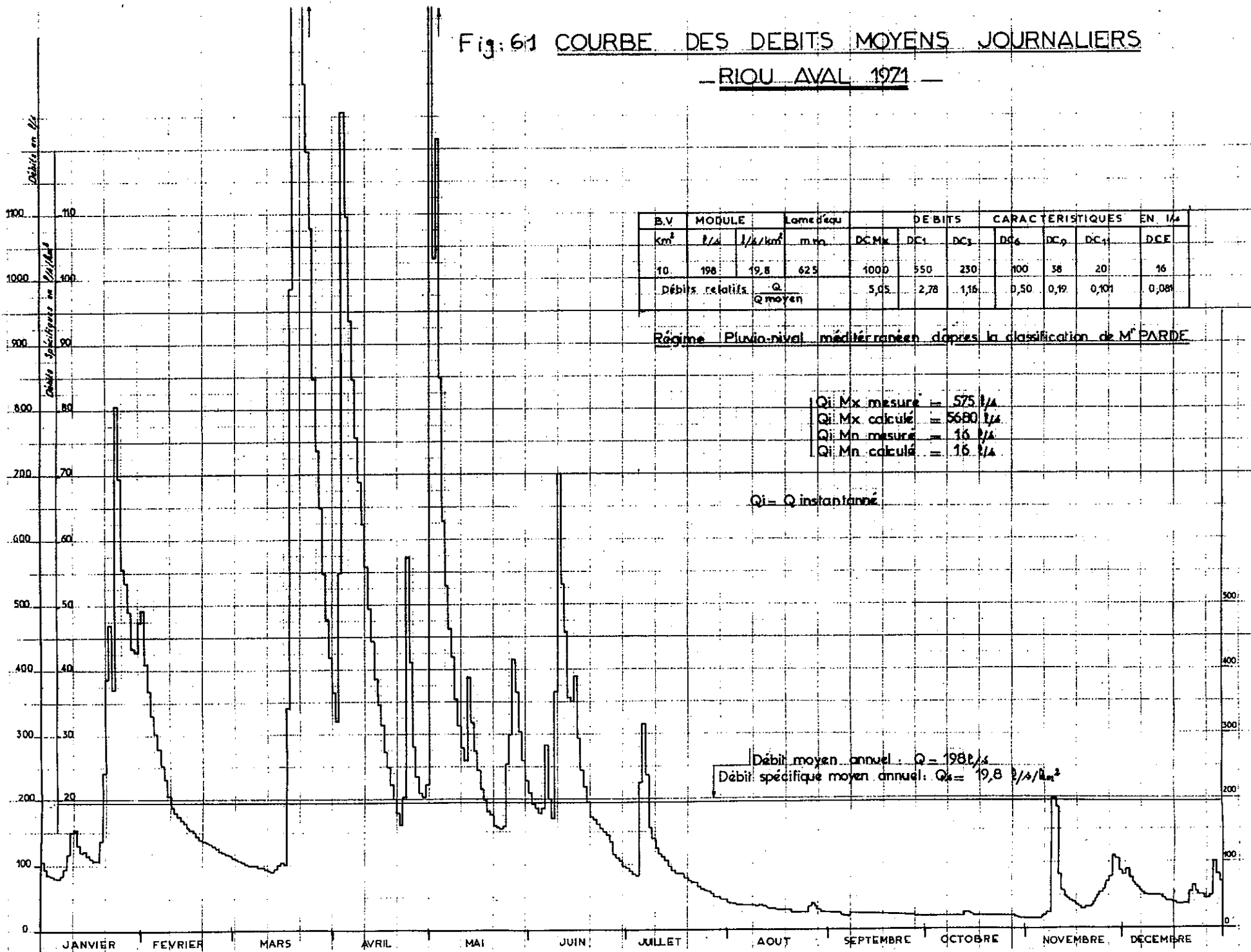


Fig 62. COURBE DES DEBITS MOYENS JOURNALIERS

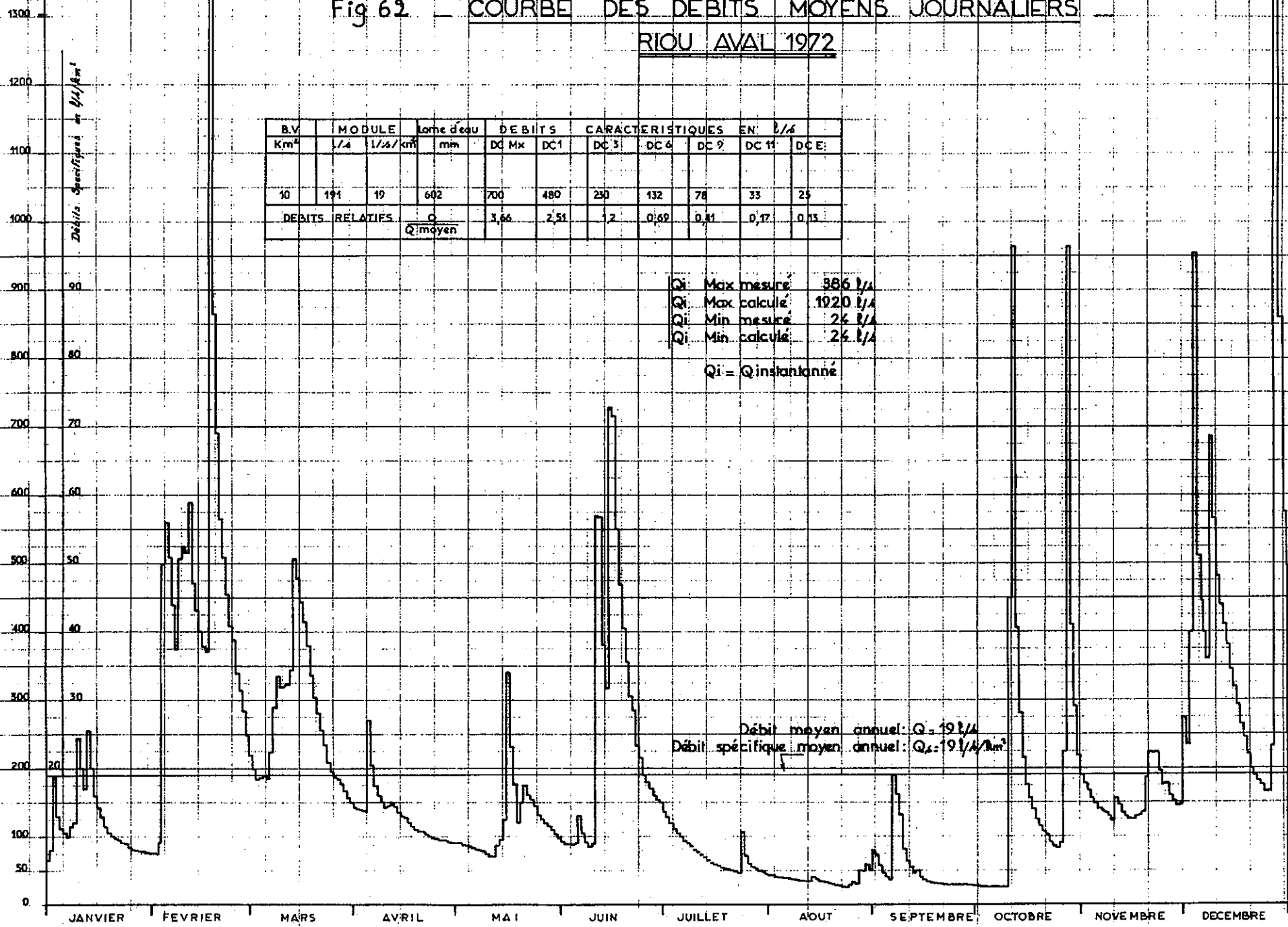
RIOU AVAL 1972

B.V. Km ²	MODULE		Lame d'eau		DEBITS		CARACTERISTIQUES EN l/s				
	l/s	l/s/km ²	mm		DC Mx	DC 1	DC 3	DC 6	DC 9	DC 11	DCE:
10	191	19	602		700	480	230	132	78	33	25
DEBITS RELATIFS			Q		3,66	2,51	1,2	0,69	0,41	0,17	0,13
			Q _{imoyen}								

Q_i Max mesure: 386 l/s
 Q_i Max calculé: 1020 l/s
 Q_i Min mesure: 26 l/s
 Q_i Min calculé: 26 l/s

$Q_i = Q_{instantané}$

Débit moyen annuel: $Q = 19 \text{ l/s}$
 Débit spécifique moyen annuel: $Q_s = 19 \text{ l/s/km}^2$



1 9 7 1

		Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Année
Riou aval	Q m	260	201	518	454	406	239	101	33	23	20	56	65	198
	Q s	26,0	20,1	51,8	45,4	40,6	23,8	10,1	3,3	2,3	2,0	5,6	6,5	19,8
	L	69,6	48,7	138,8	117,6	108,7	61,9	27,2	8,8	5,9	5,4	14,6	17,5	625
	% L annuel	11,1	7,8	22,2	18,8	17,4	9,9	4,4	1,4	0,9	0,9	2,3	2,6	100 %
	P - L	96,5	23,3	186	158,5	155,5	131,8	92,1	44	26,7	16,5	135,2	26,1	1092
		26,9	25,6	47,2	40,9	46,8	69,9	64,9	35,2	20,8	11,1	120,6	9,3	465
Riou milieu	Q m	187	153	393	352	341	177	86,4	23,6	16	13	37	33	151
	Q s	22,5	18,4	47,4	42,4	41,1	31,3	10,4	2,8	1,9	1,5	4,5	4	18,2
	L	60,3	44,6	126,8	109,9	110,1	55,3	27,9	7,6	4,9	4,2	11,6	10,8	574
	% L annuel	10,5	7,8	22,1	19,1	19,2	9,6	4,9	1,3	0,9	0,7	2,0	1,9	100 %
	P	93,8	22,7	180,8	154	151,1	128,1	89,5	42,7	26,0	16	131,4	25,4	1062
		33,5	21,5	54	44,1	41	72,8	61,6	35,1	25,51	11,8	119,8	14,6	488
Riou amont	Q m	137	114	290	207	232	105	42	5	0,4	0	7,3	9	96
	Q s	18,5	15,4	39,2	28	31,4	14,2	5,6	0,7	0,05	0	1	1,3	13
	L	49,4	37,2	105,7	72,6	84,1	36,7	15,1	1,8	0,1	0	2,6	3,4	409
	% L annuel	12,1	9,1	25,8	17,8	20,6	9,0	3,7	0,4	0	0	0,6	0,8	100 %
	P	96,5	23,3	186	158,5	155,5	131,8	92,1	44	26,7	16,5	135,2	26,1	1092
		47,1	-13,5	80,3	85,5	71,4	95	77	42,2	26,6	16,5	132,6	22,7	683

1 9 7 2

		Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Année
Riou aval	Q m	123	464	272	131	121	269	73	35	52	191	156	412	191
	Q s	12,3	46,4	27,2	13,1	12,1	26,9	7,3	3,5	5,2	19,1	15,6	41,2	19,1
	L	33	116,3	73	34	32,3	69,7	19,6	9,5	13,4	51,3	40,4	110,4	603
	% L annuel	5,5	19,2	12,1	5,6	5,3	11,6	3,3	1,7	2,2	8,5	6,6	18,2	100 %
	P	89,5	215,8	70,8	61	78,4	128,4	40,8	53,9	79,4	162,7	65,7	128,9	1175
		56,5	99,5	-3,3	27	45,7	58,7	21,2	44,4	66	111,4	25,2	18,3	573
Riou milieu	Q m	74	315	203	97	74	128	34,6	21,3	26	120	77	198	113
	Q s	9	28	24,5	11,7	8,9	15,4	4,2	2,6	3,1	14,4	9,2	23,8	13,6
	L	24	95	66	30	24	40	11	7	8	39	24	64	432
	% L annuel	5,6	22	15,2	6,9	5,6	9,3	2,5	1,6	1,9	9	5,6	14,8	100 %
	P	86,9	209,8	68,8	59,4	16,2	124,8	39,7	52,4	77,2	158,2	63,8	125,3	1143
		62,5	114,8	3,8	29,4	52,2	84,8	28,7	45,4	69,2	119,2	39,8	61,3	711
Riou amont	Q m	43	238	165	71	42	91	16	5,5	10	60	50	120	75
	Q s	5,9	32,2	22,3	9,6	5,7	12,3	2,2	0,7	1,3	8,1	6,8	16,2	10,2
	L	15,7	80,7	59,6	24,8	15,2	31,9	5,8	2	3,4	21,6	17,6	43,4	322
	% L annuel	4,9	25	18,5	7,7	4,7	9,9	1,8	0,6	1,1	6,7	5,5	13,5	100 %
	P	89,5	215,8	70,8	61	78,4	128,4	40,8	53,9	79,4	162,7	65,7	128,9	1175
		73,8	135,1	11,2	36,2	63,2	96,5	35	51,9	76	141,1	48,1	85,5	853

Débits moyens Qm en l/s
 Débits spécifiques Qs en l/s/km²
 Lamé d'eau écoulée L en mm
 Pourcentage de la lamé d'eau écoulée
 Pluviométrie en mm à 1030 m
 Déficit d'écoulement

TABLEAU 35 * Résultats des débits du Riou Année 1971 - 1972.

Le débit minimum mesuré par le même limnigraphe est de 16 l/s au début novembre 1971, ce qui correspond à un débit spécifique de 1,7 l/s/km² (valeur analogue à celle du Buëch).

Il faut noter que du 16 septembre 1971 au 7 novembre le débit amont est nul.

1.4.1. DEBITS CARACTERISTIQUES

Les valeurs caractéristiques des débits sont :

	Q _m	Q _s	L	DCMx	DC1	DC3	DC6	DC9	DCE	
Riou amont	96	13	409	549	270	124	53	6	0	1971
Riou milieu	151	18,2	574	850	420	196	75	24	12	
Riou aval	198	19,8	625	1035	550	205	103	37	17	
Riou amont	75	10,2	322	288	222	98	49	13	5	1972
Riou milieu	113	13,6	432	400	283	138	73	45	21	
Riou aval	191	19,1	603	699	480	230	132	78	24	

- Q_m = débit moyen annuel en l/s
 Q_s = débit spécifique en l/s/km²
 L = lame d'eau écoulée annuelle en mm
 DCMx = débit dépassé 10 jours par an en l/s
 DC1 = débit dépassé 1 mois par an en l/s
 DC3 = débit dépassé 3 mois par an en l/s
 DC6 = débit dépassé 6 mois par an en l/s
 DC9 = débit dépassé 9 mois par an en l/s
 DCE = débit dépassé 355 jours par an en l/s

1.4.2. VALEURS MENSUELLES DES DEBITS

Le tableau 35 indique le débit moyen en l/s Q_m, le débit spécifique Q_s en l/s/km², la lame d'eau équivalente, le pourcentage de la lame d'eau équivalente écoulée dans le mois par rapport à celle de l'année, la pluviosité théorique à l'altitude moyenne du bassin versant et le déficit d'écoulement correspondant.

On remarquera que le débit moyen mensuel des mois de mars 1971 et février 1972 est égal à 2,5 fois le débit moyen annuel. Ceci est dû à d'importantes pluies associées à la fonte des neiges.

Si nous comparons l'hydraulicité du Riou à la station Riou amont durant les deux années nous constatons :

- qu'en 1971, année relativement sèche avec 1 092 mm de pluie, le débit spécifique annuel est de 13 l/s/km² et la lame d'eau écoulée de 409 mm. Ceci représente un coefficient de ruissellement de 37 %.

- qu'en 1972, année plus pluvieuse avec 1 175 mm de pluie (+ 83 mm), le débit spécifique annuel est de 10,2 l/s/km² et la lame d'eau écoulée de 322 mm. Ceci représente un coefficient de ruissellement de 27 %.

Ainsi donc en 1972 le déficit d'écoulement à la station de Riou amont est supérieure de 170 mm à celui de 1971. Nous avons observé les mêmes tendances aux deux autres stations où les déficits d'écoulement sont supérieurs :

- de 223 mm à la station milieu
 - de 108 mm à la station aval
- } par rapport à l'année 1971

Ce phénomène s'explique de la manière suivante :

Durant 53 jours, à l'automne 1971, le Riou à l'amont des sources était à sec et ce sont ces dernières qui ont alimenté le torrent. Les courbes de cette période montrent que nous étions dans la phase de tarissement de la nappe aquifère et que le niveau de la nappe phréatique devait être très bas.

Une grande partie des précipitations 1972 aurait donc été "utilisée" à reconstituer la nappe aquifère des calcaires berriasiens - thitoniens car il est impensable que l'évapotranspiration évolue de manière aussi importante. C'est donc environ $15.10^5 m^3$ qui ont servi à réalimenter la nappe aquifère.

II - HYDROLOGIE SOUTERRAINE : LES EMERGENCES DU BASSIN VERSANT DE ST GENIS

Les sources du bassin versant sont peu nombreuses, on distingue les émergences de type superficiel et celles de type profond.

II.1. EMERGENCES DE TYPE SUPERFICIEL

Nous ne connaissons que quatre sources de ce type à l'intérieur du bassin. Ce sont la source de Font Frède qui est temporaire, la source du Béal de Dardal, la source du col de Jubéo de débit très faible et la source de St Lagier. Nous étudierons en détail cette dernière.

Une source se trouve immédiatement sous le col de Jubéo à l'extérieur du bassin versant "sensu stricto", cependant on peut raisonnablement penser qu'une partie des éboulis du col de Jubéo participe à l'alimentation de la source.

II.1.1. LA SOURCE DE ST LAGIER

L'eau sourd d'un matériel hétérogène composé d'alluvions et d'éboulis et d'alluvions berriasiens et hauteriviens accumulés dans une dépression valanginienne. L'exutoire a été aménagé en fontaine, mais une partie de l'eau percole encore à travers les galets du talus et du Riou.

L'altitude de la source est de 851 mètres.

II.1.1.1. Le débit

Le débit moyen de la source est de 1,3 l/s. Il varie très peu, de 0,6 l/s (le 5 novembre 1971) à 3,5 l/s (le 19 mars 1971), (figure 63).

Nous constatons que le débit a été fortement influencé par les importantes précipitations de mars et de mai, nous assistons ensuite à une décrue jusqu'au début novembre, interrompue par quelques petites crues de faible amplitude.

II.1.1.2. La résistivité

Les valeurs de la résistivité sont assez faibles et varient de 2 160 à 2 740 Ωcm , ceci indique une composition chimique assez stable.

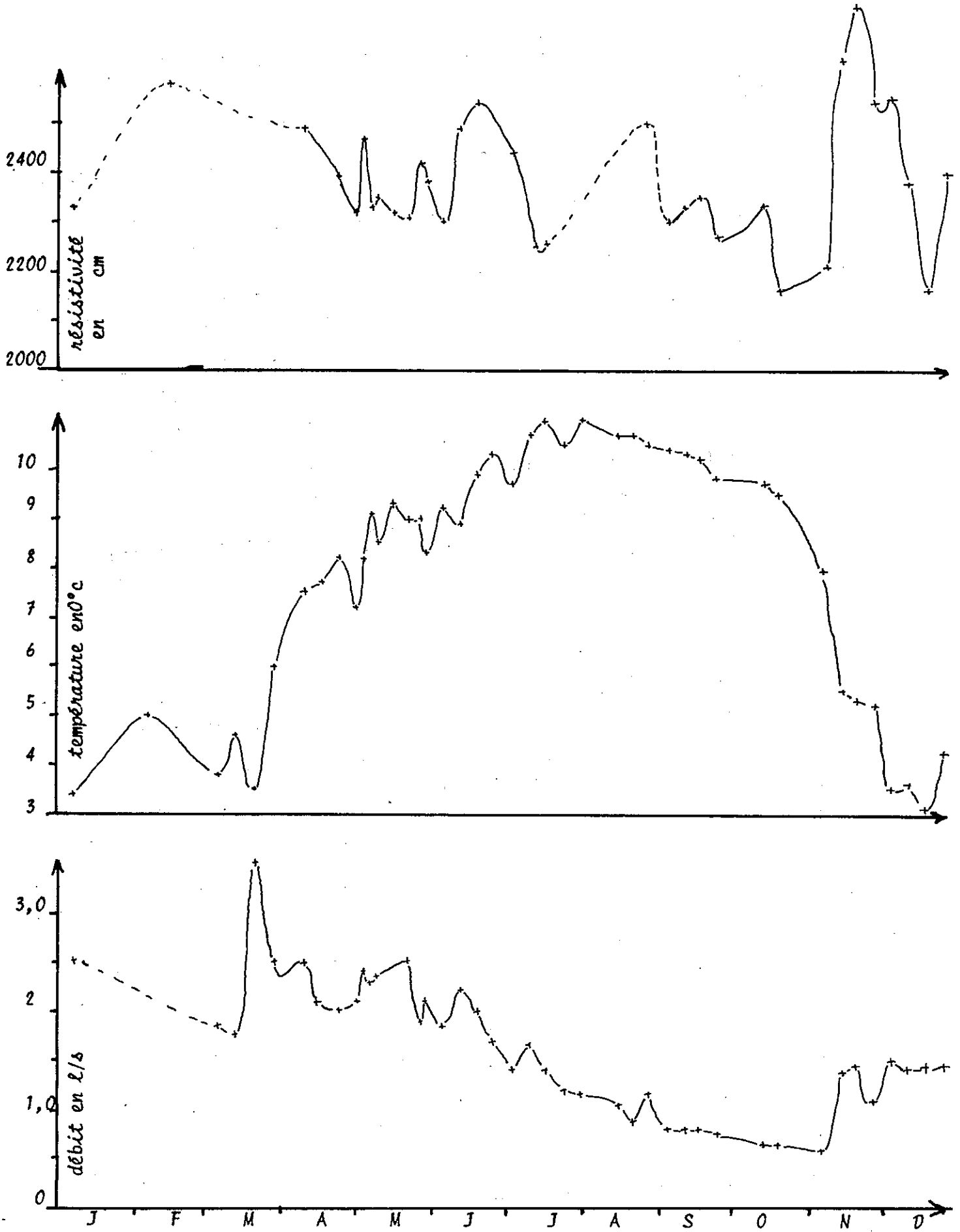
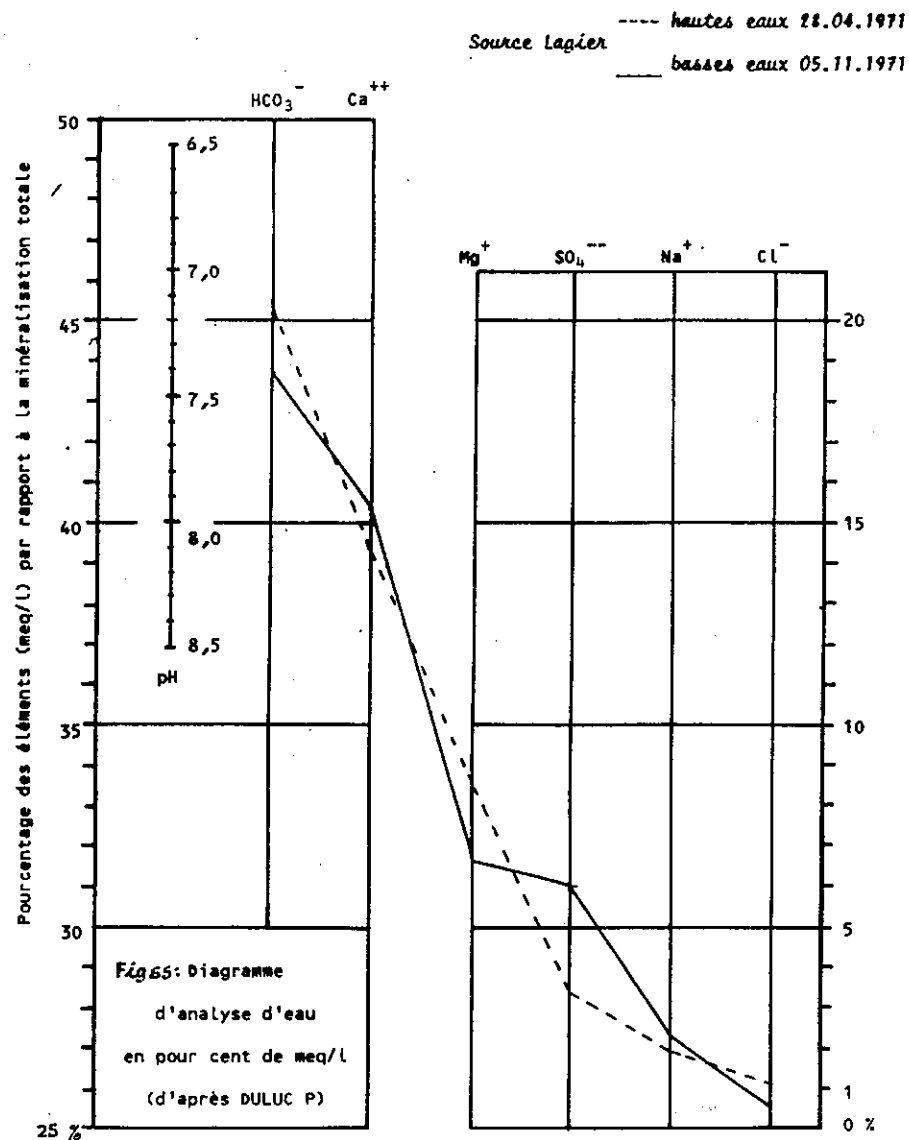
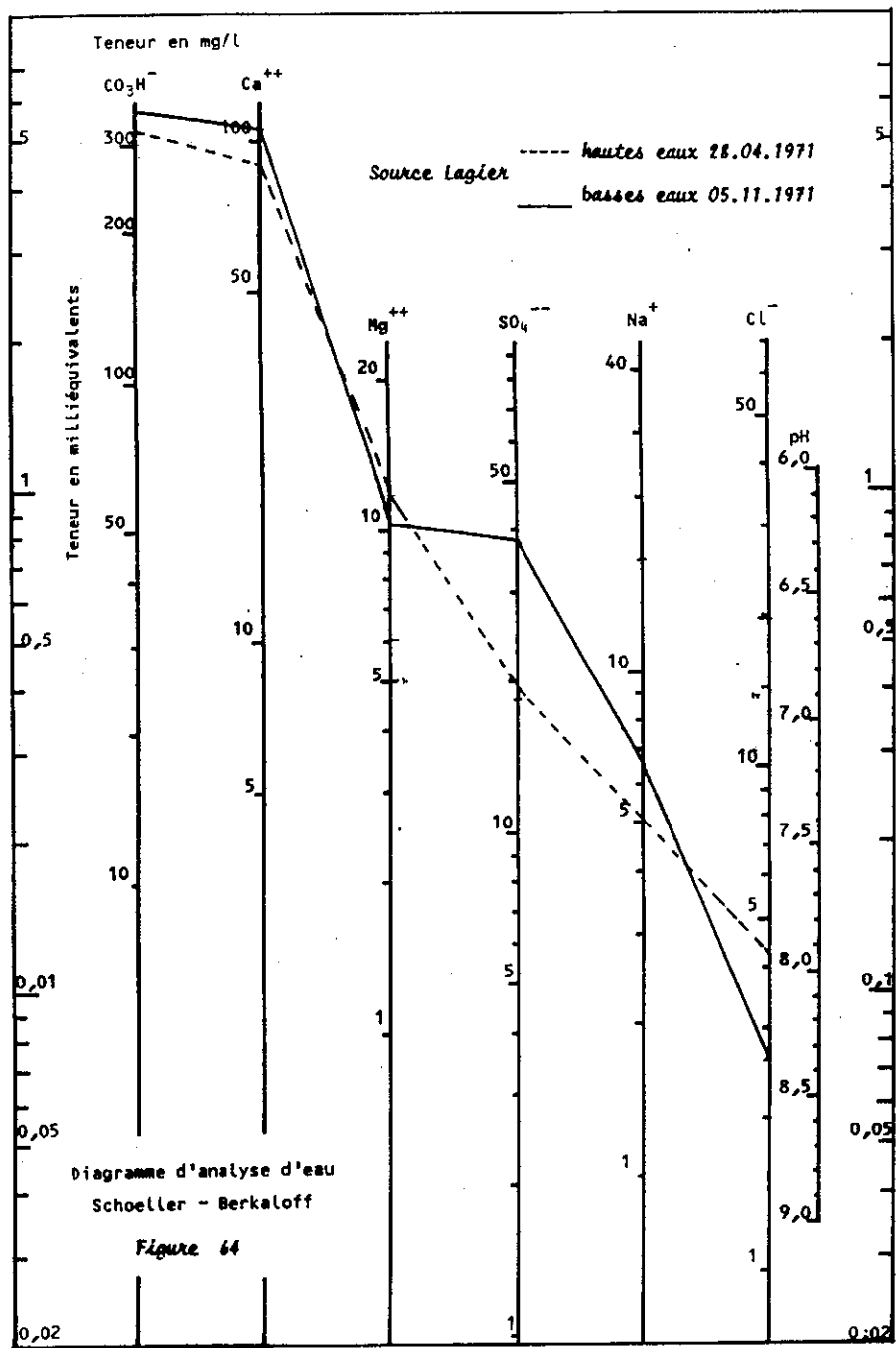


Figure 63 : Variations des températures, résistivités et débits de la source Lagier en 1971.



II.1.1.3. La température

La courbe des températures mesurées montre (figure 35) :

- de grandes variations : 11° en juillet et 3° le 17 décembre,
- des variations de la température qui semblent très liées aux variations mensuelles de la température de l'air.

II.1.1.4. Chimie des eaux

Les eaux sont bicarbonatées calciques. Elles sont plus minéralisées que celles de St Genis. Les figures 64 - 65 montrent que nous avons peu de variations en hautes et basses eaux.

Toutes ces observations montrent que la nappe des matériaux alluvionnaires est très superficielle, elle est donc influencée par la température atmosphérique. L'importante matrice argileuse associée aux galets et éboulis conditionne une faible perméabilité d'où un "amortissement" des variations de débit et une minéralisation relativement constante.

II.1.2. LA SOURCE DE PRE BARETY

Bien que située à l'extérieur du bassin versant, nous étudierons cette source car du fait de sa position sous le col de Jubéo elle draine vers l'extérieur du bassin une partie des eaux de la nappe des éboulis calcaires de la zone du col.

Ces éboulis sont relativement cimentés et la route à l'amont du col de Jubéo nous donne une coupe franche de ces matériaux, le substratum qui affleure à l'aval est constitué des marnes de l'Argovien. La source se trouve à l'altitude de 864 mètres (le col est à 890 m). Elle est captée pour les besoins de la commune de Savournon.

II.1.2.1. Le débit

De la même façon que pour la source précédente les mesures montrent de forts débits au mois de mars, avril et mai (maxi le 7 mai à 4,4 l/s) suivis par un long tarissement très régulier, jusqu'en décembre. La valeur minimale mesurée le 5 novembre 1971 est égale à 0,29 l/s (figure 66)

Durant les épisodes pluvieux du début de l'année de nombreux exutoires se sont manifestés autour du captage et il n'a pas été possible de mesurer précisément leur débit. Nous l'avons estimé le 7 mai à environ 10 l/s.

II.1.2.2. La résistivité

Les valeurs mesurées montrent une variation de 1 870 scm le 3 novembre à 2 940 scm le 10 décembre 1971.

II.1.2.3. La température

Les valeurs des températures montrent une grande stabilité, elles ne varient que de 0°8 : 8°6 le 7 mai lors de la crue et 9°4 le 11 septembre lors de la période d'étiage.

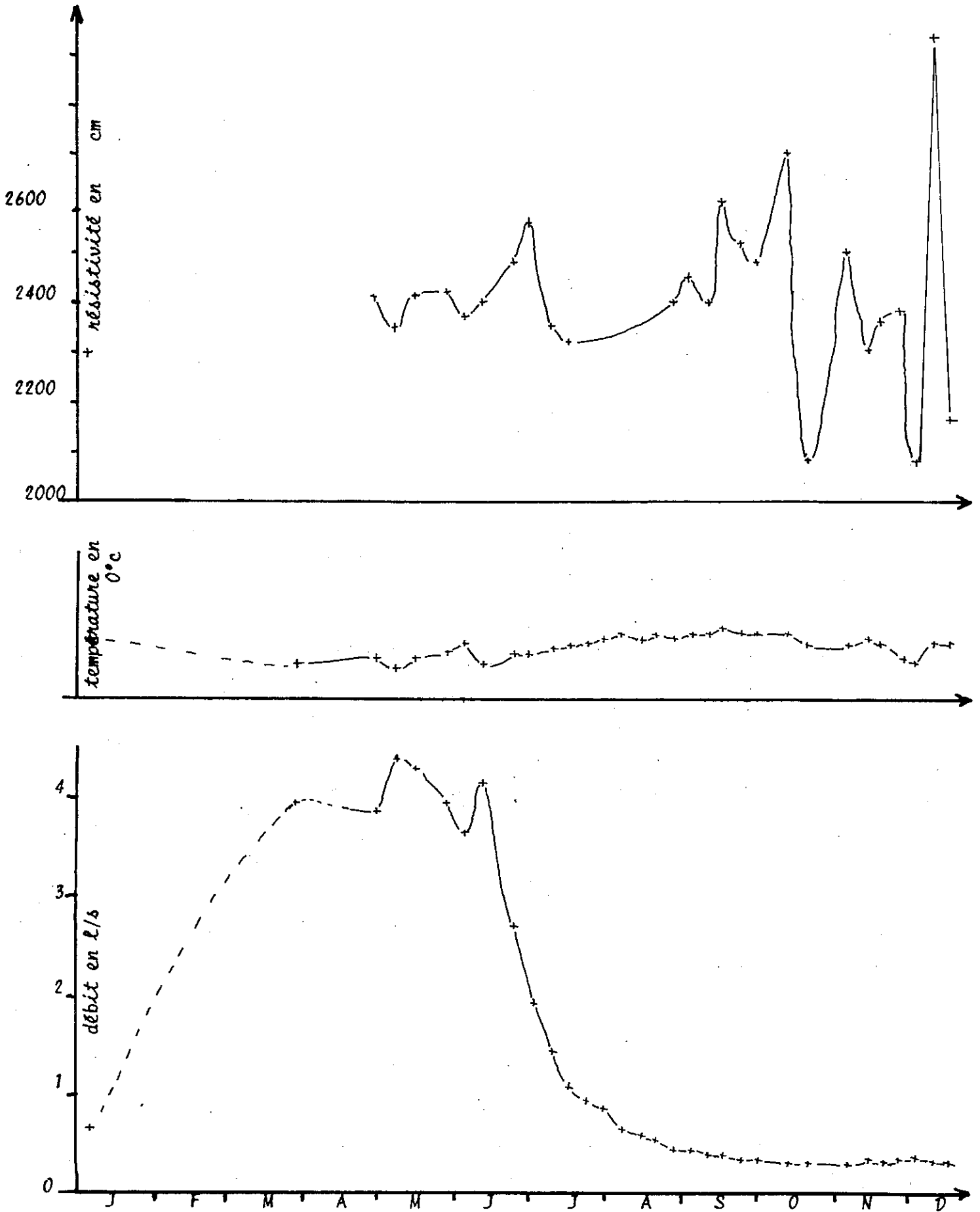
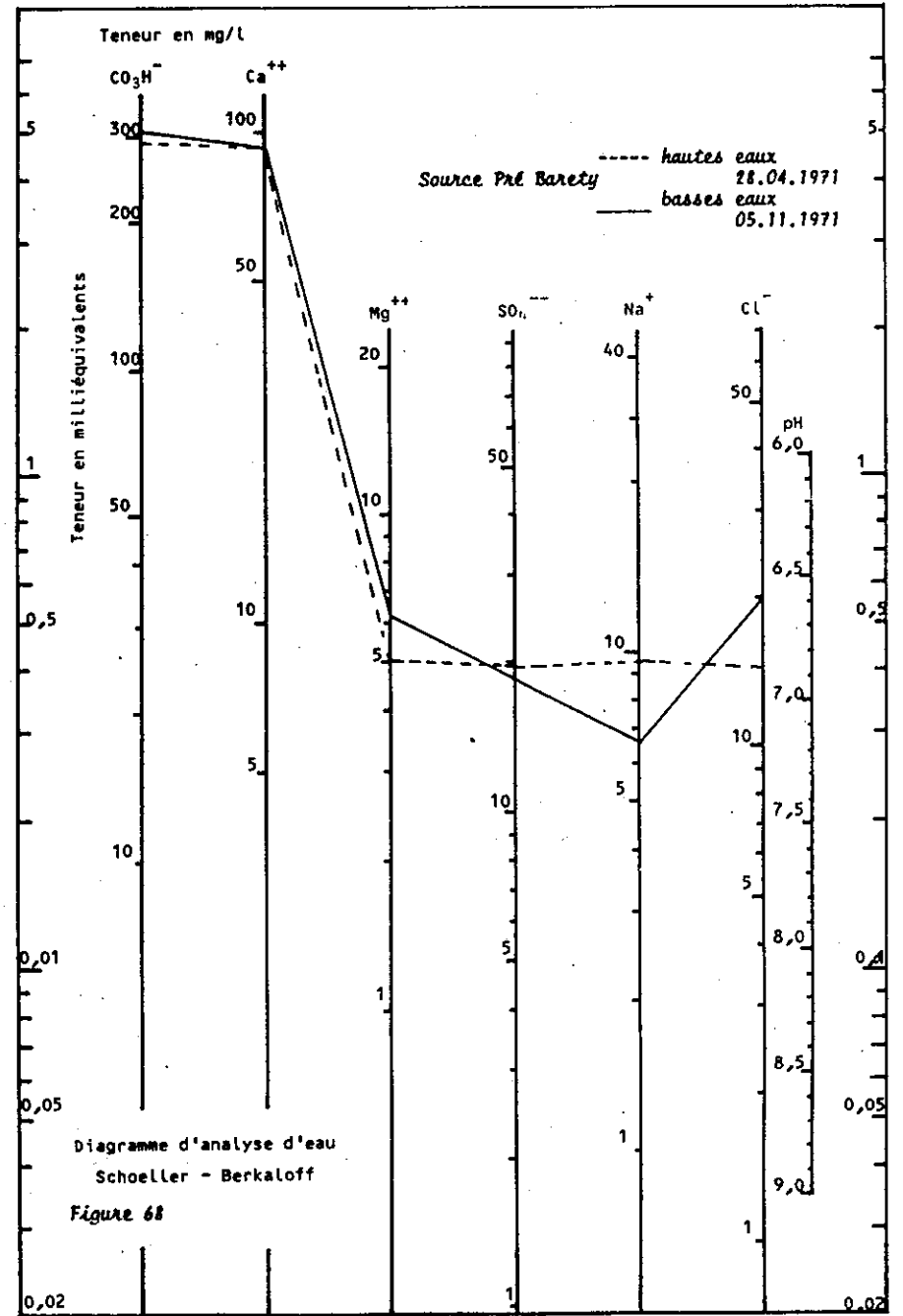
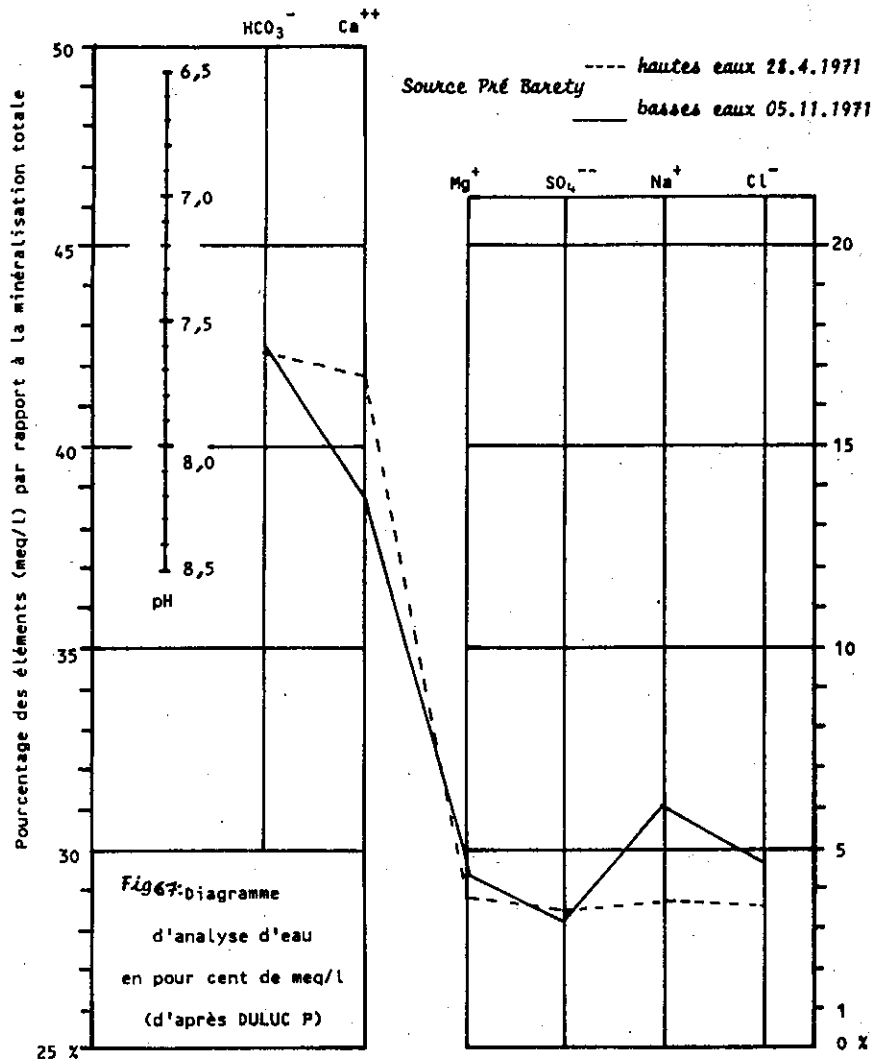


Figure 66 : Variations des températures, résistivités, débits de la source : Pré Barély en 1971



II.1.2.4. Chimie des eaux (figures 67 et 68)

Les eaux sont bicarbonatées calciques avec une importance relative des ions Na et Cl, leur composition varie peu, en hautes et basses eaux :

- ces observations montrent que l'aquifère hétérogène à une forte perméabilité entraînant une grande variabilité des débits. La température quasi-constante indique que l'eau circule à une profondeur importante, les éboulis ayant comblé une ancienne dépression.

II.2. LES ÉMERGENCES DU TYPE PROFOND

Ces émergences apparaissent dans les gorges du Riou entre les stations de mesures Milieu et Amont, ce sont :

- la source de St Genis, la plus importante, qui sourd à l'altitude de 815 m à l'aval du limnigraphe amont.
- les sources St Genis inférieures qui apparaissent à 200 m à l'aval de la précédente à des altitudes de 806-807 mètres.
- les sources St Genis talweg qui apparaissent à l'aplomb des précédentes dans l'axe du talweg du Jubéo à des altitudes variant de 806 à 810 mètres. Ces émergences sont temporaires.

II.2.1. CONDITIONS D'ÉMERGENCES

L'eau apparaît à un inter banc au sein des calcaires, pour la source de St Genis et au travers de fissures des bancs calcaires pour les autres.

L'ensemble des sources représente l'exutoire de la nappe des calcaires tithoniques berriasiens. Il se trouve sur l'alignement de la fracture N-100 qui soulève le compartiment Sud du synclinal.

Les sources du talweg correspondent soit à une cheminée d'équilibre soit à un seuil dans les calcaires où la nappe s'écoule lorsqu'elle se met en charge rapidement. Nous avons d'ailleurs constaté plusieurs fois un phénomène d'artésianisme, l'eau jaillissant jusqu'à 60 cm au-dessus du sol. Ce système de trop plein de nappe a déjà été observé et décrit en d'autres points de la région (la Beaume, le pont de Montclus).

Le bassin versant de la source est de 7,76 km² et l'altitude moyenne théorique est de 1 060 mètres.

II.2.2. SYSTEME DE JAUGEAGE

La source de St Genis a été équipée en décembre 1970 d'un canal jaugeur muni d'un déversoir triangulaire ayant un angle de 45°. Les hauteurs d'eau mesurées étaient transformées en valeurs de débit à l'aide de la formule de Gourley $Q = 0,55 H^{2,47}$ (avec Q en l/s et H en cm). Nous avons vérifié l'exactitude de cette formule par mesure par capacités jaugées. Cependant tous les filets d'eau n'ont pu être canalisés vers le canal jaugeur et des pertes peu importantes apparaissaient un peu en dessous du déversoir triangulaire.

Le débit maximum mesuré grâce au canal jaugeur est de 47 l/s. Au delà de cette valeur l'eau déborde par dessus le canal.

Les sources de St Genis inférieures et talweg n'ont pu être jaugées directement. Nous avons donc procédé à des estimations de ces débits.

Si l'ensemble des mesures des débits des sources est entaché d'erreurs, nous avons obtenu une valeur exacte des débits globaux de toutes les émergences par la différence des débits mesurés aux limnigraphes situés immédiatement à l'aval et à l'amont des sources.

11.2.3. LES DEBITS

Les valeurs des débits mesurés et évalués sont réparties dans les tableaux en annexe, celles obtenues par différence : Q_{ma} - Q_{amont} (Q_{ma}) sont reportées sur les figures 69 et 70.

La figure 71 montre les courbes obtenues en corrélant les débits mesurés à la source de St Genis et ceux obtenus par différence (Q_{ma}).

Nous remarquons que pour des débits inférieurs à 45 l/s la relation est linéaire $Q_{St\ Genis} = 0,73 Q_{ma} - 5,7$; au-delà, de faibles augmentations du débit de la source provoquent de forts accroissements des débits Q_{ma} et $Q_{St\ Genis} = -2 + 0,5 Q_{ma} + 0,007 Q_2_{ma} + 0,0006 Q_3_{ma}$. Ceci s'explique de la façon suivante :

- en régime peu ou pas influencé ($Q_{St\ Genis} < 45$ l/s)
 $Q_{ma} = Q_{St\ Genis} + Q_{inférieur}$
- en régime influencé ($Q_{St\ Genis} > 45$ l/s)
 $Q_{ma} = Q_{St\ Genis} + Q_{inférieur} + Q_{talweg}$
- en régime très influencé (rarement observé)
 $Q_{ma} = Q_{St\ Genis} + Q_{inférieur} + Q_{talweg} + Q_{ruissellement\ talweg\ Jubéo}$.

Les débits de ruissellement et de trop plein de nappe peuvent être importants et influencer fortement les débits mesurés.

Nous pouvons donc considérer que les valeurs de débits obtenues par la différence Q_{ma} représentent le débit de la nappe des calcaires tithoniques berriasiens. Les rares fois où nous avons constaté un ruissellement dans le vallon de Jubéo, le débit de la nappe serait égal à :

$$Q_{nappe} = Q_{ma} - 0,9 \times Q_{sm}$$

$$Q_{sm} = \text{débit spécifique du Riou à la station milieu}$$

Le débit minimum mesuré de l'ensemble des sources St Genis et inférieures est de 11 l/s (environ 10 l/s pour St Genis et 1 l/s pour St Genis inférieures).

Le débit maximum de chaque émergence n'a pu être mesuré avec précision.

Résultats obtenus

Année	Débit moyen annuel en l/s	volume écoulé en m ³
1971	54,8	1727 10 ³
1972	37,8	1194 10 ³

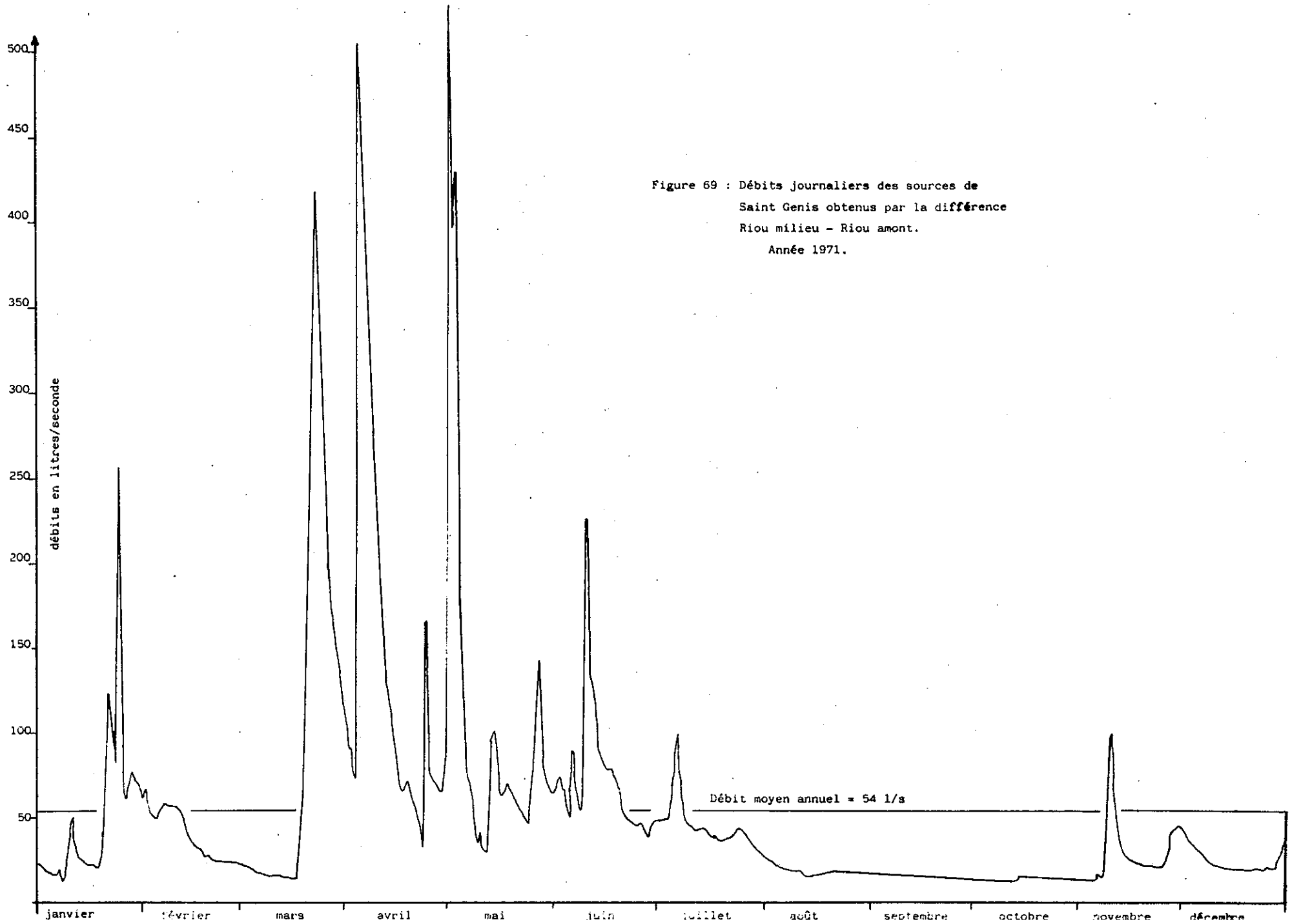
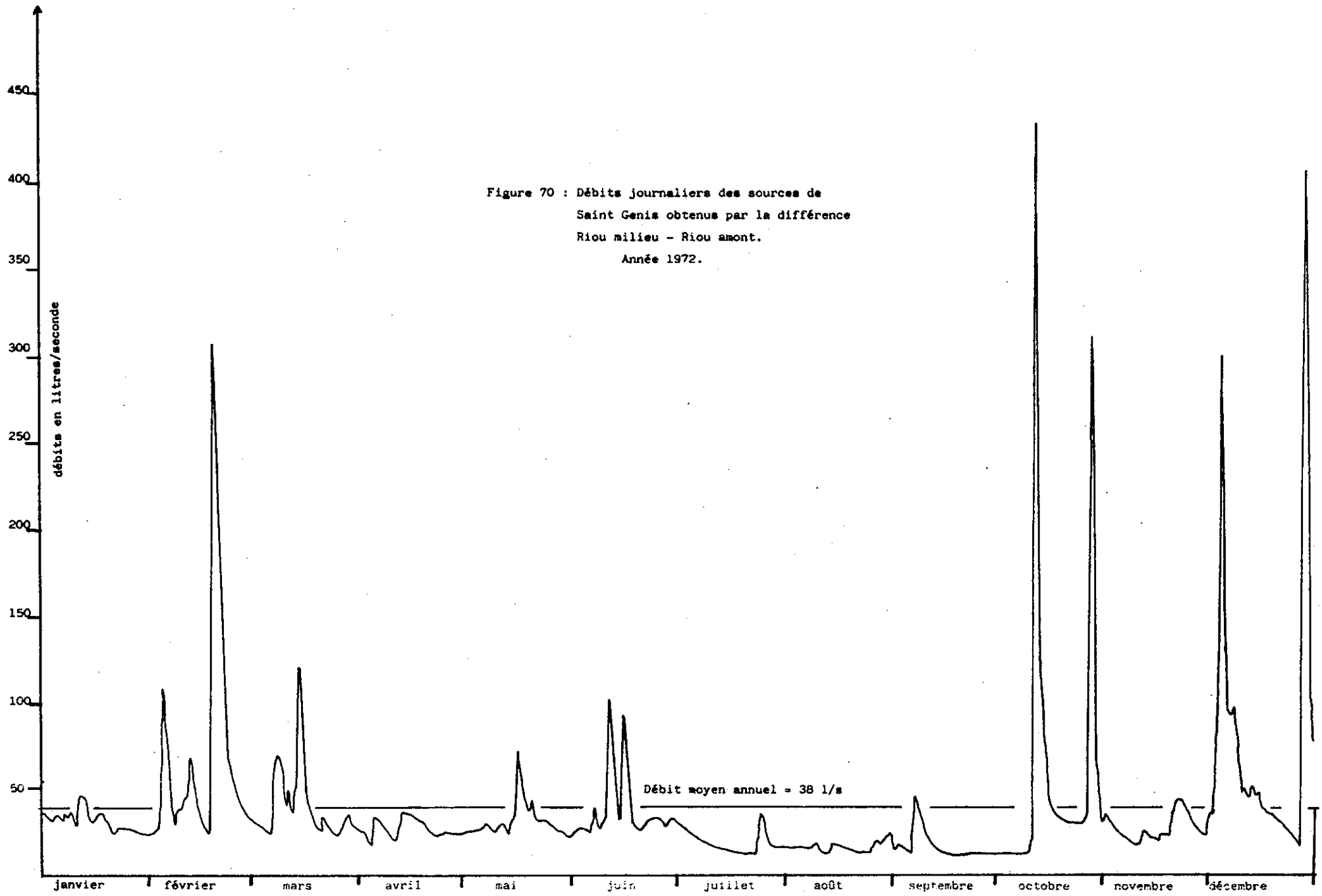


Figure 69 : Débits journaliers des sources de
Saint Genis obtenus par la différence
Riou milieu - Riou amont.
Année 1971.

Débit moyen annuel = 54 l/s



Comme nous l'avons déjà constaté pour le Riou aval, alors même que les précipitations 1972 sont supérieures à celles de 1971 les débits de la nappe sont plus importants cette année là.

Ceci confirme l'hypothèse émise plus haut : en 1972 il y a eu recharge de la nappe aquifère du tithonique berriasien.

II.2.3.1. Théorie du comportement de la nappe aquifère des calcaires tithoniques berriasiens de St Genis

- Remarques préliminaires

L'eau souterraine circule dans un réseau de fentes, joints, chenaux et diaclases plus ou moins élargis par dissolution du calcaire. On peut admettre que la répartition de l'ouverture des fissures obéit à une loi lognormale, les joints les plus ouverts étant les moins fréquents. La vidange de la nappe se fait par tous les types de fissures et de chenaux :

- chenaux de gros diamètre et fissures larges dans lesquels l'écoulement de l'eau peut être turbulent.

- chenaux de faible diamètre et fissures étroites dans lesquels l'écoulement de l'eau est laminaire.

- microchenaux, joints et diaclase très étroits à écoulement laminaire.

- Schéma théorique

On pourrait multiplier encore les types de circulations mais il nous paraît nécessaire de simplifier et nous nous proposons d'adopter le schéma théorique de l'écoulement souterrain de TRIPET 1972 expérimenté sur la source de l'Areuse.

Les joints, fissures, chenaux sont répartis en 2 classes (figure 72) :

- les joints du 1er ordre : (type I) ce sont les moins perméables et les plus fréquents.

- les joints de 2ème ordre : (type II) ce sont les plus perméables et les plus rares.

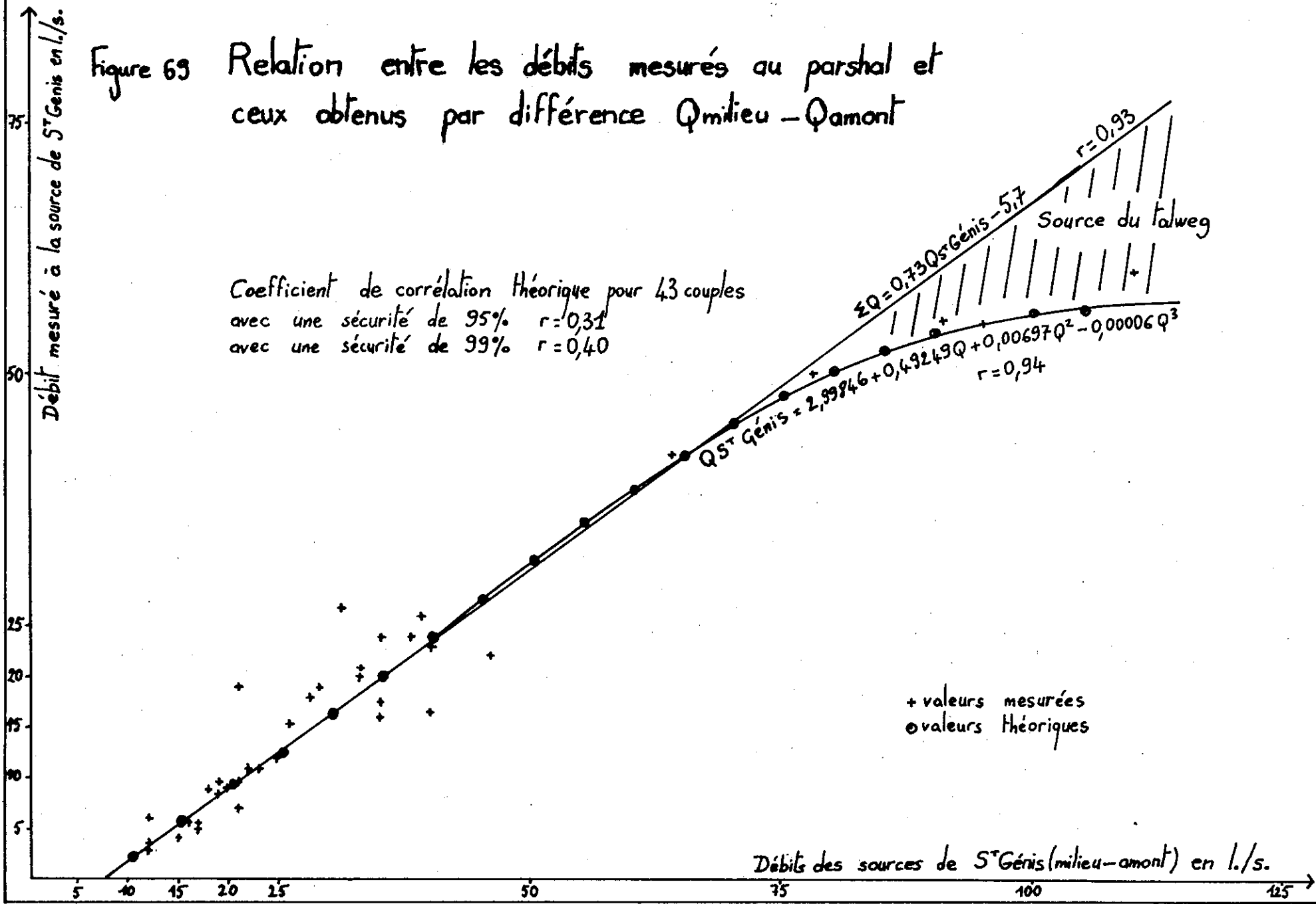
1 - En période de crue les joints du 2ème ordre, alimentés directement par infiltration, se mettent rapidement en charge. Ils sont responsables du débit élevé de la source.

En raison de la plus grande perméabilité, le niveau piezométrique de ce système est plus élevé que celui du système du 1er ordre, il existe donc un gradient hydraulique dirigé vers celui-ci et le système de 2ème ordre alimente les joints moins perméables par injection (figure 72 , phase 2 et 3).

2 - La pression diminue dans les joints les plus ouverts provoquant la décrue de la source. L'alimentation du système du 1er ordre se poursuit à partir de fissures et par infiltration verticale diffuse ; mais cet apport tend à diminuer (figure 72 , phase 4 à 7).

- 3 - A un moment donné le gradient hydraulique s'inverse et les joints de 2ème ordre fonctionnent comme un réseau de drains vis à vis des fissures moins ouvertes dont le débit commande dès lors le régime du système d'écoulement (figure 72 , phase 6 à 8).

Figure 69 Relation entre les débits mesurés au parshal et ceux obtenus par différence $Q_{\text{milieu}} - Q_{\text{amont}}$



4 - L'alimentation de la nappe provient de la vidange de ressuyage des microchenaux et diaclases peu ouverts du système du 1^{er} ordre, le régime à l'exutoire peut être qualifié de "non influencé". Ce stade est celui du tarissement (figure 72, phase 8 et 1).

Ceci est le schéma général de l'écoulement souterrain, cependant on peut penser qu'une partie peu importante du réseau des joints du système du 2^{ème} ordre est en prise directe avec les zones d'exutoires. Ainsi le débit de ce système durant la première phase de la décrue n'est pas totalement nul.

II.2.3.2. Analyse des courbes de décrue et de tarissement

La décrue et le tarissement des sources plus ou moins karstiques ont fait l'objet de nombreux travaux.

Les deux équations les plus utilisées pour étudier la vidange des nappes sont les suivantes :

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (1) \text{ avec } Q_0 = \text{débit à l'instant } t_0 \text{ début de la décrue}$$

$$Q = \frac{Q_0}{(1 + \alpha t)^2} \quad (2) \text{ avec } \begin{array}{l} Q = \text{débit à un temps } t \text{ donné} \\ \alpha = \text{coefficient de tarissement} \\ t = \text{temps écoulé depuis le début de la décrue} \end{array}$$

Ces équations ont été établies par BOUSSINESQ 1877, MAILLET 1905, SCHOELLER 1948 - 1962, TISON et CASTAGNY 1968.

Depuis les travaux de SCHOELLER il est devenu classique de distinguer dans la partie décroissante de l'hydrogramme 2 ou n parties correspondant à des vitesses d'écoulement décroissantes en liaison avec les vidanges des fentes, fissures, diaclases et chenaux.

Nous distinguerons dans notre étude une phase de décrue suivie d'une phase de tarissement. La loi de décroissance exponentielle des débits a été admise (1) pour étudier la décrue et le tarissement de la source de St Genis.

Elle peut s'écrire : $\text{Log } Q = \text{log } Q_0 - 0,4343 \alpha t$, elle s'applique aux cas suivants :

- écoulement d'une source provenant de capacités profondes, écoulement d'un bassin hydrographique à partir du moment où il n'est plus alimenté que par des réserves souterraines plus ou moins profondes.
- vidange de nappe captive en régime laminaire.
- vidange d'une nappe libre si la surface piézométrique est peu modifiée au cours de la vidange.
- vidange d'un réservoir à travers un bouchon poreux.

II.2.3.3. Courbe de tarissement de la source de St Genis

Nous avons étudié de nombreuses décrues, celle qui nous a paru la plus intéressante est celle consécutive à la crue du 4 avril 1971 où le débit de la source a atteint sa valeur maximale, soit 530 l/s.

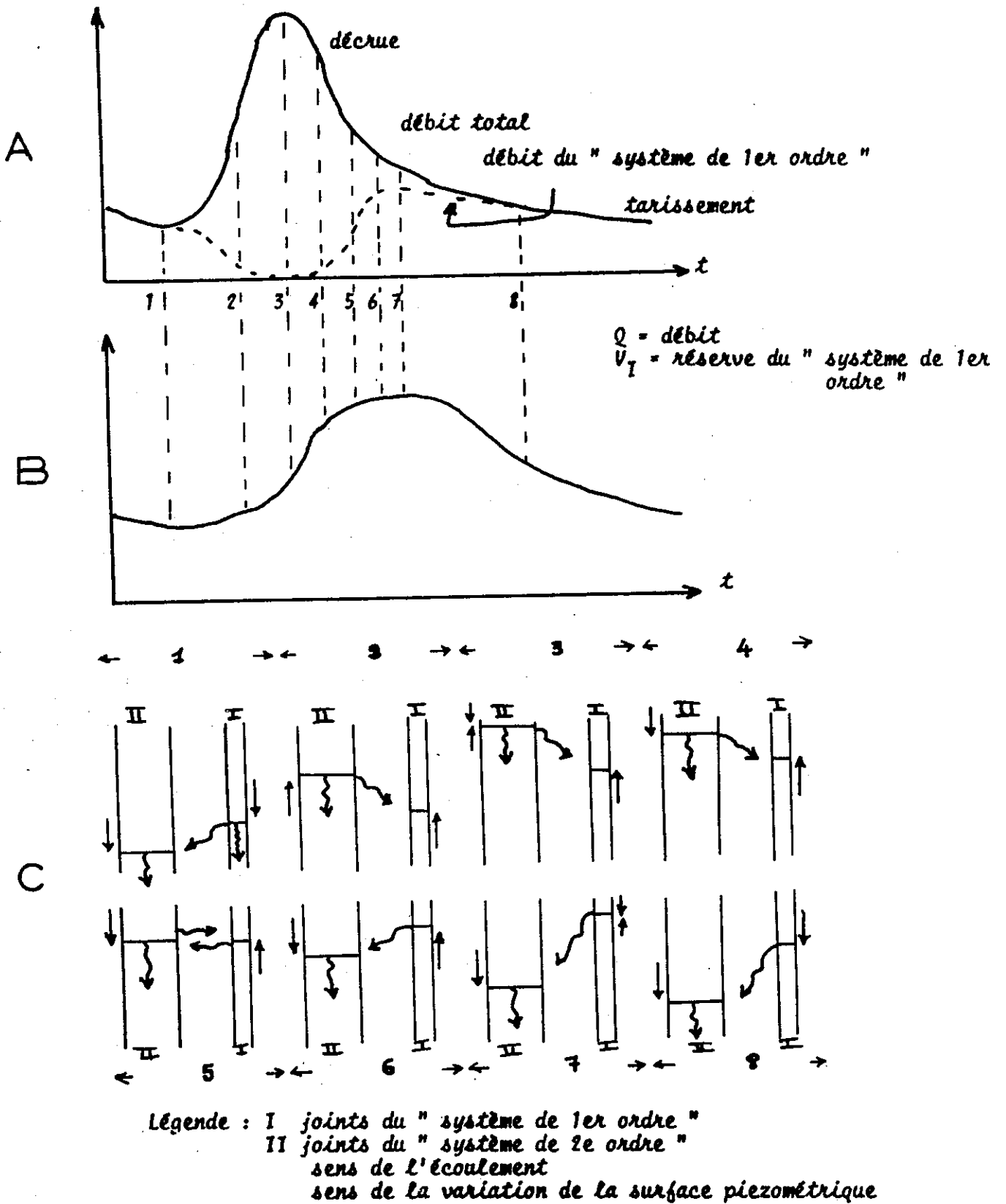


Figure 72 : Schéma théorique du régime de l'écoulement souterrain dans les calcaires tithoniques (Ex: source St Genis).

Le report de l'hydrogramme (figure 73) à partir des grosses crues du printemps 1971 et jusqu'à l'étiage de l'automne sur papier semi-logarithmique montre qu'à compter du début juillet et jusqu'au 5 novembre les débits tendent à s'aligner sur une droite dont l'équation s'écrit :

$$Q = 23e^{-0,003 t} \quad \text{avec } Q \text{ en l/s et } t \text{ en jour}$$

- l'irrégularité de la courbe est due :

- à des averses perturbatrices durant cette période
- à l'exagération des variations des faibles débits dues à la représentation logarithmique.

- la valeur Q_0 est obtenue graphiquement en prolongeant cette droite jusqu'au jour t_0 , débit de la crue la plus importante. Cette courbe de tarissement représente la vidange des joints et fissures du 1er ordre peu perméables.

II.2.3.4. Courbe de décrue de la source de St Genis

Si nous étudions cette même décrue, la courbe de décroissance des débits représente la somme des débits du système du 1er ordre et du 2ème ordre. La courbe de décrue de ce système est obtenue graphiquement en soustrayant les ordonnées de la courbe de tarissement de celles de l'hydrogramme faisant suite à la crue du 4 avril.

Les points obtenus se groupent convenablement suivant une droite de coefficient $\alpha = 0,17$. L'équation de la courbe de décrue du système du 2ème ordre (chenaux et diaclases perméables) s'écrit :

$$Q = 507 e^{-0,17 t}$$

II.2.3.5. Volume des réserves

Le volume d'eau emmagasiné à l'instant t_0 dans les calcaires du Tithonique Berriasien et qui alimente la source de St Genis peut être déterminé par l'intégration des équations de décrue et de tarissement, soit :

- volume des joints du système du 1er ordre :

$$V_0 = \int_{t_0}^{\infty} Q t \, dt = \int_{t_0}^{\infty} Q_0 e^{\alpha t} \, dt = \frac{Q_0}{\alpha}$$

$$V = \frac{23 \times 86400}{0,003} = 662 \cdot 10^3 \text{ m}^3$$

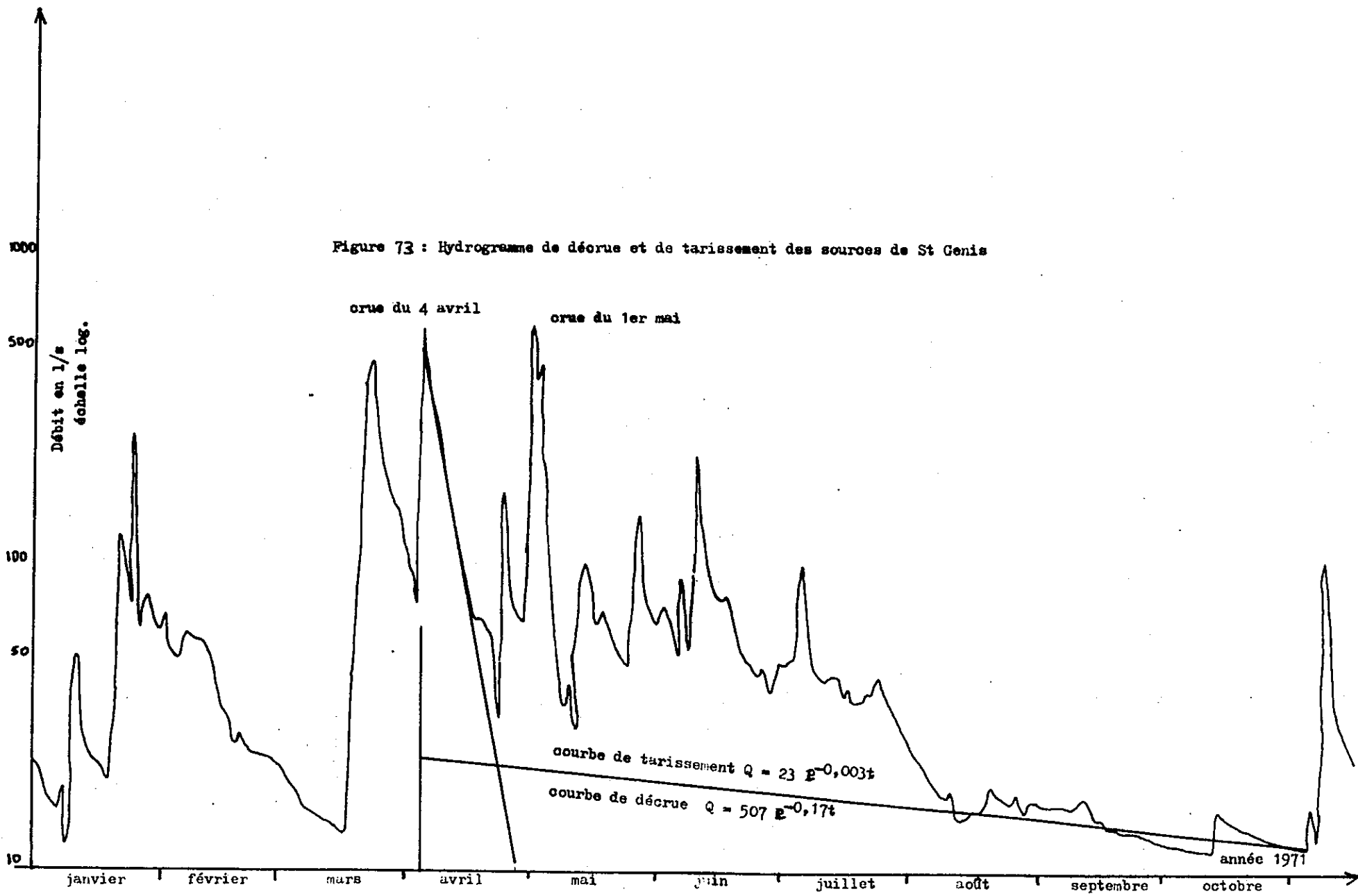
- volume des joints du système du 2ème ordre

$$V = \frac{507 \times 86400}{0,17} = 258 \cdot 10^3 \text{ m}^3$$

Ainsi le volume total des réserves d'eau disponibles après une très forte crue est d'environ $920 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ ($\approx 10^6 \text{ m}^3$).

- que les réserves d'eau des calcaires sont légèrement inférieures au volume écoulé annuellement, ainsi le temps moyen de renouvellement des réserves serait inférieur à un an.

- que le volume des fissures peu perméables du système du 2ème ordre est beaucoup plus important que celui des gros chenaux. Ceci indique clairement que la karstification de ces calcaires est peu développée.



II.2.4. CHIMIE DES EAUX

Durant les deux années d'études, 36 analyses des eaux de la source ont été réalisées : 34 par le laboratoire de chimie du centre de recherches géodynamiques de Thonon et 2 par le laboratoire Guigues à Aix en Provence.

Les résultats de ces analyses sont répartis dans le tableau annexe 17. Ils montrent que les eaux de la nappe des calcaires tithoniques berriasiens sont bicarbonatées calcique. Sa composition moyenne peut s'écrire.

Ions	en mg/l	Concentration en meq/l	En % de minéralisation totale
HCO ₃ ⁻	287,03	4,7	45,7
Ca ⁺⁺	89,85	4,49	43,6
Mg ⁺⁺	6,4	0,53	5,2
SO ₄ ⁺⁺	17,7	0,37	3,6
Na ⁺	3,23	0,14	1,4
Cl ⁻	1,92	0,05	0,5
Sr ⁻⁻	0,4	0,009	0,009
SiO ₂	4,14		

Tableau 37 - Composition moyenne des eaux de la source de St Genis

On constate qu'à eux seuls les ions HCO₃ et Ca représentent 89,3 % de la minéralisation globale. Les variations des concentrations en cours de l'année sont relativement peu importantes, le tableau ci-dessous reproduit les valeurs extrêmes.

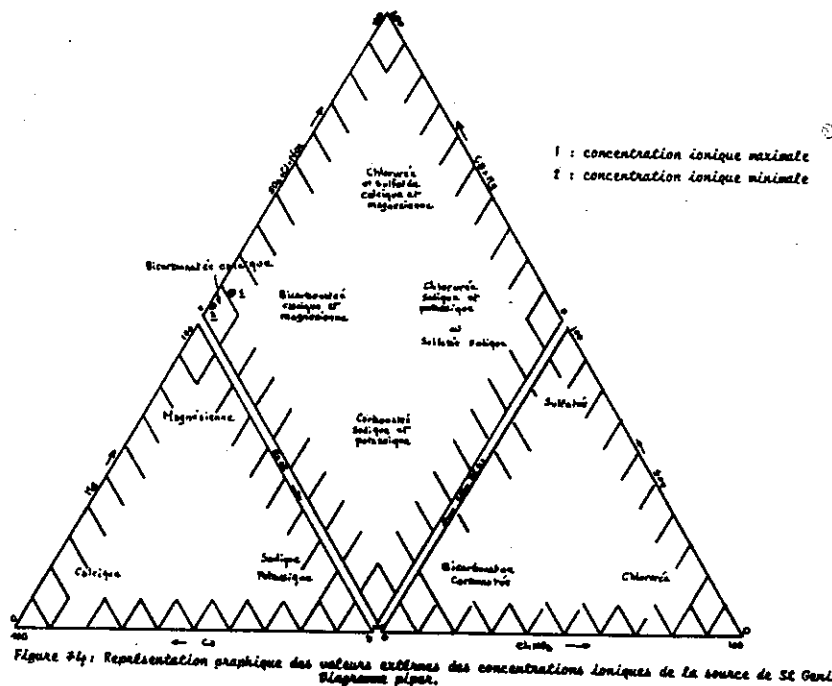
Ions	Concentration minimale		Concentration maximale	
	en mg/l	en meq/l	en mg/l	en meq/l
HCO ₃ ⁻	242	3,97	305	5,0
Ca ⁺⁺	7,8	3,89	99	4,94
Mg ⁺⁺	2,3	0,19	10,7	0,89
SO ₄ ⁻	8,82	0,18	31,2	0,65
Na ⁺	1	0,04	6,2	0,28
Cl ⁻	0,87	0,02	3,6	0,1
Sr ⁺⁺	0,2	0,005	0,53	0,012
SiO ₂	2,82		5,1	

Tableau 38 - Variations maximales de la concentration des éléments dissous.

II.2.4.1. Représentations graphiques des eaux de la nappe de St Genis

1 - Diagramme triangulaire Piper - Figure 74 .

Nous avons reporté sur le diagramme triangulaire de Piper les concentrations moyennes, maximales et minimales. Nous constatons que nous sommes bien en présence d'eaux carbonatées calciques.



2 - Diagramme semi-logarithmique "Schoeller" et linéaire "Duluc". Figures 75 et 76.

La représentation graphique des valeurs moyennes, maximales et minimales de la source de St Genis montre que les variations des éléments se font dans le même sens.

II.2.4.2. Comparaisons de la composition chimique des différentes sources

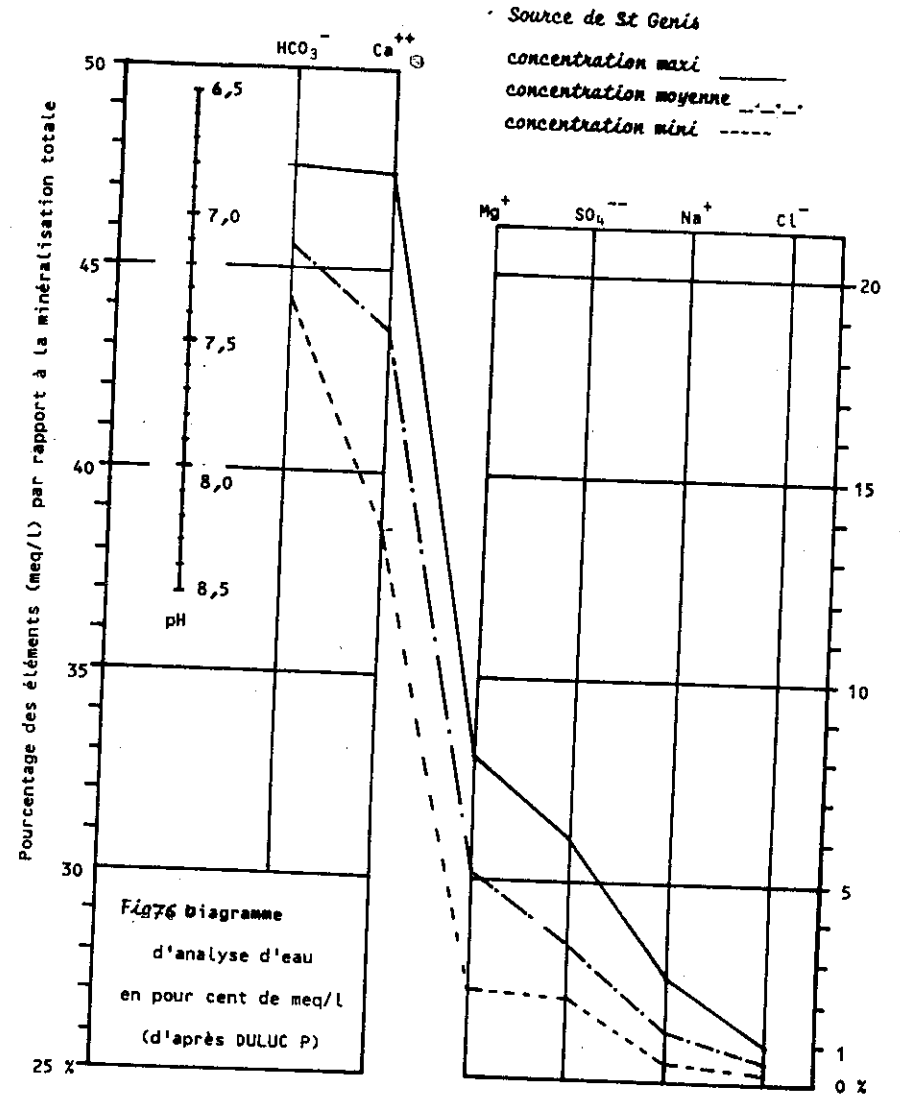
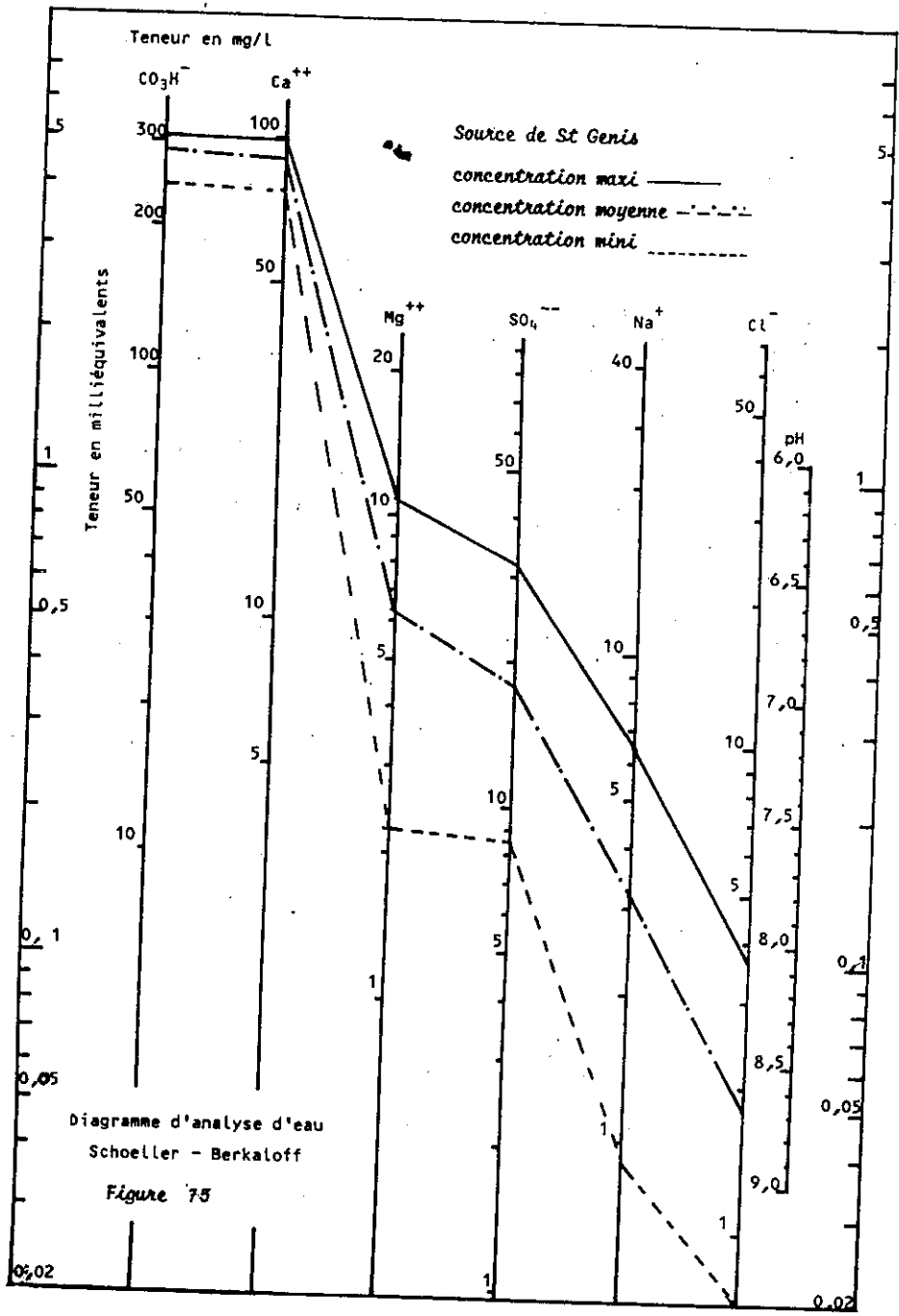
Les représentations graphiques nous permettent de comparer les eaux de la source St Genis avec :

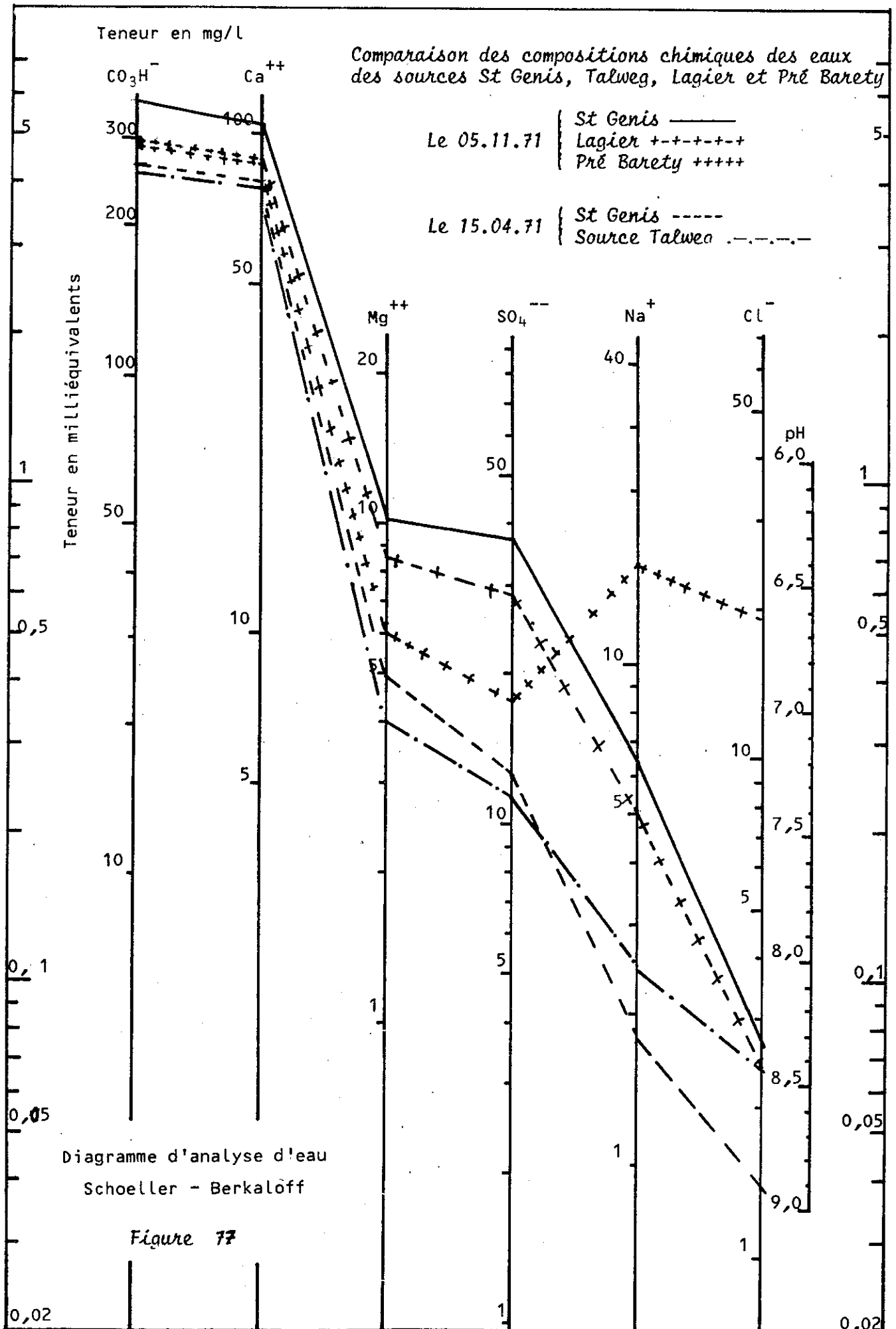
- les sources St Genis inférieures et talweg,
- les sources Lagier et Barety.

Nous constatons (figure 77) :

- une grande similitude des graphes représentant la composition chimique des eaux de la source de St Genis et du talweg qui montre que les deux sources proviennent bien d'une même nappe aquifère.

- que les eaux de la source de St Lagier se caractérisent par des teneurs en sels plus élevées que celle de St Genis. Les concentrations ou éléments dissouts étant même supérieures aux valeurs maximales mesurées à la source de St Genis. Cette plus forte minéralisation peut s'expliquer par une perméabilité plus faible et un matériel plus hétérogène.





- que les eaux de la source Barety se caractérisent par des valeurs plus élevées en sodium et chlorure. La minéralisation est aussi plus élevée que celle de la source de St Genis.

II.2.4.3. Etude des variations de la concentration ionique en fonction du débit de la source

II.2.4.3.1. Hypothèse sur les circulations souterraines

Les résultats des 36 analyses sont reportés sur la figure 78 . Nous constatons :

- 1 - une augmentation de la concentration pour tous les éléments :
 - . Le 5 novembre 1971 ($Q = 12$ l/s). La courbe des débits montre que durant les 3 mois précédents il n'y a pas eu de crue notable et que le 5 novembre est le dernier jour d'une longue période de tarissement.
 - . Le 19 novembre 1971 ($Q = 19$ l/s) l'hydrogramme montre que nous sommes au neuvième jour d'une décrue et que le tarissement de la source débute. Le débit de pointe de crue était de 98 l/s.
 - . Le 29 janvier 1972 ($Q = 24$ l/s) l'hydrogramme indique que la nappe se trouve dans une phase de tarissement et qu'il n'y a pas eu de crue importante depuis novembre. Nous remarquons le même comportement le 13 mai 1972 où le débit de la source est égal à 24 l/s/
- 2 - Une diminution de la concentration de tous les éléments :
 - . Le 15 avril 1971 ($Q = 88$ l/s). L'hydrogramme montre que la nappe est dans une période de décrue 11 jours après une crue exceptionnelle à 520 m/s.
 - . Le 12 novembre 1971 ($Q = 39$ l/s). La nappe est en décrue 2 jours après une crue à 98 l/s.
 - . Le 3 décembre 1971 ($Q = 25$ l/s). La source est en décrue 3 jours après une crue à 44 l/s.
 - . Le 18 février 1972 ($Q = 308$ l/s). La source est en crue, tous les éléments présentent leur concentration la plus faible.
- 3 - Des variations différentes suivant les éléments chimiques.

Durant les deux années de mesures nous avons observé une crue et une décrue durant laquelle les éléments ont eu des variations opposées : augmentation des teneurs en bicarbonates et calcium parallèlement à une diminution des autres éléments.

Le 11 juin 1972 après deux mois marqués par une seule petite crue, d'importantes pluies déclenchaient une crue de 100 l/s, suivie par une deuxième à 90 l/s le 15 juin. La décrue et le tarissement de la nappe se poursuivaient ensuite jusqu'au 12 octobre, troublés seulement par deux crues de faible importance. Figure .

Dès le 13 juin et jusqu'au 30 septembre nous avons réalisé de nombreux prélèvements à des fins d'analyses des eaux de la source de St Genis et du torrent du Riou à l'amont de la source. Les résultats des analyses chimiques sont reportés sur les annexes 17 et 18 . Ils montrent :

- un minimum le 15 juin pour les éléments magnésium, sodium, potassium, strontium, sulfates, chlorures, azote et silice ; alors que dans le même temps les concentrations en bicarbonates et calcium augmentaient.

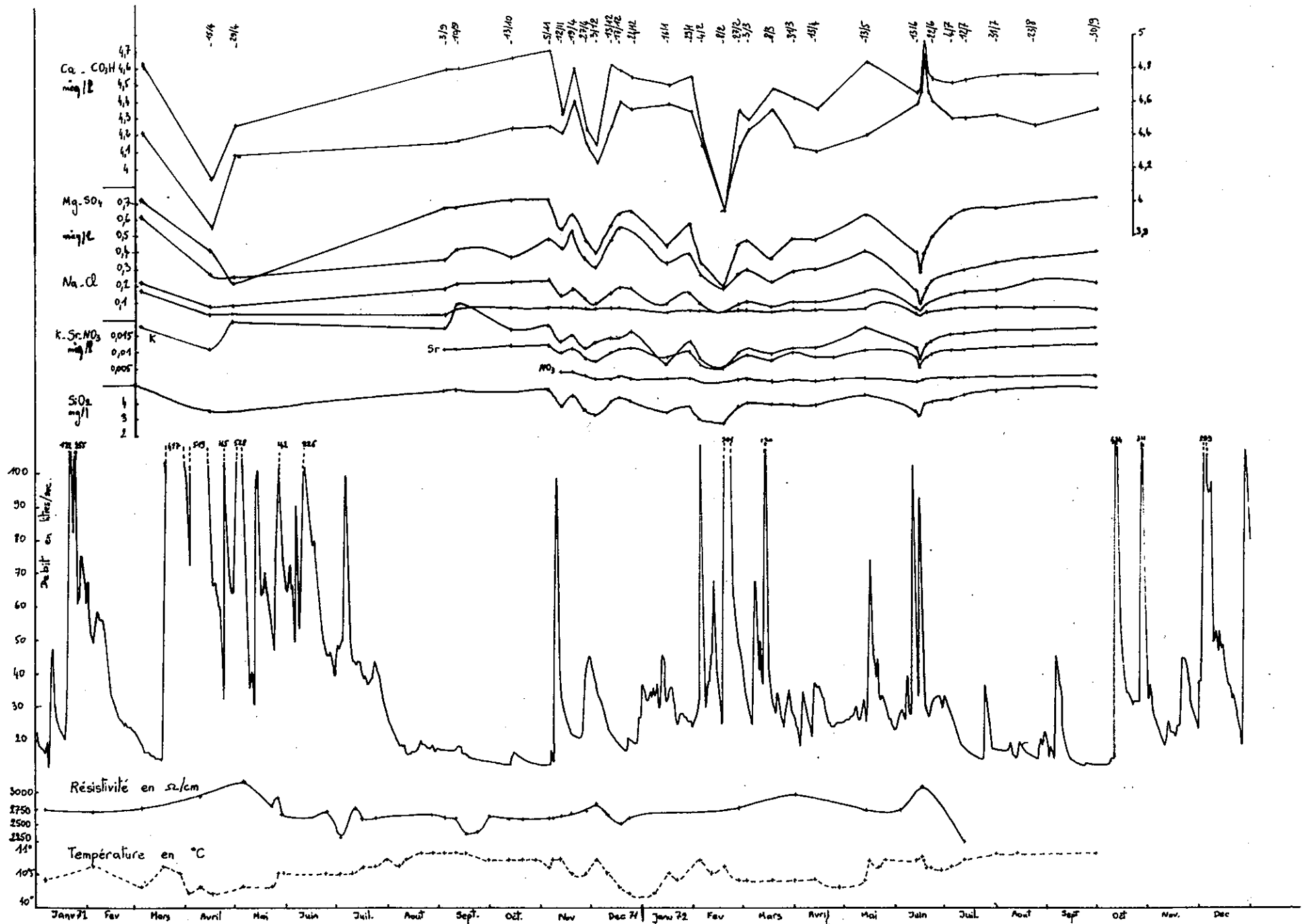


Figure 78 : Variation des caractéristiques physico-chimiques de la source de St Genis. 1971 - 1972.

Le 16 juin les valeurs de ces deux éléments atteignaient leurs valeurs maxima et diminuaient ensuite, alors que tous les autres éléments voyaient leur concentration augmenter.

4 - Essai d'explication de ces variations :

On peut retenir l'hypothèse générale suivant laquelle une diminution de débit s'accompagne d'une augmentation des concentrations des éléments dissous et inversement. Cependant lorsque des crues se télescopent le phénomène se complique surtout après une longue période sans pluie.

Nous avons vu précédemment, figure 72, que la vidange des joints du 2ème ordre est responsable de la crue, puis de la décrue. Les eaux ainsi évacuées n'ont généralement pas le temps de se minéraliser et sont surtout influencées par la composition chimique des précipitations, il y a donc un phénomène de dilution et la concentration de tous les éléments diminue en fonction inverse du débit de la source.

Si la décrue se poursuit, l'importance des débits du système du 1er ordre devient prépondérante et les échanges chimiques avec la roche mère deviennent plus importants provoquant une augmentation des concentrations en éléments dissous.

Ceci explique que les valeurs maxima mesurées l'aient été lors du long étiage de l'automne 1971 et celles minima aient été relevées lors de la crue importante du 18 février 1972. Ce comportement général s'est compliqué lorsque après un long étiage, deux crues se sont suivies le 11 et le 15 juin 1972. Tous les éléments à l'exception des bicarbonates de calcium ont réagi de façon normale. Il y a donc lieu de supposer que les précipitations ont acquis très rapidement une forte minéralisation en HCO_3 et Ca en traversant la couverture végétale.

1.2.4.3.2. Corrélations débit-concentration

En étudiant la variation de la composition chimique en fonction du débit nous avons essayé d'établir la relation qui lie la concentration au débit.

Nous avons pour cela testé plusieurs équations de regressions mathématiques :

$$(c) = a + bQ + cQ^2 + \dots$$

$$(c) = a \exp (bQ)$$

$$(c) = a Q^b$$

$$(c) = aQ = b$$

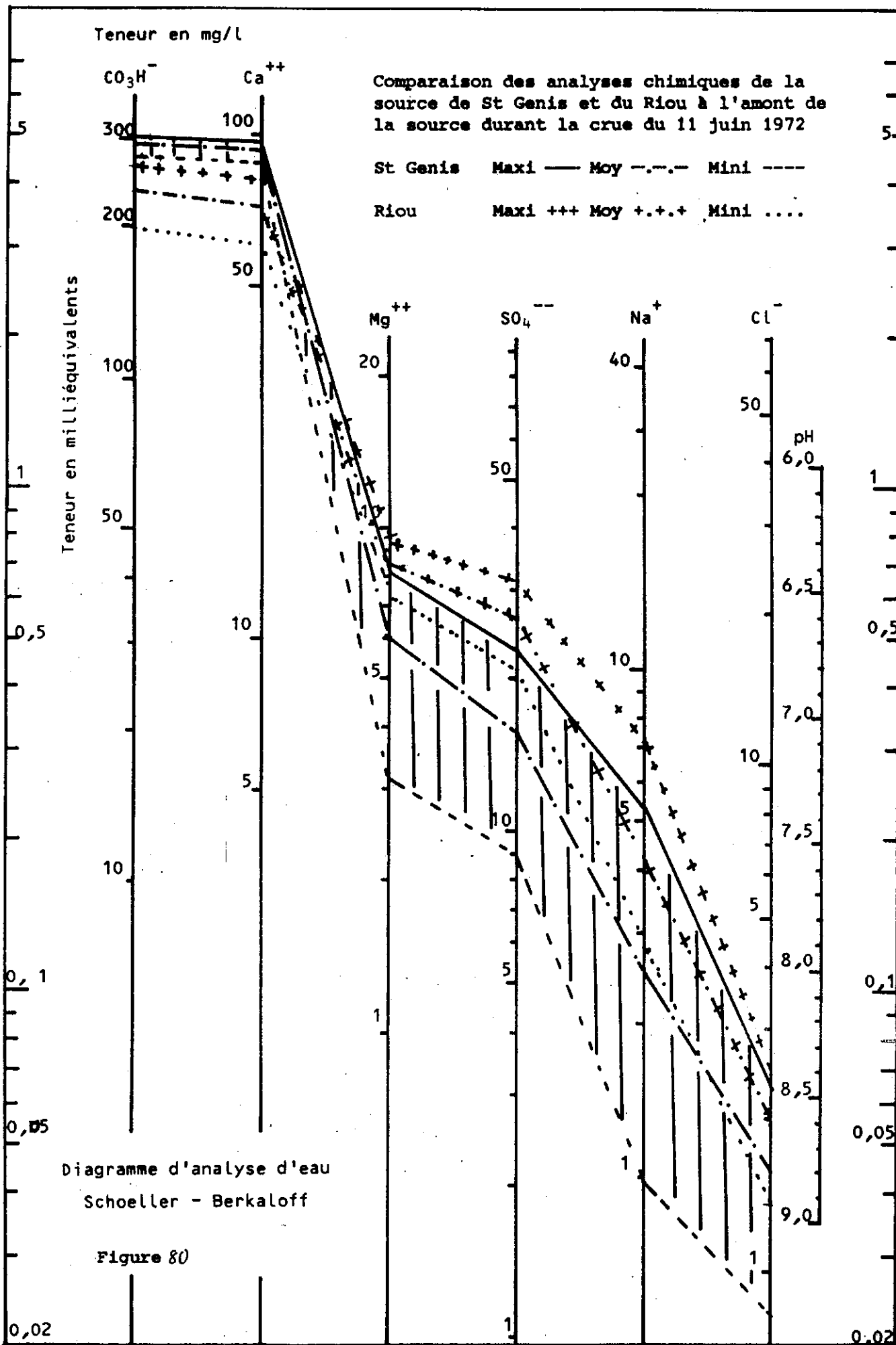
Les meilleurs coefficients de corrélation ont été obtenus avec la relation $c = a Q^b$ (figure 79)

1) Le calcium

Les valeurs mesurées ne semblent pas régies par une loi mathématique, nous observons une dispersion autour d'une concentration moyenne.

2) Bicarbonate, sulfate, chlorure, magnésium, sodium, potassium, strontium, silice

Pour tous ces éléments nous observons une variations des concentrations en fonction du débit, les relations s'écrivent avec Q en l/s.



(HCO_3^-)	= 337,4 Q ^{-0,05}	$r = 0,58$
(SO_4^{--})	= 90,3 Q ^{-0,51}	$r = 0,87$
(Q^-)	= 7,53 Q ^{-0,42}	$r = 0,81$
(Mg^{++})	= 42,9 Q ^{-0,59}	$r = 0,95$
(Na^+)	= 42,9 Q ^{-0,82}	$r = 0,90$
(K^+)	= 3,87 Q ^{-0,64}	$r = 0,83$
(Sr^{++})	= 1,58 Q ^{-0,42}	$r = 0,95$
(SiO_2)	= 8,29 Q ^{-0,21}	$r = 0,82$

II.2.4.4. Etude comparative des crues des 11 et 15 juin 1972 de la source de St Genis et du Riou à l'amont de la source

Nous avons prélevé simultanément deux échantillons d'eau durant cette décrue, les résultats des analyses sont reportés dans la figure , nous constatons :

- 1 - que les concentrations en Mg, SO₄, Na, K, Sr, SiO₂ et N des eaux du Riou sont supérieures à celles de la source.
- 2 - que les concentrations en CO₃ et Ca des eaux du Riou sont inférieures à celles de la source.
- 3 - que les variations de concentration en fonction du débit sont identiques à l'exception du pic de la teneur en calcium au début de la décrue du débit du Riou.

II.2.4.5. Conclusion

L'étude chimique des eaux de la source de St Genis et l'évolution des concentrations en fonction du débit ont permis de confirmer l'hypothèse des circulations souterraines, développées plus avant. Ce sont les chenaux les plus ouverts qui se vidangent les premiers, apportant ainsi des eaux moins minéralisées à l'exutoire de la nappe.

III - APPORTS DES ANALYSES ISOTOPIQUES A L'ETUDE DU BASSIN VERSANT

Pour suivre le comportement de l'eau en milieu karstique nous avons procédé durant deux années à une étude isotopique (oxygène-18 et tritium) de l'eau qui entre (précipitations) et qui sort (source St Genis) du bassin versant de St Genis.

III.1. RAPPEL DE QUELQUES NOTIONS D'HYDROLOGIE ISOTOPIQUE

III.1.1. OXYGENE 18 (O-18)

L'oxygène possède trois isotopes stables ¹⁶O, ¹⁷O, ¹⁸O; ce dernier étant le plus lourd, leur répartition moyenne est de :

	¹⁶ O	¹⁷ O	¹⁸ O
Dans l'atmosphère	99,759 %	0,0374 %	0,2039 %
Dans l'eau	99,760 %	0,0420 %	0,1980 %

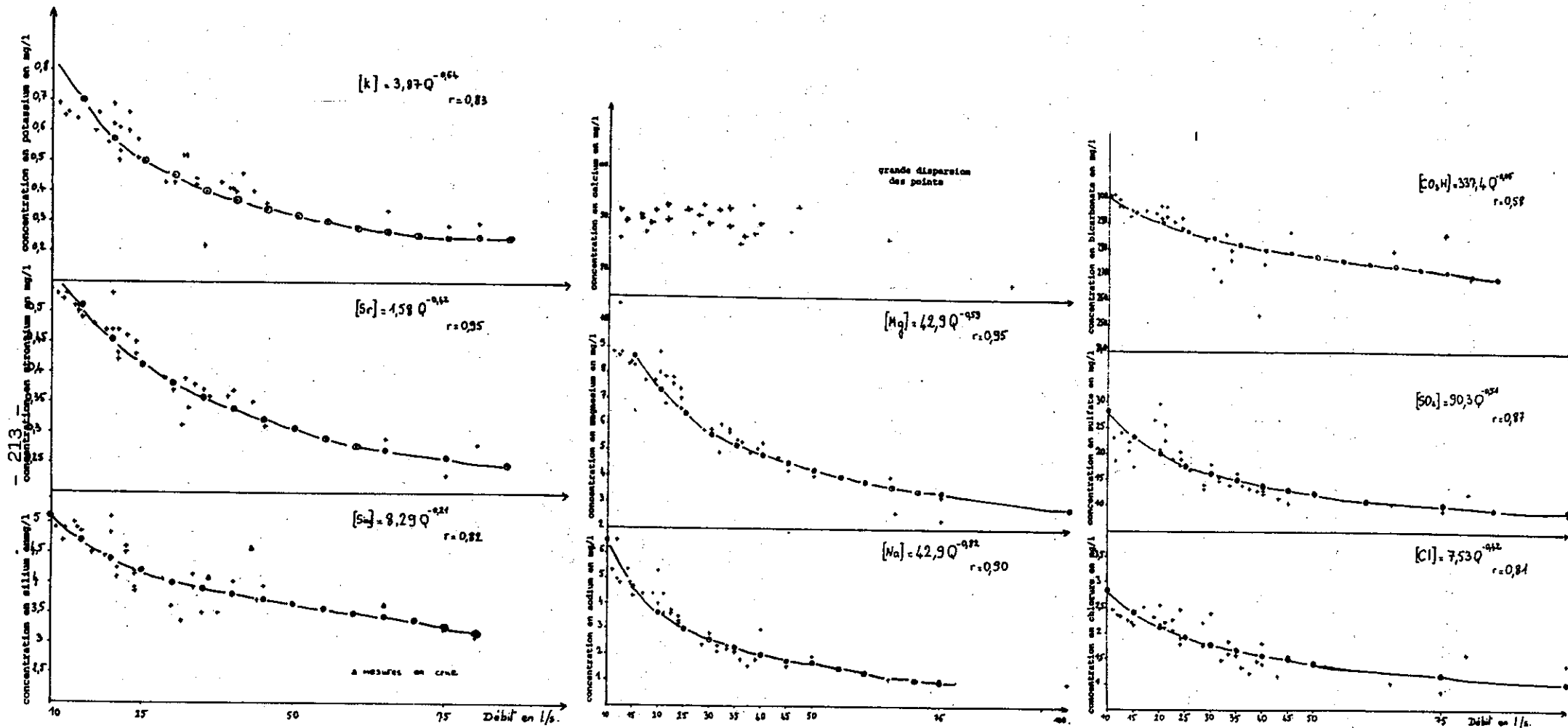


Figure 79 : Variation de la concentration ionique en fonction du débit.

Le but recherché est de mesurer l'abondance de l' $O-18$ et par conséquent la variation $O-18/O-16$.

Lorsque deux phases sont en contact (liquide-vapeur - liquide/solide) il se produit un enrichissement de l'une par rapport à l'autre. Le taux d'enrichissement ou facteur de fractionnement α dépend des pressions partielles de vapeur de chacune des espèces isotopiques. La pression de vapeur de $H_2\ 18O$ est plus basse que celle de $H_2\ 16O$.

Il en résulte des concentrations plus fortes en O_{18} :

- dans la phase liquide que dans la phase vapeur,
- dans la phase solide que dans la phase liquide.

Le fractionnement est donc fonction de la température. Pour l'eau à la pression atmosphérique le taux de fractionnement α augmente quand sa température diminue.

Le fractionnement, même dans des circonstances très favorables, n'aboutit jamais à une grande variation de composition isotopique.

La concentration en O_{18} de l'oxygène naturel étant très faible on sera amené à rechercher des variations faibles d'une quantité elle-même petite. On procédera alors à la différence de composition isotopique de deux échantillons différents.

La composition en O_{18} d'une eau s'exprime en mesure relative par rapport à un "étalon" de référence : le S MOW (standard Mean Ocean Water)* : on définit une valeur "delta" telle que :

$$\delta = \frac{R \text{ échantillon} - R \text{ SMOW}}{R \text{ SMOW}} \times 1\ 000$$

$$\text{avec } R = \frac{\text{abondance isotope lourd}}{\text{abondance isotope léger}} = \frac{18O}{16O}$$

$$\delta = \frac{(R \text{ échantillon} - 1) \times 1\ 000}{R \text{ SMOW}}$$

Les variations de concentration étant très faibles, le facteur 1 000 permet une simplification de l'écriture des résultats. On constate :

- qu'un δ négatif correspond à un appauvrissement en isotope lourd et inversement.

- que l'évaporation appauvrit en isotope lourd les masses de vapeur par rapport aux eaux océaniques.

- que le fractionnement isotopique varie en fonction inverse de la température.

- que comme les précipitations résultent d'une série complexe d'évaporations et de condensation successives, c'est en hiver (et/ou en altitude) que les pluies sont les plus pauvres en O_{18} .

* δ ‰ $O-18$ du SMOW est par définition égal à 0, il représente la moyenne de nombreuses analyses d'eaux océaniques.

Les teneurs en O-18 de la source de St Genis nous permettront de déterminer l'altitude moyenne de l'impluvium.

L'étude de l'amortissement des fluctuations saisonnières de ces teneurs en O-18 par rapport à celles mesurées dans les précipitations doit nous permettre de déterminer leur taux de renouvellement et leur temps de séjour moyen dans l'aquifère. Ceci devrait nous permettre de calculer la valeur des réserves dynamiques souterraines.

Les mesures réalisées au C.R.G. de Thonon sont effectuées par spectrométrie de masse et les résultats exprimés en unité δ à $\pm 0,1$ ‰ près.

Une concentration de 1 δ correspond environ à 2 ppm (part pour mille) d'O₁₈ de différence par rapport au standard international de référence : le SMOW.

III.1.2. LE TRITIUM (H-3)

Il existe à l'état naturel trois isotopes de l'hydrogène dont l'abondance est la suivante :

- ¹H = (99,9849 %)
- ²H ou deutérium = 0,0139
- ³H ou tritium = 0,0012

Le tritium H-3 est l'isotope radioactif de l'hydrogène, sa période est égale à 12,26 ans. Les mesures sont généralement effectuées par comptage en scintillation liquide après enrichissement électrolytique.

Les résultats sont exprimés en unités tritium : 1 UT correspond à un atome de H-3 pour 10⁶ atome de H-1. La précision des mesures est de 5 %. Le tritium rencontré dans les eaux a deux origines :

- Origine naturelle : le tritium est produit par l'action des neutrons du rayonnement cosmique sur les constituants de la haute atmosphère. Cette production naturelle comparable à celle d'autres radio-éléments comme le carbone 14 dépend de la latitude et de l'altitude, elle est maximale aux pôles et vers 15 km d'altitude. Avant 1952 la teneur moyenne des eaux de pluie était de quelques unités tritium (10 à 20 UT).

- Le tritium artificiel. Il provient des essais nucléaires qui ont débuté en novembre 1952. Le tritium est alors un produit de fusion. Depuis chaque explosion thermonucléaire a déterminé un maximum des teneurs en UT des précipitations. Elles ont ainsi atteint 2 500 UT en 1964 dans la région de Thonon. Après 1967, seuls ont eu lieu des essais thermonucléaires aériens français et chinois, et les teneurs moyennes oscillent entre 100 et 200 UT dans notre région. Autour de ces valeurs s'articulent des variations secondaires dans le temps (maximum estival) et dans l'espace (effet de latitude et continentalité).

La teneur en tritium des précipitations et des eaux de sources permet de calculer la teneur de la recharge annuelle, le temps de séjour moyen dans l'aquifère et de volume des réserves souterraines.

III.2. CARACTÉRISTIQUES ISOTOPIQUES DES PRÉCIPITATIONS

Les échantillons de pluie ont été recueillis à la station météorologique de Lagier située à 875 mètres au coeur du synclinal de St Genis dont les caractéristiques climatologiques sont :

	1971	1972
Pluviométrie en mm	1 020	1 100
Température en °C	9,2	8,1
Humidité en %	56	56
Evaporation sur bac en mm	600	570
Evapotranspiration (Thornthwaite) en mm	620	590

III.2.1. L'OXYGENE 18

Les résultats des analyses isotopiques faites sur les précipitations tombées à la station de Lagier ou à Veynes située à environ 4 km du bassin de St Genis sont reportés dans la tableau 39. La teneur moyenne est de $\delta = 8,5 \text{ ‰}$.

On constate que les précipitations d'hiver présentent des valeurs plus négatives, c'est à dire plus appauvries en O-18 que celles d'été.

La relation entre la concentration en O-18 et la température moyenne annuelle est :

$$\delta \text{ O-18} = 0,64 t - 14,2 \text{ ‰}$$

On notera que cette relation est très proche de celle établie par Dansgaard (1964).

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

Le gradient thermique moyen régional calculé sur 20 années d'observation (1950-1970) est de $-0,7^{\circ}\text{C}$ pour 100 mètres, le gradient des variations des teneurs en ^{18}O en fonction de l'altitude est donc d'environ 1 ‰ pour 220 mètres.

C'est à dire que chaque fois que l'on s'élève de 220 mètres le δ des précipitations s'abaisse en moyenne de 1 ‰.

III. LE TRITIUM

Les teneurs mesurées dans les précipitations à Lagier varient de 23 à 433 UT. Elles sont inférieures d'environ 30 % à celles mesurées à Thonon-les-Bains (Haute Savoie). Ceci s'explique par le fait que les précipitations les plus importantes ont lieu dans la région de St Genis en automne et hiver, périodes durant lesquelles les concentrations en tritium dans les précipitations sont les plus faibles. De plus les masses d'air méditerranéennes qui conditionnent les précipitations dans le secteur sont plus pauvres en tritium que celles qui transitent au dessus de l'Atlantique nord.

	Hauteur mm	Température °C		Tritium UT	Oxygène-18 ‰	Remarques
		*	**			
Janvier 1971	90					
Février 1971	22					
Mars 1971	174		1,1			
(14, 15, 18 et 19 mars)	70	3,5		126 ± 13	- 9,3	
Avril 1971	148		10			
(3, 4 et 5 avril)	63	5,1		149 ± 14	- 14,4	
Mai 1971	145		11,8			
Juin 1971	123		13			
Juillet 1971	86		17,7			
(6 juillet)	20	16,1		433 ± 32	- 6,3	Orage de 30 minutes
Août 1971	41		19,5			
(26 août)	29	19,6		78 ± 10	- 4,9	
Septembre 1971	25		14,3			
(9 et 10 septembre)	13	14,1		234 ± 20	- 2,8	
Octobre 1971	15		11,5			
Novembre 1971	130		3,1			
(6 novembre)	15	8,6		45 ± 9	- 4,7	
(9 novembre)	58	5,1		83 ± 8	- 11,7	Pluie et neige
(13 et 19 novembre)	9	3,1		45 ± 8	- 10,5	
Decembre 1971	104		2,9			
Janvier 1972			0,5			
28 déc. au 3 janv.	40	3,4		52 ± 10	- 10,4	Neige
(9, 10 et 12 janv)	22	3,8		46 ± 9	- 9,2	Neige et pluie
Février 1972	202		3,4			
(3 et 4 février)	30	4,9		42 ± 8	- 10,1	
(4 février)				38 ± 7		Veynes (820 m)
(5 février)	32	3,6		23 ± 5	- 11,6	Neige
(9 février)	23	3,6		39 ± 8	- 11,2	Pluie et neige
(17 février)	57	4,1		102 ± 10	- 9,9	Neige et pluie
(18 février)	41	2,6		87 ± 9	- 11,9	Neige et pluie
Mars 1972	66		5,8			
(3, 4, 6 et 7 mars)	40	1,7		78 ± 8	- 9,9	
Avril 1972	57		6,7			
(1, 2, 5 et 6 avri)	35	6,6		71 ± 9	- 7,8	
(7 et 8 avril)	12		9,1	75 ± 9	- 6,8	
(17 et 18 avril)	8	5,1		95 ± 10	- 7,6	
(21 et 22 avril)	2	6,9		128 ± 12	- 9,8	
Mai 1972	73		10,4			
(13, 14, 15 et 16 mai)	49	5,6		113 ± 11	- 13,0	
(20 et 23 mai)	15	9,6		123 ± 12	- 7,5	
Juin 1972	120	10,1	13,4	156 ± 14	- 7,4	
(15 juin)				129 ± 11		Veynes (820 m)
Juillet 1972	38	18,4	16,7	227 ± 19	- 4,0	
Août 1972	50	13,3	15,2	105 ± 11	- 7,0	
Septembre 1972	74	12,1	10,5	110 ± 12	- 7,8	
Octobre 1972	152	8,8	8,7	45 ± 5		
Novembre 1972	61	3,9	5,0	129 ± 11		
Decembre 1972	121		0,3			

Tableau 38 : Composition isotopique des précipitations à St Genis Station de Lagier 875 mètres.

- () principaux épisodes pluvieux - mélange
 * température moyenne des épisodes pluvieux
 ** température moyenne mensuelle

		Débit l/s	Température °C	Tritium UT	Oxygène-18 ‰
05 mars	1971	18	10,3	196 ± 16	- 8,8
15 avril		88	10,2	165 ± 15	- 9,5
03 septembre		17	10,8	156 ± 15	- 9,1
10 septembre		17	10,8	140 ± 13	- 9,0
13 octobre		12	10,7	140 ± 13	- 9,1
05 novembre		12	10,6	141 ± 13	- 9,0
12 novembre		39	10,7	157 ± 14	- 9,0
19 novembre		21	10,5	142 ± 12	- 9,1
27 novembre		40	10,5	164 ± 15	- 9,0
03 décembre		35	10,7	163 ± 15	- 9,5
11 décembre		21	10,5	165 ± 15	- 9,2
17 décembre		29	10,3	156 ± 14	- 9,3
24 décembre		19	10,2	172 ± 15	- 9,2
07 janvier	1972	35	10,2	162 ± 14	- 9,5
16 janvier		33	10,5	174 ± 15	- 9,1
21 janvier		24	10,4	156 ± 14	- 9,1
29 janvier		25	10,5	163 ± 14	- 9,5
04 février		108	10,7	159 ± 14	- 9,6
11 février		45	10,5	142 ± 13	- 9,5
18 février		308	10,6	115 ± 12	- 9,9
27 février		38	10,4	146 ± 13	- 9,5
03 mars		29	10,4	149 ± 14	- 9,1
18 mars		31	10,4	158 ± 14	- 9,5
31 mars		26	10,4	156 ± 14	- 9,6
13 avril		22	10,4	145 ± 14	- 9,4
13 mai		22	10,4	154 ± 14	- 9,1
13 juin		46	10,7	149 ± 14	- 9,2
15 juin		91	10,8	134 ± 13	- 8,6
16 juin		64	10,7	156 ± 14	- 8,7
17 juin		39	10,7	144 ± 14	- 9,0
19 juin		28	10,6	169 ± 15	- 9,1
22 juin		28	10,6	154 ± 14	- 9,4
04 juillet		28	10,6	146 ± 14	- 9,0
12 juillet		16	10,7	162 ± 15	- 8,8
31 juillet		13	10,8	152 ± 14	- 8,9
23 août		13	10,8	156 ± 15	- 9,2
30 septembre		12	10,8	152 ± 14	- 9,2

Tableau 39 : Composition isotopique des eaux de la source de St Genis à 815 m.

III.3. CARACTÉRISTIQUES ISOTOPIQUES DE LA RECHARGE

Par suite de l'évapotranspiration une partie seulement des précipitations alimente la nappe souterraine. Les caractéristiques isotopiques des précipitations vont être légèrement modifiées lors de leur transfert dans la zone non saturée. Tableau 38.

III.3.1. L'OXYGENE -18

Ce sont essentiellement les précipitations d'été qui s'évaporent, c'est à dire les plus riches en O-18.

La recharge se trouvera donc appauvrie en O-18 par rapport aux précipitations de l'année, étant donné qu'elle est alors principalement assumée par les pluies d'automne et d'hiver plus pauvres en O-18.

III.3.2. LE TRITIUM

Les retombées maxima. de H-3 ayant lieu au printemps-été on peut s'attendre à ce que la teneur en H-3 de la recharge soit plus faible que celle des précipitations.

Ces hypothèses ont été vérifiées expérimentalement à Thonon par comparaison des teneurs en O-18 et H-3 des précipitations, de l'eau recueillie à la sortie de lysimètres, et celles de la recharge calculées selon la méthode mise au point par SIWERTZ (1973). Lorsque les précipitations sont supérieures à l'évapotranspiration.

III. 4. CARACTÉRISTIQUE ISOTOPIQUE DE LA SOURCE DE SAINT GENIS

Ayant déterminé les caractéristiques isotopiques du signal d'entrée nous allons les comparer à celles du signal de sortie constitué par l'émergence de la nappe. Tableau 39.

III.4.1. Altitude de l'impluvium

Les valeurs d'O-18 des eaux de la source de Saint-Genis ont été reportées sur le tableau 39. L'histogramme (figure 81) montre une répartition gaussienne des valeurs autour d'une moyenne de - 9,2 ‰.

Les précipitations à la station de Lagier (875 mètres) ont un δ O-18 = 8,5 ‰. Le gradient étant de 1 ‰ pour 220 mètres et la valeur δ O-18 de la source de Saint-Genis (815 mètres) étant de - 9,2 ‰, l'altitude moyenne de l'impluvium est donc de :

$$875 + (9,2 - 8,5) \cdot 220 = 1\ 030\ \text{m}$$

L'étude de la courbe hypsométrique montre, elle, que l'altitude moyenne du bassin versant de la source serait de 1 060 mètres. On constate donc, compte tenu de l'incertitude sur la valeur isotopique réelle de la recharge, une très bonne concordance entre les résultats tirés des mesures isotopiques et ceux fournis par l'étude morphologique et hydrogéologique.

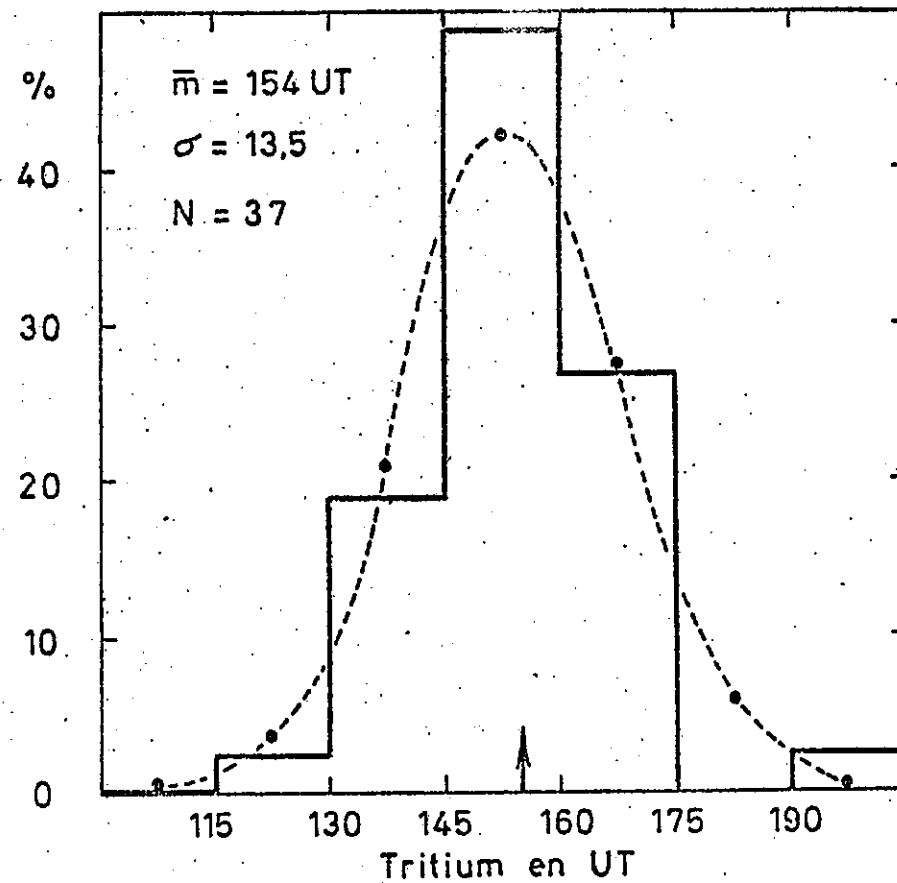
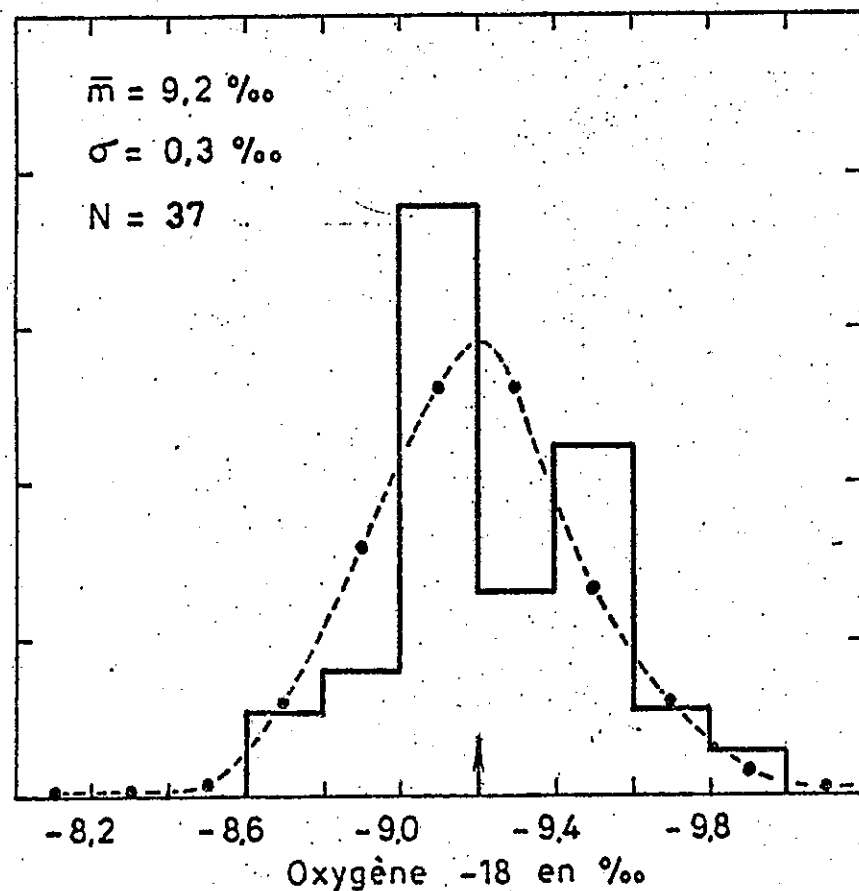


FIGURE 81 : HISTOGRAMMES DES TENEURS EN OXYGENE -18 ET EN TRITIUM DE LA SOURCE DE S^t GENIS (815m)

III.4.2. TEMPS DE SEJOUR DES EAUX DANS L'AQUIFERE ET TAUX DE RENOUVELLEMENT

III.4.2.1. Détermination à partir des teneurs en O-18 et des températures

III.4.2.1.1. Caractères de fluctuations des teneurs en O-18 et des températures

Comme cela a été montré ailleurs par DANSGAARD (1964), nous constatons que les concentrations en O-18 des précipitations varient de façon périodique au cours de l'année. Ces fluctuations saisonnières sont de type sinusoïdal et traduisent de façon pratique les variations de la température des précipitations au cours de l'année et en constituent un enregistrement. Figure 82.

L'amplitude moyenne des variations observées est de 4‰ à la station de Lagier elle est analogue avec celle des variations observées à la station de Thonon.

L'amplitude des variations de la température de l'air lors des épisodes pluvieux est de 16° à la station de Lagier.

Par contre l'amplitude des fluctuations de la teneur en O-18 des eaux de la source de Saint-Genis n'est elle que de 0,18 ‰ et l'amplitude des variations de la température des eaux de la source de Saint-Genis est de 0,6°C.

Il se produit donc un phénomène d'amortissement dans l'aquifère. Un premier amortissement de ces fluctuations s'effectue dans le sol (Siwertz, 1973), puis se poursuit lorsque la recharge rejoint les réserves souterraines et s'y mélange.

Si on appelle A l'amplitude d'entrée et a l'amplitude de sortie

$$a = A/a \text{ où}$$

a constitue le coefficient d'amortissement.

Les valeurs des amplitudes sont obtenues par calcul de l'écart moyen absolu $\cdot \Sigma (\frac{x - \bar{x}}{n})$ entre les valeurs successives observées pour les précipitations ou pour la source.

Les variations de concentration de l'O.18 dans les précipitations peuvent s'écrire :

$$C_e(t) = K + A \cos 2\pi t$$

avec $C_e(t)$ concentration des eaux à l'entrée (variable avec le temps).

K moyenne de la concentration des eaux à l'entrée

A amplitude des variations des concentrations à l'entrée

t temps exprimé en années.

L'équation générale des variations de la concentration en O-18 dans le réservoir en fonction du temps établie par KUSUKABE et al. (1970) KIRALY et KUBLER (1972) est :

$$dC = \frac{(Q_e C_e - (Q_s C_s) dt}{V + (Q_e - Q_s) dt}$$

avec

Q_e = débit à l'entrée du système

Q_s = débit à la sortie du système

C_e, C_s = concentration des eaux à l'entrée et à la sortie du système en O-18.

Les débits Q seront exprimés en m³/an. L'utilisation de ces équations est assez complexe mais peut devenir plus aisée si l'on définit le modèle hydraulique qui représente l'écoulement des eaux souterraines dans le bassin versant de Saint Genis.

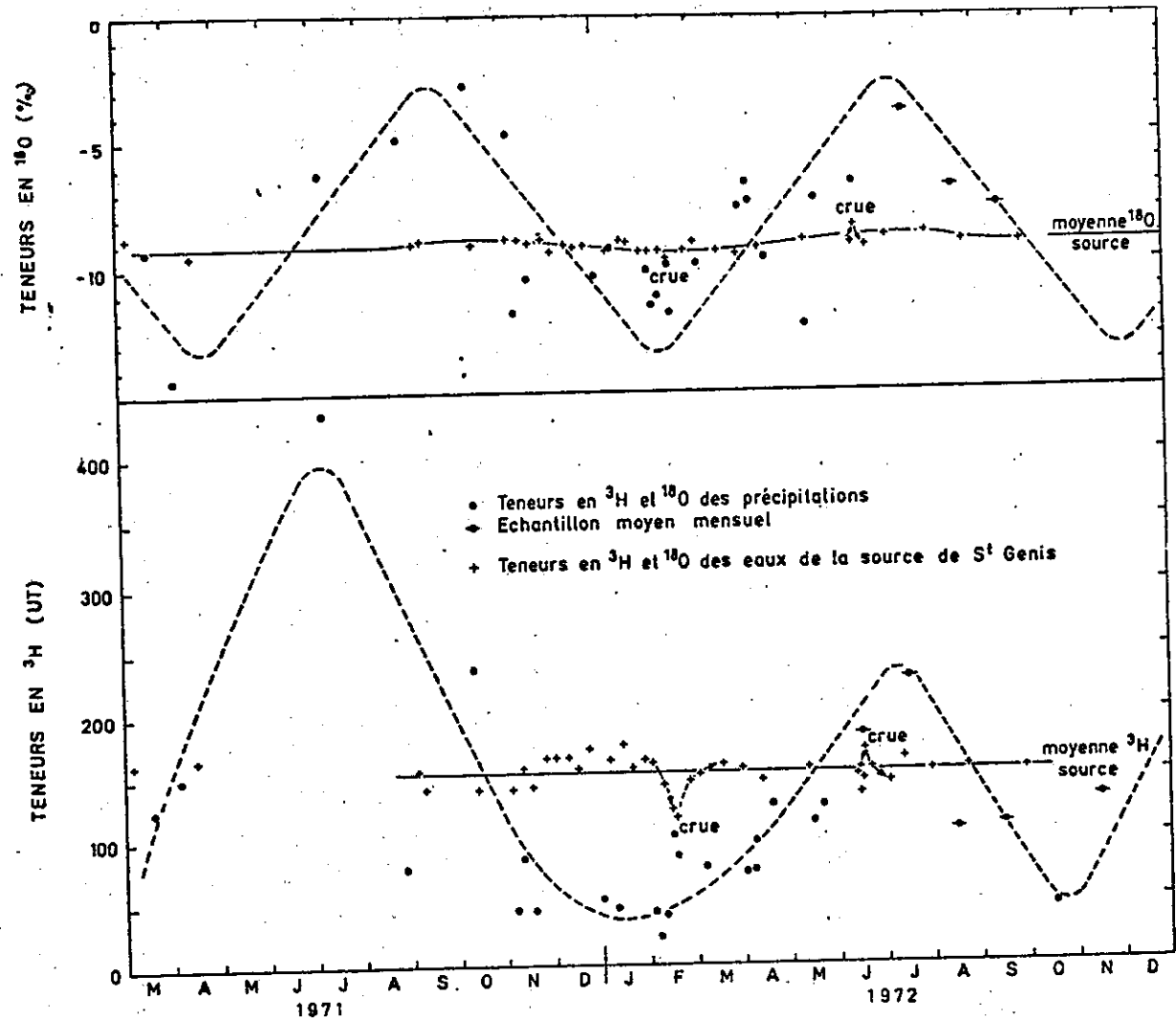


Fig 82 : EVOLUTION COMPAREE DES TENEURS EN ^{18}O ET ^3H DANS LES PRECIPITATIONS A LAGIER ET DANS LES EAUX DE LA SOURCE DE S^t GENIS

III.4.2.1.2 Modèle hydraulique proposé

Les études géologiques et hydrogéologiques classiques montrent tout d'abord que le bassin possède un exutoire unique évacuant les eaux du seul aquifère formé par les calcaires tithoniques et berriasiens et qu'il n'y a pas de fuites vers d'autres bassins versants. Cet exutoire principal pérenne est l'ensemble des sources de Saint Genis.

A l'échelle de l'année, l'étude des débits montre que les variations des réserves sont faibles ce qui signifie que le volume des entrées, compte tenu de l'évapotranspiration, est très proche du volume des sorties.

On a constaté précédemment, figure 78 grâce à l'étude des températures et des résistivités que lors d'averses très importantes, une partie du flot infiltré s'écoulait très rapidement et parvenait à l'exutoire en empruntant des circuits privilégiés de type karstiques (chenaux) et en se mélangeant peu aux réserves souterraines.

L'existence de circuits rapides en période de crue est liée à la présence de chenaux suspendus au-dessus de la zone fissurée de stockage qui peuvent appartenir à un réseau karstique dénoyé en dehors des périodes de très hautes eaux. Cette disposition que l'on rencontre dans un certain nombre de massifs karstifiés démontre que le karst n'a pas atteint toute sa maturité et que de gros chenaux n'existent pas à une cote assez basse et en assez grand nombre pour drainer rapidement et totalement l'ensemble de l'aquifère.

III.4.2.1.3. Résolution des équations et résultats

Si l'on tient compte des caractères du modèle hydraulique proposé on a :

$$dC_s = \frac{Qdt.C_e - Qdt.C_s}{V} = \frac{Q}{V} (C_e - C_s) dt$$

or, Q/V représente le temps moyen de résidence T des eaux dans l'aquifère dans le cas de bon mélange. On a donc :

$$dC_s/dt = (C_e - C_s) / T.$$

En tenant compte du caractère sinusoïdal des variations de la concentration de la recharge et de la loi reliant les variations des concentrations et des débits dans le réservoir, on obtient la loi des variations de concentration à la sortie de l'aquifère.

L'intégration des différents termes fournit à KUSUKABE l'équation suivante :

$$C_s(t) = K + \frac{A}{1 + 4\pi^2 t^2} (2\pi t \sin 2\pi t + \cos 2\pi t) + C_s(0) - \frac{A}{K - \frac{A}{1 + 4\pi^2 T^2}} e^{-t/T}$$

On peut simplifier le calcul en se plaçant dans le cas particulier où la concentration à la sortie à l'instant 0 est égale à la concentration moyenne des eaux à l'entrée, c'est-à-dire que $C_s(0) = K$. La concentration à la sortie C_s sera alors maximum pour $t = 3/12$ ans.

D'autre part, la différence entre la concentration maximum à la sortie et la concentration moyenne à l'entrée qui est aussi la concentration moyenne à la sortie est égale à l'amplitude des variations à la sortie, c'est-à-dire :

$$C_s \text{ maxi} = K = a \text{ donc } a = \frac{A}{1 + 4\pi^2 T^2} (2\pi T - e^{-0,25/T})$$

et puisque $A/a = \alpha$

$$\alpha = \frac{1 + 4\pi^2 T^2}{2\pi T - e^{-0,25/T}}$$

Nous avons établi une table qui nous donne T à partir des différentes valeurs possibles de α .

$$\text{Ici } \alpha = \frac{4 \pm 0,5 \text{ } \text{‰}}{0,18 \text{ } \text{‰}}$$

et nous obtenons :

$$T = 3,5 \pm 0,5 \text{ ans.}$$

Tel est l'âge du flot de base et le taux de renouvellement de la nappe est de 30 % par an.

En appliquant la même méthode de calcul aux températures mesurées lors des épisodes pluvieux à Lagier et aux températures des eaux de la source de Saint-Genis, on constate qu'avec une amplitude de 16° des variations des températures à l'entrée et une amplitude de $0,6^\circ$ des variations des températures à la sortie, le coefficient d'amortissement est de 26, ce qui conduit à un temps de séjour de 4 ans qui est donc en bonne concordance avec l'âge obtenu par les mesures des teneurs en ^{18}O et confirme la liaison entre les teneurs en oxygène 18 dans les précipitations et les températures lors des précipitations. Il faut admettre que le squelette poreux du réservoir n'intervient pas dans les stockages de chaleur.

III.4.2.2. Détermination à partir des teneurs en H-3

En raison des fluctuations dans le temps de la teneur en tritium dans les précipitations, on ne peut utiliser les variations des teneurs en tritium à l'entrée et à la sortie du système étudié pour calculer le temps de séjour des eaux souterraines.

Les valeurs des teneurs en tritium des précipitations sont reportées sur le tableau 38 et celles des teneurs en tritium des eaux de la source de Saint-Genis ont été reportées sur le tableau 39 et la figure .

L'histogramme de ces valeurs (figure 81) montre, comme pour ^{18}O une répartition gaussienne des teneurs en H-3 qui confirme que l'on se trouve en présence d'un seul type d'eau provenant d'un bon mélange.

Un modèle mathématique simple a été mis au point pour ce type de mélange (Hubert et al., 1970 ; SIWERTZ, 1973 ; ALLISON et HOLMES, 1973).

Il permet de calculer le temps de séjour T à partir des teneurs en tritium. On peut écrire que $S_n = \sum \beta (1 - \beta)^p \cdot \lambda^p \cdot R_{n-p}$

S_n teneur en tritium à la sortie du système pour l'année n
(moyenne pondérée)

β coefficient de renouvellement de l'aquifère

λ facteur de décroissance du tritium (0,95 pour 1 an)

R teneur en tritium des recharges annuelles (moyenne pondérée)

p ordre de chacune des recharges antérieures à l'année n.

L'application de ce modèle donne au coefficient de renouvellement une valeur de $15 \% \pm 2 \%$.

Il est alors possible (OLIVE, 1979) de passer au temps de séjour moyen des eaux dans l'aquifère : $T = \frac{Z \cdot B}{2B}$

Cet âge moyen se situerait entre 7,2 et 5,3 années. Une certaine incertitude subsiste donc, mais étant donné les résultats obtenus lors de l'étude des variations des teneurs en oxygène 18 et des températures, il paraît raisonnable d'adopter un âge compris entre 3,75 et 6,25 années. C'est-à-dire 5 ans environ.

Le décalage entre les résultats obtenus à partir de l'18-0 et du 3-H peut être dû en partie au fractionnement lors de l'évapotranspiration ou à l'écrêtage des crues lors des forts épisodes pluvieux du fait de l'existence de circuits échappant au bon mélange mais provient surtout de l'imprécision du calcul du temps de séjour due elle à ce que le taux d'amortissement des fluctuations du signal d'entrée est supérieur à 20, et à ce que la précision expérimentale sur les mesures des teneurs en oxygène 18 n'est que de $\pm 0,1 \text{ ‰}$.

Les variations observées sur la source n'étant que deux fois plus grandes que l'imprécision systématique expérimentale sur la mesure de l'oxygène 18, l'incertitude sur le résultat obtenu est donc d'autant plus grande que le coefficient d'amortissement est grand.

III.4.3. VOLUME DES RESERVES SOUTERRAINES

Le volume des réserves souterraines peut être calculé à partir du temps moyen de séjour des eaux et du débit annuel à la sortie de l'aquifère ou du volume des précipitations à son entrée après déduction de l'évapotranspiration et du ruissellement.

Grâce aux limnigraphes implantés par le Service Régional d'Aménagement des Eaux Provence Côte d'Azur à l'amont et à l'aval de la source de Saint-Genis on connaît le volume d'eau écoulé en un an à la source.

Il est de $1,73 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ en 1971. Le volume des réserves souterraines serait alors de $1,73 \cdot 10^6 \times 5 = 8,65 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

Le débit de la source de Saint-Genis en 1972 a été lui de $1,12 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, ce qui donne un volume des réserves de $5,6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Le volume des réserves étant lié à la pluviométrie des années antérieures à la période d'observations, il n'est pas justifié d'établir ici une moyenne, le volume des réserves variant d'une année à l'autre mais restant semble-t-il supérieur à $5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

Ce résultat est à comparer à ceux fournis par l'analyse des courbes de tarissement de la source de Saint-Genis.

- Volume des réserves des chenaux $260 \cdot 10^3 \text{ m}^3$
- Volume des réserves des fissures $660 \cdot 10^3 \text{ m}^3$

Bien que la prépondérance des fissures sur les chenaux se trouve confirmée par la présente étude, la discordance des résultats qui se traduit par l'existence d'un coefficient de l'ordre de 8 entre les volumes des réserves calculées par la méthode de Maillat et par la méthode isotopique peut s'expliquer à notre avis par une imprécision inévitable, vu les conditions

topographiques, dans les mesures de débits qui ont servi à l'établissement des courbes de tarissement et surtout parce qu'une série de petits exutoires temporaires qui n'ont pas pu être pris en compte, fonctionnent en période de crue aux abords de la source de Saint-Genis.

III-5- CONCLUSIONS

Les résultats obtenus par l'emploi des méthodes isotopiques dans le bassin versant de Saint-Genis paraissent devoir être plus proches de la réalité que ceux obtenus par d'autres méthodes car ils intéressent l'ensemble de l'aquifère mais leur validité est liée à celle du modèle hydraulique proposé.

Toutes les observations portant aussi bien sur les débits que sur les propriétés physiques et chimiques tendent cependant à montrer la validité de l'hypothèse d'un bon mélange des eaux dans les réserves qui fournissent le flot de base et qui se situeraient dans les fissures et interbancs des calcaires.

Le bassin versant de Saint-Genis bien que partiellement karstifié a en effet un comportement plus proche d'un milieu poreux que d'un milieu discontinu.

IV - BILAN HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT

L'étude hydrogéologique a montré que le bassin de St Genis ne possède qu'un seul exutoire : le torrent du Riou qui draine à la fois les eaux superficielles et souterraines. Le torrent du Colombier qui draine une petite partie de l'année.

Le bilan hydrologique du bassin versant peut s'écrire de la façon suivante :

ENTREE	SORTIE
1 - Apports de la période considérée : - précipitations totale : P { pluviosité, nivosité, précipitations occultes)	1 - Ecoulement de la période considérée : Q - ruissellement de surface - écoulement souterrain
2 - Apports provenant de la période précédente : - eaux souterraines et } humidité du sol } +ΔR - neige }	2 - Evapotranspiration de la période considérée : E
	3 - Apports accumulés à la fin de la période considérée et disponible pour la période suivante : - eaux souterraines et humidité } du sol } -ΔR - neige }

$$P = Q + E + \Delta R$$

On voit que si Δ R est nul (valeur identique en début et fin de période) ou négligeable devant P et Q période d'observation de longue durée le bilan peut s'écrire :

$$P = E + Q$$

Cette équation peut aussi s'écrire :

$$P = E + R + I_e + \Delta R$$

avec P = précipitation totale sur le bassin versant : pluie, neige, brouillard, rosée...

E = évapotranspiration réelle

R = ruissellement de surface

I_e = infiltration efficace

Δr = variation des réserves

Toutes les données sont exprimées en millimètres d'eau.

Nous allons étudier tous les éléments intervenant dans le bilan hydrologique, pour ce faire nous calculerons par corrélation avec des stations de référence les phénomènes qui se produisent à l'altitude moyenne du bassin versant, soit à 1 030 mètres.

IV.1. LES PRÉCIPITATIONS

Elles ont été mesurées aux appareils décrits plus haut. La pluviosité annuelle théorique à l'altitude moyenne du bassin de St Genis (1 030 mètres) est :

- année 1971 : 1 090 mm
- année 1972 : 1 174 mm

Ces valeurs sont supérieures d'environ 7 % de celles mesurées à la station de Lagier (875 m). Nous avons considéré que cette variation est uniforme tout au long des mois de l'année.

Ainsi les précipitations mensuelles théoriques à l'altitude moyenne sont :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
1971	96	23	186	158	155	132	92	44	27	16	135	26	1090
1972	89	216	71	61	78	128	41	54	79	163	66	129	1174
	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:

IV.1.2. L'EVAPOTRANSPIRATION

Ce terme d'évapotranspiration regroupe deux phénomènes :

- l'évaporation : phénomène physique de la transformation de l'eau en vapeur d'eau.
- la transpiration : phénomène biologique lié au couvert végétal

C'est l'élément le plus important des bilans hydrologiques, le processus d'évapotranspiration à partir des sols est complexe et dépend de l'interaction d'un nombre relativement grand de variables dont les plus importantes sont les caractéristiques du climat, de la végétation et des eaux souterraines.

Il est apparu aux hydrologues que la présence de matière évaporable (réserve d'eau dans le sol) jouait un rôle très important, l'évapotranspiration réelle qui apparaît dans les conditions habituelles d'humidité du sol lui est liée. C'est pourquoi il a été introduit la notion évapo-transpiration potentielle E_p qui représente la quantité d'eau libérée dans l'atmosphère par évaporation et transpiration quand le sol maintenu suffisamment humide pour fournir

en permanence à la végétation le couvrant, toute l'eau nécessaire pour lui assurer une pleine activité de croissance.

L'évapotranspiration réelle est souvent déduite de l'évapotranspiration potentielle, il faut cependant faire des hypothèses sur la quantité d'eau que le sol est capable de céder à partir du moment où les précipitations deviennent insuffisantes pour satisfaire les exigences de la transpiration végétale. Thornthwaite proposait une limite de 100 mm à l'assèchement des sols, il admettait en corollaire que l'évapotranspiration réelle (Er) était égale à l'évapotranspiration potentielle (ETp) tant que les apports étaient supérieurs aux besoins, et que les excédents étaient emmagasinés dans le sol à concurrence de 100 mm, la partie supérieure à ces 100 mm étant disponible à l'écoulement souterrain.

IV.3. LE DÉBIT ÉCOULÉ

Le débit écoulé comprend :

- l'écoulement superficiel ou ruissellement
- l'écoulement souterrain.

La valeur cumulée de ces deux débits est mesurée au limnigraphe aval, la valeur des écoulements souterrains est obtenue pour la partie amont du bassin à l'aplomb du col de Jubéo par la différence Q milieu - Q amont.

IV.4. MESURE DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION RÉELLE

Les valeurs d'évapotranspiration sont habituellement mesurées à l'aide de cases lysimétriques c'est pour cela que nous en avons installé une à la station de Lagier. Nous avons vu précédemment que de nombreux ennuis ont entaché les résultats et ne nous permettent pas de les prendre en compte.

IV.4.1. MESURE DE L'ÉVAPORATION SUR SURFACE D'EAU LIBRE

Nous avons installé un évaporigraphe Wild à la station Lagier, les résultats obtenus sont les suivants :

Mois Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
1971	17	39	39	58	51	73	79	99	58	41	21	26	602
1972	21	29	53	58	48	62	85	82	41	39	24	23	566

III.4.2. CALCUL DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

III.4.2.1. Méthode de Thornthwaite

Cette méthode de calcul permet de calculer le bilan d'eau mensuel en fonction de la température moyenne mensuelle

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

avec : t = température moyenne du mois considéré

I = indice thermique annuel = somme des 12 indices thermiques

mensuels $\sum_1^{12} i$ avec $i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514}$

$$a = (675 \cdot 10^{-9} t^3) - (771 \cdot 10^{-7} t^2) + (1792 \cdot 10^{-5} t) + 49239 \cdot 10^{-5}$$

ETP : évapotranspiration potentielle mensuelle en cm pour un mois fictif de 30 jours et une durée théorique d'ensoleillement de 12 heures sur 24.

Ces valeurs d'ETp doivent être corrigées d'un coefficient K en fonction de la latitude qui prend en compte la durée théorique de l'insolation.

$$ETp \text{ corrigé} = ETp \times K$$

Les valeurs de K pour une latitude nord de 44° sont :

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
K	0,81	0,82	1,02	1,13	1,27	1,29	1,3	1,2	1,04	0,95	0,8	0,76

Les résultats obtenus sont :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
T°C 1971	0,4	1,5	0,1	8,8	10,4	11,4	15,8	17,3	12,7	9,6	2,1	2,1	t° moy. 7,7
i	0,2	0,16	0,002	2,35	3,03	3,48	5,71	6,55	4,10	2,69	0,27	0,27	Σ i 28,63
ETp 1971 en mm	2,3	8,5	0,6	46,5	55	60	82	90	66	50	11,8	11,8	484,5
ETp cor. en mm	1,9	7	0,6	53	70	77	107	108	69	48	9	9	560

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
T°C 1972	0	2,6	4,8	5,5	9	11,8	14,8	13	8,9	6,8	4,0	-0,5	t° moy. 6,7
i	0	0,37	0,94	1,16	2,44	3,67	5,17	4,25	2,39	1,59	0,71	0	Σ i 22,69
ETp 1972	0	18	31	34,5	53	66	80	73	52,5	41,5	26,5	0	476
ETp cor. en mm	0	15	31,6	39	67	85	104	88	55	39	21	0	545

Tableau 40 : calcul de l'ETp selon la méthode de Thornthwaite

IV.4.2.2. Méthode de L. Turc

La méthode de L. Turc calcule les valeurs de l'ETp mensuelle en tenant compte de la température et de la durée réelle de l'insolation.

$$ETp = 0,40 (I_g + 50) \frac{t}{t + 15}$$

avec : ETP = évapotranspiration potentielle en mm du mois observé
 t = température moyenne mensuelle en °C, on admet que pour
 t = 0 ou t < 0 ETP = 0

Le coefficient 0,40 est valable pour les mois de 30 et 31 jours, pour le mois de février on le remplacera par 0,37.

Ig = radiation solaire globale du mois considéré, elle est exprimée en petite calorie par cm² et par jour.
 Cette radiation solaire est rarement mesurée, on la déduit à partir de la radiation maximale théorique I_o calculée à partir de la radiation maximale théorique I_o calculée d'après les données astronomiques (table d'Angot) et d'après le rapport

$$\frac{h}{H} = \frac{\text{durée d'insolation effective (héliographe)}}{\text{durée du jour astronomique en heure}}$$

$$I_g = I_o (0,18 + 0,62 \frac{h}{H})$$

Les valeurs de h, durée d'insolation effective seront celles mesurées à Laragne.

Les valeurs de H et I_o nous ont été fournies par les tables d'Angot pour la latitude Nord de 44° elles sont :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
I _o	308	441	629	806	934	984	950	845	669	484	333	266
H	9,26	10,41	11,94	13,46	14,82	15,5	15,16	14,02	12,52	11	9,63	18,88

METHODE DE CALCUL

	h	$\frac{h}{HX \text{ mois}}$	t°	Ig	$\frac{t}{E+15}$	ETp en mm	h	$\frac{h}{HX \text{ mois}}$	t°	Ig	$\frac{t}{E+15}$	ETp en mm
J	116	0,40	0,4	132	0,026	2	118	0,41	0	134	0	0
F	66	0,23	1,5	142	0,09	6	97	0,32	2,6	167	0,15	12
M	212	0,57	0,1	336	0,007	1	184	0,50	4,8	308	0,24	34
A	201	0,50	8,8	395	0,37	66	225	0,56	5,5	425	0,27	51
M	183	0,40	10,4	400	0,41	74	250	0,54	9	481	0,38	81
J	267	0,57	11,4	525	0,43	99	249	0,54	11,8	506	0,44	98
J	325	0,69	15,8	577	0,51	128	302	0,64	14,8	548	0,50	120
A	298	0,69	17,3	514	0,53	120	281	0,65	13	493	0,46	100
S	278	0,74	12,7	427	0,46	88	225	0,60	8,9	369	0,37	62
O	256	0,75	9,6	312	0,39	56	209	0,61	6,8	270	0,31	40
N	128	0,44	2,1	151	0,12	10	136	0,47	4,0	157	0,21	17
D	163	0,59	2,1	145	0,12	10	139	0,50	-0,5	130	0	0
												675

Tableau 41 : calcul de l'évapotranspiration potentielle d'après L. Turc

$$ETp = (I_g + 50) 0,4 \frac{t}{E+15} \quad \text{avec} \quad I_g = I_{gA} (0,18 + 962 \frac{h}{H})$$

IV.4.2.3. Critiques des formules

La formule de Thornthwaite est d'une précision illusoire en raison des coefficients numériques trop complexes; de même l'intervention lors du calcul de la valeur mensuelle de l'ETp d'un indice I annuel ferait intervenir une relation entre des phénomènes futurs et ceux du mois en cours, ceci paraît artificiel. Malgré ces réserves, l'ensemble de spécialistes concluent que cette méthode est dans la plupart des cas la plus proche de la réalité.

La formule de L. TURC, compte tenu des imprécisions relatives à la durée d'insolation admet une marge d'erreur inférieure à 15 %. Enfin ces deux formules ne nous donnent une indication que sur le pouvoir évaporant maximum de l'atmosphère au sol, l'évapotranspiration réelle étant inférieure aux volumes obtenus.

IV.4.3. CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE

L'évapotranspiration réelle peut-être obtenue soit à l'aide de la valeur de l'ETp par la méthode de Thornthwaite soit à l'aide de formules. Dans ce cas l'évapotranspiration réelle est assimilée au déficit d'écoulement. En effet dans l'écriture de notre bilan hydrologique :

$$P = Q + E \pm \Delta R \text{ si } \Delta R = 0 \quad P - Q = E = D$$

Le déficit d'écoulement D représente donc l'évapotranspiration réelle de l'année moyenne et les hydrologues constatent que sa valeur varie peu d'une année sur l'autre.

IV.4.3.1. Méthode de Thornthwaite

Le calcul à partir de la méthode de Thornthwaite nous donne les résultats suivants : Tableau 42

- en 1971 = 507 mm
- en 1972 = 539 mm

IV.4.3.2. Déficit d'écoulement

IV.4.3.2.1. Formule ne faisant intervenir que la température

La formule de M. COUTAGNE entre les latitudes de 30° et 60° Nord est :

$$D = 210 - 30 t \quad \text{avec } P = 800 \pm 160 \text{ mm}$$

Bien que les précipitations soient supérieures à la limite de validité de la formule nous l'avons calculé pour les deux années de l'étude :

- 1971 = 441 mm
- 1972 = 411 mm

IV.4.3.2.2. Formules faisant intervenir les précipitations et la température

a) Formule de M. COUTAGNE

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

Cette formule est applicable lorsque $P \frac{1}{8A} < P < \frac{1}{2A}$

soit dans notre cas d'étude

$$\begin{aligned} 234 < P < 939 & \text{ pour 1971} \\ 158 < P < 872 & \text{ pour 1972} \end{aligned}$$

Bien que nous sortions encore des limites de validité de la formule nous avons calculé le déficit d'écoulement qui est :

- en 1971 = 470 mm
- en 1972 = 435 mm

b) Formule de M. TURC

Cette formule établie à partir de l'observation de 254 bassins versants est :

$$D = \sqrt{0,9 \frac{P^2}{L^2}} \quad \text{avec } L = 300 + 25.t + 0,005.t^2$$

Nous avons obtenu :

- en 1971 = 470 mm
- en 1972 = 450 mm

Récapitulatif des résultats

Formule ou méthode employée

	1971	:	1972
Evaporigraphe *	550	:	520
- Evapotranspiration potentielle		:	
. Thornthwaite (mensuel)	560	:	545
. Turc (mensuel)	660	:	615
Evapotranspiration réelle		:	
- Thornthwaite (mensuel)	507	:	539
Déficit d'écoulement		:	
- Coutagne 1	441	:	411
- Coutagne 2	470	:	435
- Turc	470	:	450
Déficit d'écoulement mesuré		:	
- Précipitation-écoulement à la sortie du bassin	465	:	571

IV.5. ANALYSE DES RÉSULTATS

Nous constatons que :

- les mesures $ET_p < E_r$ ce qui est logique au prime abord
- les valeurs de l'évapotranspiration obtenues à partir des formules sont inférieures de 9 % en 1972 par rapport à celles de 1971. Ceci est logique compte tenu que les températures sont plus faibles (-13 %) et les précipitations plus fortes (+ 7 %) en 1972. Il en est de même pour l'évaporation.

* Les valeurs de l'évaporation théorique à 1.030 m ont été obtenus par corrélation avec les variations de la température et des précipitations entre la station de Lagier et l'altitude moyenne du bassin ($E(1\ 030\ m) = E(875) \times 0,9$).

	: Janv	: Fév	: Mars	: Avril	: Mai	: Juin	: Juil	: Août	: Sept	: Oct	: Nov	: Déc	: Année
<u>1971</u>	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Précipitations	96	:23	:186	:158	:155	:132	:92	:44	:27	:16	:135	:26	: 1090
ETP. Thornthwaite	2	:7	:1	:53	:70	:77	:107	:108	:69	:48	:9	:9	: 560
P - ETP	94	:16	:185	:105	:85	:55	: -15	: -64	: -42	: -32	:126	:17	: 530
Δ R	:	:	:	:	:	:	: -15	: -64	: -21	:	:	:	:
Etat de la réserve	100	:100	:100	:100	:100	:100	:85	:21	:0	:0	:100	:100	:
ET réelle 1971	2	:7	:1	:53	:70	:77	:107	:108	:48	:16	:9	:9	: <u>507</u>
Déficit	:	:	:	:	:	:	:	:	:21	:32	:	:	: 53
Excédent	94	:16	:185	:105	:85	:55	:	:	:	:	:26	:17	: 583
Ecoulement disponible	54	:35	:110	:108	:96	:76	:38	:19	:9	:10	:13	:15	: 583
Ecoulement réel	70	:49	:139	:118	:109	:62	:27	:9	:6	:5	:15	:18	: 625
	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
<u>1972</u>	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Précipitations	89	:216	:71	:61	:78	:128	:41	:54	:79	:163	:66	:129	: 1174
ETP. Thornthwaite	0	:15	:31	:39	:67	:84	:102	:85	:55	:39	:22	:0	: 539
P - ETP	89	:201	:40	:22	:11	:44	: -61	: -31	:24	:124	:44	:129	: 636
Δ R.	:	:	:	:	:	:	: -61	: -31	:24	:76	:	:	:
Etat de la réserve	100	:100	:100	:100	:100	:100	:39	:8	:32	:100	:100	:100	:
ET réelle 1972	0	:15	:31	:39	:67	:84	:102	:85	:55	:39	:22	:0	: 539
Déficit	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
Excédent	89	:201	:40	:22	:11	:44	:	:	:	:56	:44	:129	: 636
Ecoulement disponible	86	:143	:92	:57	:34	:39	:19	:10	:10	:28	:36	:82	: 636
Ecoulement réel	33	:116	:73	:34	:32	:70	:20	:10	:13	:51	:40	:110	: 603
	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:

TABLEAU 42 = Eléments en mm du bilan hydrologie mensuel calculés par la méthode de Thornthwaite.

- les valeurs de l'évapotranspiration obtenues à partir de la méthode de Thornthwaite sont inférieures de 6 % en 1972 par rapport à celles de 1971. Ceci s'explique par le fait que cette méthode fait intervenir la variation de la réserve d'eau du sol.

- il y a une bonne analogie des valeurs obtenues si on ne tient pas compte des valeurs de l'évapotranspiration potentielle et de celles obtenues par la formule de COUTAGNE (pour les raisons énoncées plus haut).

IV.6. CONCLUSIONS

L'équation du bilan hydrologique du bassin versant de St Genis s'écrit :

$$P = Q + E + \Delta R \quad (\text{avec toutes les valeurs en millimètres d'eau})$$

Elle s'écrit en 1971 :

- valeur Thornthwaite $1\ 090 = 625 + 507 - 42$

- valeur Turc $1\ 090 = 625 + 470 - 5$

Elle s'écrit pour 1972 :

- valeur Thornthwaite $1\ 174 = 603 + 539 + 32$

- valeur Turc $1\ 174 = 603 + 450 + 121$

Nous considérons que les valeurs de l'évapotranspiration obtenues par la méthode de Thornthwaite (du fait de son mode de calcul) sont plus proches de la réalité que celles de Turc.

Nous constatons donc une vidange importante des réserves souterraines profondes en 1971 et leur recharge en 1972.

L'équation du bilan hydrologique montre en 1971 un appauvrissement de la nappe souterraine de 42 mm. En effet cette année là du 15 septembre au 8 novembre aucune averse importante n'est venue alimenter les réserves souterraines ni compenser les pertes dues à l'évapotranspiration. Durant ces 53 jours le débit à l'amont des sources de St Genis était nul et seule les nappes profondes ont alimenté le Riou.

Le volume écoulé à l'aval du bassin versant durant cette période est de 9.10^4 m^3 .

Par contre les pluies importantes de l'année 1972 ont permis une recharge de la nappe des calcaires tithoniques-berriasien de 32 mm.

CHAPITRE III

HYDROBIOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE ST GENIS

Du fait de l'absence d'habitation et de culture, le torrent du Riou se devait d'avoir une biologie riche et exempte de trace de pollution, un torrent repère en quelque sorte ; aussi avais-je demandé au S.R.A.E. d'Aix en Provence de réaliser une étude hydrobiologique. Celle-ci a été réalisée les 22, 23 et 24 juin 1972 par MMrs GACHELIN et LEGRAND. Je reproduis ici les résultats de leur étude.

Quatre points d'étude ont été réalisés (figure 83)

- 1 - La confluence des torrents du Riou, du Béal et de Font Frède à l'amont de la source de Lagier.
- 2 - A l'aval immédiat de la source de St Genis
- 3 - A la hauteur du limnigraphe milieu
- 4 - A la sortie du bassin versant à l'amont du village de St Genis
- 5 - A l'amont de sa confluence avec le Buëch.

I - ETUDE PHYSICO-CHIMIQUE

Les résultats obtenus permettent les observations suivantes : tableaux 42 et 43.

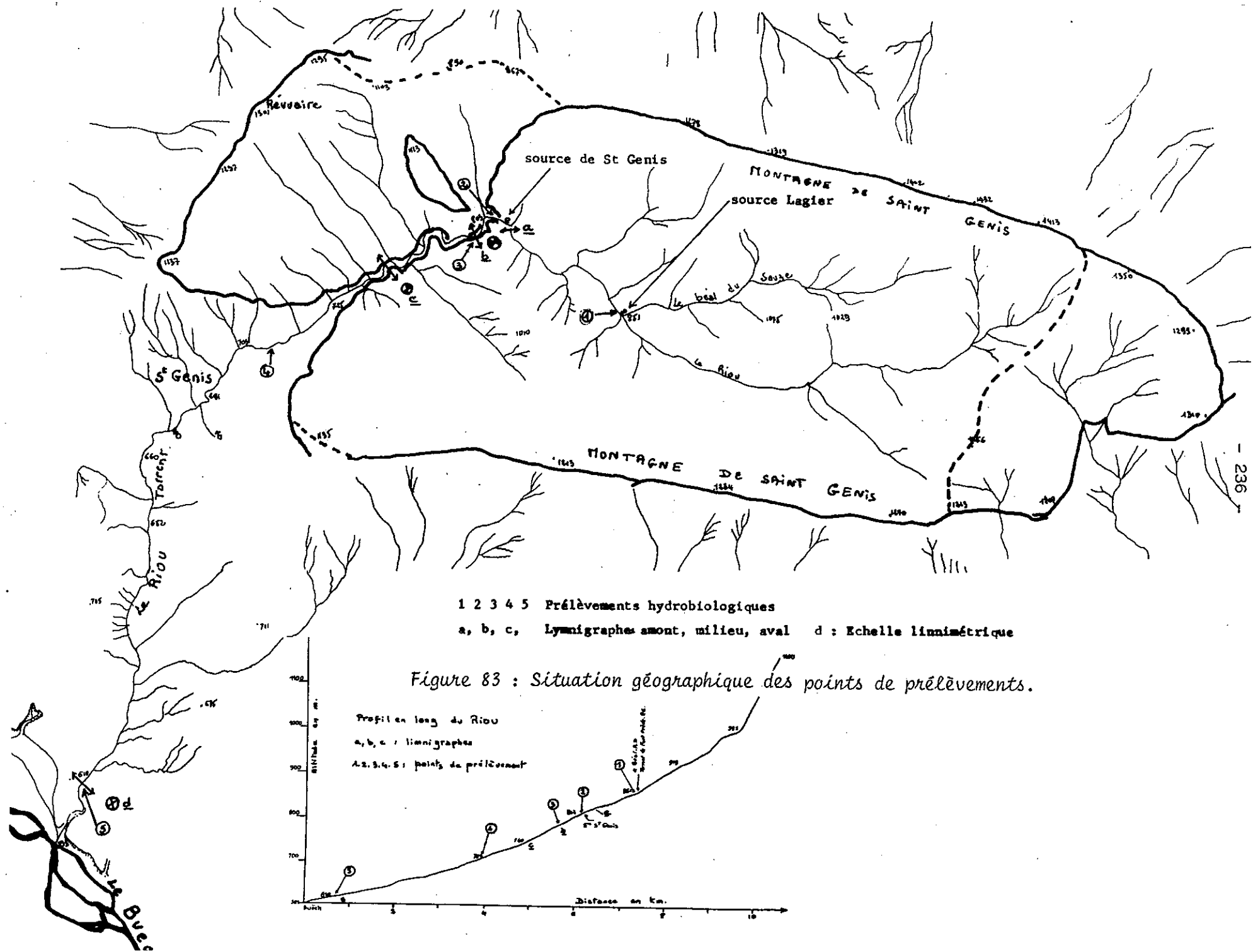
- La température des eaux reste assez fraîche sauf dans la partie inférieure à la sortie des Gorges.
- Le pH faiblement alcalin, est tout à fait classique des eaux piscicoles en région calcaire.
- L'oxygénation du ruisseau, du fait du parcours, est constamment satisfaisante et devient même bonne à la sortie des gorges de St-Genis.

Du point de vue organique la situation est celle d'une eau courante pure :

- L'oxydabilité est très faible et il y a absence caractéristique d'ammoniaque, de nitrites et de détergents.
- La faiblesse en nitrates est normale en raison de la proximité des sources. Ce critère rapproché d'une absence presque totale d'orthophosphates indique un degré de trophie faible.

Du point de vue minéral :

- La teneur en calcium est étroitement liée à la nature des terrains traversés ou percolés. La source amène un léger surcroît de Ca^{++} mais les phénomènes de précipitation que l'on observe au long du ruisseau (incrustation des galets de fond) sont responsables de la diminution progressive des teneurs.
- Les sulfates qui se maintiennent à la limite du normal paraissent surtout provenir des terrains marneux du bassin de réception supérieur et de terrains semblables en fin de parcours. Dans la zone intermédiaire (traversée des bancs calcaires) l'apport de la source aurait tendance à diminuer au contraire les valeurs.



Points n°s	1	2	3	4	5	
Catégorie piscicole	1	1	1	1	1	
Largeur en mètres	1,50	1,80	2,70	2,30	2,80	
Pente moyenne du secteur ‰/‰	55	50	55	40	20	
Zone morphométrique	3	3	3	3	3	
Altitude en dizaines de mètres	85	80,5	78	70	61,5	
Nature géologique régionale	1	1	1	1	1	
Nature géologique du lit	1	1	1	1	1	
Granulométrie	Dominante faciès lotique	2	2	2	2	
	Accessoire " "	3	3	3	3	
	Dominante faciès lenticue	5	3	6	6	
	Accessoire	4	4	4	3	
Nature couverture végétale	Dominante faciès lenticue	3	3	3	3	
	Accessoire	0	2	2	2	
	Dominante faciès lenticue	0	0	0	2	
	Accessoire	0	0	0	0	
Importante végétale % surface fond	Dominante	Toujours très faible : quelques touffes d'Algues ou de mousse et pierres enduites vraisemblablement par des Diatomées.				
	Accessoire	0	0	débris humiques)		
Vitesse moy. courant en cm/sec.	Faciès lotique	60	55	30	35	100
	Faciès lenticue	0	0	0	0	0
Prof. moy. en diz. de cm.	Faciès lotique	1,5	1,6	2,7	1,8	2,4
	Faciès lenticue	3,5	4,0	5,5	4,5	6,0
Ensoleillement moyen	1	1	2	2	3	
Turbidité	0	0	0	0	0	
Couleur	00	00	00	00	00	
Débit litres/sec.	75	86	114	131	149	
Distance approximative/Buëch.km	7,3	6,1	5,6	3,9	0,7	
Observations	La région supérieure (station 1) est assez marneuse et correspond au réceptacle de ruissellement : la flore y est pauvre ou nulle. La région intermédiaire (stations 2-3-4) montre un tracé du torrent plus stable, souvent très encaissé en gorges ; les fonds sont formés de pierres cimentées par des précipitations carbonatées ou par des surfaces calcaires planes. La flore est légèrement plus importante (Mousses en plus) et la présence de la forêt et des buissons détermine des accumulations humiques en faciès lenticue. La zone inférieure (station 5) correspond au cône de déjection et revêt un aspect torrentiel et divaguant.					

TABLEAU 43 - CARACTERISTIQUES DU MILIEU RECEPTEUR ET DES EFFLUENTS

POINTS DE PRELEVEMENT		1	SOURCE	2	3	4	5
Heure		17h00	14h30	14h30	15h30	0h30	11h30
Température de l'air	°C	18°4	20°6	20°2	19°6	19°5	20°2
Température de l'eau	°C	11°6	10°4	12°4	12°4	11°2	14°1
pH	unité pH	7,7	7,0	7,8	8,0	7,8	7,8
Conductivité	10-6mho/cm	514	526	517	510	420	409
Matières décantables en 2 heures	ml/l	0	0	0	0	0	0
Oxygène dissous	mg/l	9,2	9,0	9,1	9,5	9,6	10,9
immédiat.....	% de saturat	88	83	88	92	90	109
Autoconsommation oxygène en 48 h.	mg/l	0,7	1,2	0,3	0,9	1,0	1,0
DBO5	mg/l	1,0	1,3	0,6	1,4	1,1	1,5
Test de putrescibilité	/	/	/	/	/	/	/
Oxydabilité au permanganate à froid	mg/l O2	0,05	0,05	0,05	0,05	0,30	0,30
DCO	mg/l	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Ca ⁺⁺	mg/l	83	91	81	76	74	70
Alcalinité en HCO ₃	mg/l	300	200	290	270	270	240
NH ₄ ⁺	mg/l	0	0	0	0	0	0
Cl ₂ ⁺	mg/l	6	3	4	4	4	7
Mg ⁺⁺	mg/l	6,5	5,9	10	9,4	8,2	8,7
So ₄ ⁻	mg/l	28	12	23	20	20	20
K ⁺	mg/l	0,7	0,3	0,5	0,5	0,35	0,6
Na ⁺	mg/l	4,2	2,1	3,2	3,3	3	4,3
No ₂ ⁻	mg/l	0	0	0	0	0	0
No ₃ ⁻	mg/l	0,50	0,6	0,5	0,4	0,4	0,4
Observations							
Orthophosphates	mg/l	0	0	0	0	0	0,08
Det. anioniques	mg/l	0	0	0	0	0	0
Mat. en sup. tot.	mg/l	10	5,8	6,2	11	1,4	0

TABLEAU 44 - ANALYSES PHYSICO-CHIMIQUES

- Le reste de la minéralisation paraît normal pour un réseau supérieur exempt de pollution.
- La conductivité, en raison de la présence de sulfates et de calcium indique une forte minéralisation et va en diminuant à mesure que se produisent les précipitations de carbonates (ou de sulfates et de calcium qui cimentent les galets du lit.)

II - ETUDE HYDROBIOLOGIQUE

La qualité des eaux et notamment la minéralisation, bien qu'elle évolue progressivement tout au long du profil, reste dans des limites de variations qui, du point de vue biologique, sont encore assez homogènes. La chimie des eaux paraît donc influencer surtout sur la nature du peuplement général du ruisseau qui est particulièrement riche en gammarès. C'est plutôt l'altitude, la morpho-dynamique, les accidents naturels (source-passage en gorges), la texture des couches traversées (falaises calcaires) et par suite la nature des fonds (dalles calcaires ou terrains marneux), galets incrustés ou alluvions mobiles), qui paraissent susceptibles d'influencer la distribution des invertébrés. Par examen du tableau faunistique on arrive à isoler certaines stations (tableau 45).

- La station 1, située dans le bassin de réception supérieur marneux et boisé, offre la plus grande variété de Pléocoptères et la plus forte richesse d'Ecdyonurus sp.

- Les stations 2 et 3, qui sont d'ailleurs assez proches, sont conditionnées par l'existence de la source et des gorges. Les substrats sont moins favorables car il s'agit de galets nus ou de dalles. Les individus adaptés au courant apparaissent plus nombreux (Rhyacophila sp), Epëorus sp. Il y a encore une bonne variété de Trichoptères.

- La station 4, qui peut être considérée comme intermédiaire, garde encore de profondes affinités avec les deux précédentes. On sort des bancs calcaires et les substrats plus hospitaliers commencent à se couvrir d'une flore maigre (Algues-Mousses). Le cours se tranquillise un peu et l'alcalinité diminue notablement. Corrélativement à la diminution des Pléocoptères et des Trichoptères on observe une meilleure distribution des Ephéméroptères.

- Avec la station 5 on quitte la montagne et le ruisseau encaissé devient un torrent divaguant à travers les Terres Noires. En ce point, le changement de faune est le plus net. Les Pléocoptères et les Planaridés ont disparu et Hydropsyche sp. apparaît (matières en suspension).

La faune est moins variée car elle rencontre des difficultés d'installation mais l'insolation et l'altitude jouent certainement.

Dans l'ensemble du secteur montagneux (entre 900 et 700 m) la différenciation longitudinale paraît exister mais elle reste nuancée et progressive. Par contre il se produit une cassure nette entre les stations 4 et 5.

Il faut enfin remarquer certains genres isolés (Perla sp., Agapetus sp., Lepidostoma sp., Sialis sp. ...) dont la détermination à l'espèce permettrait de dire qu'il s'agit d'espèces indicatrices ou de simples indicateurs de faciès.

- Le comportement des carbonates est également illustré par une alcalinité de départ assez forte mais qui va en diminuant.

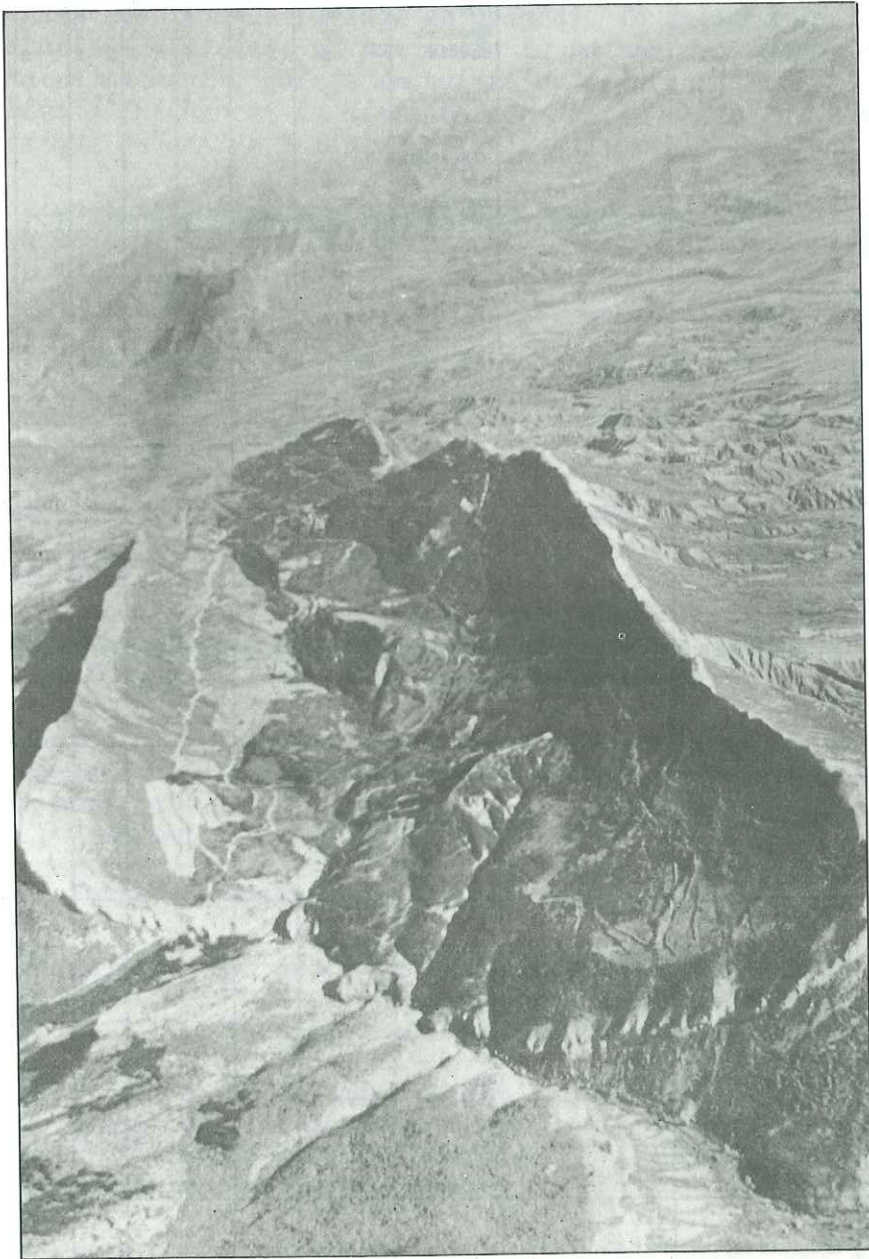
ORDRE	FAMILLE	SOUS-FAMILLE OU TRIBU	GENRE	ESPECES	1	2	3	4	5	6	7			
					L	CL	CL	C	L	CL	C	L	CL	C
PLECOPTERES	Perlodidae		Isoperla	sp		2	1	2	2	2	?			
	Leuctriadea		Leuctra	sp		2	1	2	2	1				
	Neumouridae		Protone- mura	sp		1		1						
	"		ND			1								
	Perlidae		Perla mar- ginata (Panz.)						1					
TRICHOPTERES	Polycentropidae	ND	Plectroptera		1	2	1	2	1	1				
	"	ND	(Polycen- tropus sp ?)				1	1						
	Rhyacophilidae		Rhyacophi- la	sp		1	2	2	1	2	1			
	"		Agapetus	sp		2								
	Psychomyidae		ND					2	1	1	1			
	Hydropsychidae		Hydropsy- che	sp						2				
	Lapidostomati- dae		Lapidosto- ma	sp 1		1		2						
"		"	sp 2				2							
Séricostomati- dae	(?)	(abimé)						1						
EPHEMEROPTERES	Eodyonuridae		Eodyonu- rus	sp		3		1	1	2	1			
	"		Epeorus	sp		1		2	1	2	1			
	Baëtidae		Baëtis	sp	1	2		2	2	1	3			
	Leptophlebi- dae	ND	(abimés)					1	1	1				
	"		Paralepto- phlebia sp			1				1				
	"		Habrephle- bia	sp			1							
	Ephemerellidae		Ephemerel- la	sp		1			1					
	Ephemeridae		Ephemera	danica (Müll)				1	1	1	1			
	Caénidae		Caénis	sp				2	2	1	2			
	Dryopidae	Helminae	Melmis	sp	1	1		1	1		1			
"	"	Esolus	sp	1	2	1	2			1				
"	"	Riolus	sp			1	1	1	2	1				
"	Dryopinae	Dryops	sp							1				
Haliphiac Adultes	divers	(adultes ND)	ND				1		1					
COLEOPTERES														
ODO- MATES	Coenagrionidae		ND					1						
MOLLUSQUES	Hydrobidae		ND			1								
	Spharidae		Pisidium	sp	1	1		2	2	2				
CRUS- TACES	Gammaridae		ND		2	3	2	3	1	3	2	2	1	2
HEMI- PTERES	ND					1	1	1	1	1	1			
MEGA- LOPT.	Sialidae		Sialis	sp				1						
PLANARI- OLES	Planariidae		Polycelis	nigra (Ehrbig)	1	2	1	2	2	1				
	Erpobdellidae		Erpobdella	octocu- lata (L)	1					1				
DIPTERES	Chrinomidae		ND		1	2	1	2	2	1	2	2	2	
	Simulidae		ND			1				1	1			
	Empididae		ND											
	Dolichopodidae		ND		1		1	1						
	Stratiomyidae		ND					1	1	1				
	Rhagionidae		Atherix	ibis (Weig.)				1						
	Psychodidae		ND					1	1					
Ceratopogonidae		ND		1	1		1	1	1	1	1			
Tipulidae		(Plusieurs espèces)		2	1	1	1	1	1	1	1	1		
OLIGOCHETES	ND				1	2	1	1	3	1				
	Lumbricidae		Eiseniel- la	tetraé- dra (Sav.)						1	1	1		
Divers (autres ordres)	Hydracarina		ND			1		1		1	1			
	Collembola		ND			1				1				
	Arachnoïdra		ND			1					1			
	Hymenoptera		ND					1	1					
	Lepidoptera		ND							1				

Tableau 45 : Liste faunistique du Riou du 22 au 24 juin 1972.

III. CONCLUSION

Ce ruisseau qui est resté dans un état sauvage est donc exempt de pollution il montre surtout des particularités au niveau de la minéralisation de ses eaux. La géologie régionale est donc ici le facteur d'influence primordial.

Cette étude montre d'une part que les eaux de la source de St Genis influencent fortement l'indice biotique du Riou et que ce torrent est exempt de toute pollution



CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

L'un des objectifs de l'étude hydrogéologique réalisée dans la région du Moyen Buëch entre Serres au Nord et Laragne au Sud était de préciser les potentialités en eau potable de cette région et ainsi de répondre aux besoins des habitants. Le rapport remis à la direction départementale de l'Agriculture en mai 1972 à, je l'espère, répondu à cette demande. Mais toute étude de ce type réalisée par un universitaire a d'autres objectifs : rechercher une méthode et l'expérimenter sur le terrain, mettre en évidence des problèmes et essayer de les résoudre.

Au delà des applications *in situ* des théories apprises de nos maîtres nous avons cherché tout au long de cette étude à mieux cerner les problèmes hydrogéologiques de la région du Moyen Buëch et la parcourant nous avons pensé que le bassin versant de St Genis devait présenter les qualités d'un bassin versant à la fois représentatif d'une région plus vaste et repère, car indemne à l'époque d'activité humaine importante. Nous avons aussi essayé de mettre en application toutes les méthodes physico-chimiques qui permettent de mieux appréhender les circulations souterraines en milieu calcaire faiblement karstifié. La position morphologique exceptionnelle du bassin de St Genis nous a permis d'approcher avec le plus de précisions possibles les éléments du bilan hydrologique.

L'étude des compositions isotopiques des eaux des sources a permis de préciser leur âge moyen. Une source se singularise, c'est celle de Vivier sur la commune d'Eyguians dont l'âge moyen des eaux est supérieur à 20 ans.

L'étude hydrogéologique du Moyen Buëch que nous avons réalisée intéresse donc le bassin versant du Buëch compris entre Serres à l'amont et Laragne à l'aval, soit une superficie de 337 Km² dont l'altitude moyenne est de 910 mètres. La succession des chaînons Est - Ouest et les structures calcaires perchées au dessus de reliefs plus mous caractérisent la morphologie de cette région. Les formations géologiques rencontrées comprennent environ 3 000 m de sédiments déposés dans une fosse marine dite vocontienne, depuis le Bathonien jusqu'au Sénonien. Des injections de Trias s'insèrent dans cette série au niveau du Bathonien ou du Bajocien.

Les argiles et les marnes callovo-oxfordiennes constituent la puissante série des " terres noires " dominée par les calcaires du Tithonique. Le Néocomien représente à lui seul la majeure partie des terrains crétacés qui sont constitués par une alternance de niveaux marneux et calcaires. Seul le Barrémo-Bedoulien plus calcaire indique un épisode de dépôt littoral avec tendance à l'émersion. Les bas versants et les fonds de vallées sont recouverts par un placage de terrains quaternaires : terrasses fluvio-glaciaires et éboulis de versant.

Au Crétacé supérieur débute l'histoire orogénique de la zone étudiée, mais l'absence de terrains plus récents que le Sénonien ne nous permet pas de dater avec précision les structures géologiques. Ceci n'a pu être fait que par analogie avec les régions voisines : Bochaine et Dévoluy au Nord, montagne de Lure au Sud, Gapençais à l'Est et Diois à l'Ouest.

Deux phases tectoniques majeures ont donné à cette région son allure actuelle, ce sont les mouvements " provençaux " qui du Sénonien au Miocène ont provoqué des plissements et des décrochements Est - Ouest. Ces structures ont été reprises ensuite par des mouvements " alpins " venant de l'Est et du Nord - Est qui ont provoqué des plis et accidents d'allure Nord - Sud. La superposition de ces plissements provoque un " maillage " des structures dans l'ensemble du Diois Barronies.

Selon la lithologie et les structures géologiques les terrains du Moyen Buëch renferment des nappes aquifères plus ou moins importantes. Nous avons pu suivre durant deux ans 75 sources et 47 puits. Des milliers de jaugeages et mesures de résistivité, température, pH ont pu être réalisés. De même plus de 250 analyses chimiques et une cinquantaine d'analyses isotopiques (H3 et O-18) nous ont permis de mieux préciser les conditions de circulation et d'émergence des multiples nappes aquifères.

Les terrains triasiques ne donnent naissance à aucune source, les eaux qui circulent à leur contact sont fortement séléniteuses. C'est ce qui nous permet d'affirmer que le Trias doit affleurer sous la terrasse du Bersac.

Les argiles et les marnes du Callovo-oxfordien forment la plupart du temps le mur des nappes qui se trouvent dans les calcaires tithoniques et berriasiens. Les quelques sources de faible débit que nous trouvons à leur contact sont liées à des failles qui recueillent les eaux d'éboulis ou autre matériel d'altération accumulées dans des dépressions.

Les calcaires tithoniques et berriasiens représentent les meilleurs aquifères du moyen Buëch. Les multiples contraintes auxquelles ils ont été soumis ont provoqué l'apparition de nombreuses failles et diaclases qui localement et partiellement ont pu évoluer en chenaux. De plus les structures synclinales sont favorables à l'accumulation des eaux. Les nappes aquifères s'écoulent au point bas des structures (Montclus, Orpierre) ou à la faveur de failles transversales (La Beaume, St Genis). Les eaux sont bicarbonatées calciques, leur température est relativement élevée. La plupart de ces sources ne sont pas captées du fait de leur situation topographique en bordure immédiate des torrents, mais si de tels captages étaient envisagés, il conviendrait de creuser des forages à l'amont des zones d'émergence actuelles.

Les marnes valanginiennes et calcaires marneux hauteriviens constituent le toit de la nappe tithonique et le mur de celles des calcaires du Barremo-Bédoulien. Les calcaires barrémo-bédouliens alimentent de nombreuses petites sources dont le débit est très variable.

Les terrasses fluvioglaciales alimentent, elles, de nombreuses sources dont le débit relativement stable est faible à l'exception de Raoûx qui draine une partie de la plaine du Bersac.

La source de Vivier au contact des calcaires marneux du Bathonien et d'argiles de comblement de dépression, présente une composition chimique assez analogue à l'ensemble des autres sources issues des différents calcaires. Cependant ses caractéristiques physiques sont très particulières; son débit est très constant (coefficient de variation : 2) et nullement influencé par des épisodes secs ou pluvieux. De même la température de l'eau présente une grande stabilité avec une variation sinusoïdale régulière. Une campagne d'analyses a montré que les eaux de cette source avaient une valeur moyenne de 38 UT alors que les teneurs des eaux des autres sources étaient d'environ 160 UT. Nous avons pu en déduire que les précipitations qui participent à l'alimentation de la source sont pour l'essentiel antérieures à 1952.

Les teneurs en O-18 des eaux nous ont permis de préciser l'impluvium. Il s'agit du plateau de Javanon au Sud, constitué de matériel fluvioglacière reposant sur les calcaires marneux du Bathonien.

Ainsi grâce aux méthodes isotopiques nous avons pu résoudre le problème de l'alimentation de cette source et trouver des explications à la constance de ses caractéristiques physico-chimiques.

L'étude hydrologique du Buëch entre Serres et Laragne n'a pu être réalisée avec toute les précisions que nous aurions désirées, du fait de nombreux détachements des installations des limnigraphes. Cependant la station de Serres à l'amont, possède une série de 53 années de mesures limnigraphiques qui nous permis de pallier à ces lacunes.

Le débit moyen du Buech est de 23 m³/s, soit un débit spécifique de 23, 5 l/s/Km² et une lame d'eau équivalente de 667 mm. Mais le rapport entre le débit des années humides et celui des années sèches est de 6. L'étiage se produit habituellement à l'automne avec un débit de 1,1 l/s. L'étude des probabilités de crue nous a permis de calculer le débit instantané de la crue centenaire soit 1.100 m³/s.

La deuxième partie de l'étude concerne le bassin de St Genis d'une superficie de 11 Km². C'est un synclinal perché constitué de calcaires tithoniques berriasiens reposant sur la série marneuse des terres noires. Quelques terrains valanginiens et hauteriviens se trouvent au centre du synclinal. Une série de failles détermine la position des sources principales : les sources de St Genis.

Le bassin versant de St Genis a été équipé de tout le matériel hydro-météorologique nécessaire pour affiner le calcul du bilan hydrologique dans une unité hydrogéologique bien limitée. Trois limnigraphes ont été installés sur le Riou; celui à l'aval du bassin mesure le débit d'un bassin versant de 10 Km². Il est d'une grande utilité pour le calcul du bilan hydrologique. Les sources de St Genis issues de la nappe des calcaires tithoniques berriasiens s'écoulent entre les limnigraphes amont et milieu. Nous avons pu ainsi avoir une mesure exacte de leur débit. La source de St Genis la plus importante de toutes les émergences a été équipée d'un canal jaugeur qui nous a permis de connaître son débit instantané lors de nos fréquentes visites.

L'étude des variations des températures, débits, concentrations chimiques lors des épisodes pluvieux nous a permis de préciser le type de circulation qui doit exister entre les chenaux et fissures de perméabilité différentes. Ce schéma théorique de l'écoulement souterrain s'apparente tout à fait à celui mis en évidence par TRIPET dans les calcaires karstifiés du Jura.

La composition chimique de la source de St Genis est relativement constante et nous avons pu établir des corrélations mathématiques entre le débit et la concentration en divers éléments. Seule la teneur en calcium ne semble pas liée au débit de la source. Les eaux bicarbonatées calciques présentent une température très constante de $9^{\circ} \text{C} \pm 0,4^{\circ} \text{C}$.

Les nombreuses analyses isotopiques (Tritium, oxygène -18) réalisées au centre de Recherches Géodynamiques de Thonon ont permis de préciser l'altitude de l'impluvium et le temps moyen de transit des eaux et de constater une très bonne concordance de l'altitude ainsi déterminée (1030 m) avec celle obtenue par la méthode classique (1025 m).

L'âge moyen des eaux de la source de St Genis calculé à partir des teneurs en tritium, et en appliquant le modèle mathématique mis au point par P. HUBERT, Ph. OLIVE, E. SIWERTZ, est de $6,2 \pm 1$ an.

Nous avons aussi calculé l'âge moyen des eaux en analysant l'amortissement de la courbe sinusoïdale des teneurs en oxygène -18 entre l'entrée (précipitations) et la sortie (source) la valeur obtenue est de $3,5 \pm 1$ an.

Cette différence d'âge moyen des eaux doit provenir de l'imprécision des mesures, mais surtout du fractionnement de l'oxygène -18 durant les mois chauds où l'évapotranspiration est importante.

Le volume des réserves obtenu à l'aide de ces méthodes est très supérieur à celui déduit des courbes de tarissement et de décrue. Ceci est dû au fait que la différence des débits milieu - amont n'intègre pas, lors des périodes de crue, toutes les venues d'eaux des calcaires tithoniques.

Le bilan global du bassin versant peut s'écrire :

$$\begin{array}{rcl} 1971 & 1090 & = 625 + 507 - 42 \\ & P & = Q + E + R \text{ (en mm)} \\ 1972 & 1174 & = 603 + 539 + 32 \end{array}$$

Ce bilan montre que dans la région du Buëch l'évapotranspiration représente environ 500 mm d'eau. Nous observons en 1971 un appauvrissement des réserves. En effet durant 53 jours seules les sources de St Genis ont alimenté les torrents du Riou; de ce fait les précipitations plus importantes de 1972 ont réalimenté en partie la nappe profonde des calcaires tithoniques. Ce phénomène a été également observé lors de l'établissement du bilan hydrologique du moyen Buëch.

L'étude hydrobiologique du Riou a montré comme on pouvait l'espérer une richesse biologique des eaux exemptes de toute forme de pollution. Les résultats obtenus concernent donc un ensemble de domaines très divers et nous espérons que les phénomènes observés et décrits dans le bassin de St Genis pourront servir de référence pour des études hydrogéologiques intéressant les zones beaucoup plus vastes présentant des caractères lithologiques et climatiques analogues.

BIBLIOGRAPHIE

LISTE DES ABRÉVIATIONS UTILISÉES

- B.S.C.G.F. : Bulletin du Service de la Carte Géologique de France.
R.G.A. : Revue de Géographie Alpine.
C.R.A.S. : Compte Rendu des Séances de l'Académie des Sciences
C.N.R.S. : Centre National de la Recherche Scientifique
T.L.G. : Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble
C.R.S.G. : Compte Rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France.
A.I.H.S. : Association Internationale d'Hydrologie Scientifique.
A.I.E.A. : Agence Internationale de l'Energie Atomique.

AGENCE INTERNATIONALE DE L'ENERGIE ATOMIQUE

- 1964 - Vienne. *Isotope techniques for hydrology*, 23.
- 1967 - Vienne. *Tritium and other environmental isotopes in the hydrological cycle*, 73.
- 1970 - Vienne. *Environmental isotope date : world survey of isotope concentration in precipitation*.
1953 - 1963 : 96, 1969 ; 1964 - 1965 : 117, 1970.
- A.I.H.S. - 1963 - Assemblée générale de Berkeley comité de l'évaporation n° 62.
A.I.H.S. - 1962 - Une légende pour les cartes hydrogéologiques n° 60, 32 p.
- ALLISON G.B., HOLMES J.W., HUGHES M.W. (1971) - Tritium fallout in southern Australia and its hydrologic implication. *J. of Hydrology*, 14, p. 307-321.
- ARCHAMBAULT. (1967) - Découverte des restes d'une formation forestière fossile entre deux nappes colluviales quaternaires (vallée de la Channe affluent du Buëch). *C.R.A.S.*, série D, t. 265, p. 104-107.
- ARLERY R., GARNIER M., LANGLOIS R. (1954) - Application des méthodes de Thornthwaite à l'esquisse d'une description agronomique du climat de la France. *La météorologie*, Octobre-Novembre p. 345|367.
- ARTRU Ph. (1965) - Sur la présence de dolomie dans les "Terres Noires" de l'anticlinorium de Laragne. *Interprétation paléo-océanographique*.
- ARTRU Ph. (1973) - Les Terres Noires du Bassin Rhodanien, Bajocien supérieur et Oxfordien moyen Thèse de Doctorat - Lyon.

- ARTRU Ph., ELMI S., MANGOLD Ch. (1966) - Sur l'âge (callovien inférieur) du niveau repère médian des "Terres Noires" du Diois et de la région de Laragne (chaînes sub-alpines) B.S.G.F., tome 7 VIII., P. 413-414.
- BARBIER J.L. (1972) - Etude hydrogéologique de la haute vallée de la Vernaïson et de ses bordures. Thèse 3^e Cycle, Grenoble, 135 p.
- BENEVENT E. (1926) - Le climat des Alpes françaises. Paris Mémorial de la Météorologie Nationale. Ed. Chinon Paris, 435 p.
- BLANCHARD R. (1945) - Les Alpes Occidentales : les Alpes Françaises du Sud. Arthaud, Grenoble, 959 p.
- BLANCHARD R. (1948) - Les Alpes Occidentales : les cluses préalpines et le sillon alpin. Arthaud, Grenoble, 670p.
- BLANCHARD R. (1949) - Les Alpes Occidentales : les Alpes Françaises du Sud. Arthaud Grenoble, 516 p.
- BLANC P., DRAY M., OLIVE Ph. (1969) - Nouvelles données sur les caractéristiques chimiques et isotopiques des eaux du complexe quaternaire de la région de Thonon les Bains (Haute-Savoie) R.G.A., 57, 4, p. 823-830.
- BLAVOUX B. (1966) - Les sources minérales d'Evian. Etude climatologique, hydrogéologique et hydrochimique des formations fluvio-glaciaires quaternaires du Bas-Chablais. Thèse, 366 p., 93 fig., 32 tabl. Paris.
- BLAVOUX B., SIWERTZ E. (1971) - Traçage isotopique de l'infiltration sur lysimètre. C.R.A.S. t. 273, p. 2056-2059.
- BONHOMME J.L. (1972) - Etude hydrogéologique et hydrodynamique du karst des calcaires sénéoniens. Devoluy. Conservatoire National des Arts et Métiers, Thèse d'Ingénieur géologue, 180 p.
- BONIFAU E. (1967) - Glaciaire et fluvio-glaciaire duranciens dans la région de Sisteron. Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, p. 179.
- BOSCH B., GUEGAN B., HUBERT P., MARCE A., OLIVE Ph., SIWERTZ E. (1970) - Les cycles atmosphère-hydrosphère du tritium sous les latitudes moyennes depuis 1952. C.R.A.S. t. 270, 267-270.
- BOURDIER F. (1940) - Les dépôts quaternaires et le problème du Loess dans la vallée de la Durance méridionale. C.R.A.S. t. 210, p. 405-408.
- BOURDIER F. (1961) - Le bassin du Rhône du Quaternaire. Thèse Doct. Sciences Paris. Ed., C.N.R.S., 2 volumes, 364 p. et 294 p.
- BOUVARD (1968) - Cours d'hydrologie. Institut polytechnique de Grenoble. Section hydraulique, 123 p.
- BERMOND R., VUICHARD R. (1973) - Paramètres de la qualité des eaux. Ministère de la protection de la nature et de l'environnement. 180 p.
- B.R.G.M. (1979) - Etude des ressources hydrologiques et hydrogéologiques du Sud-Est de la France. Fascicule 18. Bassin du Buech Juin 1979, 70 S.G.N., 293, P.R.C.

- BURGER A., MARCE A., MATHEY B., OLIVE Ph. (1972) - Tritium et oxygène 18 dans les bassins de l'Areuse et de la Serrière (Jura neuchatelois-Suisse). Ann. Sci. de l'Université de Besançon, Géologie, 15., p. 79-87.
- CAPPUS P. (1954) - Etude de l'évapotranspiration sur un bassin versant de faible étendue. A.I.H.S., t. 111, p. 177-187.
- CAPPUS P. (1957) - Répartition des précipitations sur un bassin versant de faible étendue. La houille blanche A.p. 332-342.
- CASTANY G. (1963) - Traité pratique des eaux souterraines. Dunod. Paris, 657 p.
- CASTANY G. (1968) - Prospection et exploitation des eaux souterraines. Dunod. Paris, 717 p.
- CASTANY G. (1967) - Introduction à l'étude des courbes de tarissement. Chronique d'hydrogéologie du B.R.G.M., n° 10, p. 23-30.
- CASTRO R. (1971) - Essai d'interprétation géotechnique de la région de Serres. Thèse 3è Cycle, Grenoble, 214 p.
- CHOUTEAU A.F., FOURNEAUX J.C. (1971) - Etude de la chimie des eaux souterraines de la plaine du Grésivaudan. R.G.A. n° 47, p. 141-146.
- COMMISSION METEOROLOGIQUE DES HAUTES-ALPES (1965) - Liens caractéristiques entre les physionomies des durées d'insolation hivernales et les étendues départementales ensoleillées. La pensée Universitaire. Aix-en Provence., 155 p.
- COUSQUER J. (1955) - Contribution à l'étude géologique des Baronnies. Feuille au 1/20 000. Serres n°4, D.E.S. Grenoble.
- COUTAGNE A. (1954) - Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. La Houille Blanche J. p. 360-374.
- COUTAGNE A., DE MARTONNE E. (1957) - Evaporation et déficit d'écoulement. A.I.H.S., t. 11, p. 569-572.
- CRAIG H. (1961) - Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science 133 : 1833 - 4.
- DANSGAARD W. (1964) - Stable isotopes in precipitations, Tellus, 16, p. 436-468.
- DEBELMAS J., PIERRON-MAINE (1950) - Hydrogéologie du département des Hautes-Alpes. Bull. Inst. nat. d'Hygiène, t.5, p. 532-544.
- DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France. Tome I ; Les vieux massifs et grands bassins sédimentaires (293 p.) tome II : Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant pays (540 p)., Doïn Paris.
- DROGUES C. (1963) - Essai de détermination des composants de l'écoulement des sources karstiques. Evolution de la capacité de rétention par chenaux et fissures. Annales de spéléologie XVIII, Fasc. 4 - 1963.

- 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 du B.R.G.M., n° 10 p. 43-47.
- DUBREUIL P. (1965) - Méthodologie d'exploitation du bassin représentatif-élaboration et classement des données d'observations p. 262-74. (I.A.S.H. publ., n° 66). Congrès de Budapest.
- DUBREUIL P. (1966) - Les caractères physiques et morphologiques des bassins versants. Leur détermination avec une précision acceptable. Paris (Cahier ORSTOM d'Hydrologie n° 5).
- DULUC P. (1973) - Etude hydrogéologique du bassin versant du petit Buëch - Région Veynes. Hautes Alpes. Thèse 3^e Cycle, Grenoble, 133 p.
- EPSTEIN S., MAYEDAT T. (1953) - Variation of oxygene-18 content of water from natural sources. Geochimica et Cosmochimica Acta 4, p. 213-224.
- FLANDRIN J. (1966) - Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et Baronnies. B.S.G.F., t. 7 VIII, p. 376-386.
- FONTES J.C., LETOLLE R., OLIVE Ph., BLAVOUS B. (1967) - Oxygene-18 et tritium dans le bassin d'Evian. Isotopes in Hydrology. A.I.E.A., Vienne, p. 401-416.
- FONTES J.C., GONFIANTINI R. (1970) - Composition isotopique et origine de la vapeur d'eau atmosphérique dans la région du lac Léman. Earth planet. Sc. Letters, 7, 4, p. 325-329.
- FORKASIEWICZ J., PALOCH. (1967) - Le régime de tarissement de la Foux de la Vis (Gard). Chronique d'hydrologie du B.R.G.M., n° 10, p. 59-73.
- FOURNEAUX J.C. (1968) - Etude hydrogéologique de la plaine du Grésivaudan entre Pontchara et Grenoble. Thèse 3^e cycle, Grenoble 97 p.
- GABER J. (1967) - Moraines, terrasses et glaciers de versant du bassin versant de Laragne. R.G.A., p. 521-548.
- GAL. (1954) - Etude géologique de la vallée de la Blaisance et de ses abords. D.E.S. Grenoble, 27 p.
- GIBERGV P., SARROT-REYNAULD J. (1965) - Stratigraphie et variations de faciès du Crétacé inférieur aux environs de Saillans (Drôme). Mem. B.R.G.M. 34, p. 753-765.
- GIDON M., MONJUVENT G. (1969) - Essai de coordination des formations quaternaires de la moyenne Durance et du haut Drac (Hautes-Alpes). Bull. de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 2, p. 145-161.
- GIDON M., PAIRIS J.L. (1969) - Sur l'existence et la signification d'un système de fractures subméridiennes dans le Dévoluy méridional, environs de Veynes (Hautes-Alpes). C.R.A.S., t. 268, p. 1570-1573.
- GIGOUT M. (1969) - Sur le Quaternaire glaciaire et périglaciaire dans la vallée du Buëch (Hautes-Alpes). C.R.A.S., t. 268, p. 1580-1582.

- GIGNOUX M., MOREL (1952) - Géologie dauphinoise. Ed. Masson, Paris, 391 p.
- GODARD J.M. (1955) - Contribution à l'étude géologique des Baronnies orientales dans la région de Savournons (Hautes-Alpes). D.E.S., Grenoble, 57 p.
- GOGUEL M. (1944) - Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. B.S.C.G.F., n° 215, t.44, p. 457.
- GOGUEL J. (1946) - Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Diois. Feuilles de Die et Le Breis au 1/80 000. B.S.G.F., t. X LV, n° 221, p. 149-166.
- GOGUEL M. (1947) - Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre Ventoux et Vercors. Tome 46, n° 223. B.S.C.G.F., Tome 156, X LVI.
- GOGUEL M. (1948) - Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre Ventoux et Vercors. B.S.C.G.F., t. 46, n° 233.
- GUIZERIX J., MARGARITA R., LAUNAY M. (1967) - Tritium et hydrogéologie. Etude et mesures effectuées au Centre d'Etudes Nucléaires de Grenoble. A.I.H.S., Vienne, p. 433-450.
- GUMBEL E.J. (1956) - Méthodes graphiques pour l'analyse des débits de crues. La Houille Blanche, Nov. p. 709-717.
- HAUBERT M. (1975) - Bilan hydrochimique d'un bassin versant de moyenne montagne. La Drance de Bellevaux (Brevon). Haute-Savoie. Thèse 3^e Cycle, Thonon les Bains, 331 p.
- HUBERT P., MARCE A., OLIVE Ph., SIWERTZ E. (1970) - Etude par le tritium de la dynamique des eaux souterraines. C.R. Acad. Sc., 270, p. 908-911.
- JACQUET J. (1963) - Comparaison de procédés de mesure directe de l'évaporation et de l'évapotranspiration sur des bassins versants expérimentaux. A.I.H.S., n° 62, p. 173-189.
- KILIAN W., LORY P., PAQUIER V., MARTIN D. (1902) - Notice explicative de la feuille de Die au 80 000^e. T.L.G. F.S.G., t.41, fasc. 1, p. 242-254.
- KIRALY L. (1969) - Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés. Eclogae géol., Helv. 62, 2, p. 613-619.
- KIRALY L. (1970) - L'influence de l'hétérogénéité et de l'anisotropie de la perméabilité sur les systèmes d'écoulements. Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Ing. Kol 37, n° 91, p. 50-57.
- KUSUKABE L., HIROARI W., MAISUD S., HORIBE Y. (1970) - Oxygen and hydrogen isotope ratios of Montby collected waters from nasudake volcanic area (Japon). Journal of geophysical Research. Vol. 75, n° 30, p. 5941-5951.
- LORY P., MARTIN D. (1899) - Pliocène et pleistocène du Haut-Drac des Buëch et de la Durance. B.S. t.11, n° 69, p. 106-114.
- MAILLET Ed. (1905) - Essai d'hydraulique souterraine et fluviale. 1 vol., Hermon et Cie Paris. 218 p.

- MANGIN A. (1970) - Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et de tarissement. Ann. de spéléo Tome 25, Fasc. 3, p. 582-610.
- MARGAT J. (1962) - Sur plusieurs modes de publications possibles des cartes hydrogéologiques à grande échelle. A.I.H.S. 4, Rome p. 354-357.
- MARTIN (1926) - Les glaciers quaternaires du bassin de la Durance et du Var, 534 p.
- MARTIN M. (1958) - Relation entre la résistivité des eaux et leur composition chimique. Rev. Inst. Fran. du pétrole 13-6., p. 985-996.
- MASSEPORT J. (1960) - Le Diois, les Baronnies et leur avant pays rhodanien. Etude morphologique, Grenoble, Allier, 478 p.
- MERCIER J. (1958) - Sur l'âge des phases tectoniques anté-sénonienne à l'Ouest du Dévoluy. B.S.C.G.F., p. 689-697.
- MICHEL M. (1971) - Hydrogéologie du bassin versant de Theys (Isère). Thèse de 3^e Cycle, Grenoble, 123 p.
- MICHEL R., LETOURNEUR J. (1971) - Géologie du génie civil. Ed. Armand colin, 728 p.
- MONITION L. (1966) - Les graphiques à base trilineaire représentatifs de la composition chimique des eaux souterraines. B.R.G.M. D.S. 66 à 61.
- MOOK W.G. (1970) - Stable carbon and oxygen isotopes of natural water in the Netherlands. Isotopes in Hydrology, A.I.E.A. Vienne, p. 163-190.
- MORETTE A. (1965) - Précis d'hydrologie. Masson Edit., Paris 532 p.
- OLIVE Ph. (1970) - Contribution à l'étude géodynamique du cycle de l'eau dans l'hémisphère nord par la méthode du tritium. Thèse d'Etat, 138 p.
- OLIVO C. (1966) - Etude hydrogéologique du bassin versant du Ciron (rive gauche, moyenne et basse vallée). Thèse 3^e cycle, Bordeaux 108 p.
- REMANE J. (1960) - Les formations bréchiqes dans le Tithonique du Sud Est de la France. D.T.L.G., t. 36, p. 75-114.
- REMENARIAS G. (1960) - Elements d'hydrologie appliquée. Ed. Colin, Paris.
- REMENARIAS G. (1970) - L'hydrologie de l'Ingénieur Eyrolles. Paris 456 p.
- ROCHE M. (1963) - Hydrologie de surface. Gauthier Villard, Paris, 430 p.
- SARROT-REYNAULD J. (1962) - Hydrogéologie karstique dans le massif du Vercors. Mémoire du Congrès International de Géologie d'Athènes. p. 321-329.
- SARROT-REYNAULD J. (1968) - Hydrogéologie du synclinal de Villard de Lans. Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors. Grenoble.
- SCHOELLER H. (1955) - Hydrogéologie. Technip. Paris, 2 vol. 443 p.
- SCHOELLER H. (1962) - Les eaux souterraines. Masson Paris, 642 p.

- SCHOELLER H. (1967) - Hydrodynamique dans le karst (écoulement et emmagasinement). Chronique d'hydrogéologie du B.R.G.M., n° 10, p. 7-21.
- SERRA L. (1952) - Interprétation des mesures pluviométriques, Lois de pluviosité. La Houille Blanche, B, p. 491-505.
- SERRA L. (1954) - Le contrôle hydrologique d'un bassin versant. A.I.H.S. t. 38, p. 29-35.
- SIEGENTHALER U., OESCHGER H., TONGIORGI E. (1970) - Tritium and oxygen-18 in natural water samples from switzerland. Isotopes in hydrology, A.I.E.A., Vienne, 373-385.
- SIWERTZ E. (1973) - Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène-18 de l'infiltration sur les lysimètres et le bassin de Thonon. Thèse C.R.G. Thonon les Bains, t. I : 170 p., Tome II : 71 p.
- THORNTHWAITE C.W. (1954) - The measurement of potential evapotranspiration. John P. Mather, Seebrook, New Jersey, 225 p.
- THORNTHWAITE C.W., MATHER T.R. (1957) | Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Publ. in climatology 10¹³ New Jersey, Dextrel Inst. of technologie.
- TRICART (1954) - Périglaciaire et fluvioglaciale. Essai de corrélation du Quaternaire de la Durance. Mémoire du Centre de Documentation Cartographique du C.N.R.S. Tome 4., p. 171-202.
- TRIPET J.P. (1972) - Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse (Jura neuchatelois). Thèse de Docteur es Sciences. Neuchatel, 175 p.
- TRON L. (1971) - Comportement hydrogéologique des calcaires du tithonique de la région de Serres (Hautes-Alpes). Actes du colloque : hydrologie en pays calcaires. Besançon, p. 285-298.
- TRON L. (1972) - Inventaire et étude des sources de la vallée du Buëch entre Laragne et Serres. Service régional d'aménagement des eaux, Aix en Provence., 32 p.
- TRON L., MARCE A., OLIVE Ph., SARROT-REYNAULD J., JAMIER D. (1975) - Apports des analyses isotopiques à l'étude d'un bassin versant expérimental : le bassin de St Genis (Hautes-Alpes). Actes du 100^e Congrès National des Sociétés Savantes. Paris, fasc. 1., p. 113-124.
- TURC L. (1953) - Le bilan d'eau des sols ; relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Troisième journée de l'hydraulique. Alger 12-14 avril 1954, parue dans An. Agro. 1954 et sol africain, Vol. III 1954.
- TURC L. (1959) - Evaporation et écoulement en cases lysimétriques, au champ et dans les bassins de cours d'eau. A.I.H.S. 49, 75-83.
- VERSEIL P. (1969) - Utilisation pratique de la méthode de Thornthwaite dans l'étude du bilan hydrique des bassins versants.
- VEYRET P. (1944) - Le pays de la moyenne Durance alpestre. Coll. Allier, Grenoble, 585 p.

VEYRET P. (1945) - *Le relief des pays de la moyenne Durance alpestre*. R.G.A.
t. 33, p. 121-213, p. 331-464.

VIERS G. (1967) - *Eléments de géomorphologie*. Ed. Nathan, 208 p.

ZIMMERMANN V., EHHALT D.D., MUNNICH K.O. (1967) - *Soil-water movement and evapotranspiration : change in the isotopic composition of water*. *Isotopes in Hydrology*, A.I.E.A., Vienne, 567-586.

ZIMMERMANN V., MUNNICH K.O., ROETHER W., KRENTZ W., SCHUBACH K., STEGEL O. (1965) - *Downward movement of soil moisture traced by means of hydrogen isotopes. Evaluation of evapotranspiration*. Proc. 6 th. Int. Conf. Radio-carbon an tritium dating, Washington, 577-588.

ANNEXES

ANNEXES



Stations	distance (Km) et orientation par rapport au Bassin	altitude en m	Moyenne 1951 - 1970 en mm												Précipitations 1971 en mm												Précipitations 1972 en mm											
			J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Laragne	567	62: 69: 66: 51: 62: 70: 33: 59: 81: 84: 100: 70: 807:	75: 22: 132: 145: 124: 103: 94: 16: 27: 14: 119: 19: 889:	63: 127: 80: 48: 60: 120: 70: 25: 47: 168: 41: 95: 943																																		
Serres	672	55: 61: 61: 57: 67: 71: 39: 61: 81: 81: 99: 71: 804:	87: 26: 135: 157: 114: 144: 51: 47: 18: 19: 156: 10: 964:	76: 191: 67: 54: 45: 165: 44: 35: 59: 154: 66: 113: 1070																																		
Montjay	815	64: 70: 73: 68: 76: 75: 36: 70: 86: 90: 104: 81: 891:	76: 19: 155: 146: 126: 162: 67: 67: 37: 12: 128: 10: 1003:	53: 201: 54: 50: 43: 119: 96: 45: 67: 157: 56: 190: 1070																																		
St Genis Lagier	875	station installée en décembre 1970												90: 22: 174: 148: 145: 123: 86: 41: 25: 15: 126: 24: 1021:												84: 202: 66: 57: 73: 120: 38: 50: 74: 152: 61: 121: 1099												
St Genis Pignée	1067	station installée en décembre 1971												64: 157: 55: 46: 57: 121: 32: 49: 57: 151: 64: 80: 960												60: 193: 83: 36: 50: 120: 63: 35: 69: 164: 39: 92: 1005												
Mison les ateliers	5-S	560	60: 62: 68: 57: 63: 70: 32: 56: 79: 70: 102: 69: 788:	32: 20: 125: 75: 159: 105: 79: 6: 13: 0: 112: 14: 722:	60: 193: 83: 36: 50: 120: 63: 35: 69: 164: 39: 92: 1005																																	
Sèderon	0-S	814	90: 22: 165: 164: 134: 90: 55: 39: 13: 22: 131: 29: 952:												71: 279: 76: 65: 57: 149: 25: 99: 129: 139: 59: 189: 1337																							
St Auban	30-S	457	54: 58: 57: 57: 60: 71: 37: 57: 72: 74: 87: 62: 746:	68: 18: 96: 86: 123: 75: 15: 60: 6: 20: 101: 16: 682:	40: 139: 91: 80: 96: 114: 57: 95: 68: 218: 49: 39: 1200																																	
Barcillonnette	3-E	850	86: 85: 83: 68: 78: 74: 29: 66: 83: 77: 149: 72: 950:	130: 24: 169: 129: 120: 169: 58: 37: 27: 20: 150: 20: 1053:	62: 168: 70: 61: 77: 151: 47: 45: 42: 167: 72: 79: 1041																																	
Barcillonnette	3-E	1250	103: 79: 85: 72: 110: 83: 42: 78: 91: 124: 129: 104: 1100:	la station a été supprimée																																		
La Saulce	13-E	580	56: 58: 64: 51: 62: 66: 35: 56: 74: 80: 99: 63: 760:	78: 13: 138: 89: 126: 96: 36: 41: 13: 17: 115: 11: 772:	44: 116: 55: 44: 43: 138: 45: 38: 53: 136: 74: 70: 1045																																	
Gap	20-E	775	75: 73: 77: 67: 68: 80: 48: 70: 82: 94: 118: 82: 932:	80: 16: 164: 90: 99: 143: 37: 31: 21: 35: 128: 13: 852:	36: 114: 53: 60: 42: 148: 70: 54: 82: 8																																	
Embrun	39-E	871	61: 48: 60: 49: 48: 55: 35: 58: 56: 47: 104: 48: 667:	61: 20: 112: 63: 77: 146: 53: 36: 59: 45: 135: 3: 811:	19: 77: 43: 48: 22: 108: 39: 35: 46: 101: 77: 28: 641																																	
Rosans	8-W	705	station installée en octobre 1971												45: 144: 42: 51: 36: 149: 43: 62: 60: 125: 47: 95: 900																							
Montauban/ouvèze	5-W	709	61: 59: 81: 63: 97: 77: 43: 59: 95: 107: 119: 91: 972:	79: 23: 143: 147: 142: 105: 98: 63: 78: 19: 139: 24: 999:	56: 223: 64: 56: 38: 122: 45: 70: 68: 143: 41: 165: 1110																																	
Le Saix	5-N	810	90: 19: 210: 148: 160: 139: 49: 22: 20: 16: 80: 17: 971:												supprimée																							
Valdrôme	8-N	820	67: 30: 155: 158: 140: 129: 38: 24: 19: 33: 110: 6: 907:												56: 132: 55: 63: 52: 148: 8: 45: 63: 145: 65: 148: 1034																							
St Pierre d'argençon	10-N	780	90: 65: 70: 65: 100: 75: 35: 70: 80: 95: 115: 90: 950:	la station a été supprimée																																		
Veynes	11-N	823	92: 94: 70: 69: 92: 70: 33: 97: 95: 74: 156: 64: 1007:	89: 22: 175: 157: 13: 171: 46: 22: 23: 30: 132: 13: 993:	54: 165: 43: 57: 64: 153: 62: 84: 61: 143: 74: 82: 1042																																	
St Julien en Bochaîne	22-N	1050	116: 116: 106: 100: 99: 101: 51: 69: 98: 118: 149: 128: 1266:	85: 33: 175: 190: 145: 140: 36: 16: 21: 44: 169: 27: 1081:	83: 215: 60: 76: 59: 153: 43: 63: 60: 157: 78: 105: 1152																																	
Lus la croix haute	26-N	1094	88: 74: 87: 39: 113: 96: 57: 87: 108: 111: 121: 101: 1111:	75: 30: 162: 166: 119: 153: 60: 18: 19: 132: 128: 11: 1073:	51: 166: 47: 72: 68: 143: 23: 47: 60: 139: 68: 75: 969																																	

Annexe 1 : Distribution des précipitations dans la vallée du Buëch et ses bordures

STATIONS	PERIODE DE REFERENCE (1951 - 1970)	1971												1972											
		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy. 10 ans	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N
LARAGNE 567 m	6,7: 9,2: 13,8: 18,0: 22,7: 26,1: 29,5: 28,2: 24,7: 18,6: 11,9: 7,6: 18,1	3,3: 10,9: 10,6: 18,3: 20,2: 23,2: 29,2: 28,4: 20,0: 8,9: 8,5: 17,3	5,7: 8,8: 10,7: 16,2: 19,5: 22,6: 22,4: 24,7: 20,5: 16,0: 10,3: 8,2: 16,0																						
St GENIS 875 m	station installée en décembre 1970												0,9: 2,3: 1,1: 10,0: 11,8: 13,0: 17,7: 19,5: 14,3: 11,5: 3,1: 2,9: 9,15	0,5: 3,4: 5,8: 6,7: 10,4: 13,4: 16,7: 15,2: 10,4: 8,7: 5,0: 0,3: 8,1											
MISON 560 m	11,5: 15,4: 19,4: 23,2: 26,1: 29,2: 31,9: 30,8: 27,6: 23,0: 14,7: 11,4: 22,0	2,6: 9,5: 8,5: 14,8: 16,9: 20,0: 25,0: 27,6: 22,4: 18,2: 7,9: 7,7: 15,1	4,5: 7,7: 11,6: 13,9: 16,5: 19,3: 24,0: 22,8: 17,5: 15,5: 10,9: 7,4: 14,3																						
ST AUBAN 457 m	8,2: 10,2: 13,8: 17,4: 21,8: 25,1: 28,8: 28,0: 24,7: 19,5: 12,9: 8,8: 18,3	2,1: 0,8: -0,4: 6,7: 9,2: 11,3: 14,9: 15,5: 12,1: 7,9: 2,2: 0,4: 6,5	0,7: 1,7: 3,0: 6,7: 7,0: 11,5: 14,7: 12,6: 8,9: 7,0: 3,8: 0,6: 6,5																						
SEDERON 814 m	0,5: 0,1: 2,7: 5,6: 8,9: 12,5: 14,8: 14,1: 11,8: 7,9: 3,6: 0,4: 6,8	4,2: 8,6: 6,7: 16,2: 17,0: 22,2: 25,3: 26,3: 20,8: 17,6: 8,8: 9,7: 15,2	5,2: 8,0: 11,8: 12,7: 16,4: 19,2: 23,6: 22,1: 17,4: 15,4: 11,1: 9,1: 14,3																						
LA SAULCE 580 m	4,9: 7,5: 12,4: 17,1: 21,9: 25,0: 27,9: 26,4: 22,9: 16,7: 10,2: 6,2: 16,6	1,6: 2,2: 0,6: 9,1: 11,5: 13,8: 17,5: 14,8: 13,5: 10,1: 2,6: 2,2: 8,4	1,0: 3,6: 5,1: 7,1: 10,1: 13,1: 16,1: 14,7: 10,7: 9,5: 5,8: 3,2: 8,3																						
GAP 775 m	0,8: 2,4: 6,1: 8,6: 13,5: 16,9: 19,3: 18,5: 15,9: 11,0: 5,1: 1,9: 10,1	5,1: 8,7: 7,4: 17,8: 19,4: 21,3: 27,5: 28,2: 23,0: 19,8: 7,7: 9,7: 16,3	6,1: 8,6: 13,6: 15,2: 19,2: 21,6: 25,5: 24,5: 19,5: 17,1: 12,3: 10,0: 16,1																						
BARCILLONNETTE 1250 m	3,0: 4,5: 6,6: 9,4: 12,1: 14,3: 15,7: 15,6: 13,3: 9,6: 5,5: 3,6: 9,5	2,8: 10,6: 12,3: 13,4: 18,9: 19,6: 15,2: 12,3: 4,9: 3,2: 2,2: 2,2: 4,4: 7,8: 10,3: 13,4: 16,2: 19,4: 13,2: 10,1: 7,1: 4,1: 10,7	2,5: 4,8: 9,1: 9,2: 14,3: 17,7: 21,0: 20,3: 14,9: 13,3: 9,2: 6,5: 11,9																						
BARCILLONNETTE 850 m	1,9: -1,0: -0,5: 2,5: 4,1: 6,3: 7,2: 6,9: 5,9: 3,6: 7,5: -1,2: 3,3	5,5: 7,8: 7,3: 16,8: 19,1: 21,1: 27,7: 28,7: 22,5: 19,2: 7,2: 8,6: 16,0	5,9: 8,5: 12,8: 13,5: 17,5: 20,7: 25,3: 25,0: 19,2: 16,3: 11,5: 8,7: 15,4																						
LUS LA CROIX HAUTE 1034 m	0,6: 2,5: 6,4: 10,3: 14,9: 18,3: 20,6: 19,5: 16,7: 11,0: 5,4: 2,4: 10,6	2,8: 2,9: 1,7: 13,6: 15,5: 17,5: 23,4: 24,3: 18,3: 16,2: 3,6: 4,6: 12,1	4,4: 4,1: 3,3: 1,9: 1,1: 3,3: 6,4: 9,6: 7,6: 3,8: 2,7: -0,8: -3,8: 1,9																						
VALDRÔME 820 m	-5: -4,5: -2,2: 1,1: 4,6: 7,7: 9,7: 9,5: 7,2: 3,2: -0,5: -4,6: 2,2	0,2: 2,9: 1,8: 11,3: 15,3: 14,7: 18,8: 14,4: 12,7: 1,7: 1,7: 1,9: 8,8	1,5: 4,2: 6,0: 7,3: 10,5: 13,7: 17,0: 16,5: 11,7: 9,7: 5,8: 2,9: 8,7																						

Annexe 2 : Régime thermique du moyen Buëch et de ses bordures.

