HAL
open science

Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires : étude de quelques systèmes karstiques du massif du Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie, Haute-Savoie, France) - Alpes françaises

Michel Lepiller

To cite this version:

Michel Lepiller. Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires : étude de quelques systèmes karstiques du massif du Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie, Haute-Savoie, France) - Alpes françaises. Hydrologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1980. Français. NNT : . tel-00579500

HAL Id: tel-00579500

https://theses.hal.science/tel-00579500v1

Submitted on 24 Mar 2011

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

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

Doctorat de 3ème cycle

N° d'ordre

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

THESE

présentée pour obtenir le grade de

Docteur de 3ème cycle

Spécialité : SCIENCES DE LA TERRE

Mention : GEOLOGIE APPLIQUEE

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

CONTRIBUTION DE L'HYDROCHIMIE A LA CONNAISSANCE DU COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DES MASSIFS CALCAIRES

ETUDE DE QUELQUES SYSTEMES KARSTIQUES DU MASSIF DU SEMNOZ ET DE LA REGION D'ANNECY (SAVOIE, HAUTE-SAVOIE, FRANCE)

par

MICHEL LEPILLER

27 SEP. 1982

Thèse soutenue le 12 septembre 1980 devant la commission d'examen composée de :

M.M. R. BARBIER .....Président
J. SARROT-REYNAULD.....Rapporteur
F. LELONG.....Examinateur
P. OLIVE.....Examinateur
J.C. FOURNEAUX.....Examinateur

A 0077915

Ce mémoire a été imprimé à l'U.E.R. Sciences d'Orléans.

Michel LEPILLER, thèse 3ème cycle

ERRATA

Page 3, ligne 24 : lire "Ferrière" au lieu de Ferrières" ;

Page 258, tableau n° III.15 : les lignes mm et m^3 sont inversées ;

Page 289, dernière ligne : lire "saison chaude de 1975" ;

Page 297, dernière ligne : lire "saison chaude de 1976" ;

Page 308, ligne 31 et la suite : lire "l'eau subit un réchauffement à proximité de l'exutoire. L'information thermique ..." au lieu de : "l'eau subit un réchauffement à proximité de l'eau, l'information thermique ..." ;

Page 311, ligne 10 : lire "la capacité thermique globale de la roche ...", au lieu de "la capacité thermique de la roche ..." ;

Page 332, ligne 19 : même correction que page 311 ;

Page 391, ligne 29 : lire "les autres systèmes ..." au lieu de "les autres courbes ...".

Page 448, ligne 5 : supprimer " $\frac{2442,1.10^3}{H} = K_o$ ou".

Page 464, dernière ligne : le tableau IX est le suivant :

Température en °C	A(*) (1)	A (2)	B(*) (1)	B (2)
0	0,4883	0,4883	0,3241	0,3241
5	0,4921	0,4921	0,3249	0,3249
10	0,4961	0,4960	0,3258	0,3258
15	0,5002	0,5000	0,3267	0,3226
18	0,5028		0,3273	
20	0,5046	0,5042	0,3276	0,3273
21				
22				
23				
24				
25	0,5092	0,5085	0,3286	0,3281
26				
27				
28				
29				
30	0,5141	0,5130	0,3297	0,3290
35	0,5190	0,5175	0,3307	0,3297
40	0,5241	0,5221	0,3318	0,3305
45	0,5296	0,5271	0,3333	0,3314
50	0,5351	0,5319	0,3341	0,3321
55	0,5410	0,5371	0,3353	0,3329
60	0,5471	0,5425	0,3366	0,3338
65	0,5534		0,3379	
70	0,5599		0,3392	
75	0,5668		0,3406	
80	0,5739		0,3420	
85	0,5814		0,3434	
90	0,5891		0,3450	
95	0,5972		0,3466	
100	0,6056		0,3482	

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

Tableau n° IX : Valeurs des constantes A et B en fonction de la température, d'après Robinson et Stokes (1955)(1) et Manov, Bates, Hamer, Acree (1943)(2).

- S O M M A I R E

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

Page

AVANT PROPOS 1
INTRODUCTION 5

Chapitre I - LE CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURAL DE L'ETUDE. 7

1. Stratigraphie de la série mésozoïque 11
   1.1. Jurassique supérieur 11
   1.2. Berriasien 11
   1.3. Valanginien 11
   1.4. Hauterivien 13
   1.5. Barrémien inférieur 14
   1.6. Urgonien 14
   1.7. Albien 15
   1.8. Sénonien 15

2. La série cénozoïque 16

3. Le Quaternaire 16
   3.1. Glaciaire wurmien 16
   3.2. Le fluvio-glaciaire 17
   3.3. Alluvions modernes 17
   3.4. Les éboulis 17

4. Données structurales sur la région étudiée 19
   4.1. Montagne d'Age 19
   4.2. Le Roc-de-Chère 19
   4.3. Le synclinal d'Entrevernes 19
   4.4. Le Semnoz 19
   4.5. Montagne de Bange. Bois de Prépoulain 21

5. Conclusion 21

Chapitre II - LE CONTEXTE CLIMATIQUE DE L'ETUDE 22

1. Les stations d'observations et de mesures 23
   1.1. Réseau pluvio-thermométrique en place au début de l'étude 23
      1.1.1. Postes de première catégorie 23
      1.1.2. Postes de seconde catégorie 26
   1.2. Compléments apportés à l'équipement pluviométrique : les micro-pluviomètres totalisateurs (tubes à neige) 27

Page

1.2.1. Description et localisation des appareils utilisés 28
1.2.2. Signification des mesures : problèmes propres à ces appareils 28

1.2.2.1. Coefficient de captation 28
1.2.2.2. Evaporation dans les tubes 29

1.3. Autres stations utilisées 31

1.3.1. Stations du massif des Bauges et de sa périphérie 31
1.3.2. Stations du réseau climatologique de la Direction Départementale de l'Agriculture de la Hte Savoie 32

1.4. Conclusions 32

2. Incertitude sur les mesures climatologiques 33

2.1. Température de l'air 33
2.2. Précipitations 33
2.3. Conclusion 34

3. Analyse des éléments du climat 34

3.1. Les précipitations 34

3.1.1. Analyse des précipitations à l'échelle mensuelle 35

3.1.1.1. Objectifs de l'analyse statistique 35
3.1.1.2. Analyse des hauteurs mensuelles de précipitations pendant la période de référence (1973-1974-1975) dans les sept stations du réseau 35

3.1.2. Analyse des précipitations recueillies dans les nivo-pluviomètres totalisateurs 52

3.1.3. Accroissement des hauteurs de précipitations avec l'altitude : détermination du gradient 57

3.1.4. Analyse des précipitations à l'échelle annuelle 62

3.1.4.1. Ajustement d'une loi de densité de probabilités à une série chronologique de modules annuels mesurés à la station d'Annecy 62
3.1.4.2. Représentativité statistique de la période de référence : utilisation de la distribution ajustée 70
3.1.4.3. Représentativité spatiale de la distribution étudiée : corrélation avec la station de Lescheraines 70

3.1.5. Analyse des précipitations à l'échelle journalière 71

3.1.5.1. Analyse des courbes de distribution 71
3.1.5.2. Valeurs extrêmes des précipitations journalières 73
3.1.5.3. Répartition de la pluviosité journalière au cours de l'année et des saisons chaude et froide 76

Page

3.1.6. L'intensité des précipitations 78

3.1.6.1. Données pluviométriques nécessaires au calcul de l'intensité des précipitations 79

3.1.6.2. Quelques valeurs remarquables d'intensité de précipitation 80

3.1.7. Les précipitations solides 82

3.1.7.1. Modalités de l'acquisition du manteau neigeux, de sa persistance et de sa disparition 82

3.1.7.2. Le contrôle du manteau neigeux par la température : notion de degré-jour 86

3.1.7.3. Influence de la pluie sur la fusion de la neige 87

3.1.7.4. Evaluation de la lame d'eau précipitée sous forme de neige et utile à l'acquisition et au maintien du manteau neigeux sur le massif du Semnoz 87

3.1.8. Estimation de la lame d'eau précipitée sur les bassins-versants des systèmes karstiques étudiés au cours des années hydrologiques 1973-1974 et 1974-1975 90

3.1.8.1. Méthode de Thiessen 90

3.1.8.2. Méthode des isohyètes 91

3.1.8.3. Application aux bassins versants des systèmes karstiques étudiés 91

3.1.9. Conclusions 95

3.2. La température de l'air 97

3.2.1. Intérêt de l'analyse des températures de l'air. Conventions 97

3.2.1.1. Origine des données thermométriques 98

3.2.1.2. Justification de la convention d'attribution des températures minimales et maximales lues à Annecy, Lescheraines et Meythet 99

3.2.2. Analyse des moyennes mensuelles des températures journalières au cours de la période d'étude 100

3.2.2.1. Analyse des corrélations entre stations 108

3.2.2.2. Saison froide et saison chaude 109

3.2.2.3. Analyse d'une série chronologique de moyennes mensuelles de température à la station d'Annecy 114

3.2.2.4. Le phénomène de l'inversion de température 116

3.2.3. Analyse des températures à l'échelle annuelle : place des années d'étude et hydrologiques par rapport à une chronique de 41 ans 119

3.2.4. Détermination du gradient vertical de température 122

3.2.5. Conclusion 124

Page

3.3. Combinaison des éléments climatiques : température et précipitations 127

3.3.1. Les indices climatiques 127

3.3.2. La courbe ombro-thermique de Gaussen 127

3.3.3. Détermination de l'évapotranspiration réelle 129

3.3.3.1. Méthode de détermination de l'ETR à partir de l'évapotranspiration potentielle 131

3.3.4. Détermination du déficit d'écoulement 137

3.3.4.1. Formules permettant le calcul du déficit d'écoulement 138

3.3.5. Conclusion concernant l'emploi des formules d'évapotranspiration et de déficit d'écoulement 141

3.3.6. Calcul du déficit d'écoulement interannuel sur le bassin versant du Chéran à la Charniaz 142

3.3.6.1. Calcul de la lame d'eau annuelle moyenne écoulée à la Charniaz au cours de la période 1951-1975 142

3.3.6.2. Caractéristiques du bassin versant du Chéran à la Charniaz 146

3.3.6.3. Méthode de calcul de la lame d'eau annuelle précipitée sur le bassin versant du Chéran 150

3.3.6.4. Calcul du déficit d'écoulement interannuel Commentaires et critiques 152

3.3.6.5. Conclusion 155

4. Conclusion générale 156

Chapitre III - ETUDE SEMI-INTENSIVE D'UN SYSTEME TRES KARSTIFIE : LE SYSTEME DE BANGE-L'EAU-MORTE 158

1. Caractéristiques physiques du système 161

1.1. Contexte stratigraphique et tectonique 161

1.2. Limites du bassin versant 163

1.2.1. Limite orientale 163

1.2.2. Limite occidentale 163

1.2.3. Limite septentrionale 163

1.2.4. Limite méridionale 165

1.2.5. Problème du substratum imperméable 167

1.3. Schématisation numérique du bassin-versant 169

1.4. Contexte morphologique, pédologique et botanique 171

1.5. Activités humaines - Influence sur les risques de pollution 175

1.6. Conclusion 176

Page

2. Organisation et fonctionnement du système 177

2.1. Le sous-système infiltration (= zone non saturée) 177

2.1.1. Représentativité des renseignements fournis par l'observation directe 177

2.1.2. Données spéléologiques sur le sous-système infiltration (zone non saturée) 179

2.1.2.1. Morphologie des principales cavités du bassin versant 180

2.1.2.2. Conclusion 193

2.1.3. Données physico-chimiques et chimiques recueillies sur les écoulements dans le sous-système infiltration (zone non saturée) 195

2.1.3.1. La charge dissoute des précipitations 195

2.1.3.2. Le ruissellement superficiel au niveau de la pente du Pendu 202

2.1.3.3. Le ruissellement infra-nival près de la perte amont du Villard 204

2.1.3.4. Existence et développement de l'aquifère épikarstique ? 204

2.1.3.5. L'infiltration et le ruissellement dans la grotte de Bange 207

2.1.4. Conclusions sur les observations relatives aux écoulements dans le sous-système infiltration (zone non saturée) du système de Bange-l'Eau-Morte 220

2.2. Le sous-système karst noyé (= zone saturée) 224

2.2.1. Données spéléologiques et physiques sur les zones d'accumulation et d'évacuation du système 224

2.2.1.1. L'extension de la zone saturée du système : le problème de sa limite orientale 228

2.2.1.2. Conclusion 229

2.2.2. Données hydrométriques recueillies sur le système de Bange-l'Eau-Morte 230

2.2.2.1. Les mesures de débit. Méthode utilisée 230

2.2.2.2. Incertitude sur les débits 232

2.2.2.3. Equipement hydrométrique de l'exutoire pérenne du Nant de la Combe 232

2.2.2.4. Entrée en fonctionnement du trop-plein. Valeurs critiques de la charge dans le drain et du débit du Nant de la Combe 233

2.2.2.5. Comportement hydrologique du système pendant les périodes d'observation 235

2.2.2.6. Variabilité des débits au cours de la période d'observation 239

2.2.3. Etude des hydrogrammes 239

2.2.3.1. Fondements naturalistes 240

2.2.3.2. Expression mathématique 240

2.2.3.3. Identification des fonctions $\phi(t)$ et $\psi(t)$ 240

Page

2.2.3.4. Calcul des réserves du karst noyé : le volume dynamique 242
2.2.3.5. Coefficient d'emmagasinement 243
2.2.3.6. Etude des courbes de récession observées sur le système de Bange-l'Eau-Morte 244
2.2.3.7. Calcul des paramètres de classification des systèmes karstiques (A. Mangin, 1975) 250
2.2.3.8. Observations relatives au volume de l'infiltration rapide. Le problème des réserves dans la zone non saturée 253
2.2.3.9. Conclusion 263

2.2.4. Données physico-chimiques et chimiques recueillies sur le système de Bange-l'Eau-Morte au niveau de l'exutoire 264

2.2.4.1. Fréquence des observations 264
2.2.4.2. Valeurs de paramètres divers obtenues par des mesures isolées (Tritium, oxygène 18, Eh, O_2 dissous, carbone organique dissous, bactériologie) 265
2.2.4.3. Analyse des variations des paramètres mesurés à l'échelle du cycle 270
2.2.4.4. Analyse des variations des paramètres mesurés lors de crues estivales 284

2.2.5. Interprétations des observations réalisées. Apports à la connaissance de l'organisation et du fonctionnement du système 304

2.2.5.1. Principes observés 304
2.2.5.2. Rappels concernant la structure de l'aquifère 306
2.2.5.3. Interprétation des observations concernant la thermique des eaux 308
2.2.5.4. Origine et signification du transport de suspension 311
2.2.5.5. Interprétation des observations concernant le chimisme des eaux 315
2.2.5.6. Conclusion 331

2.2.6. Données fournies par les traçages 336

2.2.6.1. Caractéristiques communes aux deux expériences 336
2.2.6.2. Etude et interprétation des données fournies par les traçages 340
2.2.6.3. Conclusion 345

3. Conclusion générale 346

Chapitre IV - DONNEES OBTENUES SUR D'AUTRES SYSTEMES DES BAUGES ET DE LA REGION D'ANNECY. APPORT A LA CONNAISSANCE DES PROCESSUS DE KARSTIFICATION 348

1. Présentation des systèmes étudiés 349
1.1. Système de Prérouge 351

Page

1.1.1. Données hydrométriques recueillies sur le système de Prérouge ; place dans la classification de A. Mangin 355

1.1.2. Données physiques et chimiques recueillies sur le système de Prérouge 355

1.1.2.1. Paramètres divers 355

1.1.2.2. Données thermiques et hydrochimiques : analyse et interprétation 361

1.1.3. Données fournies par le traçage du Trou des Casses (Montagne de Bange) 370

1.1.4. Conclusions sur le système de Prérouge 374

1.2. Système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon 374

1.2.1. Fonctionnement du système 376

1.2.2. Données physiques et chimiques recueillies sur le système 377

1.2.3. Données fournies par les traçages 377

1.2.4. Conclusion 382

1.3. Autres systèmes étudiés 382

1.4. Conclusion 387

2. Contribution des résultats acquis à la connaissance des modalités de la karstification en région montagneuse 387

2.1. Relation entre minéralisation carbonatée et karstification : analyse des courbes de distribution de la concentration en HCO_3^- 387

2.2. Observations concernant le niveau de minéralisation des eaux : l'acquisition de la potentialité de dissolution 393

2.3. L'utilisation de la potentialité de dissolution : analyse des domaines de variations de l'indice de saturation 398

2.4. L'exportation carbonatée sur les systèmes les plus karstifiés : évolution avec l'altitude moyenne du bassin-versant 401

3. Conclusion 402

CONCLUSION GENERALE 407

BIBLIOGRAPHIE 411

LISTE DES FIGURES 420

LISTE DES TABLEAUX 426

ANNEXE n° 1 : Méthodes de mesure et d'analyse 432

ANNEXE n° 2 : La dissolution des carbonates et le système CO_2-H_2O-CO_3Ca 442

AVANT-PROPOS

L'étude d'un système karstique a pour but de parvenir à la compréhension des règles de son fonctionnement. Les motivations d'une telle étude, outre celles purement intellectuelles, sont fondamentalement utilitaires : les besoins des hommes en matière d'eau croissent chaque jour et s'assortissent fréquemment d'exigences strictes en ce qui concerne sa qualité.

Dans la plupart des pays de la zone tempérée les besoins en eau sont, en quantité, le plus souvent satisfaits par une nature plutôt généreuse en cette matière première et par conséquent indulgente à l'égard de méthodes de prospection ou d'exploitation qui ne respectent pas toujours la ressource. Il n'en est pas de même des exigences de qualité qui sont de plus en plus difficilement satisfaites, au prix de traitements correctifs coûteux, imparfaits, et dont on ne peut affirmer qu'ils soient sans conséquence pour la santé publique. La recherche des conditions de circulation des eaux dans les systèmes aquifères souterrains, de la partie supérieure de la zone d'alimentation à la partie inférieure de celle de restitution, est plus que jamais nécessaire.

Le présent mémoire constitue le prolongement scientifique et le volet hydrogéologique d'un important travail de prospection et d'exploration mené sur le massif du Semnoz par le groupe spéléologique de la Maison des Jeunes et de la Culture du Havre entre 1966 et 1972. Il a été réalisé au Service d'Hydrogéologie de l'Institut Dolomieu (Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble), sous la direction de Monsieur le Professeur Sarrot-Raynauld à qui je dois d'avoir pu travailler très librement et qui m'a apporté un soutien actif dans l'orientation de ma carrière universitaire. Pour cela, et aussi pour l'aspect humain de nos relations, empreintes de simplicité et de franchise, je lui exprime ma plus grande sympathie.

Monsieur le Professeur Barbier, dont j'ai eu la chance de suivre le cours de Géologie Appliquée, a accepté de présider le jury auquel ce travail est présenté. Qu'il sache que j'apprécie à sa juste valeur l'intérêt qu'il porte par sa présence à ce travail, connaissant les charges que sa compétence et son expérience lui valent par ailleurs.

La présence de Monsieur le Professeur Lelong dans ce jury m'est particulièrement agréable à évoquer, et je tiens à lui dire toute ma reconnaissance pour l'orientation décisive qu'il a donnée à ma carrière - avec la complicité active de Monsieur Sarrot-Raynauld - en me faisant venir à Orléans en novembre 1975. Depuis cette date, et malgré deux années d'incertitude sur son issue, une collaboration fructueuse s'est établie entre nous. Il a soumis le manuscrit de ce mémoire à une lecture particulièrement attentive et critique et je l'en remercie vivement.

Les travaux de terrain nécessaires à cette étude n'auraient pu être menés à bien sans un soutien financier minimum. Faute d'avoir pu bénéficier d'une aide publique dans le cadre de recherches menées sur le bassin versant du Lac d'Annecy et qui, par conséquent, pouvaient intéresser les collectivités locales, Jean-Claude Fourneaux, Maître-Assistant à l'Université de Grenoble, m'a procuré pendant deux années un travail d'appoint qui m'a permis de subsister. Je ne l'ai pas oublié, comme je n'ai pas oublié l'aide matérielle que m'a apportée Monsieur Philippe Olive , Maître-Assistant à l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI) et sous-directeur du Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon ; de surcroît, j'ai toujours trouvé auprès de ce dernier une écoute attentive et bienveillante à mes problèmes et cela m'a souvent encouragé à poursuivre dans les moments où le but paraissait bien difficile à atteindre.

Un long délai a séparé le moment des dernières observations de terrain dans les Alpes et celui de la présentation de ce mémoire. Il appartient à certains des membres du jury qui ont été plus particulièrement associés à mes activités au cours de cette période, de juger si elle a été mise à profit pour un approfondissement de la réflexion que j'ai menée sur les problèmes d'hydrochimie posés par le karst. Pour ma part, je dois reconnaître qu'il m'aurait coûté de soumettre au jugement du jury un travail où l'exploitation et l'interprétation des nombreuses données acquises ou rassemblées me seraient apparues incomplètes, et c'est pour moi une manière de rendre hommage à toutes les personnes qui m'ont aidé dans la phase essentielle de l'acquisition des données que d'avoir pu les exploiter de manière assez détaillée.

Parmi ces personnes, je voudrais remercier tout particulièrement Messieurs Olive et Chassaing qui m'ont fait bénéficier du potentiel analytique du Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon, ainsi que tout le personnel de ce laboratoire ; Madame Ric, Ingénieur CNRS à l'Institut de Géogra-

phie Alpine de Grenoble, où j'ai pu effectuer mes premiers dosages d'alcalins et de silice ; Mesdames Uselle et Keller, analystes au Laboratoire d'analyse des roches de l'Institut Dolomieu où ces dosages ont pu se poursuivre ; Mademoiselle Alary, Maître de Conférence et Monsieur Rochat, Maître-Assistant au Laboratoire de Chimie Analytique de l'UER de Pharmacie de Grenoble (Service du Professeur Coeur), qui m'ont permis d'utiliser leur spectrofluorimètre pour le dépouillement des courbes de restitution de traceurs fluorescents ; Messieurs B. Bosch et A. Marcé du Service Isotopes du BRGM (Orléans) qui ont effectué les mesures d'oxygène 18 utilisées dans ce travail.

Les nombreuses données météorologiques utilisées dans ce travail m'ont été fournies par les divers observateurs de la Météorologie Nationale : Madame Chaulland, Messieurs Cottet, Rannaz, Maniglier, Dagand, ou par l'Administration des Ponts et Chaussées d'Annecy (Monsieur Clerc). En outre, j'ai bénéficié des très précieuses données thermiques et pluviométriques fournies par la station des Rochers-Blancs, gérée par la Direction Départementale de l'Agriculture de la Haute-Savoie, et je remercie Monsieur Baconnais, Ingénieur du Service de l'Hydraulique, d'avoir bien voulu me communiquer ces données. Enfin, Monsieur Voiron, de la Station Météorologique de St-Martin-d'Hères, responsable du Bulletin météorologique mensuel de la Haute-Savoie, et Monsieur Koenig-Barde , de la station météorologique de Challes-les-Eaux, ont toujours répondu avec beaucoup de gentillesse à mes diverses demandes de renseignements.

L'acquisition des données a été largement facilitée par la contribution des habitants eux-mêmes, lorsque cela était possible : Madame Francony et Monsieur et Madame Ferrières ont effectué de nombreux prélèvements au robinet domestique et je les remercie de la ponctualité de leur aide.

J'évoquerai brièvement les longues nuits de veille consacrées aux observations lors des crues. Le souvenir de ces nuits insolites, où l'aurore humide nous surprenait à demi-saouls de fatigue et du bruissement de l'eau est encore présent à mon esprit, comme il doit l'être pour ceux qui, compagnons volontaires et désintéressés, m'aidèrent quelquefois à mener à son terme une suite d'observations dont la fréquence aurait eu tendance, sans eux, à diminuer à mesure que le temps passait et que la crûe se poursuivait. Parmi eux je voudrais particulièrement remercier Yves Lemordant, Bernard Pappini, Hervé Sider et Bruno Talour, qui me prêtèrent leur concours à plusieurs reprises.

Réalisé avec le concours des habitants, ce travail a pu être mené à son terme grâce à l'hospitalité chaleureuse rencontrée chez certains d'entre eux. Ma reconnaissance va tout spécialement aux familles Abry, Collomb et Viret. Qu'elles sachent que le souvenir de ces deux années passées avec elles en montagne n'est pas près de s'effacer de ma mémoire.

Ma gratitude va également à tous ceux qui, à des titres divers, m'ont aidé matériellement ou facilité l'accès aux sites étudiés : Mademoiselle Dagand, Messieurs Bollard, Fournier, Lelièvre, Charles Moine, Roger Moine, Bouvier, garde-champêtre de Saint-Jorioz et R. Jean-Baptiste, Président du Club Subaquatique d'Annecy qui, à plusieurs reprises, m'a fait profiter de sa compétence de plongeur pour examiner des émergences sous-lacustres et y effectuer des prélèvements.

Je tiens enfin à remercier Mademoiselle Renault, Mesdames Ferrand et Hue du soin avec lequel elles ont dactylographié ce texte et les nombreux tableaux qu'il contient.

INTRODUCTION

Les roches carbonatées occupent environ 10 % de la surface des continents. 45 % de la surface du territoire français en sont constitués et d'importantes réserves en eau souterraine y sont établies (aquifère des calcaires de Beauce, aquifères de la craie, etc...).

Leur caractère compétent lié à une cohésion le plus souvent élevée en font un groupe de roches cassantes, qui se fracturent lorsqu'elles sont soumises à des contraintes. Ainsi apparaît ce qu'il est convenu d'appeler une perméabilité en grand qui, combinée aux possibilités offertes par les discontinuités de sédimentation, permet la circulation facile de l'eau dès lors qu'existe un gradient de charge.

Peu solubles dans l'eau à l'équilibre avec l'atmosphère extérieure, elles le deviennent considérablement dans une eau chargée de gaz carbonique.

Quelle que soit la source de CO_2 (pédologique, profonde ou résultant de la minéralisation de carbone organique dans le système aquifère) et son intensité, la dissolution ne peut se poursuivre et aboutir à une organisation des vides créés,ou karstification,que si les produits de l'attaque chimique sont évacués, c'est-à-dire s'il existe une circulation d'eau. Ainsi l'érosion chimique (ou corrosion) des carbonates ne peut-elle se concevoir et son étude s'entreprendre que dans le cadre d'une approche hydrochimique et hydrodynamique.

Le travail présenté ici est le résultat d'une recherche sur les modalités de la karstification, menée sur des systèmes aquifères soumis à un environnement de moyenne montagne, et principalement alimentés par les précipitations. Cette caractéristique est essentielle à préciser, car la presque totalité de l'eau qui les alimente transite par la zone non saturée (ou zone d'infiltration).

Il en résulte que la partie consacrée à l'étude du contexte climatique occupe une place importante dans ce travail. Elle aurait pu être réduite s'il s'était agit de systèmes alimentés exclusivement par des pertes de cours

d'eau superficiel, la connaissance du régime hydrologique et des caractéristiques chimiques de ce dernier suffisant alors à maîtriser les entrées des systèmes. Il n'en va pas ainsi des systèmes étudiés, où la dynamique de l'infiltration est intégralement soumise aux variations des paramètres climatiques.

Le reste de ce mémoire est consacré à l'étude semi-intensive d'un système choisi pour ses facilités d'accès et sa relative simplicité d'organisation permettant notamment un contrôle satisfaisant des apports hydriques (précipitations) et des sorties (débits écoulés) au prix d'un équipement minimum. Les enseignements tirés des observations accumulées à l'exutoire de ce système ont permis l'extension de l'étude à une douzaine d'autres systèmes dont la structure géologique et la situation géographique sont variées. L'étagement en altitude est une des variables les plus intéressantes présentées par ces systèmes puisqu'elle se corrèle parfaitement avec les paramètres climatiques essentiels que sont la température de l'air et la pluviosité, l'un contrôlant la production du CO_2 biologique à la partie supérieure de la zone non saturée, l'autre son entraînement vers la zone saturée, à travers la précédente.

Chapitre I

LE CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURAL DE L'ETUDE

Ce court chapitre est destiné à présenter les systèmes karstiques étudiés dans leur contexte stratigraphique et structural. Je me bornerai à une étude descriptive des formations rencontrées, et géométrique de leur structure, à l'exclusion de tout développement concernant la dynamique de leur création. Ainsi ne seront abordés que les éléments utiles à la compréhension des phénomènes karstiques dont elles sont le siège.

A l'extrados de l'arc alpin, la zone subalpine septentrionale (ou zone dauphinoise) offre un terrain de choix à l'étude des phénomènes karstiques et de la karstification : on y trouve en effet une épaisse série (2000 m) de type miogéosynclinal, compréhensive au moins jusqu'à l'Aptien, où l'alternance de puissantes formations calcaires et de niveaux marneux a favorisé l'établissement de circulations souterraines et la création d'aquifères karstiques aux dimensions et aux caractéristiques variées.

C'est à la tectonique et aux déformations, souvent superposées, qui en découlent que l'on doit cette diversité dans l'échantillonnage des systèmes karstiques subalpins. C'est en effet aux déformations souples et aux accidents à rejet vertical que l'on doit le plus souvent l'apparition en surface des différentes formations calcaires (Jurassique supérieur, Valanginien, Barrémien supérieur-Aptien à faciès urgonien, Sénonien). Outre les discontinuités de sédimentation, c'est aux déformations cassantes que l'on doit l'existence de discontinuités qui constituent pour l'eau autant de voies de pénétration vers la profondeur. C'est enfin aux conséquences orogéniques de ces déformations et à l'érosion des reliefs édifiés que l'on doit le puissant moteur capable de mettre en mouvement les volumes d'eaux infiltrés, entre leur sommet et le fond des vallées ou l'affleurement des niveaux imperméables, c'est-à-dire le potentiel hydraulique. En raison de ce puissant moteur, les systèmes aquifères établis dans les formations calcaires de ces massifs sont le plus souvent très karstifiés.

Mais l'attrait présenté par la zone dauphinoise pour l'étude du karst ne se limite pas aux massifs secondaires vigoureusement plissés. La dépression molassique, terminaison méridionale de la plaine molassique suisse, présente un intérêt tout particulier du fait de l'enfouissement des calcaires urgoniens sous 2000 à 2500 m de sédiments détritiques tertiaires. Cette disposition impose des pertes de charge élevées aux circulations, crée des possibilités de réserves profondes importantes et provoque une thermalité des eaux accusée.

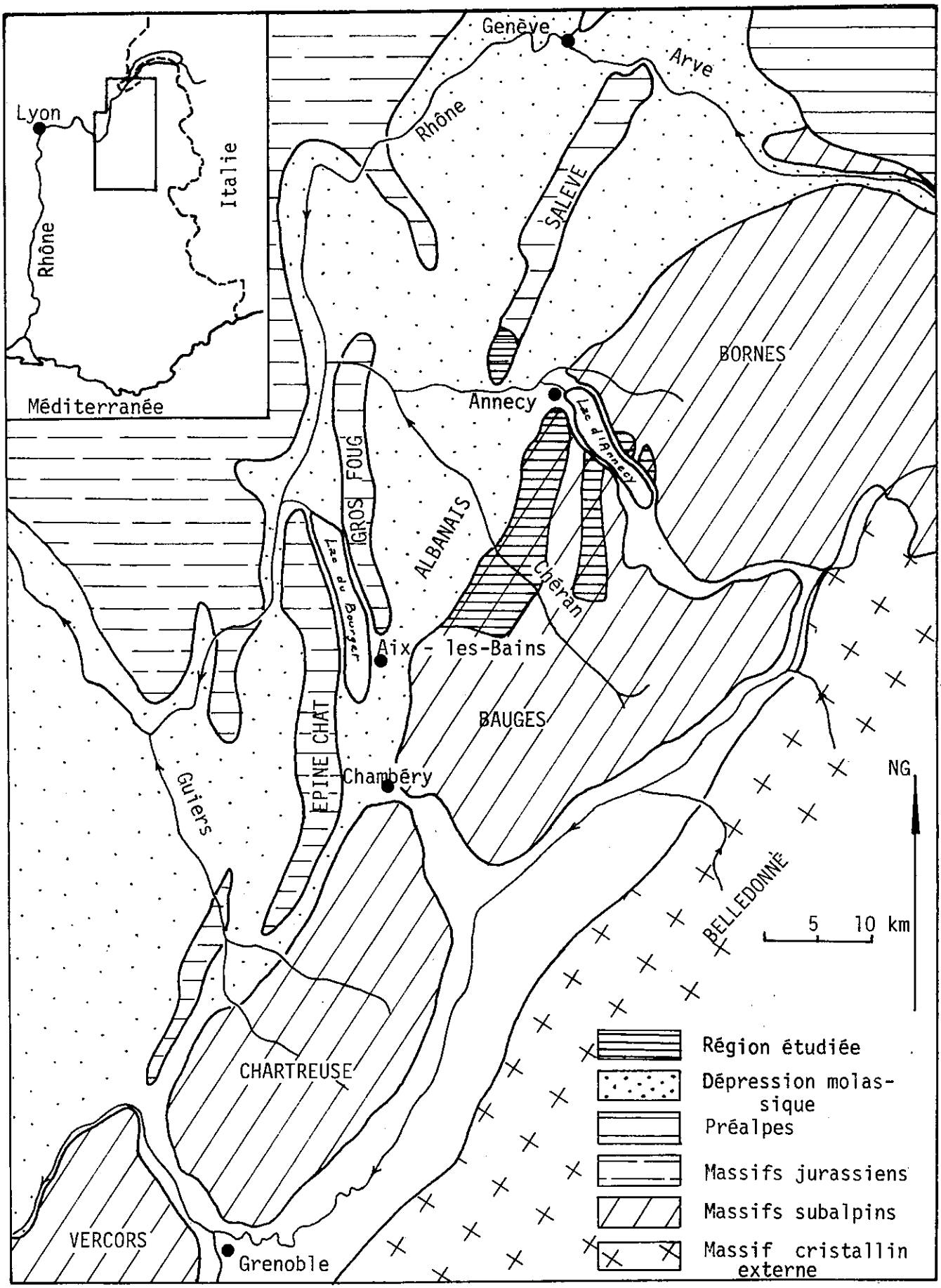


Figure n° I-1 : La région étudiée dans les Alpes externes du Nord (schéma d'après Y. Lemordant, 1977, modifié).

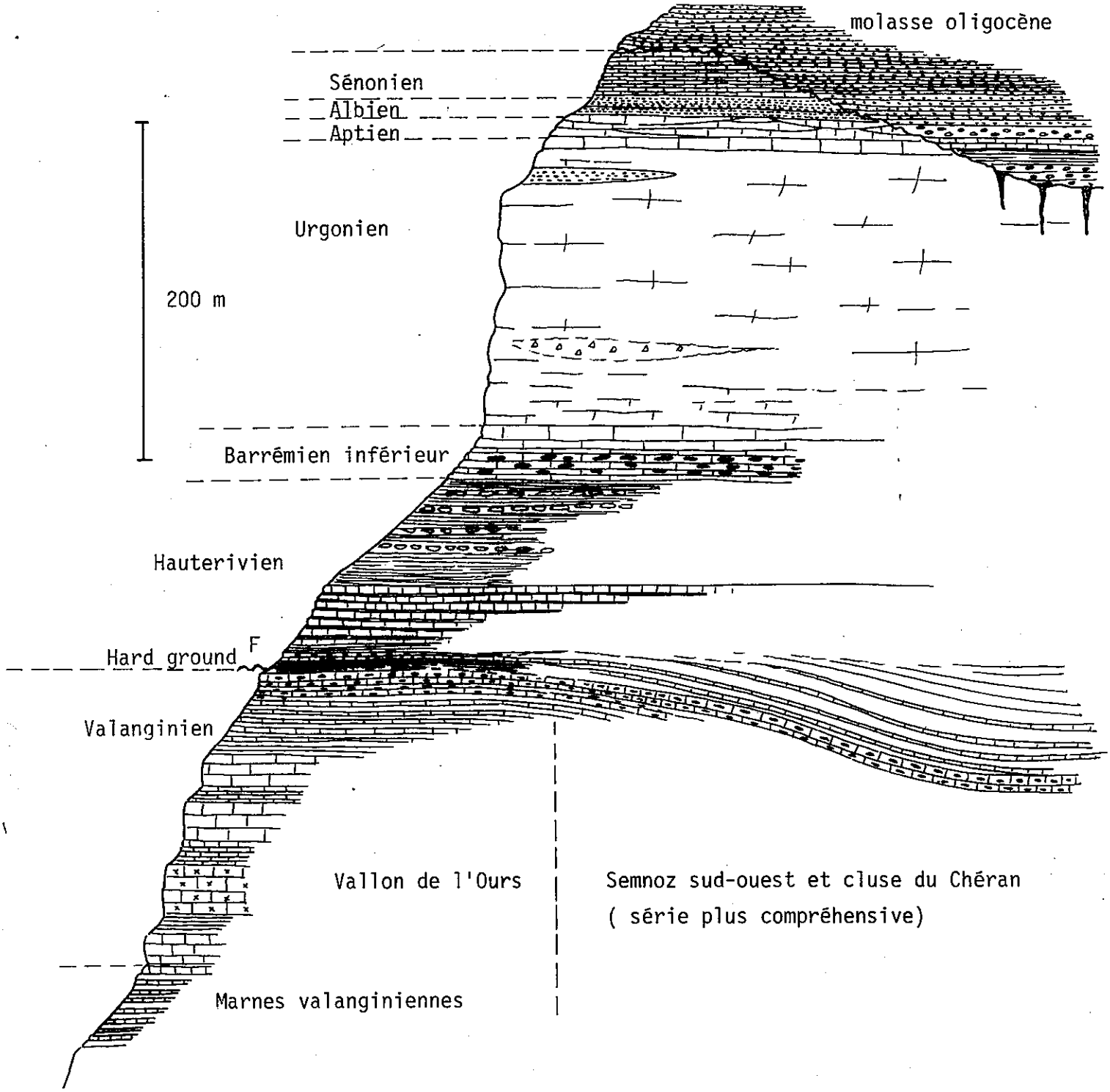


Figure n° I-2 : Série stratigraphique levée dans le massif du Semnoz (Bauges occidentales). F : niveau fossilifère.

Les systèmes étudiés ici se localisent dans les formations mésozoïques du massif subalpin des Bauges (anticlinal occidental : Semnoz, Montagne de Bange, Bois de Prépoulain, Mont-Revard, synclinal d'Entrevernes, Roc de Chère), de la bordure occidentale du massif des Bornes, en rive droite du lac d'Annecy (Anticlinal de Bluffy) et du massif "jurassien" de la Montagne d'Age, extrêmité méridionale du chaînon qui émerge de la plaine molassique entre Annemasse au Nord et les Gorges du Fier au sud.

1. STRATIGRAPHIE DE LA SERIE MESOZOIQUE (Figure n° I-2)

1.1. Jurassique supérieur (Portlandien à faciès tithonique et Kimméridgien)

Il correspond aux sédiments les plus anciens affleurant dans la région. Les calcaires beiges à pâte micritique, d'allure sublithographique, en bancs métriques, affleurent largement sur la rive droite du petit lac d'Annecy, entre Bluffy et Faverges. Ils forment l'ossature d'un anticlinorium où sont conservées, dans les replis synclinaux, les assises marno-calcaires du Berriasien.

Il s'agit de calcaires assez purs (tableau n° I-1), très favorables à la karstification : l'exsurgence d'Angon draîne la partie septentrionale du flanc occidental de l'anticlinorium. La partie méridionale plonge avec un pendage très fort (50 ou 60°) dans le lac ; elle est vraisemblablement draînée par des émergences sous-lacustres. Epaisseur : de l'ordre de 150 mètres.

1.2. Berriasien

Les marnes et calcaires marneux du Berriasien ne sont apparents que dans la cluse du Chéran, le long des deux rives du torrent, entre le pont de Bange et le pont de l'Abîme (L. Chaberty, 1961 ; B. Doudoux, 1967, 1969). Cet ensemble, dont les affleurements sont assez peu étendus, ne présente pas de karstification notable dans la région étudiée. Epaisseur : environ 150 mètres.

1.3. Valanginien

D'un point de vue lithologique, la limite avec le Berriasien semble pouvoir être placée sous les niveaux de marnes bien observables le long du chemin qui mène d'Allèves (Cluse du Chéran) au Semnoz (La Filia). Ces niveaux marneux ont un rôle hydrogéologique important : ils servent de substratum imperméable aux circulations qui se développent dans le Valanginien calcaire sus-jacent.

Niveau géologique et localisation du prélèvement	CO_3Ca %	Insolubles %
Urgonien Grotte de Prérouge	99,0	1,0
Barrémien inférieur Perte du Villard (Semnoz)	91,5	8,5
Miche calcaire de l'Hauterivien inférieur (Semnoz)	64,0	36,0
Hauterivien du Pont-de-la-Caille	68,5	31,5
Hauterivien du Pont-de-la-Caille Niveaux spathiques	88,0	12,0
Valanginien supérieur (Calcaires à A. rectangularis) Le Villard (Semnoz)	71,5	28,5
Valanginien moyen (Calcaires détritiques et oolithiques) - Bourbouillon " " " " " " - Petit-Pont-de-l'Ile	 98,5 99,0 100,0 100,0 98,0	 1,5 1,0 0,0 0,0 2,0
Jurassique supérieur Angon	94,0	6,0

Tableau n° I-1 : Calcimétrie de quelques échantillons prélevés dans la série mésozoïque de la région étudiée (mesures effectuées au manocalcimètre).

Cette série calcaire, épaisse de 150 m environ, a été décrite de manière très détaillée par L. Chaberty (1961) et B. Doudoux (1967). Elle se compose de 4 membres calcaires pluridécamétriques séparés par des vires marneuses boisées qu'on distingue très bien dans la falaise occidentale du Semnoz, au sud de l'accident du Crêt de Tertère.

Le membre inférieur est formé de calcaires roux grossiers, très détritiques. C'est à ce niveau que se situent les exutoires du système du Petit-Pont de l'Ile-Bourbouillon. Au-dessus, et séparé du précédent par une vire marneuse, se développe un membre où prédominent des calcaires détritiques et oolithiques en gros bancs. Le reste de la série est constitué de calcaires à grain très fin, de teinte claire à beige ; les calcaires sont séparés du membre oolithique par une série de petits bancs de calcaire marneux, et une série analogue les sépare en deux ensembles à mi-hauteur.

Dans la cluse du Chéran, un peu en amont du trop-plein du Petit-Pont de l'Ile, et au niveau de l'exsurgence de la carrière, le front de taille de cette dernière permet d'observer en bordure de route une série de bancs décimétriques de calcaires beige à pâte micritique, bréchiques (microbrèches à cailloux noirs) alternant avec des niveaux de marnes vertes à débris ligniteux. Il pourrait s'agir de récurrences de faciès purbeckien dans la série valanginienne, analogues à celles qui ont été décrites dans l'extrêmité septentrionale du Semnoz (L. Moret, 1932).

La falaise de calcaires valanginiens est surmontée par un talus en pente raide qui correspond aux calcaires roux et bicolores à Alectryonia rectangularis, assez marneux à la base, se terminant au sommet par une petite falaise de quelques mètres. On trouve là des bancs calcaires décimétriques à nombreux accidents siliceux, et bicolores (cassure bleue, patine rousse).

1.4. Hauterivien

Une excellente coupe de l'Hauterivien inférieur est visible en amont du chalet du Villard, au Semnoz, dans le ravin de l'Ours. Celle-ci n'ayant pas été décrite par L. Chaberty et B. Doudoux, j'en donne le détail : les calcaires à A. rectangularis qui affleurent en surface structurale à l'Ouest du ravin, se terminent par une surface mammelonnée, encroûtée, où sont visibles quelques huîtres et moules externes d'Ammonites. Il s'agit d'un hard-ground dont l'existence paraît très locale : je n'ai pu le retrouver dans le ravin qui descend du Chalet des Vernettes vers la dépression du Villard.

Cette surface irrégulière est surmontée d'une couche d'argile grise de 1,5 à 2 mètres d'épaisseur, qui se termine par un banc calcaire de 10 à 20 cm d'épaisseur. Au-dessus, se développe sur 20 à 15 cm d'épaisseur une couche extrêmement fossilifère, glauconieuse, où j'ai pu trouver : Acanthodiscus radiatus, Leopoldia leopoldi, Leopoldia castellanensis, Leopoldia sp., en association avec de nombreux autres fossiles (lamellibranches, gastéropodes, etc...). Ce niveau condensé correspond donc à la base de l'Hauterivien (zone à radiatus), et la coupure lithostratigraphique utilisée pour cartographier ce secteur correspond à une coupure biostratigraphique. Ces observations m'ont amené à réviser les contours des affleurements dessinés sur la carte Rumilly au 1/50.000, et à en proposer une nouvelle représentation (figure n° III-1). Ce niveau condensé n'existe pas plus au sud, où la série supra-valanginienne paraît plus compréhensive (figure n° I-2).

Au-dessus de ce niveau fossilifère, se développe sur une vingtaine de mètres, une alternance de marnes et de bancs calcaires en miches, qui s'enrichit nettement en ces derniers vers le haut. C'est au sommet de cette série que s'ouvre la Grotte de l'Ours, qui représente l'ancien cours souterrain du ruisseau qui s'écoule actuellement dans le ravin de l'Ours. Cette série est donc karstifiable malgré la présence d'une phase d'insolubles assez importante, même dans les niveaux calcaires (tableau n° I-1).

Les marnes qui surmontent ces niveaux calcaires (épaisseur environ 30 m) jouent un rôle important dans l'hydrogéologie régionale : en fonction de leur position topographique, elles règlent la direction des écoulements superficiels vers des pertes alimentant le système karstique valanginien ou le système urgonien (Figure n° III.11).

Au-dessus de ce niveau marneux, se développe sur 20 à 30 mètres d'épaisseur une alternance de marnes et de calcaires marneux très fossilifères (Toxaster, Pholadomya, Exogyra, etc...) qui peuvent être karstifiés (nombreuses dolines).

1.5. Barrémien inférieur

Epais de 40 mètres environ, le Barrémien inférieur présente des calcaires bicolores à silex en bancs peu épais, à cassure spathique, qui ne sont pas sans rappeler les calcaires bicolores à silex du sommet du Valanginien.

1.6. Urgonien (Barrémien supérieur à Aptien)

L'Urgonien présente une puissante série de calcaires compacts de teinte claire, qui peut atteindre 200 mètres d'épaisseur, et où s'interca-

lent par passage latéral de faciès, des niveaux de calcaires gréseux roux, ocres, à faciès Rhodanien. Ces faciès se rencontrent particulièrement dans le Nord du Semnoz où ils donnent par altération superficielle des dépôts sableux bien représentés sur le replat des Puisots, au lieu-dit "Les Sables". On peut également y signaler des niveaux bréchiques, observables vers le milieu de la série, sur le Semnoz, au Sud du Crêt de l'Aigle, en pleine forêt.

Les calcaires urgoniens présentent une très forte aptitude à la karstification et les grandes surfaces qu'ils occupent à l'affleurement leur confèrent un rôle primordial dans l'hydrogéologie de la région étudiée.

1.7. Albien

Dans les chaînons étudiés, l'Albien n'est vraiment bien représenté que dans le synclinal d'Entrevernes, et sur le flanc oriental du Semnoz. Le point le plus connu est le gisement du Pont-d'Entrèves, au Sud de Glapigny, célèbre par l'abondance de la faune qu'il fournit (gastéropodes, lamellibranches, céphalopodes, brachiopodes, échinides, vertébrés). Il se présente sous forme de calcaires glauconieux à nodules ferrugineux. Les couches supérieures donnent des grès glauconieux à gros grains de quartz, à ciment calcaire, fossilifères.

A la base de cette formation glauconieuse gréso-calcaire, se développe une série de bancs calcaires à stratification entrecroisée. Il s'agit de la "Lumachelle" dont le caractère transgressif sur l'Urgonien est admis par B. Doudoux.

Au sud de Leschaux, la formation albienne est discontinue sous la molasse qui est souvent directement transgressive sur l'Urgonien. Au nord de ce village, il semble former une bande continue qui affleure largement au voisinage de l'exsurgence du Bourneau. Epaisseur maximale : 15 à 20 mètres.

1.8. Sénonien

Les affleurements de conglomérats et calcaires à silex sénoniens sont très réduits et, dans la partie nord du Semnoz, ces niveaux paraissent conservés sous la molasse aquitanienne à la faveur d'un petit graben découpé dans le flanc oriental de l'anticlinal par une série de petites failles N50° (failles de la Journière, du Clos). Ces petits accidents pourraient être l'équivalent des failles antépriaboniennes mises en évidence au Roc de Chère par L. Moret (1939) et également décrites plus au nord, dans le massif de Platé (B. Pairis, 1975). En raison de la faible extension de leurs affleurements, l'Albien et le Sénonien ne jouent aucun rôle notable dans l'hydrogéologie régionale.

2 - LA SERIE CENOZOIQUE

Les terrains tertiaires sont pour l'essentiel très peu ou non karstiques. L'étude stratigraphique détaillée en a été faite dans le massif des Bauges, par S. Kazo (1975).

Pour mémoire, je rappellerai :

- L'existence, sous la molasse aquitanienne qui remplit le synclinal de Leschaux, d'une série conglomératique à éléments de calcaires sénoniens et de marnes bariolées visible au sud de la faille de la Journière, sur le flanc est du Semnoz. Après les avoir considérés comme sénoniens (B. Doudoux, 1967), cet auteur pense (in litt.) qu'il pourrait s'agir de Nummulitique calcaire prolongeant celui des Déserts, plus au Sud.
- L'existence, à l'Ouest de Montagny (Bois de Prépoulain) d'un affleurement sableux représentant les restes d'une formation éolienne rapportée au Priabonien inférieur. Ces sables sont surmontés par des dépôts fluvio-lacustres du même âge.
- Le développement pris dans le synclinal d'Entrevernes par la série tertiaire anté-aquitanienne (Lutétien marin, Lutétien lacustre , couches fluvio-lacustres et saumâtre du Priabonien, calcaires à polypiers du Priabonien moyen, grès à petites nummulites du Priabonien supérieur, marnes à Meletta et grès des déserts de l'Oligocène), à l'exclusion de la molasse aquitanienne qui reste cantonnée dans le synclinal de Leschaux, le plus externe des Bauges.

Le Miocène (molasse burdigalienne) n'existe qu'à l'Ouest de la terminaison périclinale de la montagne d'Age, et il est intéressant d'observer que plus au Sud, sa limite orientale d'affleurement correspond au tracé du chevauchement d'Alby, mis en évidence par les sondages pétroliers (P. Michel et G. Caillon, 1957), responsable d'un redoublement de série.

3 - LE QUATERNAIRE

Seuls seront évoqués ici les sédiments visibles dans la cluse du Chéran et le synclinal de Leschaux. Le quaternaire de la cuvette lacustre d'Annecy dont l'étude sort du cadre de ce travail, ne sera pas abordé.

3.1. Glaciaire wurmien

Il s'agit de moraines de fond argilo-terreuses avec blocs de roches cristallines. Ces dépôts morainiques tapissent le fond de la cluse du Chéran, la dépression molassique de Rumilly, le fond de la vallée synclinale de

Leschaux, ainsi que celui du vallon de Ste Catherine, dans la partie nord-ouest du Semnoz. Ces moraines ont vraisemblablement été déposées par une branche du glacier de l'Isère qui aurait débordé sur le massif des Bauges par le Col du Frêne (L. Chaberty, 1961). Ces dépôts se rencontrent jusqu'à 1100 m d'altitude.

Localement, on peut observer des moraines à éléments calcaires qui ont tiré leur alimentation en blocs des matériaux locaux : il s'agit du glaciaire local de G. Nicoud (1973).

3.2. Le fluvio-glaciaire

Il s'agit de sédiments sableux, à passées grossières conglomératiques dont les galets tirent leur matériel aux blocs contenus dans la moraine. La stratification est fortement oblique, parfois entrecroisée. Ces dépôts forment à l'amont des seuils rocheux résultant du franchissement de la vallée du Chéran par les barres calcaires des différents plis du massif, des terrasses d'une très grande fraîcheur morphologique. Ces terrasses sont très bien développées dans le bassin d'Ecole (G. Nicoud, 1973), en amont du seuil du Pont d'Escorchevel et dans le bassin de Lescheraines, en amont du seuil de la Charnia. De telles terrasses sont également visibles dans la Cluse du Chéran, en amont du seuil du Pont de Banqe, et les alluvions de ce secteur, considérées comme interglaciaires dans la notice de la carte au 1/50.000 Rumilly, sont plus vraisemblablement identiques à celles des bassins de Lescheraines et d'Ecole et par conséquent, post-glaciaires.

3.3. Alluvions modernes

Elles sont représentées sur le Semnoz dans la dépression transversale du Villard, sous forme de dépôts d'argiles plus ou moins sableuses, ocres. A la partie supérieure de la dépression, au débouché du ravin de l'Ours, existe un cône de déjection formé de blocs et graviers, alimenté par le torrent qui dévale par ce goulet en période de pluie ou de fonte des neiges.

3.4. Les éboulis

Ils sont très développés au pied des falaises du rebord occidental du Semnoz (éboulis de pente) où ils recouvrent les formations sous-jacentes rendant leur déchiffrage impossible.

Sur le Semnoz, les lapiaz urgoniens sont soumis à la cryoclastie et à la désagrégation mécanique et chimique due à la couverture pédologique. Des nappes d'éboulis de petit calibre se rencontrent sur les pentes du Crêt de Tertère, disposées en couloirs entre les tables de calcaires lapiazés restées

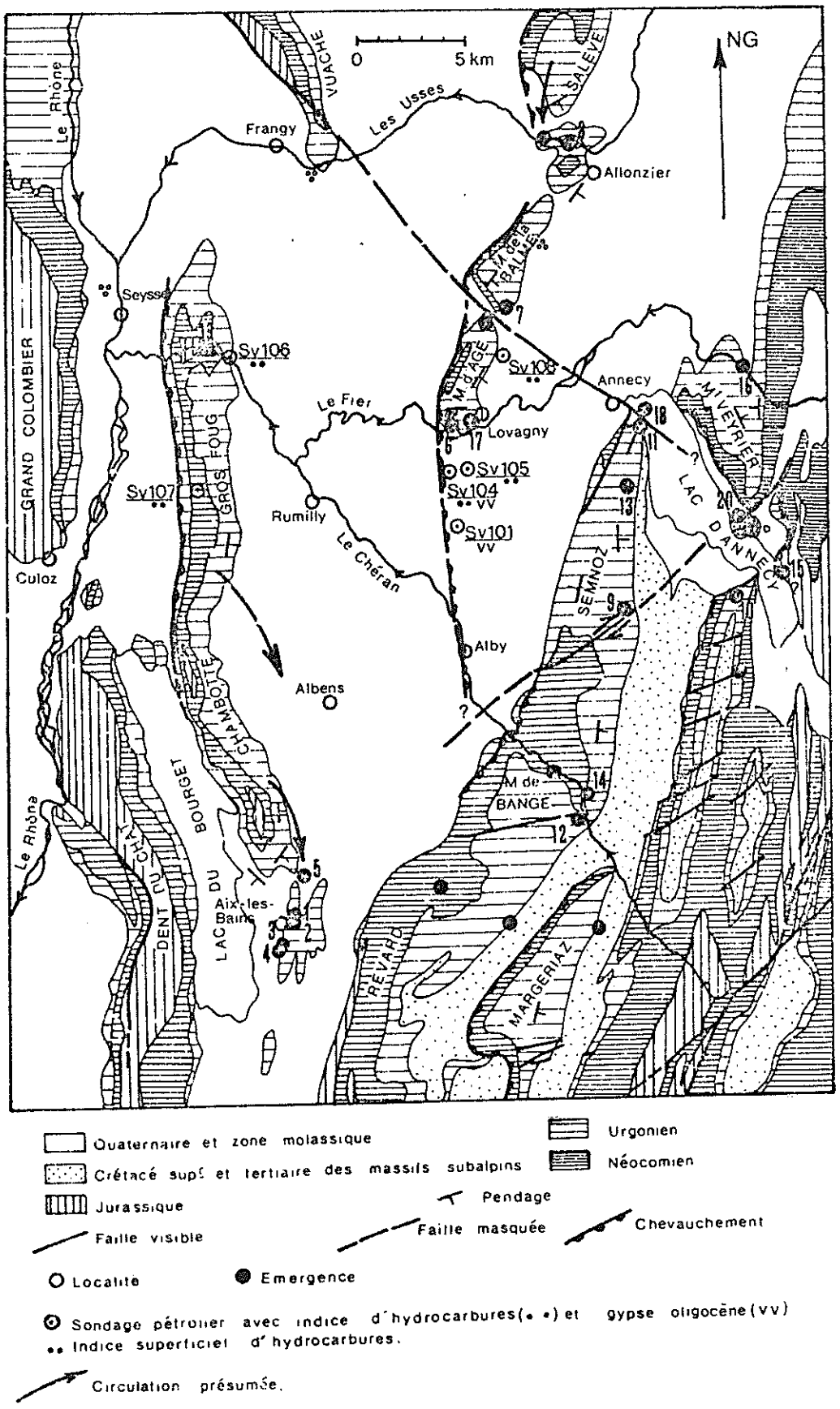


Figure n° I - 3 : Schéma structural de la région étudiée.

en place tandis que la fraction grossière est localisée dans les dépressions correspondant aux regards des diramations de l'accident qui passe sous ce sommet.

Enfin, une masse de très gros blocs provenant du glissement banc sur banc des calcaires urgoniens ennoie le pied des pentes au niveau de l'accident du Crêt de Tertère, sur le flanc oriental du Semnoz.

4 - DONNEES STRUCTURALES SUR LA REGION ETUDIEE (Figure I-3)

De nombreux travaux ont été consacrés à la géologie de la région d'Annecy. Je me limiterai ici à une brève description géométrique des massifs étudiés, en rappelant les travaux les plus importants qui les concernent.

4.1. Montagne d'Age

Ce petit massif correspond à la terminaison méridionale du chaînon Salève - Montagne de la Mandallaz, dont il est séparé par l'accident du Vuache. Il s'agit d'un anticlinal déversé vers l'Ouest, chevauchant la molasse. La direction axiale de cet anticlinal (N20°) considéré comme jurassien (M. Le Roux et al., 1922) est plus conforme à celle des structures subalpines (N10° à N15° au Semnoz) qu'à celle des structures jurassiennes (N150° au Vuache), ce qui conduit à admettre qu'il résulte du même processus de déformation*.

En raison de l'ennoyage de l'anticlinal sous la molasse, vers le Sud, et de l'abaissement d'axe qui le provoque, les eaux infiltrées dans l'Urgonien du flanc oriental du pli s'écoulent en direction des Gorges du Fier jusqu'à l'exsurgence de Lovagny. Seule l'extrêmité septentrionale du chaînon est draînée vers le Nord, par l'exsurgence du Bois des Gouilles à Chaumontet.

4.2. Le Roc-de-Chère

Ce petit massif à soubassement urgonien s'étend entre Menthon-St-Bernard et Talloires, et fait saillie dans le lac d'Annecy qu'il domine par de hautes falaises calcaires.

L. Moret (1926a, 1926b, 1939) lui a consacré de nombreux travaux. Le Roc de Chère est constitué d'une mosaïque d'unités structurales séparées par deux accidents principaux : le plateau septentrional, à pendage nord, où les grès à petites nummulites sont directement transgressifs sur l'Urgonien ; séparée du

---

* La montagne de la Mandallaz (axe N25°) est affectée, entre Bromines et la Balme de Sillingy, d'une déformation anticlinale d'axe N140°. Cette structure peut résulter de la superposition de déformations, la déformation subalpine, d'axe N25°, ayant fragmenté une direction structurale jurassienne antérieure d'axe N140°.

précédent par une faille orientée N60° qui n'affecte que l'Urgonien, la région centrale, à pendage général vers le Nord-Est, qui présente une série supra-urgonienne très complète (Albien, Sénonien, grès lutétiens à grandes nummulites, calcaires lacustres et marnes à Bulimes, grès calcaires à petites nummulites et "conglomérat de base" du Priabonien, calcaires à lithotamnium) ; chevauchant la région centrale par un pli faille, le chaînon oriental qui constitue le flanc ouest du synclinal du château de Menthon. Le flanc oriental déversé de ce synclinal correspond à la barre rocheuse qui s'étend de Perroix à Menthon-St Bernard.

La structure générale tend à conduire les eaux vers le Nord-Ouest, en raison de l'abaissement axial du synclinal de Menthon. D'autre part, l'existence d'un accident prolongeant celui de la Tête à Turpin entre le col de Bluffy et les Bains de Menthon est probable. Elle rendrait compte du draînage des eaux vers l'Ouest, puisque l'exsurgence de Menthon est située à quelques dizaines de mètres du lac d'Annecy, et se trouve ainsi décalée par rapport à l'axe du synclinal.

4.3. Le synclinal d'Entrevernes

Ce synclinal présente un fort abaissement d'axe vers le lac d'Annecy, ce qui explique la présence de l'exutoire du système du Vivier-Barbouillot un peu au-dessus de Duingt, sur le tracé d'un accident transverse probable qui tronque l'extrêmité septentrionale du pli.

D'autres accidents transverses découpent le pli plus au Sud : l'un d'entre eux permet le draînage des parties hautes des flancs urgoniens du pli par l'exsurgence de Lathuile.

Le synclinal d'Entrevernes possède une série tertiaire assez complète (cf. § 2) qui favorise le ruissellement superficiel lors des périodes humides.

4.4. Le Semnoz

La voûte anticlinale du Semnoz est pratiquement intacte entre St Eustache et Viuz-la Chiésaz. Là, aucune faille importante, aucun pli secondaire ne viennent perturber la régularité de l'édifice.

Il n'en est pas de même au Nord où la structure se complique du fait de l'existence de plusieurs plis et accidents de direction tantôt parallèle à l'axe du pli principal, comme le synclinal de Ste Catherine, l'anticlinal de Vouvray, la faille des Espagnoux, tantôt oblique par rapport à cet axe comme la faille de la Puya ou celle de la Journière (Le Roux M., 1897 ; Moret L., 1931, 1932, 1933 ; Revil J. et Le Roux M., 1906, Doudoux B., 1967).

Pratiquement en son milieu, le massif est nettement séparé en deux par un important accident qui le traverse selon une direction Nord 50 : la faille du Crêt de Tertère, (ou du Crêt de Chatillon), (Kerckhove C. et Antoine P., 1964 ; Doudoux B., 1967).

Cette faille entraîne un rejet vertical assez faible (d'ordre décamétrique) dans le flanc oriental (compartiment sud abaissé) qui met en contact, au Sud de l'exsurgence du Bourneau, les calcaires urgoniens et la molasse. Le rejet vertical maximal s'observe sur l'autre flanc de la montagne, dans les falaises qui dominent Gruffy et Viuz-la-Chiésaz : un peu au Sud des Grottes des Fours, les calcaires massifs urgoniens sont dans le prolongement parfait des calcaires en gros bancs du Valanginien (quatre gros bancs séparés par des vires sont nettement visibles dans le compartiment sud, ici relevé, de la faille).

4.5. Montagne de Bange, Bois de Prépoulain

Ces deux massifs sont formés, pour l'essentiel, par des surfaces structurales de l'Urgonien. Ils sont séparés par la faille de Montagny qui présente son rejet maximal à l'Ouest, où les calcaires urgoniens viennent en contact avec les calcaires valanginiens.

Cet accident s'amortit vers l'Est et l'on n'observe plus, dans la cluse du Chéran, que quelques diaclases marquant son existence. La structure générale déverse les eaux vers la grotte de Prérouge et son exutoire pérenne.

5. CONCLUSION

Par la variété des horizons calcaires karstifiables et par celle de leur répartition en altitude, la région envisagée se prête parfaitement à l'étude des phénomènes karstiques et de la karstification. La variété des structures concourt à l'intérêt suscité puisqu'elle favorise une grande diversité dans la situation des exutoires et la géométrie des circulations souterraines. Cette diversité apparaît fondamentale pour l'étude des aquifères karstiques, dans la mesure où une même information recueillie sur l'ensemble des systèmes pourra être interprétée dans le cadre de leur fonctionnement général et non comme résultant de telle ou telle particularité propre à chacun d'entre eux.

Chapitre II

LE CONTEXTE CLIMATIQUE DE L'ETUDE

1 - LES STATIONS D'OBSERVATIONS ET DE MESURES (Figure II.1)

1.1. Réseau pluvio-thermométrique en place au début de l'étude

Les postes climatologiques en place au début de l'étude (septembre 1973) appartiennent tous au réseau de la météorologie nationale*. Ils sont en service depuis 1944, sauf celui des Rochers-Blancs (Semnoz), exploité par le Service de l'Hydraulique de la Direction Départementale de l'Agriculture de la Haute-Savoie, et les postes de Meythet et Cusy, respectivement créés en 1971 et 1973.

1.1.1. Postes de première catégorie

Le réseau comporte 3 postes de 1ère catégorie où sont effectués chaque jour, à 8 h, le repérage de la température de l'air par lecture d'un thermomètre à minimum et maximum, placé sous un abri normalisé, à 1,5 m du sol, et la mesure du volume d'eau recueilli dans un seau pluviométrique type "Association", de 400 cm^2 de surface réceptrice, placé à 1,50 m du sol. En cas de chute de neige, on mesure l'équivalent en eau, après fusion lente et ménagée, des précipitations solides recueillies dans le seau, alors débarrassé de l'entonnoir destiné à limiter l'évaporation pendant les mois de la saison chaude.

On attribue à la date de la veille les mesures effectuées chaque jour à 8 h. Cette convention est légitime pour le maximum thermique lu. Elle l'est apparemment moins pour le minimum thermique : on verra cependant (3.2.1.2.) que cette façon de faire donne les meilleurs coefficients de corrélation avec une température parfaitement repérée dans le temps dans une autre station. En ce qui concerne les précipitations, la quantité d'eau recueillie provient de précipitations de la journée précédente, à partir de 8 heures, et de la nuit.

Les postes d'Annecy, Meythet et Lescheraines appartiennent à cette catégorie ; on peut leur rattacher la station des Rochers-Blancs (Semnoz).

1.1.1.1. Annecy (Hte Savoie) - Parc départemental des Ponts et Chaussées (x = 893,20, y = 107,10, z = 448 m)- Observateur = Mr. Clerc -

Ce poste est situé à l'extrêmité nord du Massif du Semnoz, et à 1,2 km du lac d'Annecy au niveau de la plaine alluviale. Son implantation dans le parc des Ponts et Chaussées le met à l'abri des perturbations climatiques qu' au-

---

* Les données climatologiques relatives au département de la Haute Savoie sont publiées dans le Bulletin climatologique mensuel, organe de la Commission Météorologique dont Mr. Henri Voiron est le secrétaire (station météorologique, Domaine Universitaire, 38402 St Martin d'Hères).

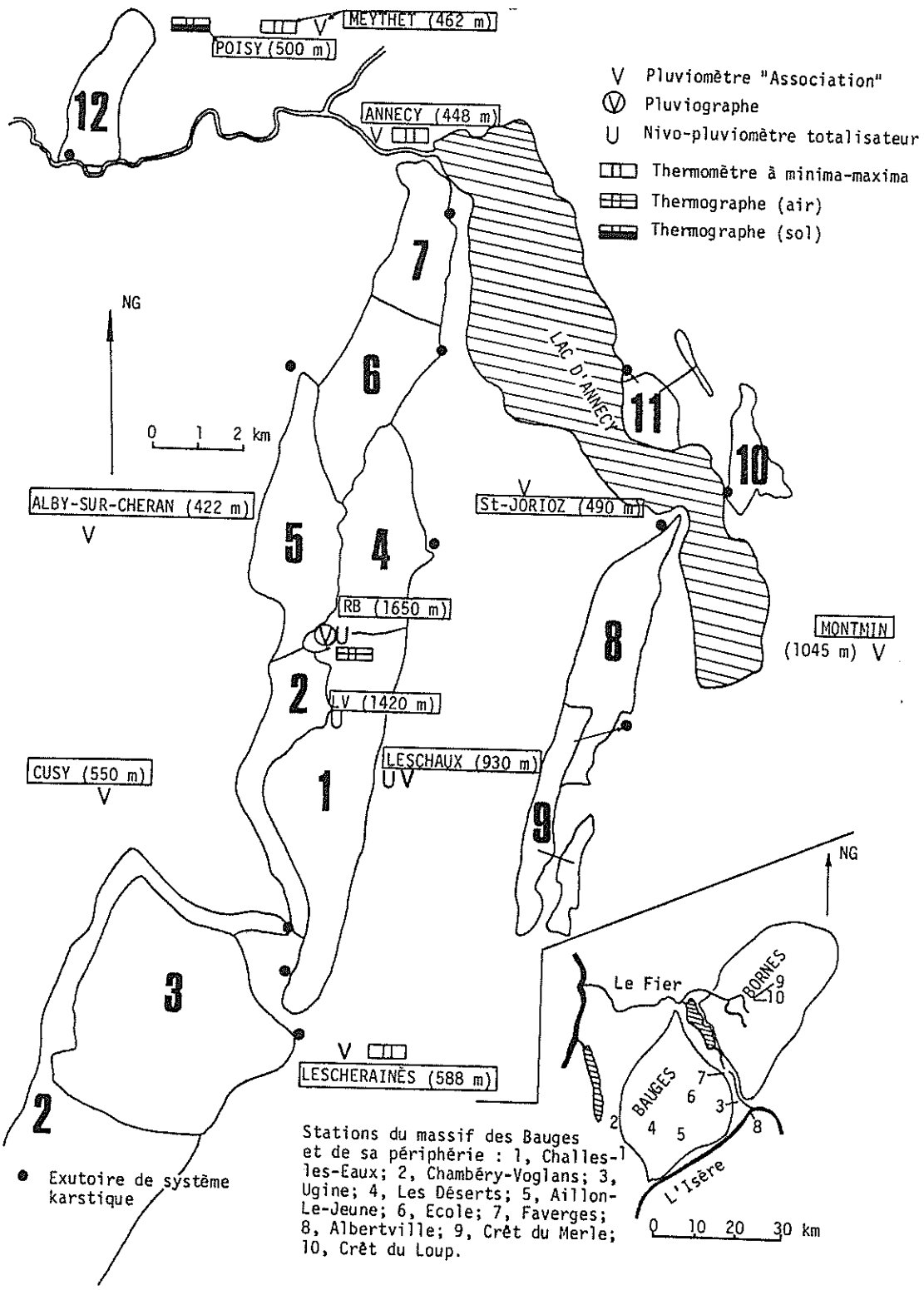


Figure n° II-1 : Situation des stations climatologiques. RB : Rochers-Blancs; LV : Le Villard. 1 : Système de Bange-L'Eau-Morte; 2 : S. du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon; 3 : S. de Prérouge; 4 : S. du Bourneau; 5 : S. des Beuglions; 6 : S. de l'Etang; 7 : S. de la Puya-Marquisats; 8 : S. du Vivier-Barbouillot; 9 : S. de Lathuile; 10 : S. d'Angon; 11 : S. de Menthon; 12 : S. de Lovagny. L'altitude des stations est indiquée près de leur nom.

rait pu occasionner un tissu urbain plus dense.

D'autre part, en plus des paramètres indiqués ci-dessus, un certain nombre d'observations sont effectuées chaque jour à 9 h. Sont ainsi relevés :

- l'humidité relative,
- la direction du vent des girouettes,
- la direction des nuages,
- l'état du ciel, noté de 0 à 10 en fonction de la nébulosité (0 = ciel dégagé, 10 = ciel couvert),
- la température de l'air à 9 h,
- des observations concernant la nature et la durée des précipitations, le type de temps et les phénomènes accidentels comme le tonnerre, le brouillard, etc...

La qualité et le nombre des observations effectuées font que cette station peut être considérée comme représentative du type de temps, donc du climat régnant sur la région étudiée. Il sera donc fait appel au cours des chapitres suivants, aux données du poste d'Annecy, pour tout ce qui concerne les paramètres permettant de définir un type de temps, ainsi que sa durée, tels que direction du vent en altitude, humidité relative, état du ciel.

1.1.1.2. Meythet (Hte Savoie) - x = 892, , y = 110, , z = 462 m)
Observateur : Chef-pilote de l'Aéro-Club.

La situation de cette station, à égale distance du Semnoz et du chaînon Montagne d'Age-Montagne de Mandallaz, au milieu de la plaine alluviale d'Epagny, la rend représentative du climat local de cette plaine, et pourra être utilisée pour discuter les données de la station d'Annecy implantée en zone urbaine.

1.1.1.3. Lescheraines (Savoie) - Le Pont de Lescheraines (lieu-dit) (x = 893,70, y = 86,66, z = 588 m) - Observatrice = Mme Chauland -

Par son implantation à la confluence de trois vallées (vallée du Chéran, émissaire principal du massif des Bauges, vallées de Leschaux et du Noyer qui limitent respectivement vers l'Est les systèmes karstiques de Bange-L'Eau-Morte et de Prérouge), et proche des exutoires de ces systèmes, cette station présente un intérêt certain, en particulier dans la détermination des gradients altimétriques de précipitations et de température. De plus, sa représentativité intéresse les surfaces d'altitude basse des bassins versants de ces systèmes.

1.1.1.4. Les Rochers-Blancs-Semnoz (St-Eustache, Haute-Savoie) (x = 893,14, y = 95,81, z = 1650 m) - Observateur : Service de l'Hydraulique de la DDA de Haute-Savoie -

Installée 50 m sous le sommet du Semnoz (Crêt de Chatillon), cette station se compose d'un pluviographe Précis-Mécanique à augets basculeurs, réchauffé pendant la saison froide (il est donc apte à recueillir et à comptabiliser les précipitations solides dans de bonnes conditions), de 1000 cm^2 de surface réceptrice, situé à deux mètres du sol, d'un thermographe et d'un barographe placés dans un abri normalisé à trois mètres du sol.

L'intérêt majeur de cette station est de fournir des données thermométriques et pluviométriques représentatives des tranches altitudinales élevées des bassins versants de quatre systèmes karstiques du Semnoz : systèmes des Beuglions, du Bourneau, de Bange-Eau-Morte et du Petit-Pont de l'Ile-Bourbouillon. Elle permet, en outre, l'étude fine d'épisodes pluvieux particulièrement intéressants, et par conséquent le calcul de l'intensité des précipitations pour certaines séquences de ces épisodes.

J'ai pu disposer des données thermométriques journalières (minimum et maximum) de septembre 1973 à novembre 1975, et des données pluviométriques concernant certains épisodes des mois de juillet et août 1975.

Des lacunes d'observations dûes au mauvais fonctionnement du thermographe ont été comblées au moyen d'une reconstitution des données par corrélation avec la station d'Annecy.

Il faut ajouter que la maintenance de cette station a été facilitée par le déneigement permanent de la route d'Annecy au Semnoz à la suite de la création d'une station de ski.

1.1.2. Postes de seconde catégorie

Il s'agit de points de mesures journalières de précipitations, effectuées à l'aide de seaux pluviométriques type Association de 400 cm^2 de surface réceptrice. Le réseau en comporte quatre.

1.1.2.1. St. Jorioz (Haute-Savoie) - Hameau de Monnetier (x = 896,50, y = 98,90, z = 490 m) - Observateur : Mr. Cottet -

Ce poste est situé au pied du versant oriental du Semnoz, au débouché de la vallée du Laudon sur la cuvette du lac d'Annecy, et à 2,5 km des rives de ce dernier.

1.1.2.2. Alby-sur-Chéran (Haute-Savoie) - Devant le C.E.S. (x = 886,25, y = 97,80, z = 422 m) - Observateur = Mr. Rannaz -

De même que celui de Cusy, le poste d'Alby nous renseigne sur la pluviométrie de la bordure occidentale du Semnoz. Il est situé à 4 km des premières pentes du massif, sur le trajet des perturbations qui remontent la dépression mollassique d'Alby-Rumilly et qui frappent les contreforts du massif des Bauges.

1.1.2.3. Cusy (Haute-Savoie) - Chef-lieu - (x = 887,16, y = 91,74, z = 550 m) - Observateur = Mr. Dagand Louis -

La station est implantée au débouché de la cluse du Chéran, qui sépare le Semnoz au Nord de la Montagne de Bange au Sud, à 1,5 km des falaises occidentales de ces massifs. Elle est en service depuis le 1er Janvier 1973.

1.1.2.4. Montmin (Haute-Savoie) (x = 905,24, y = 96,76, z = 1045 m) - Observateur : Mr. Maniglier.

Ce poste pluviométrique nous fournit des données concernant la rive orientale du lac d'Annecy et intéresse les tranches supérieures du bassin versant tithonique du système karstique d'Angon.

1.2. Complément apporté à l'équipement pluviométrique : les nivo-pluviomètres totalisateurs (tubes à neige)

Si, au début de l'étude, la densité du réseau pluviométrique pouvait être considérée comme satisfaisante (1 poste pour 30 km^2), et sa représentativité par rapport aux diverses situations topographiques présentées par la région étudiée, bonne, il n'en était pas de même pour l'étagement des postes en fonction de l'altitude. Or, on sait que les précipitations sur un bassin versant montagneux sont soumises à l'effet d'un gradient vertical de pluviosité qui s'ajoute, le cas échéant, aux influences orographiques locales (on peut éliminer la variation de l'effet de continentalité pour les bassins versants de faible superficie).

Ainsi, il subsistait sur le massif du Semnoz, une lacune d'observation entre le poste de Lescheraines (588 m) et le poste des Rochers-Blancs (1650 m) ; le poste de Montmin (1045 m) étant trop éloigné pour apporter une valeur utilisable.

Afin de pallier les effets de cette lacune, trois nivo-pluviomètres ont été mis en service à partir du 25 Novembre 1973, sur le Semnoz, et maintenus jusqu'au 25 Novembre 1975.

1.2.1. Description et localisation des appareils utilisés

Il s'agit de tubes en chlorure de polyvinyle ou enrésine synthétique translucide, dont deux types ont été utilisés :

- Le petit modèle (hauteur = 2 m, surface réceptrice = 113 cm^2) a été installé à Leschaux (Hte-Savoie) (x = 894,50, y = 92,70, z = 930 m) et dans une vaste dépression morphologique (Lieu-dit le Villard (Leschaux), x = 893,09, y = 93,87, z = 1420 m).
- Le grand modèle (hauteur = 3 m, surface réceptrice = 240 cm^2) a été mis en place près de la station des Rochers-Blancs (1650 m) dans un creux abrité des vents du sud.

Chaque tube contient une quantité d'antigel suffisante pour assurer la fonte de la neige et protéger son contenu contre le gel. Cela suppose la connaissance de la température la plus basse de la station - ce qui est rarement possible à priori - et le bon mélange entre la solution antigel et l'eau de fonte, ce qui est loin d'être la règle.

L'évaporation est empêchée par une couche d'huile de quelques centimètres d'épaisseur. La mesure de la hauteur de précipitation se fait à partir de l'interface huile-eau, soit par différence par rapport à un repère fixe (haut du tube par exemple : petit modèle) soit par lecture sur une règle graduée incluse dans la paroi du tube (grand modèle).

L'intérêt de ces tubes - et leur finalité - est qu'ils recueillent les précipitations solides et liquides en des lieux difficiles d'accès pendant la saison froide. Chaque visite nécessitant une longue course à ski, il n'a pas toujours été possible de respecter une fréquence régulière d'observation. Néanmoins, on verra que le nombre de mesures effectuées permet de vérifier le bon fonctionnement de ces appareils, par corrélation entre eux, ou avec un poste pluviométrique du réseau météorologique.

1.2.2. Signification des mesures : problèmes propres à ces appareils

1.2.2.1. Coefficient de captation

Toute mesure de grandeur est affectée d'une erreur qui est la somme des erreurs fortuites ou accidentelles et des erreurs systématiques. L'obturation temporaire du nivo-pluviomètre par un bouchon de neige, dans des conditions particulières (neige lourde, absence de vent), ou bien l'introduction accidentelle de corps étrangers dans le tube (insectes, feuilles, etc...) sont des

causes d'erreurs fortuites ; de même, la dilatation ou la contraction du tube suivant que la lecture est faite en été ou en hiver : on ne peut en connaître ni la grandeur ni le sens, à moins de doubler chaque appareil en service par un autre qui ne présente évidemment pas le même défaut.

Par contre, on sait que le coefficient de captation* des nivo-pluviomètres varie avec la surface réceptrice : il est fonction de la géométrie du tube. La comparaison entre les hauteurs d'eau recueillies par un pluviomètre et un tube à neige disposés en un même lieu permet donc de déterminer le coefficient correcteur qu'il faudra appliquer aux valeurs fournies par le tube à neige pour s'affranchir de l'erreur qui est cette fois systématique, et dont on connaît le sens et la grandeur ; on aboutit donc au calcul d'une incertitude.

G. Nicoud (1973) a comparé les valeurs obtenues avec un pluviomètre Association (400 cm^2) et un nivo-pluviomètre petit modèle (113 cm^2), pendant trois mois très pluvieux, à 1030 m d'altitude. M. Haubert (1975) a fait de même avec un pluviographe de 2000 cm^2 et un nivo-pluviomètre grand modèle (240 cm^2), pendant 9 mois, à 930 m d'altitude.

Les données expérimentales sont rassemblées dans le tableau II.1.

La surface réceptrice du pluviomètre de référence n'étant pas identique dans les deux essais, j'ai légèrement minoré le coefficient correcteur déterminé par M. Haubert pour le tube de 240 cm^2, afin de le rendre homogène avec celui déterminé par G. Nicoud ; cette correction est licite, l'essentiel de l'équipement pluviométrique étant constitué de pluviomètres Association de 400 cm^2 de surface réceptrice. Il en résulte vraisemblablement une sous-estimation générale de la lame d'eau précipitée, de 1,9 % de la valeur corrigée.

1.2.2.2. *Evaporation dans les tubes*

Ce phénomène a été mis en évidence par M. Haubert lors de l'essai comparatif évoqué ci-dessus. Il se traduit par l'existence de points très nettement en-dehors du graphe de régression (cela étant dû à la stagnation et même à la baisse du niveau de l'eau dans le nivo-pluviomètre). En dépit de visites rapprochées pendant la saison chaude, je n'ai pas constaté ce phénomène ; il est possible que la qualité de l'huile utilisée influe sur ce dernier. Une huile de circuit de refroidissement de congélateur, à très bas point de congélation, à faible pouvoir

---

* Coefficient de captation : rapport de la lame d'eau recueillie dans l'appareil à la lame d'eau précipitée réelle (celle-ci n'étant jamais connue, on lui substitue la valeur la plus probable).

Auteur	Nivo-pluviomètre		Pluviomètre		Coefficient de captation par rapport au pluviomètre	Coefficient correcteur vrai	Coefficient correcteur adopté
	Modèle	Hauteur d'eau recueillie en mm		Modèle			
G. Nicoud (1973)	Petit S=113 cm^2	505	562	Association S=400 cm^2	90 %	1,11	1,11
M. Haubert (1975)	Grand S=240 cm^2	Régression linéaire (Coefficient de corrélation r = 0,999 pour 30 couples de valeurs) 1500		Pluviographe S=2000 cm^2	94 %	1,06	1,04

Tableau n° II-1 : Détermination du coefficient de captation des nivo-pluviomètres totalisateurs: Données expérimentales (d'après G. Nicoud (1973) et M. Haubert (1975).

émulsifiant, est recommandée. Une huile de ce type a été employée au Semnoz.

D'autre part, les températures plus basses en altitude limitent naturellement l'évaporation. Il ne sera donc pas tenu compte de son influence sur le résultat des mesures.

1.3. Autres stations utilisées (Fig. II.1)

Les données pluvio-thermométriques de certaines stations situées très en-dehors des limites des systèmes karstiques étudiées, seront utilisées ici. Il s'agit, soit de stations implantées à l'intérieur ou à la périphérie du massif des Bauges (le fait de disposer de 25 années de mesures des débits de son émissaire principal, le Chéran, m'a incité à préciser la valeur de l'évapotranspiration réelle sur son bassin versant, ce qui suppose la connaissance de la lame d'eau précipitée)soit de stations récemment implantées en Haute-Savoie, par la Direction Départementale de l'Agriculture, qui fournissent d'intéressantes données, essentiellement thermométriques (air et sol) et hygrométriques, pour des altitudes s'étageant de 580 m (Poisy) à 1850 m (Crêt du Loup, La Clusaz).

1.3.1. Stations du massif des Bauges et de sa périphérie

8 postes seront exploités ici ; trois d'entre eux sont des postes de première catégorie : Challes-Les-Eaux (aérodrome, alt. 291 m), situé dans la cluse de Chambéry, au pied du versant sud du massif des Bauges, Chambéry-Voglans (237 m) au sud du lac du Bourget, et Ugine (426 m), à l'extrêmité orientale des Bauges, à l'intersection de la cluse d'Annecy et de la vallée de l'Arly. Ces trois stations complètent utilement celles appartenant au réseau climatologique de la Haute-Savoie décrites au paragraphe 1-1.Il en résulte une bonne homogénéité de la couverture météorologique pour le massif des Bauges.

Les cinq postes de seconde catégorie se répartissent comme suit : trois d'entre eux (Les Déserts, 1015 m, Aillon-le-Jeune, 900 m - équipé d'un pluviographe réchauffé - et Ecole, 732 m) sont implantés dans les vallées hautes des Bauges, tandis que les deux derniers (Faverges, 516 m et Albertville, 348 m) sont localisés respectivement au niveau de la cluse d'Annecy et de la vallée de l'Isère.

Outre leur intérêt pour le calcul de la lame d'eau précipitée sur le bassin versant du Chéran à la Charnia, tous ces postes permettront de vérifier l'homogénéité de l'extension géographique et de l'intensité de quelques épisodes pluvieux qui ont fait l'objet d'études particulières.

1.3.2. Stations du réseau climatologique de la D.D.A. de la Haute-Savoie

Les données utilisées ici sont tirées d'un article (L. Richard et G. Baconnais, 1973) qui livre les résultats des premières années d'exploitation des stations créées par la D.D.A.

Les paramètres mesurés (hygrométrie atmosphérique relative, température de l'air, du sol à 7 cm de profondeur, et sous couverture gazonnée, parfois pluviométrie) et leur implantation en plaine ou en altitude, en forêt ou en prairie, en font des stations d'un grand intérêt en particulier pour l'étude des phénomènes liés à la persistance d'un manteau neigeux pendant plus de la moitié de l'année, au-dessus de 1200 m d'altitude. 5 stations ont été retenues :

Poisy (580 m) - Cette station est située à 2,5 km à l'Ouest de celle de Meythet (cf. § 1-1) au pied du versant Est de la montagne d'Age qui culmine à 670 m. L'hygrométrie et la température du sol (sous prairie et sous bois) sont enregistrées, de même que la pluviométrie.

Scientrier (560 m) - En dépit de son éloignement du secteur de l'étude - elle est implantée dans la basse vallée de l'Arve, entre Annemasse et Bonneville - cette station a été retenue car elle est la seule à fournir la mesure simultanée des 4 paramètres évoqués ci-dessus.

A La Clusaz (1100 m) sont enregistrées l'hygrométrie et la température atmosphériques. Cette station est située au coeur du massif des Bornes, au pied du versant nord de la pointe des Aravis (2325 m) dont l'équipement est complété, au Crêt du Merle (1500 m) et au Crêt du Loup (1850 m), par des thermographes à bilame qui enregistrent la température de l'air et du sol, et par des hygrographes.

1.4. Conclusions

La description du réseau de stations de mesures climatologiques en place au début de l'étude montre que celui-ci présente une densité qui, sans être surabondante, n'en permet pas moins une exploitation statistique dans le but d'étendre aux systèmes karstiques étudiés les paramètres mesurés (essentiellement les températures et la pluviosité).

Un poste climatologique de 1ère catégorie, Annecy, appartenant au réseau météorologique national, peut être considéré comme station représentative du climat régional, en raison des paramètres mesurés ou observés. Deux autres postes, Meythet et Lescheraines, fournissent d'utiles données thermométriques pour la détermination du gradient vertical de température. On peut y adjoindre la

station des Rochers-Blancs dont les données sont extrêmement intéressantes car elles renseignent sur la température et la pluviosité des parties de bassin versant situées en altitude. Le fait de disposer de tels renseignements est rare et mérite d'être signalé.

Les postes de seconde catégorie, au nombre de 4, apportent essentiellement des mesures de pluviosité journalière dont l'intérêt se révèlera lorsqu'il s'agira de déterminer la valeur du gradient vertical de précipitation.

L'installation de nivopluviomètres totalisateurs a permis de pallier l'insuffisance d'équipement des bassins versants en altitude. La contribution de ces appareils simples, dont les données doivent être soumis à une comparaison critique avec celle des pluviomètres classiques, a été utile entre 600 et 1650 m où il n'existait aucun équipement auparavant.

Les données pluviométriques de plusieurs stations du Massif des Bauges ont été utilisées afin de vérifier l'homogénéité spatiale de certains épisodes pluvieux ayant fait l'objet d'études particulières.

Enfin, quelques stations d'altitude, gérées par la Direction Départementale de l'Agriculture de la Haute-Savoie, (Crêt du Loup, Crêt du Merle, à La Clusaz, Poisy, Scientrier) ont fourni des indications très utiles concernant l'évolution de la température dans le sol au cours du cycle hydrologique.

2 - INCERTITUDE SUR LES MESURES CLIMATOLOGIQUES

2.1. Température de l'air

Une incertitude de ± 0,5°C sur les données thermométriques paraît raisonnable (thermomètre et thermographe à bilame).

2.2. Précipitations

L'incertitude sur les précipitations (dont on ne connaît pas le sens, et qui est donc à distinguer du coefficient correcteur comme on l'a vu précédemment) est, en grandeur, fonction inverse de la durée d'observation. La détermination de cette incertitude aurait nécessité un important matériel dont je n'ai pas disposé. D'après Serra (1954), les précisions possibles sont les suivantes :

- hauteur de pluie journalière : ± 10 à 15 %
- hauteur de pluie mensuelle : ± 4 à 5 %
- hauteur de pluie annuelle : ± 2 %

L'amélioration de la précision avec l'allongement de la durée d'observation résulte du fait que les erreurs fortuites se composent quadratiquement, ce qui rend compte, mathématiquement, d'une compensation statistique. Les topographes savent qu'il est judicieux de fractionner les visées lors des mesures de longueur, afin de diminuer l'incertitude sur les grands cheminements.

2.3. Conclusion

L'incertitude sur les mesures climatologiques utilisées est de l'ordre de celle qu'on peut attendre de mesures effectuées dans le cadre des observations du réseau météorologique national. Les valeurs anoncées par Serra (1954) seront donc considérées comme applicables, en ce qui concerne la pluviométrie.

Il faut cependant rappeler que l'essentiel de l'équipement pluviométrique est constitué de réceptables de 400 cm^2 de section, ce qui entraîne une première sous-estimation des précipitations Une deuxième cause de sous-estimation peut être due au fait que la pluie mesurée à 1,5 m du sol est presque toujours inférieure à celle qui atteint le sol, par suite des turbulences qui prennent naissance autour du pluviomètre.

Quoi qu'il en soit il n'a pas été relevé de valeur aberrante de pluviosité au cours de l'exploitation des données qu'ils ont fournies, ce qui permet de penser que ces erreurs ont un caractère systématique et qu'elles affectent l'ensemble des données, avec le même signe.

3 - ANALYSE DES ELEMENTS DU CLIMAT

Par élément du climat, on entend (H. Flohn, 1968) les phénomènes qui peuvent donner lieu à des mesures, et qui sont susceptibles de fluctuations : températures, pluviosité, vent, etc ...

Les facteurs du climat sont des paramètres peu ou non fluctuants, tels que la latitude géographique, l'altitude, la situation orographique.

3.1. Les précipitations

Les données concernant les précipitations mesurées dans les postes du réseau sont analysées en détail sur les 3 années civiles 1973-1974-1975. On pourra les comparer aux normales calculées sur la période 1944-1972.

Par contre, l'évaluation de la lame d'eau précipitée sur les bassins versants des différents systèmes karstiques étudiés, sera faite pour les deux années comprises entre le 25 novembre 1973 et le 25 novembre 1975, période pour laquelle on dispose des données acquises par les nivo-pluviomètres totalisateurs.

On démontrera que cette façon de faire n'est pas illogique. En 1973, elle fait coïncider le début des observations avec la période où les températures moyennes mensuelles restent négatives sur les massifs montagneux et où ceux-ci acquièrent leur couverture neigeuse. On mettra en évidence, au cours des chapitres suivants, l'importance que revêt l'alternance saisonnière (enneigement, fonte des neiges) sur la dynamique et l'hydrochimie des karsts subalpins étudiés.

3.1.1. Analyse des précipitations à l'échelle mensuelle

3.1.1.1. Objectifs de l'analyse statistique

L'analyse des hauteurs mensuelles de précipitation est menée ici dans un triple but :

1 - A partir des données concernant les sept stations du réseau, et pour les trois années de la période de référence, quantifier le niveau d'homogénéité de la pluviosité sur la région étudiée.

Cette démarche est nécessaire pour justifier l'application de la méthode de calcul de la lame d'eau précipitée par tracé des isohyètes, méthode basée sur une hypothèse de continuité spatiale de la fonction d'entrée brute (précipitations) entre les stations du réseau. Elle s'appuie sur l'analyse des corrélations entre stations et des équations de régression.

2 - A partir des données de la station d'Annecy, concernant une chronique de 44 ans, tenter de dégager les caractères dominants de la pluviosité mensuelle en testant la signification des différences observées sur les moyennes interannuelles des précipitations mensuelles.

3 - Les deux tests statistiques étant appliqués, comparer les hauteurs mensuelles de précipitation de la période d'étude aux moyennes interannuelles des mêmes données, pour la station d'Annecy.

3.1.1.2. Analyse des hauteurs mensuelles de précipitations pendant la période de référence (1973-1974-1975) dans les sept stations du réseau

3.1.1.2.1. Vérification de l'homogénéité de la pluviosité sur le réseau

Le tableau n° II.2 regroupe l'ensemble des données analysées ; la figure II.2 représente la variation de la pluviosité mensuelle dans cinq stations du réseau, les stations de Cusy et Meythet n'ayant pas été portées pour ne pas surcharger le graphique.

L'examen de l'un et de l'autre montre que, dans toutes les stations, le mois le plus déficitaire s'est toujours situé au milieu ou en fin de saison froide* : en 1973, c'est le mois de mars, avec un total de 5,9 mm, à Alby-sur-Chéran ; en 1974, le mois d'avril avec 29,5 mm, et en 1975, le mois de février avec 6,6 mm, toujours dans la même station, celle-ci étant la plus basse du réseau.

Quant au mois le plus arrosé, il intervient presque toujours en saison chaude : Montmin, station la plus haute du réseau, reçoit 281 mm en juillet 1973 ; en 1974, le mois le plus arrosé n'est pas le même dans toutes les stations : St-Jorioz, Cusy et Lescheraines reçoivent environ 210 mm en septembre ; Annecy, 168 mm en juin, Alby et Meythet respectivement 171 mm et 184 mm en octobre et Montmin, 263 mm en novembre.

Cette absence de simultanéité du mois le plus arrosé dans les sept stations s'explique par l'existence d'une période particulièrement excédentaire en précipitations (septembre, octobre, novembre) qui a entraîné des anomalies localement fortes au cours de l'automne.

En 1975, le mois de septembre est uniformément le plus arrosé avec plus de 200 mm dans toutes les stations (267 mm à Cusy).

Il ressort de ces observations une première estimation qualitative de l'homogénéité de la pluviosité sur le réseau.

Les paramètres statistiques réunis dans le tableau n° II.3 confirment cette impression : la variabilité spatiale du coefficient de variation, comprise entre 0,51 et 0,58, est suffisamment faible, dans les sept stations du réseau, pour qu'on puisse admettre qu'elle traduit l'homogénéité déjà évoquée.

---

* Les critères de définition des saisons chaude et froide sont exposés dans le paragraphe 3.2.2.2.

1973	Alby-s/Chéran 422 m	Annecy 448 m	Meythet 462 m	St-Jorioz 490 m	Cusy 555 m	Lescheraines 588 m	Montmin 1045 m
Janvier	47,2	44,7	44,7	44,2	51	57,6	67,2
Février	77,8	68,1	64,2	52,2	83	93,0	110,8
Mars	5,9	8,8	9,3	9,0	6,6	12,2	10,0
Avril	85,1	59,8	69,8	85,4	93	99,7	106,2
Mai	86,2	73,3	66,8	91,2	93	93,6	119,2
Juin	100,6	87,9	90,7	98,9	112,9	105,7	157,0
Juillet	220	188,7	198,6	221,0	262,8	277,6	281,2
Août	70,1	91,2	121,1	65,2	30,0	80,8	121,1
Septembre	114,4	100,7	105,5	111,6	105,4	97,8	110,7
Octobre	97,8	99,7	87,0	86,7	102,6	98,1	109,0
Novembre	56,1	56,6	67,9	47,7	48,9	52,1	85,0
Décembre	43,0	58,9	76,1	78,9	53,3	74,4	95,3
Année	1004,2	939	1001,7	992,0	1092,5	1142	1372,7

1974	Alby-s/Chéran	Annecy	Meythet	St-Jorioz	Cusy	Lescheraines	Montmin
Janvier	85,7	76,0	77,1	89,9	90,5	86,1	93,7
Février	98,0	103,0	105,3	99,2	120,2	133,0	115,9
Mars	52,4	51,7	59,4	57,9	63,6	74,3	84,8
Avril	29,5	39,0	32,9	40,9	35,4	30,7	35,7
Mai	135,6	108,4	122,6	110,5	148,7	120,6	152,7
Juin	167,2	167,8	152,3	189,6	152,1	182,2	188,4
Juillet	75,0	53,4	56,3	76,0	78,1	63,4	99,6
Août	66,5	51,5	54,5	74,6	82,1	54,2	97,4
Septembre	159,6	153,8	158,5	206,8	206,3	218,8	224,8
Octobre	170,5	161,8	184,4	192,9	177,9	182,3	222,1
Novembre	143,4	159,9	180,0	173,5	166,9	179,5	236,2
Décembre	56,1	64,1	71,8	81,3	66,0	80,0	104,7
Année	1240	1190	1255	1390	1396	1405	1656

1975	Alby-s/Chéran	Annecy	Meythet	St-Jorioz	Cusy	Lescheraines	Montmin
Janvier	103,8	113,2	132,7	116,0	103,6	131,9	154,0
Février	6,6	8,0	10,2	7,3	9,5	9,8	12,5
Mars	100,8	104,4	89,0	104,5	121,3	106,0	109,9
Avril	76,4	61,9	70,4	88,5	74,7	80,9	79,5
Mai	115,7	111,5	123,9	120,4	114,7	115,6	99,8
Juin	109,4	142,9	129,2	99,3	107,2	100,9	139,4
Juillet	38,3	44,5	43,4	52,8	44,6	45,6	71,6
Août	94,8	85,4	81,8	127,2	146,0	120,5	154,9
Septembre	250,4	213,4	199,5	221,3	267,2	213,5	227,7
Octobre	64,0	67,5	68,8	66,9	73,4	68,3	77,6
Novembre	162,9	164,6	162,0	162,3	193	171,7	175,5
Décembre	62,4	58,2	63,9	58,3	64,5	55,5	49,8
Année	1185,5	1175,5	1174,8	1224,8	1319,7	1220,2	1352,2

Tableau n° II.2 - Hauteurs de précipitations mensuelles et annuelles, en mm, sur les sept stations du réseau, pendant la période d'étude.

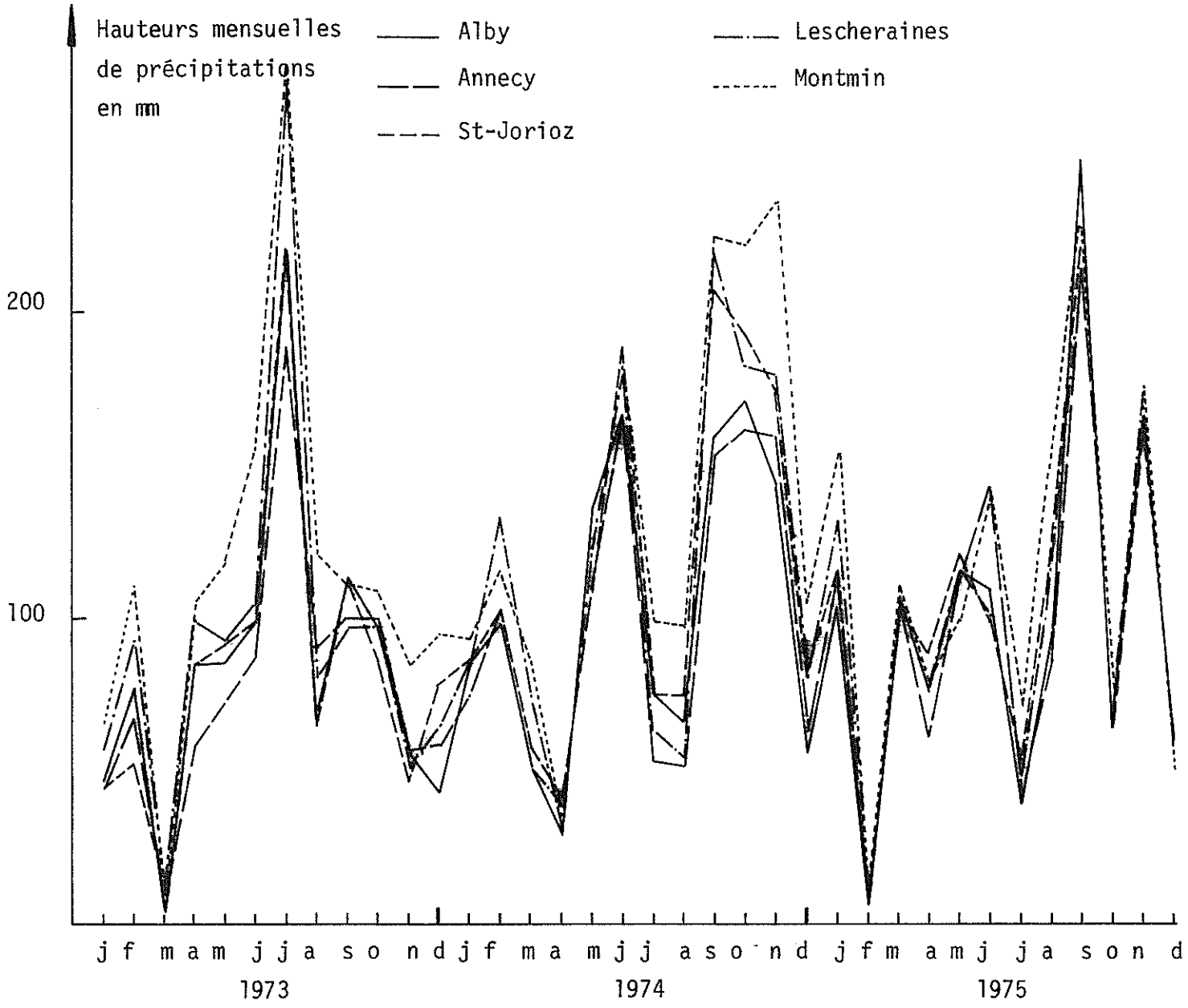


Figure n° II-2 : Variations comparées de la hauteur mensuelle de précipitations dans cinq stations du réseau pluviométrique, pendant la période d'étude.

Tableau n° II.3 - Moyenne, écart-type et coefficient de variation des hauteurs de précipitations mensuelles dans les sept stations du réseau pluviométrique, au cours de la période d'étude (soit 36 mois).

Station	Moyenne $\overline{X}$	Ecart-type σX	Coefficient de variation $cv = \frac{\sigma X}{\overline{X}}$
Alby	95,26	54,11	0,57
Annecy	91,79	49,74	0,54
Meythet	95,32	50,32	0,53
St-Jorioz	100,19	55,48	0,55
Cusy	105,78	61,02	0,58
Lescheraines	104,66	59,25	0,57
Montmin	121,69	62,23	0,51

3.1.1.2.2. Analyse des corrélations entre les stations

Afin de mesurer le degré de la liaison existant entre les hauteurs de précipitations mensuelles au sein des 21 combinaisons* possibles de deux stations, j'ai calculé les coefficients de corrélation linéaire et curviligne et, ceux-ci ayant permis de vérifier que les liaisons étaient très significatives dans tous les cas, j'ai déterminé les coefficients des équations de régression linéaire et curviligne.

Les résultats de ces calculs sont consignés dans le tableau n° II.4. Ils appellent plusieurs commentaires :

1. Les coefficients de corrélations linéaires et curvilignes montrent l'existence de liaisons très significatives (au seuil de confiance 99 %) entre les hauteurs de précipitations mensuelles des stations des 21 combinaisons possibles. Cela permet d'envisager la recherche des équations de régression.

2. On notera que les corrélations curvilignes sont systématiquement meilleures que les linéaires : l'ajustement d'une fonction puissance est plus adaptée aux distributions expérimentales que celui d'une fonction linéaire.

3. Ainsi que l'a montré l'analyse des coefficients de corrélations, il existe une grande homogénéité de la pluviosité sur les sept stations du réseau, ce qui traduit le fait qu'elles sont soumises à un même climat.

Il en découle la nécessité, pour les droites de régression, de passer par l'origine et par la moyenne. On constate en effet (tableau n° II.4) que, dans la plupart des cas, l'ordonnée à l'origine est très faible, de l'ordre de quelques millimètres. Il est probable qu'un nombre de données plus grand amènerait la réduction de cette ordonnée.

Par contre, dans toutes les combinaisons où intervient la station de Montmin, la plus élevée du réseau, on constate que l'ordonnée à l'origine est anormalement élevée : elle est comprise entre 12,0 et 21,5 mm et on pourrait être tenté d'en conclure, en première analyse, que la station de Montmin surestime systématiquement les précipitations.

Cette conclusion est-elle fondée ? La réponse à cette question n'est pas immédiate. Il y a lieu, tout d'abord, de préciser que cette surestimation

---

* Soit un ensemble de m éléments. Le nombre de combinaisons possibles (sélections non ordonnées) contenant n éléments est donnée par la formule :

$$C_n = \frac{m!}{(m-n)!n!}$$

Tableau n° II.4 - Hauteurs de précipitations mensuelles : éléments des corrélations simples et régressions linéaires et curvilignes pour les 21 combinaisons possibles des mêmes mois dans les 7 stations du réseau. r = coefficient de corrélation ; R = coefficient de régression linéaire ; b = ordonnée à l'origine ; a et S = coefficients de la régression curviligne.

n = 36 couples de valeurs (1973-1974-1975)	Ajustement linéaire $Y = R X + b$			Ajustement curviligne $Y = a X^S$ → $\ln Y = S \ln X + \ln a$		
X Y	r	R	b	r	a	S
Alby-Annecy	0,96	0,89	7,44	0,98	1,66	0,88
Alby-Meythet	0,94	0,87	12,34	0,96	2,04	0,85
Alby - St-Jorioz	0,96	0,98	6,94	0,97	1,62	0,91
Alby-Cusy	0,98	1,10	0,95	0,99	1,32	0,96
Alby-Lescheraines	0,95	1,03	6,11	0,97	2,04	0,86
Alby-Montmin	0,92	1,05	21,45	0,96	2,51	0,85
Annecy-Meythet	0,96	0,99	4,66	0,99	1,26	0,96
Annecy-St-Jorioz	0,95	1,05	3,48	0,97	1,10	0,99
Annecy-Cusy	0,94	1,15	0,24	0,97	0,95	1,04
Annecy-Lescheraines	0,94	1,11	2,42	0,97	1,38	0,96
Annecy-Montmin	0,92	1,15	16,44	0,95	1,78	0,94
Meythet-St-Jorioz	0,93	1,03	2,01	0,96	0,95	1,02
Meythet-Cusy	0,91	1,11	0,10	0,94	0,87	1,05
Meythet-Lescheraines	0,93	1,10	0,00	0,96	1,20	0,98
Meythet-Montmin	0,93	1,15	12,00	0,95	1,46	0,97
St-Jorioz-Cusy	0,96	1,05	0,37	0,97	1,00	1,01
St-Jorioz-Lescheraines	0,97	1,03	1,30	0,97	1,46	0,93
St-Jorioz-Montmin	0,94	1,06	15,79	0,96	1,82	0,91
Cusy-Lescheraines	0,96	0,93	5,91	0,97	1,62	0,89
Cusy-Montmin	0,93	0,95	21,06	0,96	2,00	0,89
Lescheraines-Montmin	0,96	1,01	16,47	0,96	1,38	0,96

si elle résiste à un examen plus approfondi, ne doit pas être attribuée à l'influence du gradient vertical de pluviosité*, qui entraîne des hauteurs de précipitation mensuelles plus fortes dans les stations d'altitude élevée que dans les autres : ce phénomène est pris en compte par le coefficient de pente de la droite de régression (R).

L'examen des coefficients de corrélation linéaire montre que les ajustements sont moins bons pour les combinaisons où la station de Montmin intervient. Par ailleurs, ceux-ci sont très améliorés, dans une proportion plus grande que dans le cas où la station de Montmin n'est pas concernée, lorsqu'on passe aux régressions curvilignes. Cela signifie que, tout particulièrement entre la station de Montmin et les autres, la relation liant les hauteurs de précipitations mensuelles n'est pas linéaire. La conclusion concernant une surestimation des précipitations, fondée sur l'examen des régressions linéaires, n'est donc pas acceptable. L'ajustement d'une fonction curviligne est préférable : il rend mieux compte du phénomène suivant : l'influence de l'altitude, sensible au cours des mois à pluviosité normale, décroît lors des mois les plus arrosés (exemple fig. n° II.3). En d'autres termes, les types de temps très perturbés, à l'origine des hauteurs de précipitations mensuelles anormalement élevées, entraînent une tendance à l'uniformisation des précipitations dans des stations d'altitudes diverses. Ce phénomène est particulièrement net à l'occasion des épisodes pluvieux rassemblés dans le tableau n° II.5 : on voit que lors de ces épisodes pluvieux liés à des perturbations très actives, la notion de gradient vertical de pluviosité perd beaucoup de sa signification.

3.1.1.2.3. Analyse d'une série chronologique de hauteurs de précipitations mensuelles à la station d'Annecy (44 ans)

Le tableau n° II.6 regroupe les paramètres qui caractérisent les distributions des 44 valeurs** de précipitations mensuelles, pour chaque mois.

La moyenne de chaque mois a été comparés à toutes les autres, afin de tester le degré de signification des différences observées. Les résultats de ce test de comparaison sont contenus dans le tableau n°II.7. Ils mettent clairement en évidence que les mois de février, août, novembre, et accessoirement

---

* L'étude du gradient vertical de la pluviosité est abordée au § 3.1.3.

** A titre d'exemple la figure n° II.5 a et b propose deux types de représentations de cette distribution. Noter le caractère beaucoup moins dissymétrique de cette distribution que de celle des hauteurs de précipitation journalière (fig.II.10 Ce type de distribution se prête généralement à l'ajustement d'une loi log-normale.

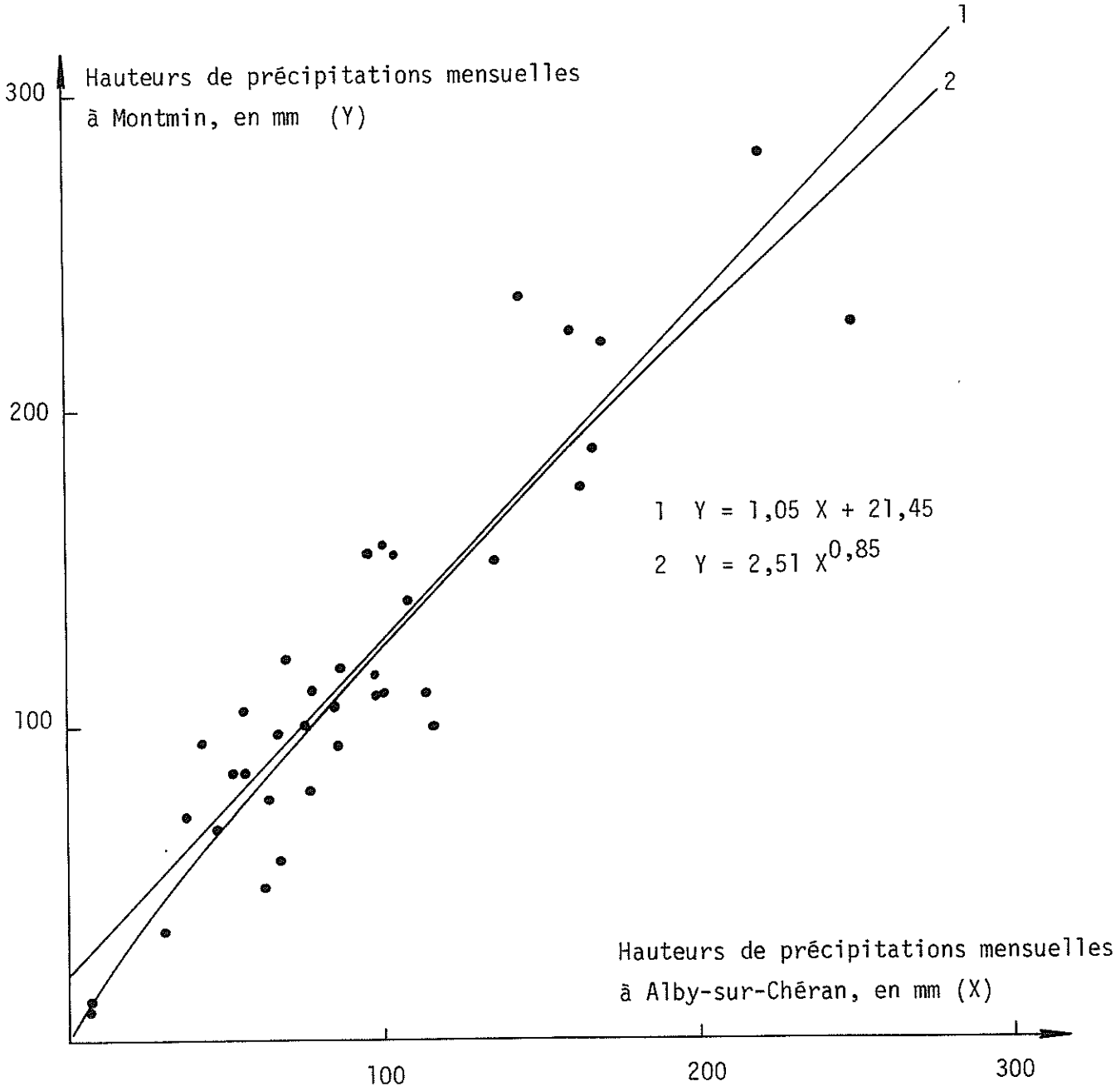


Figure n° II-3 : Relations entre les hauteurs de précipitations mensuelles dans les stations de Montmin et d'Alby-sur-Chéran. Ajustement de fonctions linéaire et curviligne.

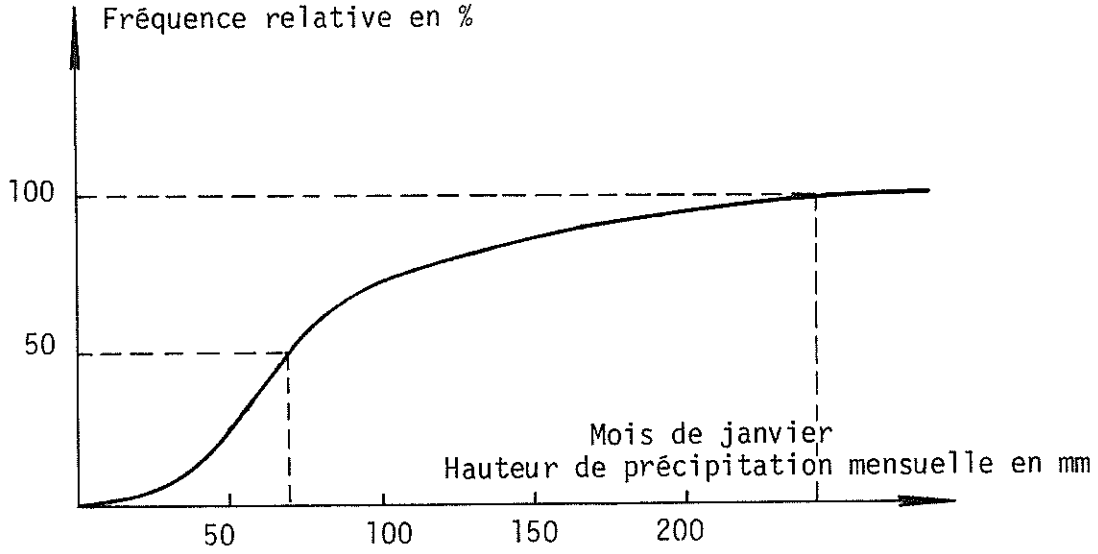


Figure n° II-5a : Distribution, en fréquence relative cumulée, des hauteurs de précipitations des 44 mois de janvier de la chronique étudiée (station d'Annecy).

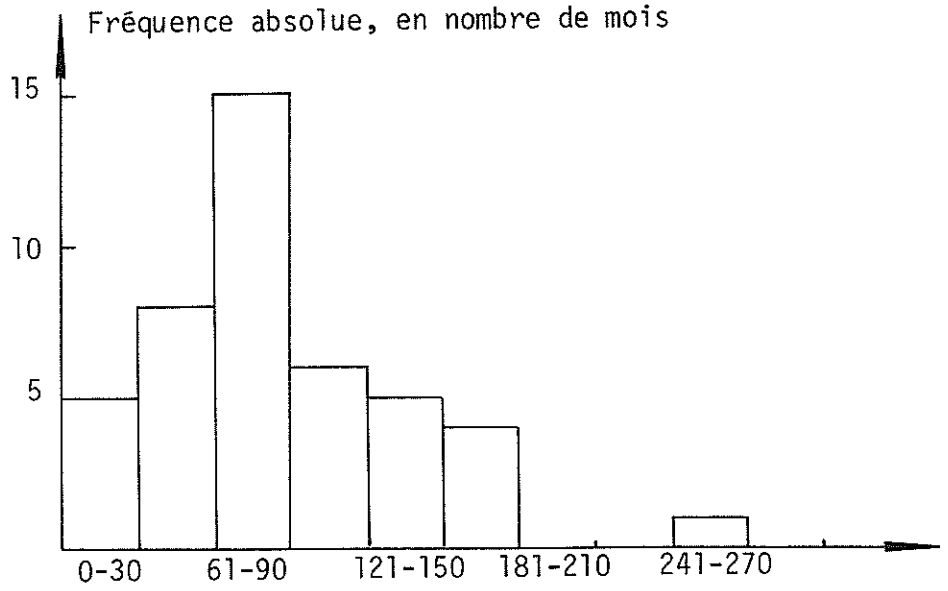


Figure n° II-5b : Distribution, en fréquence absolue, des hauteurs de précipitations des 44 mois de janvier de la chronique étudiée (station d'Annecy).

Tableau n° II.5 - Hauteurs de précipitations journalières de quelques épisodes pluvieux relatifs à des perturbations très actives, en millimètres par 24 heures. Noter l'homogénéité de la pluviosité dans toutes les stations du réseau, et l'absence de gradient vertical pour ces épisodes.

Date	Alby 422 m	Annecy 448 m	Meythet 462 m	St-Jorioz 490 m	Cusy 555 m	Lescheraines 588 m	Montmin 1045 m
17.9.73	42,5	< 27,1	35,5	31,2	54,3	31,6	34,2
31.5.75	28,8	35,3	34,9	30,1	35,0	34,7	28,4
18.7.75	-	23,0	16,0	15,4	16,0	21,9	14,8
14.9.75	70,6	68,6	65,0	64,9	65,7	72	67,4
17.10.75	23,5	28,5	26,5	27,8	27,6	23,0	< 22,5
16.11.75	32,2	32,2	29,1	< 42,4	35,0	36,8	33,5

	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Année
$\bar{m}_{mm}$	86,1	92,5	90,0	86,9	104,5	127,0	95,3	128,4	111,2	102,7	125,4	101,7	1252,1
S_{mm}	51,2	61,4	53,7	50,1	43,7	50,6	56,9	70,1	60,6	65,7	74,6	60,2	
$C_v = S/\bar{m}$	0,60	0,66	0,60	0,58	0,42	0,40	0,60	0,55	0,54	0,64	0,59	0,59	
$mini_{mm}$	6,6	0,0	3,8	11,2	30,0	38,7	6,3	22,2	23,8	1,5	33,1	5,7	
$maxi_{mm}$	268,8	244,8	214,5	212,3	223,9	231	216,4	300,3	274,7	324,5	313,8	275	
Cp ‰	68,8	73,9	71,9	69,4	83,5	101,5	76,1	102,5	88,8	82,1	100,3	81,2	1000
$Cp_{relatif}$	0,83	0,89	0,86	0,83	1,00	1,22	0,91	1,23	1,07	0,98	1,20	0,98	12

Tableau n° II.6 - Analyse des précipitations mensuelles des années 1901 à 1912 et 1944 à 1975 (44 ans) à Annecy. $\bar{m}$ = moyenne interannuelle en mm, des mois de janvier à décembre. S = écart type en mm. C_v = coefficient de variation. Mini = mois le moins pluvieux de la période considérée. Maxi = mois le plus pluvieux. Cp ‰ = coefficient pluviométrique en ‰ du module interannuel (1252,1 mm).

Tableau n° II.7 - Comparaison des moyennes interannuelles des précipitations mensuelles calculées sur la période 1901-1912 et 1944-1975, à Annecy. Le tableau donne la valeur absolue de l'écart-réduit $\varepsilon = \frac{m_1 - m_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}}$

avec m_1 et m_2 : moyennes interannuelles de chacune des 66 combinaisons possibles.
S_1^2 et S_2^2 = variances. $n_1 = n_2 = 44$ ans : nombre de données mensuelles étudiées. les valeurs entourées correspondent aux comparaisons qui mettent en évidence des différences significatives pour un risque de 5 % (trait pointillé) et 1 % (trait gras).

	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
Janvier	0,48	0,32	0,07	1,64	3,41	0,73	2,93	1,90	1,20	2,61	1,19
	Février	0,18	0,42	0,96	2,60	0,21	2,31	1,31	0,68	2,05	0,64
		Mars	0,25	1,25	3,01	0,41	2,61	1,57	0,90	2,31	0,87
			Avril	1,59	3,37	0,66	2,89	1,85	1,15	2,57	1,13
				Mai	2,02	0,77	1,74	0,54	0,13	1,45	0,23
					Juin	2,49	0,10	1,20	1,75	0,10	1,93
						Juillet	2,20	1,15	0,51	1,92	0,46
							Août	1,11	1,07	0,18	1,74
								Septembre	0,57	0,53	0,67
									Octobre	1,37	0,07
										Novembre	1,49

septembre et mai, sont, en moyenne et au seuil de confiance 95 %, plus humides que les autres mois.

Il apparaît également (tableau n° II.1 et figure n° II.4) que les mois les plus secs, excepté juillet, (octobre, décembre, janvier, février, mars, avril) se situent en saison froide*. C'est au cours de ces mois que le coefficient de variation est le plus élevé, ce qui traduit une dispersion plus grande des valeurs autour de la moyenne (ce fait est particulièrement net pour le mois de février qui montre un minimum absolu de 0,0 mm et un maximum de 245 mm).

Quant aux coefficients pluviométriques, ils ne font que traduire la contribution de chaque mois au total interannuel. Dans l'ensemble, on peut dire que la pluviosité est en moyenne bien répartie sur les douze mois de l'année civile, avec cependant des valeurs plus élevées au cours des mois de saison chaude. Celle-ci durant cinq mois, contre sept pour la saison froide, on voit (tableau n° II.8) que ces deux saisons sont bien équilibrées, en moyenne, en ce qui concerne la lame d'eau précipitée.

	Saison froide	Saison chaude	Total
Durée en mois	7 mois	5 mois	12 mois
Coefficient pluviométrique en 1/12	6,6	5,4	12

Tableau n° II.8 - Comparaison des coefficients pluviométriques moyens (période de 44 ans) des saisons chaude et froide à Annecy.

3.1.1.2.4. Représentativité de la période d'étude par rapport aux moyennes mensuelles interannuelles (normales pluviométriques)

Le tableau II.9 regroupe les normales pluviométriques mensuelles et annuelles, c'est-à-dire les moyennes calculées sur une chronique de près de 30 ans, relatives aux stations d'Alby-sur-Chéran, Annecy, St-Jorioz et Montmin.

La comparaison des valeurs mensuelles de précipitations

* Telle qu'elle est définie au chapitre 3.2.2.2.

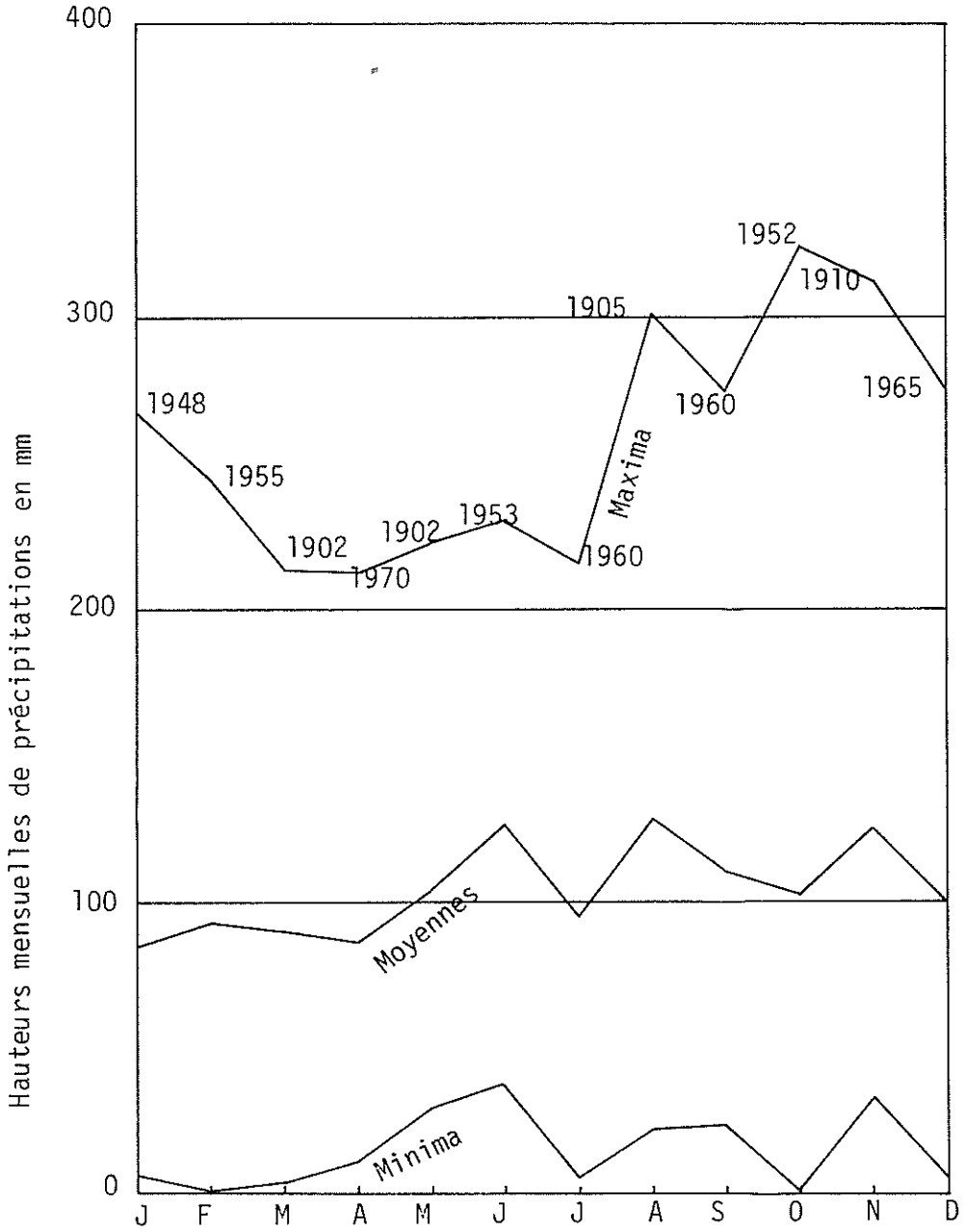


Figure n° II-4 : Analyse des précipitations mensuelles des années 1901 à 1912 et 1944 à 1975 (44 ans) à Annecy. Représentation graphique de la variation de la moyenne et des valeurs extrêmes de la pluviosité.

Station / Mois	Alby-sur-Chéran	Annecy	Meythet	Saint-Jorioz	Cusy	Lescheraines	Montmin
Janvier	93	94	Création trop récente	101	Création trop récente		123
Février	98	104		108			139
Mars	90	86		87			100
Avril	94	89		99			116
Mai	103	97		92			118
Juin	128	125		124			154
Juillet	95	92		103			128
Août	129	131		139			153
Septembre	112	115		106			133
Octobre	87	91		83			105
Novembre	130	134		135			176
Décembre	97	107		110			143
Année	1256	1265		1287		1328	1588
Période	1944-1972	1944-1975		1944-1972		1939-1975	1944-1972

Tableau n° II-9 : Normales pluviométriques mensuelles et annuelles pour différentes stations du réseau.

Station / Mois	Alby-sur-Chéran	Annecy	Meythet	Saint-Jorioz	Cusy	Lescheraines	Montmin
Janvier	93	94	Création trop récente	101	Création trop récente		123
Février	98	104		108			139
Mars	90	86		87			100
Avril	94	89		99			116
Mai	103	97		92			118
Juin	128	125		124			154
Juillet	95	92		103			128
Août	129	131		139			153
Septembre	112	115		106			133
Octobre	87	91		83			105
Novembre	130	134		135			176
Décembre	97	107		110			143
Année	1256	1265		1287		1328	1588
Période	1944-1972	1944-1975		1944-1972		1939-1975	1944-1972

Tableau n° II-9 : Normales pluviométriques mensuelles et annuelles pour différentes stations du réseau.

mois / année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1973	TD 50	D 75	ED 10	N	N	D 80	EE 200	D 75	D 80	E 110	TD 50	TD 50
1974	D 80	N	TD 60	ED 30	E 120	TE 140	TD 60	TD 40	TE 170	EE 200	E 125	TD 60
1975	N	ED 7	E 115	D 75	E 110	D 85	TD 50	D 80	EE 220	D 75	E 125	TD 60

Tableau n° II-10 : Répartition des anomalies concernant les hauteurs mensuelles de précipitations dans les stations du réseau, au cours de la période d'étude, par rapport aux normales du tableau n° II-9. Le nombre indiqué représente la hauteur mensuelle de précipitation en % de la normale. E : excédentaire; TE : très excédentaire; EE : extrêmement excédentaire; d : déficitaire; TD : très déficitaire; ED : extrêmement déficitaire.

du tableau n° II.2 avec ces normales permet de dresser le tableau n° II.10. On constate qu'il est rare d'observer un mois dont la hauteur de précipitation soit normale : là apparaît le caractère théorique de cette notion.

Par contre, on met bien en évidence l'existence de mois très déficitaires, ou extrêmement déficitaires (toujours inclus dans la saison froide) et les mois extrêmement excédentaires, qui sont compris dans la saison chaude, ou apparaissent à la fin de celle-ci. Cette observation est en bon accord avec les conclusions de l'étude d'une chronique de 44 valeurs dans la station d'Annecy. Ainsi la période d'étude comporte des mois dont les caractéristiques pluviométriques sont représentatives de celles qu'on peut observer sur une longue période.

Ce résultat est essentiel si l'on veut reconnaître quelque portée aux conclusions qui seront tirées des observations réalisées dans le cadre de ce travail.

3.1.2. Analyse des précipitations recueillies dans les nivo-pluviomètres totalisateurs

Il n'est pas nécessaire de revenir sur l'utilité de ces appareils qui sont d'un coût réduit, n'exigent pas une maintenance contraignante et recueillent des données sur les précipitations en altitude.

Cependant, ces qualités ne doivent pas faire oublier que ces tubes sont des instruments de mesure rudimentaire, que la rareté des visites ne permet pas de déceler une éventuelle avarie et qu'en conséquence, les données qu'ils nous fournissent doivent être critiquées avec une particulière attention.

Cette critique s'appuiera, encore une fois, sur l'analyse des coefficients de corrélation et des paramètres des droites de régression entre les hauteurs de précipitations cumulées, affectées de la correction propre à chaque appareil, pour les trois combinaisons possibles à partir des trois stations équipées de nivo-pluviomètres (Leschaux, le Villard, Rochers-Blancs). Il s'y ajoutera une étude de la liaison existant entre les stations d'Annecy et des Rochers-Blancs.

L'analyse sera menée pour chacune des deux années de la période d'observation qui a débuté le 25 novembre 1973 et a pris fin le 25 novembre 1975.

Le tableau n° II.11 contient les hauteurs de précipitations cumulées dans les quatre stations étudiés, utilisées pour le calcul des différents coefficients et paramètres de régression. Ceux-ci sont rassemblés dans le tableau n° II.12.

Tableau n° II.11 - Hauteurs de précipitation cumulées dans les stations équipées de nivo-pluviomètres totalisateurs (Leschaux, Villard, Rochers-Blancs) et valeurs correspondantes dans la station d'Annecy pour chacune des deux années de mesures. Les données de ce tableau sont corrigées en fonction des valeurs du coefficient de captation des tubes.

	Annecy (448 m)	Leschaux (930 m)	Le Villard (1420 m)	Rochers-Blancs (1650 m)
25.11.73	0	0	0	0
5.1.74	74	130	151	146,6
1.2.74	156,4	241	266	259
14.4.74	313,3	471	498	539
5.5.74	348,3	510	546	592
8.6.74	473,7	674	746	795
31.7.74	674,8	954	1102	1145
15.8.74	696,6	985	1131	1188
20.8.74		995	1138	
31.8.74	726,3	1039	1215	1239
4.9.74	759,1	1090	1272	1302
11.9.74	789,4	1127	1324	1351
26.9.74	827,5	1241	1443	1439
29.9.74	876,3	1299	1500	1479
5.10.74		1335	1544	
14.10.74		1405	1612	
17.11.74		1548	1836	
25.11.74	1136,7	1634	1906	1965
26.1.75		374	433	
9.2.75	241,7	426	491	430
26.4.75		655	702	
17.5.75	454,0	693	746	656
25.5.75	470,8	710	764	685
1.6.75	527,5	783	849	775
22.6.75	624,2	882	954	861
30.6.75	670,4	935	1018	906
6.7.75	683,9	955	1050	927
17.7.75	689,9	967	1062	934
18.7.75	712,9	993	1097	968
24.7.75	714,9	1005	1115	979
4.9.75	823,2	1212	1322	1212
7.9.75	850,8	1250	1367	1246
16.9.75	964,6	1392	1522	1393
27.9.75	986,1	1410	1537	1419
12.10.75	1025	1472	1583	1477
19.10.75	1077,2	1520	1664	
25.11.75	1203,1	1688	1872	1820

Tableau n° II.12 - Hauteurs de précipitations cumulées recueillies par les nivo-pluviomètres totalisateurs : éléments des corrélations simples et régressions linéaires pour les 3 combinaisons possibles à partir des 3 stations du réseau et pour les deux années de mesures, ainsi que pour la combinaison Annecy-Rochers-Blancs.
r = coefficient de corrélation ; n = nombre de couples de valeurs ; R = coefficient de régression linéaire ; b = ordonnée à l'origine.

X Y	r	n	R	b
Leschaux-Villard 1973-1974	1,00	17	1,19	- 35,3
Villard-Rochers-Blancs 1973-1974	1,00	13	1,01	+ 17,7
Leschaux-Rochers-Blancs 1973-1974	1,00	13	1,20	- 16,5
Annecy-Rochers-Blancs 1973-1974	1,00	13	1,72	- 2,2
Leschaux-Villard 1974-1975	1,00	19	1,09	+ 5,7
Villard-Rochers-Blancs 1974-1975	1,00	16	0,98	- 86,5
Leschaux-Rochers-Blancs 1974-1975	1,00	16	1,08	- 84,2
Annecy-Rochers-Blancs 1974-1975	0,99	16	1,46	- 17,8

L'examen de ce dernier conduit aux constatations suivantes :

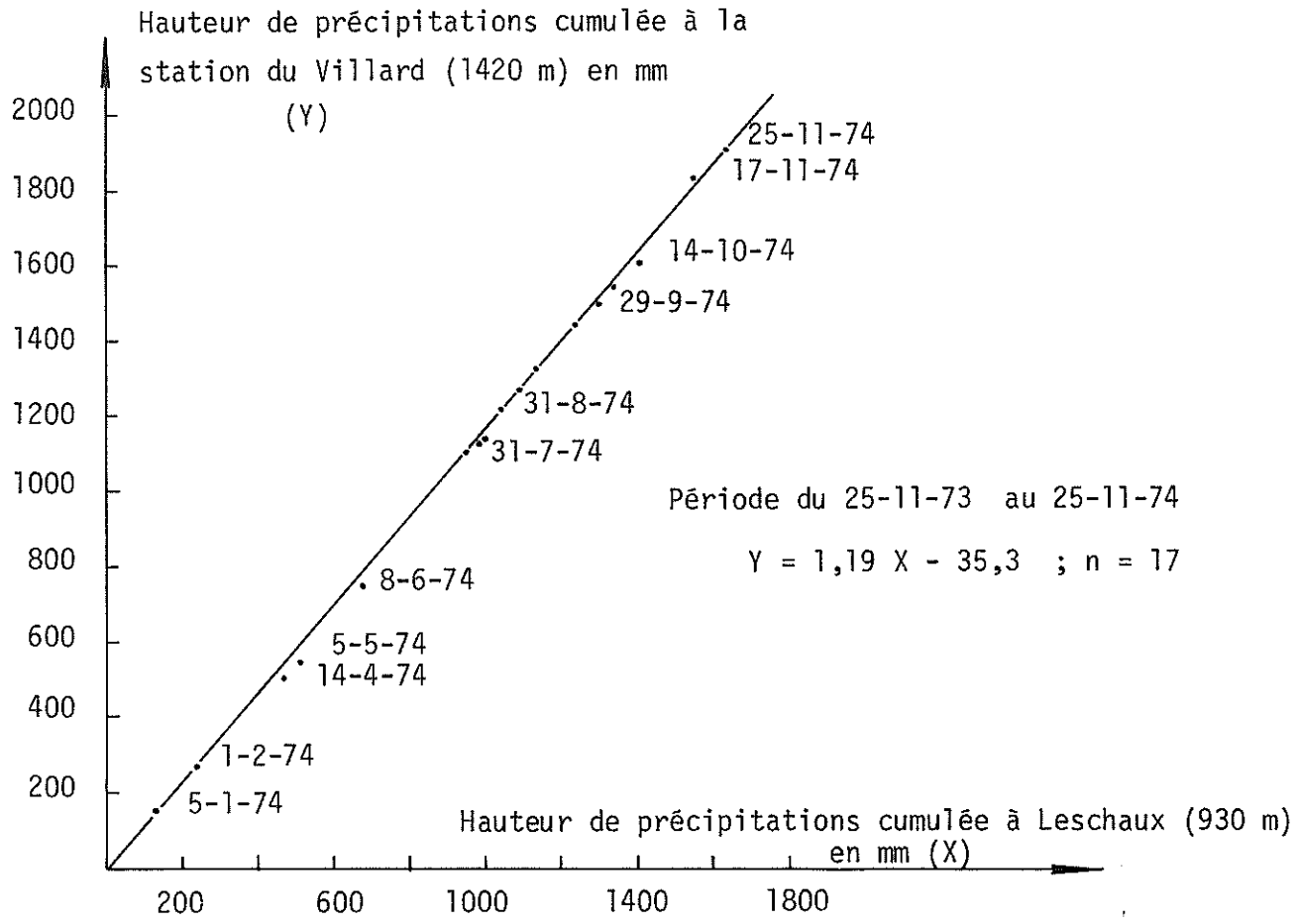
- les coefficients de corrélation sont partout, et pour les deux années de mesures, excellents et traduisent l'existence de liaisons quasi fonctionnelles entre les stations de toutes les combinaisons étudiées ;

- le coefficient de régression linéaire, ou coefficient de pente de la droite de régression, présente des valeurs partout supérieures à 1, sauf pour la combinaison Villard-Rochers-Blancs en 1974-1975, où il vaut 0,98. Or, dans tous les calculs de paramètres de régression, les valeurs mesurées dans la station la plus élevée ont été placées en ordonnée, ce qui entraîne, en vertu de l'existence d'un gradient vertical de précipitation, que R doit être supérieur à 1. Il y a donc là une anomalie.

On notera aussi que les coefficients de régression sont plus forts entre les stations de Leschaux et du Villard qu'entre celles du Villard et des Rochers-Blancs : cela montre l'existence d'un gradient plus fort sous l'altitude 1000 m qu'au-dessus.

- En 1973-1974, l'ordonnée à l'origine (b) des équations de régression reste faible à moyenne, le maximum étant atteint entre Leschaux et le Villard. Cela est en bon accord avec le fait que, pour des stations soumises à un même climat et pour un phénomène discontinu dans le temps comme la pluviosité, les droites de régression doivent passer par l'origine. Les écarts constatés s'expliquent par la méthode des moindres carrés utilisée pour calculer les équations des droites ajustées aux données expérimentales : cette méthode n'est qu'approximative, les courbes expérimentales présentant souvent une allure faiblement sinusoïdale (fig. n° II.6). Néanmoins, elle est licite, en raison des excellents coefficients de corrélation calculés. On remarquera simplement que l'ajustement d'une droite à pente un peu plus forte permettrait de diminuer l'ordonnée à l'origine de la droite de régression entre Leschaux et le Villard, en 1973-1974.

- En 1974-1975, on note que toutes les combinaisons où intervient la station des Rochers-Blancs sont caractérisées par une équation dont l'ordonnée à l'origine est anormalement forte. Cette observation s'ajoute à celle déjà signalée à propos de la pente, inférieure à 1, de la régression Villard-Rochers-Blancs, et conduit à admettre que la station des Rochers-Blancs a sous-estimé nettement les précipitations en 1974-75, ce qui se traduit par un total pluviométrique annuel de 1820 mm dans cette station contre 1872 mm au Villard.



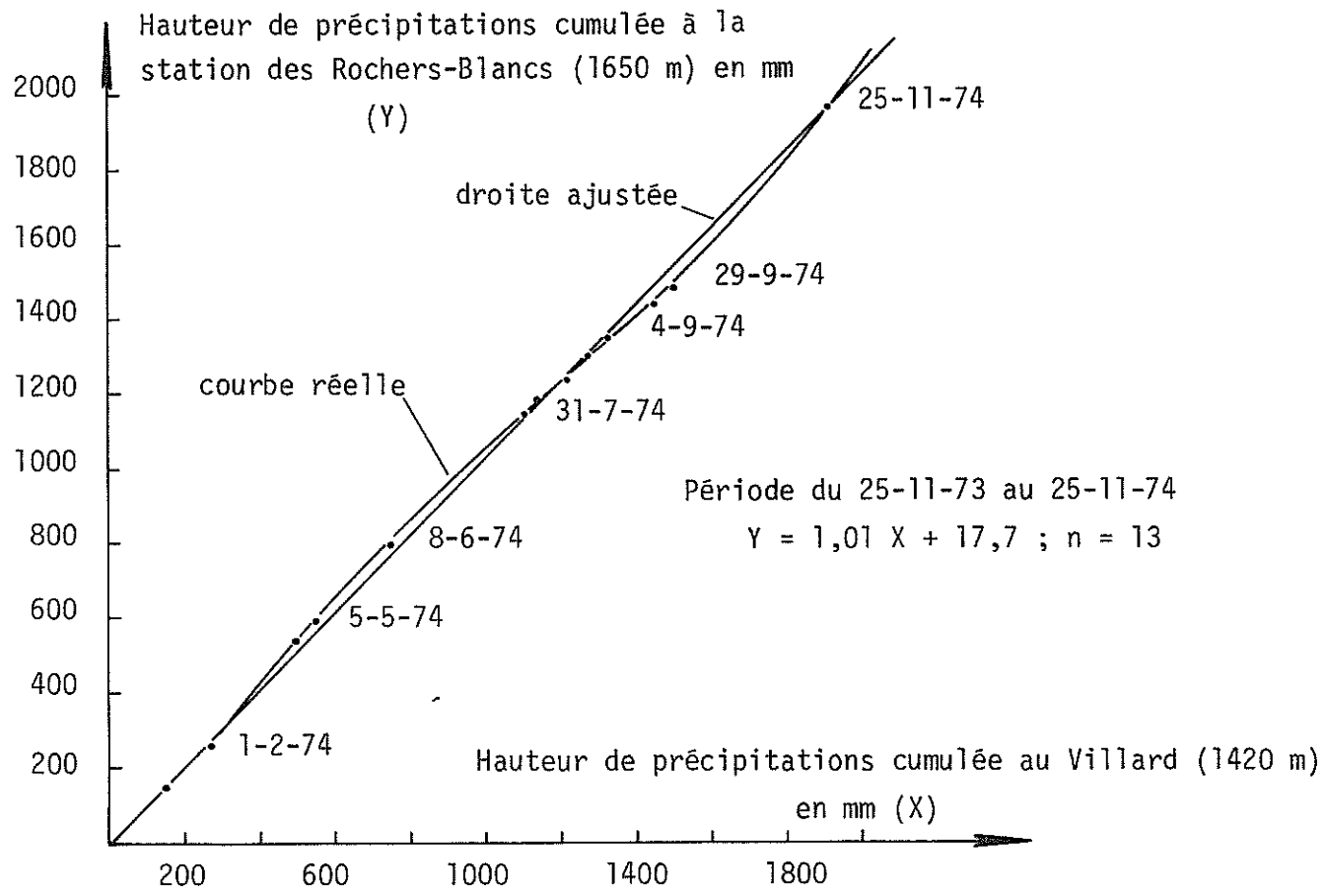


Figure n° II-6 : Relations entre les hauteurs de précipitations recueillies par les nivo-pluviomètres totalisateurs. Ajustement de droites aux données expérimentales.

Il est difficile d'avancer une raison à cet état de chose. On peut seulement faire remarquer que la fin du mois de novembre 1974 a été marquée par des chutes de neige très abondantes en montagne et par des températures relativement clémentes (les températures minimales à la station des Rochers-Blancs furent égales à zéro du 27 au 31 novembre), toutes conditions favorables à la formation d'un bouchon de neige obturant le tube. Quand on sait qu'il est tombé, pendant la même période, 70 mm d'eau à Annecy, on voit qu'il n'est pas exclu que l'on ait là une explication même partielle du phénomène.

Quoi qu'il en soit, il est probable que cette sous-estimation est intervenue entre le 25 novembre 1974 et le 9 février 1975 : l'ajustement d'une droite à l'ensemble des mesures postérieures au 9 février est satisfaisant et semble exclure que cet incident soit survenu après cette date.

Toutes ces considérations aboutissent à la nécessité de corriger la valeur fournie par la station des Rochers-Blancs pour 1974-1975. Cette correction, effectuée graphiquement, en augmentant légèrement la pente de la droite, et en admettant qu'elle passe par l'origine, conduit à majorer de 190 mm la valeur du module qui devient égale à 2010 mm. Le tableau n° II.13 regroupe les modules qui seront donc définitivement utilisés dans la suite du travail.

Période d'observation	Leschaux (930 m)	Le Villard (1420 m)	Les Rochers Blancs (1650 m)
du 25-11-73 au 25-11-74	1634 mm	1906 mm	1965 mm
du 25-11-74 au 25-11-75	1688 mm	1872 mm	2010 mm

Tableau n° II.13 - Valeurs corrigées des hauteurs de précipitations recueillies dans les tubes nivo-pluviométriques totalisateurs.

3.1.3. Accroissement des hauteurs de précipitations avec l'altitude : détermination du gradient

L'existence d'un gradient vertical des précipitations a déjà été signalée au cours des paragraphes précédents.

La notion de gradient demande à être discutée, car elle divise les auteurs. P. Guillot (1970) la combat vivement et condamne même son emploi.

Tableau n° II.14 - Modules pluviométriques annuels pour les deux années de mesures, dans les 10 stations du réseau (postes pluviométriques et nivo-pluviomètres totalisateurs).

Station / module pluviométrique en mm	Alby-sur-Chéran 422 m	Annecy 448 m	Meythet 462 m	St-Jorioz 490 m	Cusy 555 m	Lescheraines 588 m	Leschaux 930 m	Montmin 1045 m	Le Villard 1420 m	Rochers-Blancs 1650 m
du 25.11.73 au 25.11.74	1179	1132	1190	1312	1334	1312	1634	1546	1906	1965
du 25.11.74 au 25.11.75	1200	1204	1215	1291	1342	1312	1688	1481	1872	2010

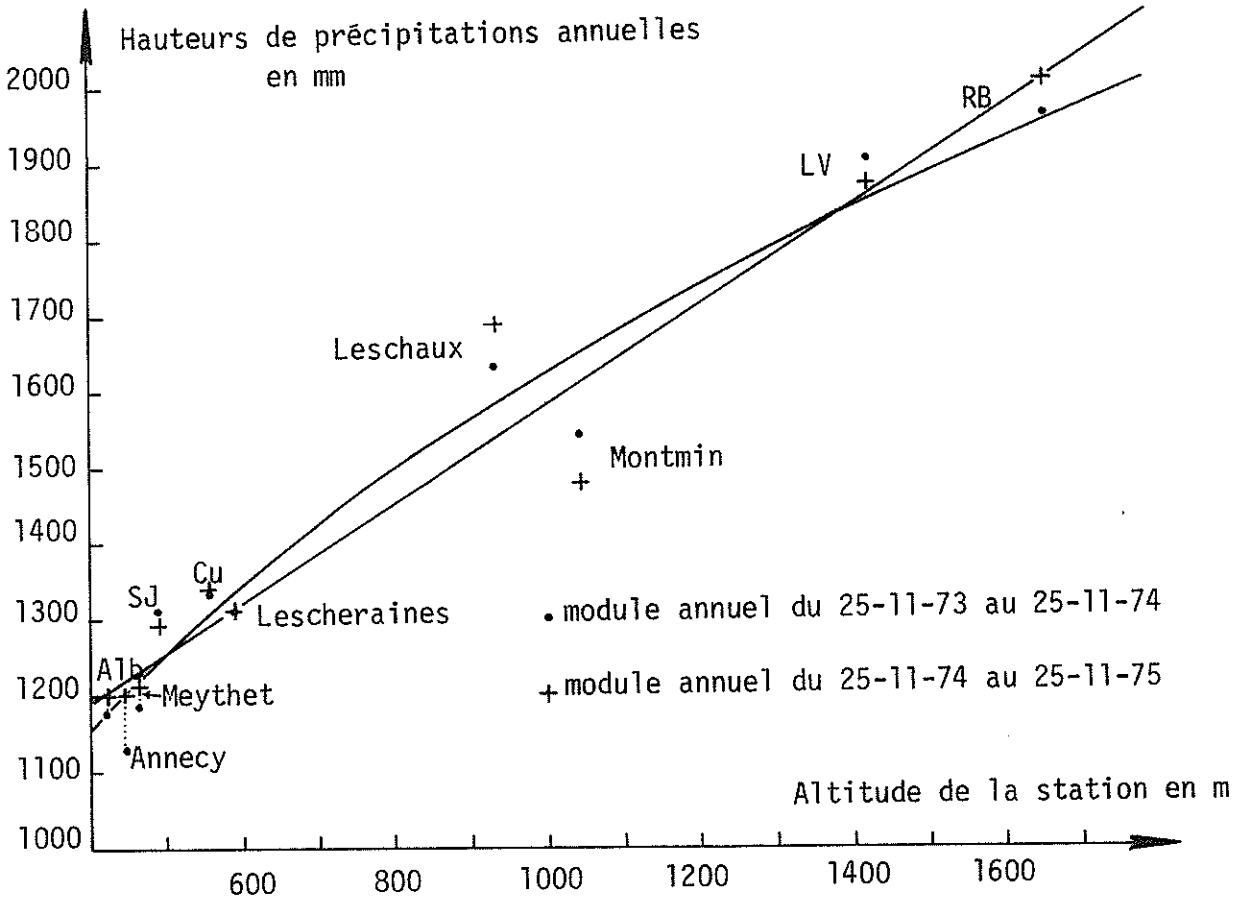


Figure n° II-7 : Détermination de la valeur du gradient vertical de précipitations global. RB : Rochers-Blancs; LV : Le Villard; Cu : Cusy; SJ : Saint-Jorioz; Alb : Alby-sur-Chéran. Seules ont été dessinées la courbe et la droite correspondant aux deux ajustements possibles, pour l'ensemble des deux années de mesure.

Cette position abrupte me paraît d'autant plus excessive qu'elle repose sur des données relatives au massif du Vercors dont la situation géographique et la morphologie le font en partir échapper à une loi d'accroissement des précipitations avec l'altitude (J.P. Vinter, 1973).

Il importe en fait d'être plus nuancé, et les travaux de nombreux auteurs (E. Bénevent, 1926 ; B. Blavoux, 1966 ; E. Siwertz, 1973 ; G. Nicoud, 1973 ; M. Haubert, 1975 ; M. Bakalowicz et C. Andrieux, 1974, pour n'en citer que quelques uns) montrent que cette notion repose sur des observations qui justifient parfaitement son utilisation. L'essentiel est d'être prudent à propos de l'emploi qu'on en fait : en particulier, il faut s'interdire toute tentation d'extrapoler ou d'appliquer à un bassin versant les valeurs de gradient déterminées sur un autre. Cela signifie que toute étude de bassin versant de montagne doit s'appuyer sur un équipement pluvio et nivo-métrique implanté à toutes altitudes et jusqu'au voisinage des sommets.

En ce qui concerne la présente étude, quelques précisions ont déjà été apportées à propos de ce gradient : c'est ainsi que l'analyse des corrélations entre stations a montré qu'il diminuait de valeur en altitude, lors des mois les plus arrosés et aussi qu'il était plus fort en dessous de mille mètres d'altitude qu'au-dessus*

L'équipement dont j'ai disposé permet de rechercher la valeur globale de ce gradient, en s'appuyant sur les modules pluviométriques des deux années de mesure, dans les 10 stations pluvio ou nivo-pluviométriques (tableau n° II.14). Le gradient calculé intéresse aussi bien les stations du versant ouest du Semnoz (Alby-sur-Chéran, Cusy) que les stations du versant est (Rochers-Blancs, le Villard, Leschaux) et même la station de Montmin, bien qu'assez éloignée du Semnoz. J'ai calculé sa valeur pour les années 1973-1974 et 1974-1975, ainsi que sa valeur moyenne sur les deux années de mesures (fig. n° II.7).

Le tableau II.15 regroupe les paramètres des équations des droites de régression ainsi que ceux des courbes de type $y = a\ x^S$ dont l'ajustement aux valeurs expérimentales me paraît préférable surtout si l'on élimine la station de Montmin. Dans ce cas, la valeur du gradient en un point est égale à la pente de la tangente à la courbe en ce point. On voit que celle-ci diminue avec l'altitude, ce qui rend mieux compte de toutes les observations effectuées jusqu'ici.

---

* Cette constatation est en désaccord avec l'avis de quelques auteurs (H. Ardestani, 1965 ; E. Benedetti-Crouzet, 1972) selon lequel le gradient augmenterait avec l'altitude, dans les régions où le relief s'accentue au-dessus de 1200 m.

	Ajustement linéraire $Y = RX + b$			Ajustement curviligne $Y = aX^S$ $\rightarrow \ln Y = S \ln X + \ln a$		
	r	R	b	r	a	S
du 25-11-73 au 25-11-74 n = 10	0,98	0,66	920	0,98	115,72	0,38
du 25-11-74 au 25-11-75 n = 10	0,97	0,65	944	0,97	131,85	0,36
du 25-11-73 au 25-11-75 n = 20	0,97	0,65	932	0,97	123,52	0,37

Tableau n° II.15 - Coefficients de corrélation et paramètres de la droite de régression (R = coefficient de régression = gradient vertical de précipitation ; b = ordonnée à l'origine) et de la régression curviligne (a et S), ajustéesaux modules pluviométriques des deux années de mesure dans les 10 stations du réseau. r = coefficient de corrélation.

Les deux années de mesures sont caractérisées par un gradient identique et la recherche de corrélations et ajustements curvilignes n'améliorent pas le coefficient r.

La valeur de ce gradient est tout à fait comparable à celles déterminées par M. Haubert (1975), B. Blavoux (1969), E. Siwertz (1973) et E. Bénevent (1926) dans divers massifs des Alpes du Nord (tableau n° II.16).

Par contre, elle est plus faible que celles publiées par E. Benedetti-Crouzet (1972) et surtout par G. Nicoud (1973). Dans ce dernier cas, la valeur élevée du gradient peut s'expliquer par un environnement orographique beaucoup plus vigoureux dans la vallée haute du Chéran que dans la partie externe des Bauges, où se situe la présente étude.

Enfin, tous ces gradients sont eux-mêmes très inférieurs à ceux que l'on peut déterminer (Bakalowicz et Andrieux, 1974) au niveau des premiers contreforts des Pyrénées ariègeoises (150 mm/100 m).

L'intérêt de la détermination du gradient vertical des précipitations n'est pas uniquement intellectuel : son utilisation est nécessaire au tracé des courbes isohyètes et il sera tenu compte, en particulier, de l'ajustement curviligne qui permet une meilleure précision dans le calcul de la lame d'eau précipitée sur le bassin versant des systèmes karstiques étudiés.

3.1.4. Analyse des précipiations à l'échelle annuelle

3.1.4.1. *Ajustement d'une loi de densité de probabilités à une série chronologique de modules annuels mesurés à la station d'Annecy*

La nécessité d'obtenir une évaluation de la probabilité d'occurence d'un phénomène A, pour une intensité donnée, est essentielle si l'on désire critiquer la portée des conclusions tirées de l'étude d'un phénomène B, lié au phénomène A, et pour l'intensité considérée.

Ainsi, les conclusions qui se dégageront de l'étude du fonctionnement des systèmes karstiques envisagés, au cours des trois années de référence, auront une portée d'autant plus grande que la valeur globale annuelle des entrées brutes dans les systèmes, donc des modules pluviométriques annuels, présentera une fréquence d'occurence assez grande.

Auteur et date de publication	Bassin	Altitude maximale de l'équipement	Durée de l'étude	Valeur du gradient
Haubert M. (1975)	Brevon (Chablais)	1900 m	8 mois	61 mm/100 m
Nicoud G. (1973)	Bauges	1010 m	29 ans	85 mm/100 m
	Haut Chéran	1610 m	1 an	90 mm/100 m
Benedetti-Crouset E. (1972)	Bassin versant du lac d'Annecy	1020 m	2 ans	70 mm/100 m
Blavoux B. (1965)	Chablais	?	?	65 mm/100 m
Siwertz E. (1973)	Bassin de Thonon (Chablais)	1400 m	5 ans	60 mm/100 m
Benevent E. (1926)	Massif de Belledonne	?	?	63 mm/100 m
Bakalowicz M. et Andrieux C. (1974)	Bassin du Baget (Ariège)	830 m	1 an	150 mm/100 m
Lepiller M. (1977)	Massif du Semnoz	1650 m	2 ans	65 mm/100 m

Tableau n° II-16 - Comparaison de quelques valeurs du gradient vertical de précipitation pour plusieurs bassins des Alpes du Nord et un des Pyrénées ariégeoises.

On dispose, pour tenter un ajustement, d'une distribution de 44 modules pluviométriques annuels relatifs à la station d'Annecy, représentative du climat régional auquel sont soumis les systèmes étudiés (tableau n° II.17), qui semble pouvoir être représentée par une loi de Gauss (ou loi normale) (fig. n° II.8).

La vérification de l'ajustement d'une loi normale à cette distribution est facilitée par l'utilisation d'un repère gausso-arithmétique qui permet la linéarisation de la fonction de répartition (fig. n° II.9) : en ordonnée, en échelle gaussienne, sont reportées les fréquences cumulées empiriques F ($F = \frac{2m - 1}{2n + 1}$ où m est le rang d'un module dans la distribution classée par valeurs croissantes, et n l'effectif de la distribution), et en abscisse, en échelle arithmétique, la valeur des modules annuels correspondants.

Le test de Pearson (ou test du χ^2) appliqué à cet ajustement vient confirmer cette conclusion. Le tableau n° II.18 regroupe l'ensemble des données et les caractéristiques statistiques des distributions expérimentale et ajustée.

Les fréquences calculées pour la distribution ajustée l'ont été par l'intermédiaire de la variable centrée et réduite u ($u = \frac{P - \bar{P}}{Sp}$) où P est la valeur du module annuel limite d'un intervalle de classe, $\bar{P}$ la valeur moyenne de la distribution expérimentale, et Sp son écart-type).

La fonction F (u), qui n'est autre que la fonction "fréquence relative cumulée" de la distribution normale réduite, est tabulée et se détermine donc aisément à partir de u.

Pour quatre degrés de liberté*, le χ^2 correspondant à une probabilité de 5 % de dépassement du χ^2 réel vaut 9,49. En d'autres termes, pour que les deux distributions comparées (expérimentale et ajustée) soient, de manière significative, différentes par leur composition, il faudrait que χ^2 égale ou dépasse cette valeur, pour le risque considéré, ce qui n'est pas le cas, χ^2 étant égal à 2,10. Les deux distributions présentent donc une composition analogue et l'ajustement d'une loi normale est tout à fait justifié.

---

* Pour une distribution à K classes, le nombre de degrés de liberté est égal à K-1.

Année	Module pluviométrique annuel en mm	Fréquence empirique cumulée = F	Limites des classes en mm	Valeur moyenne en mm	Fréquence absolue en années
1971	818	0,011			
1906	876	0,034			
1949	902	0,056	801		
1972	908	0,079			
1973	939	0,101		900	8
1962	958	0,124	1000		
1964	973	0,146			
1904	995	0,169			
1953	1016	0,191			
1947	1018	0,214			
1911	1028	0,236			
1957	1031	0,258	1001		
1945	1082	0,281			
1969	1092	0,303		1100	11
1946	1101	0,326	1200		
1959	1173	0,348			
1975	1176	0,371			
1974	1190	0,393			
1967	1192	0,416			
1956	1201	0,438			
1912	1238	0,461			
1907	1267	0,483			
1908	1276	0,506			
1950	1293	0,528	1201		
1948	1296	0,551			
1966	1296	0,573		1300	13
1944	1298	0,596	1400		
1955	1302	0,618			
1970	1303	0,640			
1905	1327	0,663			
1954	1356	0,685			
1963	1371	0,708			
1902	1407	0,730			
1961	1413	0,753			
1903	1413	0,775	1401		
1901	1418	0,798		1500	8
1909	1456	0,820			
1958	1496	0,843	1600		
1968	1593	0,865			
1951	1597	0,888			
1952	1616	0,910			
1910	1645	0,933	1601		4
1965	1719	0,955		1700	
1960	1793	0,978	1800		

Tableau n° II.17 - Distribution des 44 modules pluviométriques annuels mesurés à la station d'Annecy et répartition par classe choisie pour la vérification de l'ajustement à la loi normale (test de Pearson ou du χ^2).

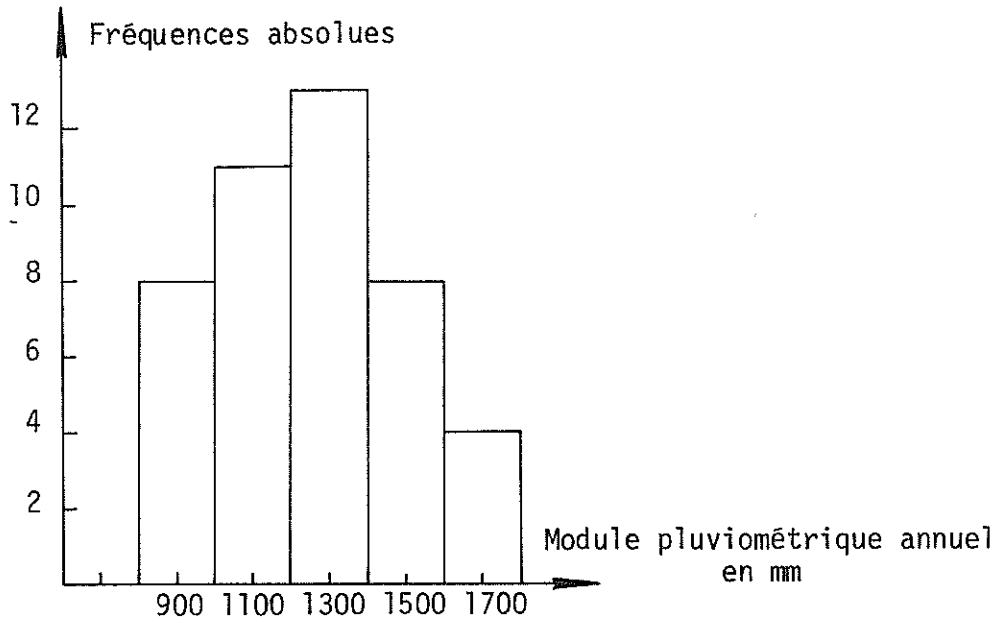


Figure n° II-8 : Représentation en histogramme de fréquences absolues de la distribution des 44 modules pluviométriques annuels de la station d'Annecy.

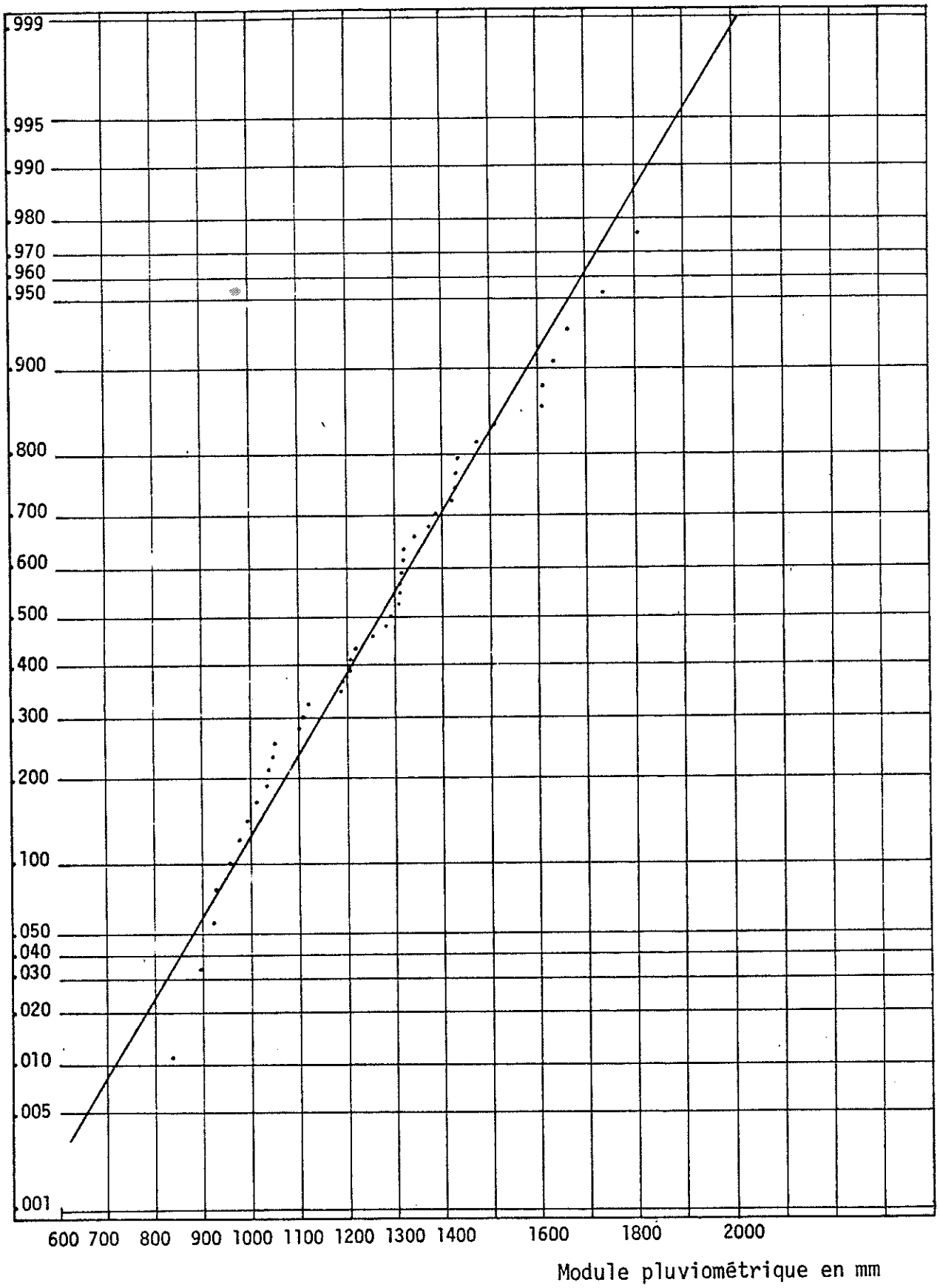


Figure n° II-9 : Ajustement d'une loi normale (droite de Henry) à la distribution de 44 modules pluviométriques mesurés à Annecy.

	Fréquences	P en mm	Probabilité de dépassement	Temps de retour
Années caractéristiques	Année décennale humide	1557	10 %	10 ans
	Année - sèche	937	90 %	10 ans
	Année centennale humide	1808	1 %	100 ans
	Année - sèche	686	99 %	100 ans
Période de référence et années hydrologiques	Année 1973 décennale sèche	939	89,97 %	9,97 ans
	- 1974 sèche	1190	59,5 %	2,47 ans
	- 1975 sèche	1176	61,8 %	2,62 ans
	Année 1973-74 sèche	1132	68 %	3,13 ans
	- 1974-75 sèche	1204	57 %	2,33 ans

Tableau n° II.19 - Modules annuels de précipitations de quelques années de fréquence remarquable, et caractères statistiques des années civiles et des années hydrologiques étudiées, dans la station d'Annecy.

	Distribution expérimentale		Distribution ajustée (dte de Henry)
Effectif	44 ans		
Moyenne	1247 mm		
Ecart-type	240,6 mm		
Coefficient de variation	0,19		
Test du χ^2 Fréquences correspondant aux classes choisies au tableau n° II-17	8	801-1000	5,6
	11	1001-1200	12,3
	13	1201-1400	14,5
	8	1401-1600	8,8
	4	1601-1800	2,8
Valeur du χ^2	2,10		

Tableau n° II.18 - Caractéristiques statistiques de la distribution des 44 modules pluviométriques annuels à Annecy et fréquences calculées pour la distribution ajustée permettant le calcul de χ^2.

Année	Module pluviométrique annuel en mm
1972	966
1953	1036
1964	1064
1957	1080
1962	1107
1943	1108
1971	1114
1945	1120
1973	1137
1946	1202
1941	1221
1947	1221
1967	1232
1975	1237
1959	1271
1969	1293
1956	1301
1944	1348
1948	1352
1966	1389
1955	1431
1974	1441
1950	1466
1954	1481
1961	1506
1963	1509
1958	1511
1940	1511
1952	1605
1951	1613
1970	1614
1968	1620
1939	1626
1965	1765
1960	1791

Tableau n° II.20 - Distribution des 35 modules pluviométriques annuels mesurés à la station de Lescheraines, classés par valeurs croissantes.

3.1.4.2. *Représentativité statistique de la période de référence : utilisation de la distribution ajustée*

La distribution ajustée permet de déterminer la fréquence probable d'un module pluviométrique annuel donné, ou inversément, la valeur d'un module correspondant à une fréquence donnée. Cette double possibilité a été utilisée pour déterminer le module des années décennales et centennales sèches et humides, et situer les modules des 3 années de référence dans le contexte de la distribution (tableau n° II, 19).

Il a été fait de même avec les modules des deux années hydrologiques retenues pour les besoins de l'étude, et cela malgré l'existence d'une hétérogénité fondamentale entre les deux types de périodes, année civile et année hydrologique.

Il ressort de l'examen du tableau que la période d'étude est plutôt déficitaire en précipitations (1973 est une année décennale sèche), et que 1974 et 1975 présentent un temps de retour très voisin (2,5 et 2,6 ans). Quant aux années hydrologiques, elles offrent la même caractéristique, l'une, 1973-74 (temps de retour : 3,1 ans) étant légèrement plus sèche que l'autre, 1974-75 (temps de retour : 2,3 ans). En conclusion , la période d'étude ne présente pas d'année exceptionnellement sèche ou humide, et les années hydrologiques se situent dans un registre de précipitations moyen, ce qui est tout à fait souhaitable quand on désire étudier des phénomènes à temps de retour assez bref.

3.1.4.3. *Représentativité spatiale de la distribution étudiée : corrélation avec la station de Lescheraines*

Afin de vérifier le degré de représentativité spatiale qu'on peut accorder à l'analyse de la distribution des 44 modules pluviométriques annuels effectuée ci-dessus, j'ai recherché la valeur du coefficient de corrélation existant entre une partie de cette distribution (32 ans) et la distribution correspondante à la station de Lescheraines (tableau n° II.20). Les caractéristiques statistiques de ces deux distributions sont regroupées dans le tableau n° II.21.

	Annecy	Lescheraines
Effectif	32	32
Moyenne en mm	1235	1336
Ecart-type	250	228
Coefficient de variation	0,20	0,17
Coefficient de corrélation simple	0,94	

Tableau II.21

Comparaison de deux séries de modules pluviométriques annuels mesurés dans les stations d'Annecy et Lescheraines.

Deux observations se dégagent de l'examen de ce tableau :

- La variabilité du module pluviométrique annuel est un peu plus élevée à Annecy qu'à Lescheraines.
- Il existe une très bonne corrélation entre les distributions relatives aux deux stations, ce qui permet d'affirmer que les conclusions tirées de l'analyse statistique de la distribution d'Annecy sont applicables à celle de la station de Lescheraines. Ces deux stations sont différentes par leur environnement : l'une, Annecy, est située dans une plaine largement ouverte vers le Nord-Ouest ; l'autre, Lescheraines, présente un environnement montagneux beaucoup plus accentué. Il n'en demeure pas moins que, en ce qui concene la pluviométrie, ces deux stations présentent des distributions de leurs modules annuels qui ne sont pas différentes de manière significative, pour une probabilité meilleure que 95 % ($F = (\frac{250}{228})^2 = 1{,}20$; le nombre de degrés de liberté est identique pour les deux distributions, ddl = 31 ; dans ces conditions, la limite supérieure de F, pour le risque 5 %, est de 1,84).

3.1.5. Analyse des précipitations à l'échelle journalière

Il s'agit d'examiner ici les hauteurs de précipitation mesurées chaque matin à 9 h et relatives aux 24 heures précédentes. Deux stations seront plus particulièrement étudiées ici : Annecy et Lescheraines.

3.1.5.1. Analyse des courbes de distributions

La distribution des hauteurs de précipitations journalières relatives aux années 1973, 1974 et 1975, présente, dans les deux stations, les caractères suivants (fig. II.10) :

- son allure est fortement dissymétrique* : 50 % des hauteurs de précipitations journalières sont inférieures ou égales à 5 mm.
- l'existence de deux modes (un mode principal à 0-5 mm dans les deux stations, et un mode secondaire à 40-45 mm à Annecy (peu marqué) et 35-40 mm à Lescheraines (très net) montre que la distribution comporte vraisemblablement deux populations statistiques, ce qui laisse supposer l'existence de deux phénomènes météorologiques pour justifier leur présence.
- les hauteurs de précipitations journalières supérieures à 25 mm ne sont pas exceptionnelles dans ces deux stations : elles représentent 5 % de l'effectif de la distribution à Annecy et 6 % à Lescheraines. Elles sont le plus souvent pro-

*Ce type de distribution se prête à l'ajustement d'une loi de densité de répartition du type Γ incomplète (Pearson III).

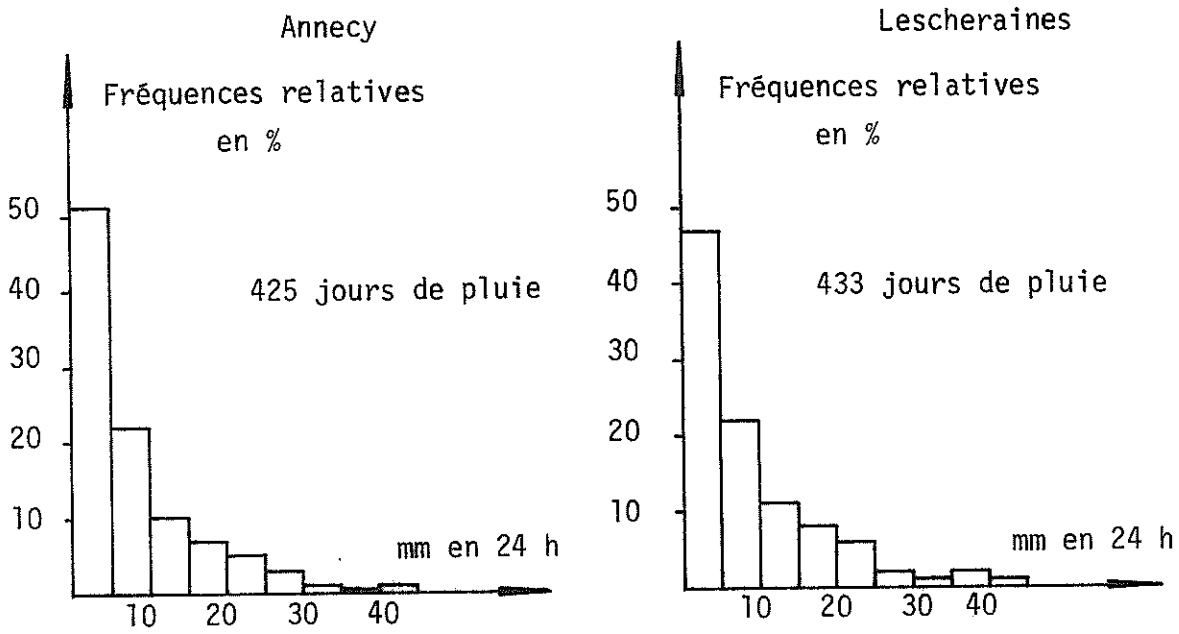


Figure n° II-10 b : Distribution des hauteurs de précipitations journalières dans les stations d'Annecy et Lescheraines (années 1973-1974-1975).

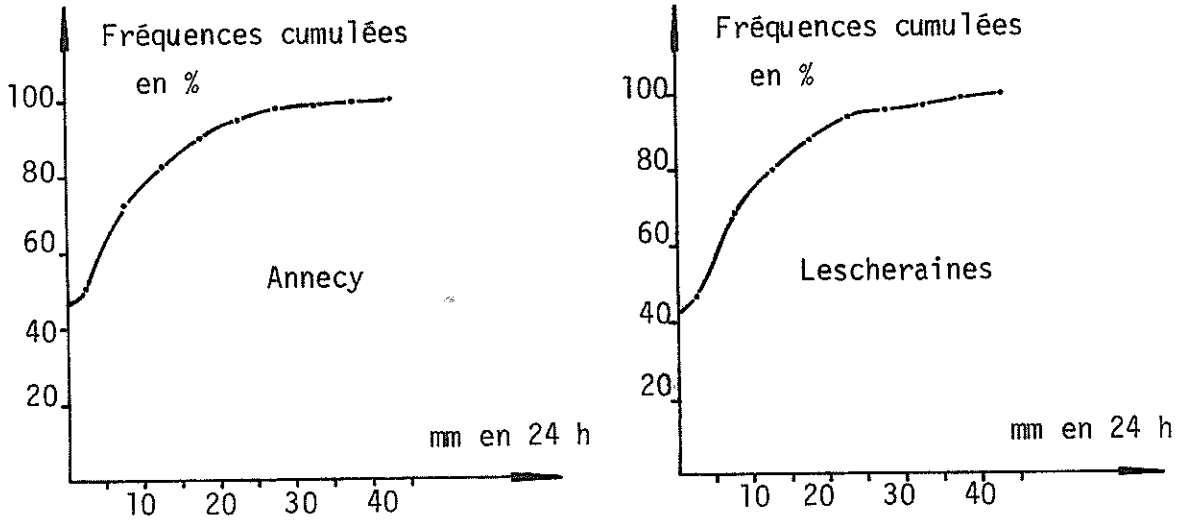


Figure n° II-10 a : Distribution en fréquence relatives cumulées des hauteurs de précipitations journalières dans les stations d'Annecy et Lescheraines (années 1973-1974-1975).

voquées par le passage de perturbations actives dans des courants d'Ouest à Sud. Certaines sont dûes à des orages localement violents, lorsque règne un type de temps à évolution diurne (essentiellement pendant la saison chaude).

Cette population se distingue ainsi du reste des précipitations qui sont provoquées par des perturbations plus ou moins actives dans des courants de Nord à Ouest.

3.1.5.2. *Valeurs extrêmes des précipitations journalières*

La hauteur maximale absolue de précipitation journalière observée dans les sept stations (tableau n° II.22), au cours de la période d'étude, est de 72 mm le 14 Septembre 1975, à Lescheraines (588 m) ; en 1974, elle est de 57,5 mm le 17 Juin à Montmin (1045 m) ; en 1973, elle atteint 62 mm le 16 Juillet à Cusy (555 m).

On notera que c'est pendant la saison chaude que ces maxima sont atteints. D'autre part, l'étude des situations météorologiques qui les provoquent révèle toujours le passage d'une perturbation active dans un courant à forte composante sud.

En tenant compte de l'accroissement des hauteurs de précipitation avec l'altitude, phénomène qui sera abordé plus loin, il faudrait envisager, pour ces mêmes épisodes, des hauteurs de précipitations encore plus fortes à des altitudes supérieures. Cependant, on a vu (paragraphe 3.1.1.2.3) que la notion de gradient vertical de pluviosité perd de son intérêt lors des épisodes pluvieurs liés à des perturbations actives.

L'examen des dates auxquelles on observe les maxima mensuels de précipitations journalières, dans les sept postes, montre une simultanéité presque parfaite du phénomène. Les exceptions concernent des précipitations convectives résultant de types de temps instables, à évolution diurne, ou le passage d'une série de perturbations qui s'accompagnent de pluies ou chutes de neige localement abondantes.

Cependant, dans ces derniers cas, la corrélation entre stations, à l'échelle des périodes perturbées, est excellente. Cela traduit une bonne homogénéité pluviométrique pour la région et la période étudiées : il n'y a pas, généralement, de discontinuité marquée dans la répartition spatiale des précipitations les plus abondantes.

L'identité d'orientation entre les axes des structures et le trajet des perturbations qui amènent ces précipitations, n'est certainement pas la moindre raison à cet état de chose.

	1973							1974						
	Alby	Annecy	Meythet	St-Jorioz	Cusy	Lescheraines	Montmin	Alby	Annecy	Meythet	St-Jorioz	Cusy	Lescheraines	Montmin
Janvier	14,9 27	19,4 27	12,0 27	18,0 27	20,0 27	22,6 27	26,9 27	24,2 9	23,2 9	20,0 9	15,5 5	31,5 9	21,2 9	22,8 9
Février	22,9 12	20,5 12	20,0 12	27,2 12	26,0 12	23,8 12	28,4 12	18,8 5	20,0 5	18,2 5	39,0 6	20,0 11	37,7 5	30,9 5
Mars	2,7 12	4,1 12	3,5 6	5,0 6	3,0 6	8,6 6	8,1 6	13,5 1	18,3 16	23,0 16	24,1 16	14,8 4	29,5 16	29,8 16
Avril	14,0 9	18,0 28	22,0 28	28,2 28	22,0 28	22,5 28	21,8 28	11,2 27	8,5 27	11,0 27	16,0 25	12,0 30	10,5 30	17,9 29
Mai	15,0 28	13,6 19	11,5 7	15,0 10	21,0 28	15,5 28	19,6 19	27,1 30	25,1 30	35,0 31	20,0 30	25,1 30	24,2 31	20,5 31
Juin	33,6 20	25,5 20	24,2 22	33,0 20	36,3 20	28,5 19	43,3 23	43,0 17	42,0 28	37,0 28	39,9 28	35,9 17	41,0 17	57,5 17
Juillet	40,0 16	40,0 16	49,0 21	40,8 15	62,0 16	39,1 16	43,2 16	15,8 13	17,1 13	20,0 13	16,1 24	16,0 14	16,3 14	22,3 24
Août	28,3 28	23,5 1	24,0 15	21,5 11	37,0 28	23,4 28	20,0 1	16,9 7	12,7 10	12,0 31	21,0 10	14,8 31	16,1 31	23,5 10
Septembre	42,5 17	27,1 20	35,5 17	31,2 17	54,3 17	31,6 17	34,2 17	40,5 28	41,4 28	31,5 28	33,9 25	29,7 25	42,7 28	47,6 28
Octobre	26,1 14	33,1 6	28,0 14	35,8 14	32,5 5	35,5 14	33,7 14	39,4 19	43,4 19	44,0 19	56,2 19	42,0 19	40,7 19	55,0 19
Novembre	17,6 5	19,3 5	20,5 5	18,2 14	17,5 5	13,7 5	17,5 14	23,7 18	29,9 18	29,5 18	28,5 26	37,3 18	37,5 26	46,3 26
Décembre	10,8 8	16,9 8	18,5 14	19,3 8	15,5 14	20,5 8	23,6 8	9,2 27	17,2 27	17,7 27	22,3 27	14 17	18,5 27	18,6 27
Maxima annuels	42,5	40,0	49,0	40,8	62,0	39,1	43,3	43,0	43,4	44,0	56,2	42,0	42,7	57,5

Tableau n° II.22 - Maxima mensuels et annuels, en mm, des hauteurs de précipitations journalières sur le réseau pluviométrique pendant la période d'étude. La date est indiquée sous la hauteur.

	1 9 7 5						
	Alby	Annecy	Meythet	St-Jorioz	Cusy	Lesche-raines	Mont-min
Janvier	26,0 18	21,0 18	16,0 25	17,5 18	23,0 18	23,0 18	22,9 7
Février	4,6 12	5,9 12	8,2 12	5,6 12	6,3 12	5,1 12	5,5 12
Mars	24,5 9	14,5 9	16,0 9	17,9 9	22,3 10	18,9 9	14,9 9
Avril	17,5 5	18,0 5	18,5 5	16,4 15	16,6 5	18,5 5	21,3 15
Mai	28,8 31	35,3 31	34,9 31	30,1 31	35,0 31	34,7 31	28,4 31
Juin	20,0 21	25,7 27	25,5 23	19,0 27	19,7 15	20,5 22	59,4 15
Juillet	?	23,0 18	16,0 18	15,4 18	16,0 18	21,9 18	14,8 18
Août	35,6 22	24,0 22	26,2 22	28,4 22	36,6 22	38,3 22	41,8 22
Septembre	70,6 14	68,6 14	65,0 14	64,9 14	65,7 14	72,0 14	67,4 14
Octobre	23,5 17	28,5 17	26,5 17	27,8 17	27,6 17	23,0 17	22,5 16
Novembre	32,5 16	32,2 16	29,1 16	42,4 16	35,0 16	36,8 16	31,0 16
Décembre	25,7 3	25,7 3	25,2 16	22,6 4	31,8 3	31,7 3	28,1 3
Maxima annuels	70,6	68,6	65,0	64,9	65,7	72,0	67,4

Tableau n° II.22 - (Suite)

3.1.5.3. *Répartition de la pluviosité journalière au cours de l'année et des saisons chaude et froide*

Le nombre de jours de précipitations observés dans une station est une donnée utile à commenter : elle permet, connaissant la hauteur totale de précipitation de la période d'observation, de calculer une intensité journalière moyenne qui est évidemment fictive, mais qui permet d'effectuer des comparaisons, en particulier entre les deux types de saisons déjà définis.

A l'échelle de l'année civile (tableau n° II.23), il s'avère que l'année 1973 présente le total de jours pluvieux* le plus faible et cela, dans toutes les stations du réseau : rappelons qu'il s'agit d'une année décennale sèche.

1974, année la plus humide de la période de référence, comporte en moyenne 40 jours de précipitation de plus que l'année précédente et 10 à 15 jours de moins que l'année 1975.

En ce qui concerne les stations, St-Jorioz est assurément celle où la fréquence de jours pluvieux est la moins élevée. Il faut y voir le résultat de sa situation, au bord du lac, et au pied du versant Est du Semnoz, qui la protège en partie contre les précipitations frontales des perturbations venues de l'Ouest et du Sud-Ouest. Par contre, il faut préciser que cette station située à l'altitude de celle d'Annecy, est nettement plus arrosée que cette dernière : l'intensité moyenne des précipitations journalières y est donc supérieure, ce qui s'explique par le rôle important que jouent les précipitations convectives durant la saison chaude, en raison de l'encaissement du lac entre les montagnes. L'examen du tableau montre que la station de Montmin présente lors de la saison chaude, une intensité moyenne tout à fait comparable à celle de la station de St-Jorioz, ce qui est en bon accord avec sa situation géographique, dans la cuvette du lac d'Annecy, au pied du Massif de la Tournette.

La répartition des jours pluvieux selon les saisons montre des différences très significatives : la saison froide présente, dans toutes les stations, un nombre de jours pluvieux nettement plus élevé que la saison chaude.

La pluviosité des deux saisons étant sensiblement égale, malgré l'inégalité de leur durée (cinq mois pour la saison chaude, sept pour la saison froide) il en résulte une intensité journalière moyenne beaucoup plus forte en saison chaude qu'en saison froide.

---

* Jours où l'on a observé au moins des traces de pluie.

Station	Saison chaude 1973			Saison froide 1973-1974			Saison chaude 1974			Saison froide 1974-1975			Saison chaude 1975			1973	1974	1975
	n	P	$\bar{I}$24 h	n	P	$\bar{I}$24 h	n	P	$\bar{I}$24 h	n	P	$\bar{I}$24 h	n	P	$\bar{I}$24 h	n	n	n
Alby	57	591	10,4	73	463	6,3	57	604	10,6	98	658	6,7	66	609	9,2	124	153	146
Annecy	58	542	9,3	78	485	6,2	56	535	9,6	101	673	6,7	66	609	9,2	120	159	146
Meythet	57	583	10,2	76	506	6,7	59	544	9,2	106	739	7,0	64	578	9,0	119	166	144
St-Jorioz	49	588	12,0	61	498	8,2	55	658	12,0	97	764	7,9	56	621	11,1	104	141	130
Cusy	57	654	11,5	75	523	7,0	60	667	11,1	100	720	7,2	65	680	10,5	116	160	142
Lesche-raines	63	656	10,4	75	549	7,3	61	639	10,5	96	770	8,0	72	596	8,3	126	156	150
Montmin	66	789	12,0	72	619	8,6	61	763	12,5	97	919	9,5	63	693	11,0	127	156	140

Tableau n° II.23 - Répartition des jours pluvieux au cours des trois années d'étude et des saisons froides et chaudes. n = nombre de jours pluvieux au cours de la période considérée ; P = Pluviosivté de la période en mm ; $\bar{I}$24 h = Intensité journalière moyenne. La saison chaude comporte cinq mois. La saison froide en compte sept.

Là encore, le rôle des précipitations convectives et des épisodes pluvieux de forte intensité est mis en lumière. Leur incidence sur les modalités d'alimentation des systèmes karstiques durant la saison chaude est suffisamment grande pour que l'on y insiste.

3.1.6. L'intensité des précipitations

Cette notion, qui présente beaucoup d'intérêt, demande à être précisée. Il ne s'agit pas, dans mon optique, de ramener une hauteur de précipitation mesurée le matin à 8 h aux 24 heures précédentes, et d'en faire le rapport. On aboutirait ainsi à des valeurs très inférieures à la réalité, et qui n'auraient de signification que dans l'hypothèse où il aurait plu pendant les 24 heures précédant la mesure. Cela peut arriver, mais dans ce cas, la notion d'intensité perd tout son sens, car elle risque d'entraîner une sous-estimation des séquences pluvieuses les plus intenses de l'intervalle de temps considéré.

Or, ce sont justement ces séquences que l'on cherche à caractériser par cette notion - Pourquoi ?

1) Parce qu'elles peuvent provoquer l'apparition d'un ruissellement superficiel à écoulement de type torrentiel, donc énergétique, sur les zones géologiquement favorables des bassins d'alimentation des systèmes karstiques étudiés quand, dans un intervalle de temps donné, la lame d'eau infiltrée est inférieure à la lame d'eau précipitée : les surfaces d'affleurement des calcaires marneux de l'Hauterivien et du Valanginien supérieur, constituent de telles zones, pour les systèmes karstiques du Semnoz et de la Montagne de Bange. Les modalités précises du phénomène sont étudiées au chapitre III.

2) Parce que ce ruissellement superficiel à caractère torrentiel présente une capacité d'érosion et de transport très élevée. Celle-ci s'ajoute à l'action mécanique des gouttes de pluie, particulièrement importante sur un sol argileux ou silteux , dont la tranche la plus superficielle est desséchée par l'évapotranspiration.
De telles situations sont loin d'être exceptionnelles. On peut même dire qu'elles sont la règle quand, pendant la saison chaude, des régimes perturbés dûs au passage de fronts froids marqués par des précipitations violentes et brèves, succèdent à des régimes anticycloniques caractérisés par un temps sec et chaud favorisant l'évapotranspiration. Il en résulte l'introduction, dans les aquifères karstiques, par les pertes ponctuelles, d'une charge solide véhiculée

par un volume d'eau plus ou moins important, et qui gagne directement la zone saturée.

3) Enfin, parce que les limites des bassins d'alimentation de deux systèmes karstiques contigus peuvent être temporairement caduques en raison de l'importance de ce ruissellement superficiel.Un exemple en sera fourni au chapitre III à propos de la limite entre les systèmes karstiques de Bange -L'eau-Morte et du Petit-Pont-de-l'Ile (contribution Semnoz). Il est bon de rappeler que la surface de bassin versant partiellement et temporairement annexée par le premier système, dans cet exemple, est de 1,22 km^2 et que le débit ainsi récupéré peut atteindre plusieurs centaines de litres par seconde pendant plusieurs dizaines de minutes.

3.1.6.1. *Données pluviométriques nécessaires au calcul de l'intensité de précipitation*

C'est en fonction de ces considérations que sera abordée la notion d'intensité de précipitation : on cherchera à caractériser des épisodes pluvieux ou des séquences particulières de ces épisodes, par un paramètre permettant de les comparer.

Ce paramètre égal au rapport de la hauteur de pluie tombée Δh, en mm, sur l'intervalle de temps considéré Δt, en mm, ne peut être obtenu qu'à partir de mesures très fines ou d'observations détaillées. Deux sources d'informations ont été exploitées :

- Données recueillies par les observateurs des postes climatologiques de première catégorie (Lescheraines, Annecy) : ces données concernent les heures de début et de fin des épisodes pluvieux. Elles sont utilisables quand il n'y eu qu'une averse en 24 heures, fréquence de mesure des précipitations. Dans ce cas, on aboutit au calcul d'une intensité moyenne pour l'épisode pluvieux considéré.
- Données pluviographiques fournies par la station des Rochers-Blancs (Semnoz) : j'ai pu disposer des enregistrements correspondant aux principaux épisodes pluvieux des mois de Juillet et Août 1975, communiqués par la DDA de Haute-Savoie. Ces enregistrements, techniquement parfaits, permettent l'étude détaillée des averses ayant provoqué du ruissellement superficiel. On repère facilement sur les enregistrements les séquences les plus intenses qui se caractérisent par une grande amplitude des déplacements verticaux du stylet, dans un intervalle de temps très court. La seule réserve qu'on puisse émettre concerne une éventuelle saturation du pluviographe dûe à l'inertie de son mécanisme, au cours des averses les plus intenses : la surface de réception étant de 1000 cm^2, la

capacité des augets de 20 cm^3, chaque mouvement de basculement correspond à une hauteur de précipitation de 0,2 mm. Dans ces conditions, on voit que pour une intensité de précipitation de 2 mm/mn, il y a un mouvement toutes les 6 secondes, et pour 4 mm/mn, un mouvement toutes les 3 secondes : avec cette dernière fréquence, on est à la limite de saturation de l'appareil. Or, l'examen des enregistrements montre que l'intensité des averses peut atteindre, pendant des durées de 5 à 15 mm, des valeurs très élevées : respectivement 2,9 mm/mn le 18 juillet 1975, de 9 h. 20 à 9 h.25, et 2,5 mm/mn le 15 août 1975, de 14 h. à 14 h. 25. Il en résulte qu'on ne peut affirmer que la hauteur totale de précipitation ait été prise en compte lors des pics d'entensité maximale : il est possible que les valeurs fournies par cet appareil le soient par défaut. Les précipitations n'étant pas recueillies, il n'a pas été possible de vérifier un éventuel écart entre l'enregistrement et le total collecté.

Cependant, la comparaison entre la hauteur d'eau recueillie dans le nivo-pluviomètre totalisateur des Rochers-Blancs et celle comptabilisée par le pluviographe, de 23 h. 35 le 17 juillet à 9 h. 25 le 18 juillet 1975, n'est pas significativement différente (erreur possible de ± 10 %). On notera cependant que le nivo-pluviomètre a recueilli moins d'eau que le pluviographe (tableau II.24).

	Nivo-pluviomètre	Pluviographe
Valeur brute	33,0 mm	37,4 mm
Valeur corrigée x 1,04	34,3 mm	

Tableau II.24 - Comparaison entre les hauteurs de précipitation recueillies par le pluviographe et le nivo-pluviomètre de la station des Rochers-Blancs (Semmoz) du 17 juillet 1975, 23 h. 35 au 18 juillet 1975, 9 h. 25.

3.1.6.2. *Quelques valeurs remarquables d'intensité de précipitation*

Le tableau II.25 réunit les valeurs d'intensité moyenne des principaux épisodes pluvieux des mois de juillet et août 1975 et celles des séquences les plus intenses de ces épisodes. On voit qu'il est beaucoup plus significatif de s'adresser à ces dernières pour caractériser les épisodes ayant

Date		17/18-7-75	18-7-75	9-8-75	15-8-75	22-8-75
Episode pluvieux total	Heure de début	23h35 le 17	8h40	17h45	13h40	4h20
	Heure de fin	2h15 le 18	9h25	19h00	19h20	14h15
	Durée	2h40mn	45 mn	1h15mn	5h40mn	9h55mn
	Hauteur de pluie en mm	17,4	20,0	15,9	46,9	55,8
	Intensité moyenne en mm	0,11	0,44	0,21	0,14	0,09
Séquence la plus intense	Heure de début	23h35 le 17	9h20	18h00	14h10	8h40
	Heure de fin	0h10 le 18	9h25	18h30	14h25	9h35
	Durée	35 mn	5 mn	30 mn	15 mn	55 mn
	Hauteur de pluie en mm	9,2	14,4	10,4	37,9	20
	Intensité en mm/mn	0,26	2,9	0,35	2,5	0,36

Tableau n° II-25 : Quelques valeurs d'intensité de précipitations calculées d'après les données du pluviographe de la station des Rochers-Blancs (Semnoz). Les valeurs relatives aux épisodes ayant donné lieu à du ruissellement superficiel sont entourés d'un double trait.

donné lieu à du ruissellement superficiel généralisé et torrentiel. Les intensités ayant provoqué ce phénomène sont particulièrement élevées : elles sont près de dix fois plus fortes que les intensités les plus élevées des autres épisodes.

On conçoit dès lors que l'ensemble des conditions créées par ces précipitations exceptionnelles puissent provoquer l'apparition de phénomènes dont la fréquence est très faible, par exemple celle de matières en suspension liée aux crues brutales survenant en période d'étiage.

3.1.7. Les précipitations solides

L'une des caractéristiques des systèmes karstiques étudiés ici, est d'être soumis à un climat de moyenne montagne dont la composante essentielle est l'existence d'une saison froide pendant laquelle le nombre de jours de gel est élevé, particulièrement en altitude : d'après L. Richard et L. Baconnais (1973), au cours de l'hiver 1971-1972, ce total varie en Haute-Savoie entre 60 dans la basse vallée de l'Arve et plus de 200 à 1800 m d'altitude, au crêt du Loup, en passant par 130 à la Clusaz (1100 m).

On observe des valeurs comparables dans les stations d'Annecy et Lescheraines, respectivement 67 et 165 jours de gel pendant l'hiver 1973-1974, 74 et 187 pendant l'hiver 1974-75. On notera au passage le nombre élevé de jours de gel à Lescheraines, relativement aux valeurs observées en altitude à la Clusaz et au Crêt du Loup, et qui s'explique par le phénomène d'inversion de température fréquent dans cette station (cf. § 3.2.2.4.).

Cela provoque l'accumulation, au-dessus d'une altitude de 1100 à 1200 m, et pendant 6 à 7 mois de la saison froide, des précipitations qui ont lieu alors essentiellement sous forme de neige.

Le stokage des précipitations solides, pendant la saison froide et la libération brutale de la lame d'eau équivalente lors de la fonte nivale sont des phénomènes qui ont une grande incidence sur le fonctionnement hydrodynamique des systèmes karstiques et sur les caractéristiques chimiques des eaux qui y transitent.

3.1.7.1. Modalités de l'acquisition du manteau neigeux, de sa persistance et de sa disparition

Les premières chutes de neige surviennent en moyenne dès le mois d'octobre, au-dessus de 1000 m d'altitude. La neige ne tient généralement pas au sol, et sa fonte entraîne une alimentation efficace du système karstique, en raison de la faible évapotranspiration qui favorise l'infiltration.

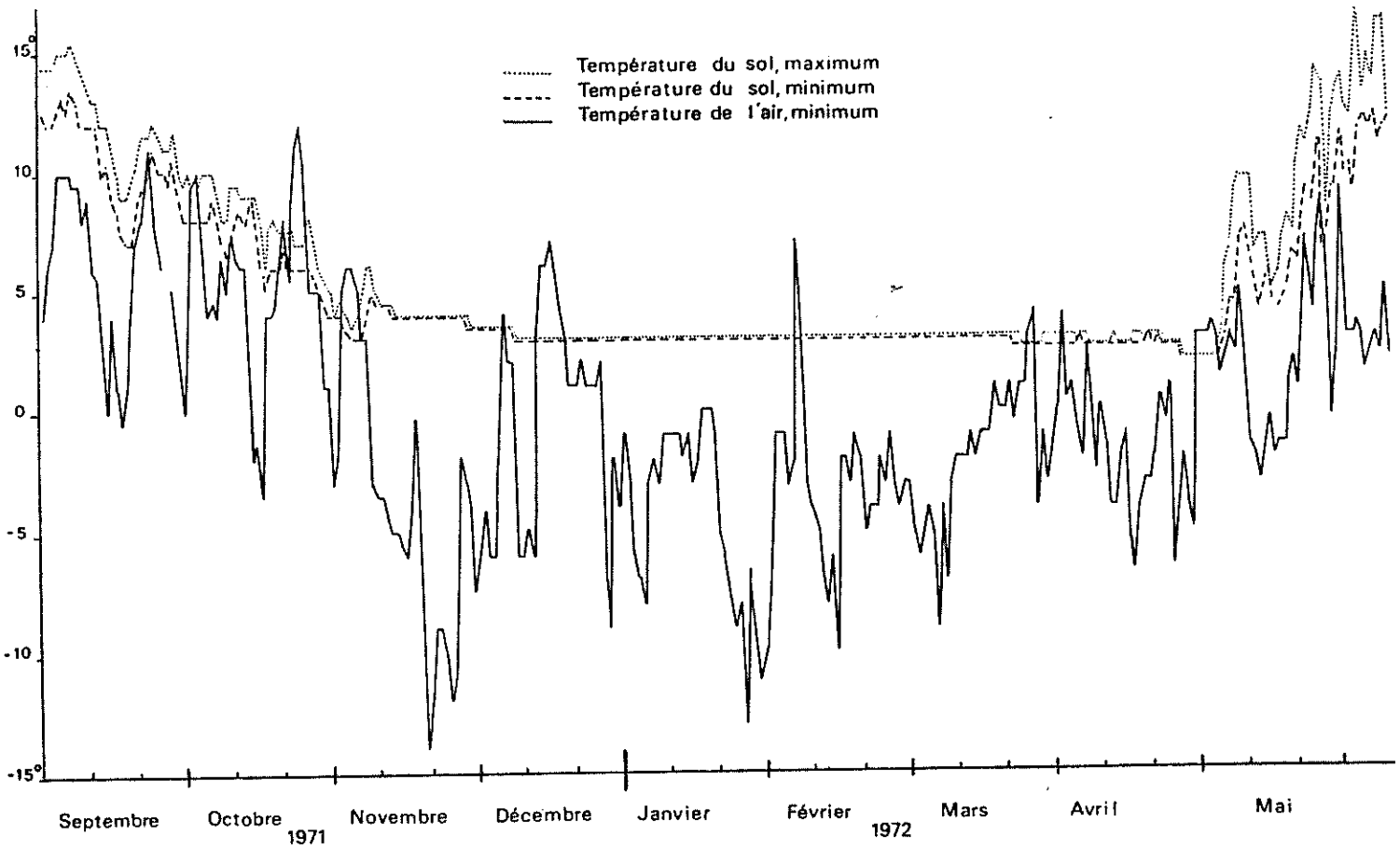


Figure n° II-11 : Enregistrement des températures journalières de l'air et du sol au Crêt du Merle (1500 m) au cours de l'hiver 1971-1972, d'après L.Richard et G. Baconnais (1973).

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

Le maintien du manteau neigeux suppose que la température moyenne journalière de l'air reste voisine de zéro, condition remplie dès le mois de novembre. L'évolution ultérieure de ce manteau est intéressante à étudier notamment en ce qui concerne les possibilités d'alimentation des systèmes à la suite des épisodes de fonte qui peuvent intervenir lors des redoux hivernaux.

L'enregistrement des températures minimales et maximales du sol, à 7 cm de profondeur, et de la température minimale de l'air, réalisé au Crêt du Merle (1500 m) au cours de l'hiver 1971-72 et publié par G. Baconnais et L. Richard (1973) met en évidence les faits suivants (fig. n° II.11) :

En septembre et octobre, la température du sol présente des oscillations dont les minima et maxima se corrèlent bien avec ceux de la température minimale de l'air. La tendance générale est à la baisse. Au début du mois de novembre, la corrélation devient impossible, en même temps que les premières chutes de neige apparaissent, et l'on note que la température minimale atteinte dans le sol (+ 2°C le 3 novembre) correspond à un réchauffement de l'air (température minimale de + 6° C). Ce déphasage est attribuable à la fonte de la neige qui provoque l'infiltration d'eau froide dans le sol. Un réchauffement du sol suit, qui correspond vraisemblablement au blocage de l'infiltration par suite d'une forte baisse de la température de l'air, en l'absence de manteau neigeux.

Cet épisode est bientôt suivi d'une nouvelle baisse, le 10 novembre, et d'une stabilisation accompagnée d'une diminution sensible de l'amplitude des variations journalières de la température du sol, phénomène parfaitement corrélé avec l'apparition d'un manteau neigeux. On observe encore deux baisses de la température du sol, le 27 novembre et le 8 décembre, et ensuite une longue période de stabilité, à + 3°C, qui dure jusqu'au 21 mars.

A partir de ce jour, la température minimale du sol baisse légèrement et sa température maximale subit des oscillations qui marquent le terme de la période d'équilibre thermique qui s'était instauré dans le sol sous le manteau neigeux.

La première de ces oscillations est une diminution et correspond à une période de 3 jours pendant lesquels les gelées ont disparu en altitude. Il en est résulté une fusion continue de la neige, avec instauration d'un flux d'infiltration régulier qui provoque une forte atténuation de l'amplitude des variations thermiques journalières du sol. Les oscillations ultérieures

se corrèlent assez bien avec les variations de la température minimale de l'air : à l'augmentation d'amplitude de la variation thermique journalière du sol, due essentiellement à la remontée de sa température maximale, correspond généralement une baisse de la température minimale de l'air. L'interprétation de ce phénomène est la suivante : les gelées nocturnes bloquent la fusion de la neige et l'infiltration d'eau froide est fortement ralentie pendant une partie de la nuit, ce qui provoque l'élévation de la température maximale du sol.

Entre le 17 et le 22 avril, une remontée de la température maximale du sol, et même temporairement de la température minimale, est en relation avec une baisse sensible des températures minimales de l'air : il semble que la fonte de la neige ait été fortement ralentie à l'occasion de ce refroidissement.

Le réchauffement qui suit cet épisode frais amène une première baisse des températures du sol, le 22 avril, et une seconde, le 27 avril, qui correspond à une forte élévation de la température de l'air, et qui précède une brutale remontée, le 4 mai (maximum : + 11°C du 9 au 11 mai), accompagnée d'un retour à des amplitudes journalières de plusieurs degrés. Il faut voir dans cette succession d'évènements le résultat de la fonte rapide, puis de la disparition totale du manteau neigeux qui soumet de nouveau le sol aux influences directes des variations thermiques de l'air. En effet, à partir du 4 mai, on observe une excellente corrélation entre température de l'air et du sol.

Pour conclure, l'étude de cet exemple met en évidence les faits suivants :

1 - Le rôle de protection thermique du sol joué par le manteau neigeux est d'une très grande efficacité. Cette protection s'exerce dès l'apparition du manteau neigeux et disparaît brutalement avec le début de la fonte des neiges. Elle entraîne une stabilisation de la température du sol à +3,0°C à 1500 m.

2 - L'infiltration d'eau froide à la fonte des neiges entraîne un refroidissement sensible du sol. Comme il ne s'en produit pas de semblable au cours de la période la plus froide, on peut conclure à l'absence d'infiltration importante au cours de cette période.

3 - Les résultats acquis lors de cette expérimentation ne peuvent évidemment pas être généralisés à l'ensemble du bassin versant dont certaines parties, mieux exposées, peuvent donner lieu à une fonte nivale qui permet l'infiltration lors de redoux hivernaux.

3.1.7.2. *Le contrôle du manteau neigeux par la température de l'air*:

La notion de degré-jour et son intérêt dans l'évaluation de la fonction d'entrée du système karstique lors de la fonte nivale.

L'importance du volume d'eau mobilisé par la fonte de la neige, appelé à transiter dans le système karstique, conduit à rechercher le paramètre qui contrôle le mieux cette fonte, et à étudier la relation existant entre l'effet et la cause.

La fonte de la neige consistant dans le passage d'eau à l'état solide, peu mobile, à l'état liquide, très mobile, pour une température supérieure à 0°C, à la pression normale, il apparaît logique de considérer la température de l'air comme le facteur de contrôle essentiel de ce phénomène.

Donc, en l'absence de précipitations liquides, autre élément climatique pouvant intervenir puisque, si l'on excepte le phénomène de surfusion, l'eau de pluie est à une température supérieure à 0°C, on peut proposer de rechercher une relation entre les variations de la température de l'air qui commandent la fonction brute d'entrée (les débits de fonte), cette dernière étant d'une approche extrêmement difficile, et de la fonction de sortie (les débits à l'émergence).

Une telle démarche utilisera la notion de degré-jour, qu'on peut définir comme la différence entre la température moyenne journalière, et une température limite (0°C pour la fusion de la neige) dont on effectue la sommation pour une période déterminée, ou dont on étudie la distribution cumulée.

Il s'agit donc de calculer la quantité de chaleur utile à la fusion de la neige sur la surface enneigée du bassin versant, ce qui suppose, de toute évidence, de disposer d'enregistrements thermométriques permettant la détermination des moyennes journalières par intégration, à différentes altitudes et en des endroits variés (par la topographie, le couvert végétal) du bassin versant.

L'ampleur de l'équipement souhaitable (qui peut éventuellement être allégé par suite de la détermination d'une station représentative du bassin versant) ne m'a pas permis d'entreprendre une telle recherche.

Je me bornerai donc, au cours de ce travail, à utiliser les données fournies par la station des Rochers-Blancs (Massif du Semnoz), représentative des variations thermiques de l'air aux altitudes élevées des bassins versants des systèmes karstiques de ce massif, et dont certaines lacunes d'enregistrement ont été comblées par reconstitution de valeurs à partir de corrélation avec la station d'Annecy.

3.1.7.3. *Influence de la pluie sur la fusion de la neige*

L'influence des précipitations liquides sur la fusion du manteau neigeux a quelquefois été considérée comme importante, et l'on a ainsi expliqué des crues à partir de la conjonction des deux phénomènes : la fonte nivale et son amplification par la pluie.

Or, un calcul simple (M. Bouvard, 1971) montre qu'il convient de tempérer cette opinion : la chaleur de fusion de la glace est de 80 calories par gramme. Dans ces conditions, 1 g d'eau de pluie à + 10°C (ce qui constitue une température déjà élevée pour une pluie de printemps, en montagne) ne provoquera la fonte que de 1/8 de g de neige. La pluie est donc majorée de 12 % environ.

D'autre part, il faut signaler que le manteau neigeux offre une certaine porosité qui permet la rétention de cette eau de pluie, par capillarité, un peu à la manière de la zone non saturée, et que son rôle modérateur dans le contrôle des débits d'entrée dans le système n'est ainsi pas négligeable.

3.1.7.4. *Evaluation de la lame d'eau précipitée sous forme de neige et utile à l'acquisition et au maintien du manteau neigeux, sur le massif du Semnoz*

La hauteur de précipitation neigeuse, exprimée en lame d'eau équivalente, et ayant effectivement contribué à l'apparition et au maintien du manteau neigeux, sera estimée, ici, à partir des données fournies par les nivo-pluviomètres totalisateurs mis en place au Semnoz (stations du Villard (1430 m) et des Rochers-Blancs (1650 m).

Les chutes de neige précoces, ayant subi une fusion totale, ne sont pas prises en compte dans cette estimation de même que les chutes tardives, survenant après le début de la fonte des neiges, phénomène dont l'ampleur est suffisante pour qu'il soit considéré comme marquant la fin de la période où les chutes participent efficacement à l'alimentation du manteau neigeux.

Les observations effectuées à partir des tubes totalisateurs n'ayant pas toujours coïncidé avec les limites de la période de maintien du manteau neigeux, notamment avec le début de sa fonte, il a été nécessaire de reconstituer quelques valeurs par corrélation avec la station d'Annecy.

Cette démarche induit une incertitude sur les résultats qui ne doit pas excéder 5 %.

Le tableau II.26 rassemble les données relatives à ces évaluations. La date d'apparition du manteau neigeux résulte d'observations directes. La fonte est repérée par l'apparition de forts débits aux exutoires, et par une baisse spectaculaire de la minéralisation des eaux (ch. III, § 2.2.4.3.)

	1973-1974	1974-1975
Dates de début et fin de l'enneigement utile au manteau neigeux	25 novembre 1973 17 mars 1974	26 septembre 1974 13 avril 1975
Le Villard (1430 m)	480 mm	1080 mm
Rochers-Blancs (1650 m)	520 mm	1110 mm

Tableau II.26 - Valeur en eau des précipitations neigeuses utiles au maintien du manteau neigeux, dans les deux stations du Semnoz, pour les saisons froides 1973-1974 et 1974-1975.

Au cours des deux saisons froides envisagées, la hauteur des précipitations neigeuses est voisine dans chaque station ; la différence mesurée entre les stations est dûe à leur accroissement avec l'altitude, suivant la loi qui a déjà été étudiée.

Les hauteurs varient du simple à plus du double au cours des saisons froides 1973-1974 et 1974-1975. Cette variation est dûe essentiellement à l'enneigement exceptionnellement précoce et tenace de la fin du mois de septembre et d'octobre 1974, et à des chutes de neige tardives qui nourrissent le manteau neigeux jusqu'en avril.

La définition d'un cycle climatique peut se concevoir comme, la durée comprise entre le début de deux périodes d'existence du manteau neigeux en altitude : un tel cycle comprend donc une période de maintien du manteau neigeux, sa fonte, et une période où celui-ci est absent. Deux cycles successifs n'auront pas nécessairement la même durée et il faut signaler que les limites de l'alternance saison-chaude saison froide, telles qu'elles ont été définies ne se superposent généralemnt pas exactement avec les limites des cycles, notamment en ce qui concerne le début de la saison froide : il peut faire froid sans qu'apparaisse un manteau neigeux.

Ayant défini un cycle climatique, il devient possible de calculer la lame d'eau précipitée au cours de celui-ci et d'examiner ce que représente les précipitation solides utiles au maintien de la couverture neigeuse, par rapport au total du cycle. Les résultats de ces calculs sont rassemblés dans le tableau n° II.27.

Cycle	Station	Hauteur de précipitation	Précipitations solides utiles	
25-11-73	Villard	1443 mm	480	33 %
25-09-74	Rochers Blancs	1439 mm	520	36 %
26-09-74	Villard	2127 mm	1080	51 %
19-10-75	Rochers Blancs	2306 mm	1110	48 %

Tableau n° II.27 - Hauteurs de précipitations solides dans les stations d'altitude au cours de deux cycles climatiques.

On note que la part des précipitations solides stockées en altitude est variable d'un cycle à l'autre.

Les conséquences hydrodynamiques de cet état de choses sont importantes ; la principale période de hautes eaux des systèmes karstiques étudiés ici intervient pendant la fonte de la neige, où les débits restent élevés et soutenus pendant une durée assez longue. Or, on sait (Mangin, 1975) que la reconstitution des réserves au niveau des systèmes annexes du karst noyé, se fait d'autant mieux que la charge dans le réseau de drainage est plus élevée, toutes choses étant égales par ailleurs, et que la durée de cet état de charge est plus longue.

Ainsi, on conçoit que la reconstitution des réserves d'un système karstique influencé par une couverture neigeuse dépendra essentiellement de l'importance de la lame d'eau stockée sous forme de neige, et de la "forme" de son injection dans le système lors de la fonte, les autres paramètres favorisant l'existence de réserves étant constants (géométrie de la zone d'évacuation, nature des relations entre le drain et les systèmes annexes, etc...).

3.1.8. Evaluation de la lame d'eau précipitée sur les bassins versants des systèmes karstiques étudiés au cours des années hydrologiques 1973-74 et 1974-75

Cette estimation est basée sur l'extension à la totalité d'un bassin versant, des valeurs ponctuelles de pluviosité mesurées dans les stations qui l'équipent. Deux méthodes sont applicables, dont il convient de rappeler les principes : la méthode de Thiessen et la méthode des isohyètes.

3.1.8.1. La méthode de Thiessen (in Remenieras G., 1960).

Son principe consiste, à partir d'un réseau de stations pluviométriques, à déterminer géométriquement le polygone d'influence de chacune des stations : il suffit pour cela de tracer la médiatrice de chacun des segments qui relient deux stations. Le polygone d'"influence" d'une station est constitué par l'ensemble des médiatrices qui la séparent des autres stations. On admet que la pluviosité y est homogène et égale à celle de la station qu'il inclut.

Un bassin versant pourra être, soit inclus totalement dans un polygone, et dans ce cas la lame d'eau précipitée sera celle de la station, soit recoupé par les limites de i (i=1 .. n) polygones. Dans ce cas, chaque partie du bassin versant est affectée d'une pluviosité P_i (i = 1... n) égale à celle de la station, et d'un coefficient α_i qui est la fraction de la surface totale, prise pour unité ($\sum_{i=1}^{n} \alpha_i = 1$), qu'il représente. La pluviosité sur le bassin versant est alors égale à $\Sigma\, \alpha_i \,.\, P_i$. Les avantages de cette méthode sont importants: l'application des coefficients constants, pour un réseau pluviométrique donné, aux différentes parties du bassin versant, permet un calcul rapide de la lame d'eau précipitée sur le bassin.

Dans les régions à faible relief, où les variations de la pluviosité sont plus sensibles sur les distances horizontales (par effet de continentalité par exemple) que verticales (absence de relief, donc de gradient de précipitation), cette méthode permet de pondérer la représentativité de chaque station avec une certaine objectivité.

Par contre, et c'est là son inconvénient majeur, en région montagneuse, le tracé des polygones ne tient aucun compte de l'existence d'un éventuel gradient vertical de précipitation et cela peut conduire à affecter à une partie ou à la totalité d'un bassin versant comportant des altitudes élevées, la pluviosité mesurée dans une station de basse altitude.

3.1.8.2. *La méthode des isohyètes est beaucoup plus adaptée* aux bassins versants de montagne. Elle est fondée sur le tracé de lignes d'égale pluviosité et sur le planimètrage de zones comprises entre deux isohyètes consécuvites, auxquelles est affectée la pluviosité moyenne calculée à partir des pluviosités limites.

La densité du réseau pluviométrique permet rarement de tracer ces isohyètes par la seule utilisation des méthodes d'interpolation. Par contre, les indications qu'on peut en tirer pour l'estimation du gradient vertical de précipitations sont précieuses et viennent compléter celles qu'on obtient à partir de l'interpolation entre deux stations.

L'inconvénient de cette méthode réside dans la non permanence des isohyètes dans le temps et la nécessité de déterminer pour chaque année, leur position afin de planimétrer les aires qu'elles délimitent. Quoi qu'il en soit, cette méthode est la seule à présenter les garanties de précision qu'on doit exiger pour l'estimation des lames d'eau précipitées annuellement en pays montagneux.

3.1.8.3. *Application aux bassins versants des systèmes karstiques étudiés*

Les deux méthodes ont été appliquées aux bassins versants des systèmes karstiques du Semmoz (fig. II.12 et II.13 et tableau II.28) pour l'année 1973-1974. La méthode de Thiessen a également été appliquée pour l'année 1974-75 et les résultats sont très comparables à ceux de 1973-74 ce qui dispense de redessiner les isohyètes pour le calcul de la lame d'eau précipitée. On retiendra donc la quasi égalité de la pluviosité au cours des deux années hydrologiques ce qui est suffisant pour mon propos.

La concordance entre les deux méthodes est bonne pour les systèmes karstiques de Bange -L'Eau Morte, Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon et Bourneau. La surestimation de la lame d'eau précipitée sur le système des Beuglions vient du coefficient très élevé (0,97) affecté à la station des Rochers Blancs (1650 m), tandis que la sous-estimation notée pour les systèmes de l'Etang et des Marquisats provient des coefficients élevés attribués à la station de St-Jorioz (0,70) pour le premier et d'Annecy (0,98) pour le second (il s'agit dans les deux cas de stations de plaine).

	Système et altitude moyenne du bassin versant	du 25/11/73 au 25/11/74		du 25/11/74 au 25/11/75
		Isohyètes	Thiessen	Thiessen
SEMNOZ	Bange-Eau-Morte 1224 m	1773	1734	1748
	Pont de l'Ile-Bourbouillon (Contribution Semnoz) 1378 m	1830	1835	1828
	Bourneau 1255 m	1753	1808	1837
	Beuglions 1180 m	1694	1946	1988
	Etang 1010 m	1487	1383	1386
	Marquisats 685 m	1296	1135	1205
MONTAGNE DE BANGE-PREPOULAIN	Prérouge (Bassin total) 1030 m	1665		
	Prérouge (Contribution Montagne de Bange) 1085 m	1706		
	Prérouge (Contribution Bois de Prépoulain) 975 m	1624 m		
	Pont de l'Ile-Bourbouillon (Contributions Montagne de Bange + Bois de Prépoulain) 1176 m	1753		

Tableau n° II-28 : Lame d'eau précipitée sur les bassins versants de quelques systèmes karstiques au cours des années hydrologiques 1973-1974 et 1974-1975.

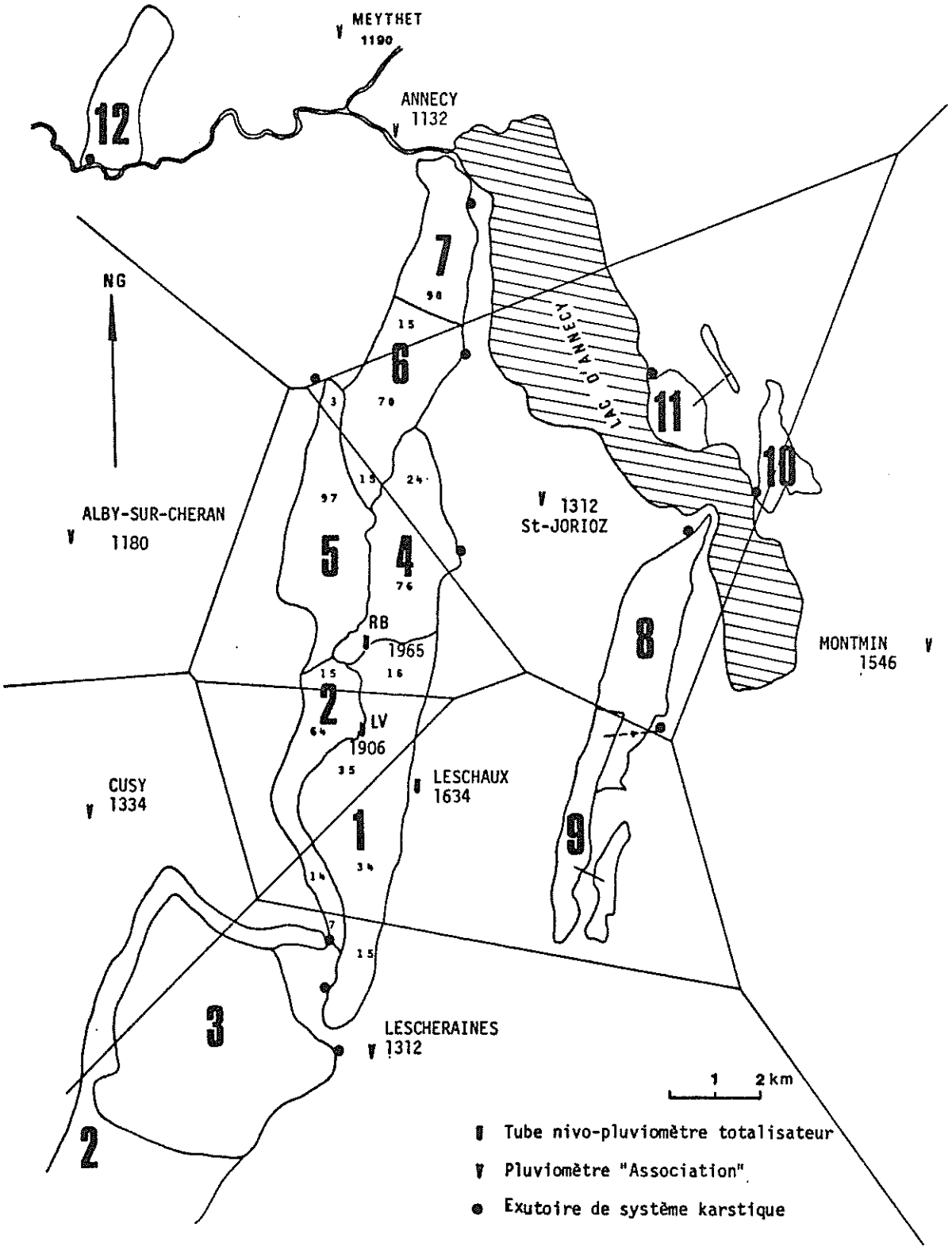


Figure n° II-12 : Tracé des polygones de Thiessen sur les systèmes karstiques étudiés pour la période du 25-11-73 au 25-11-74.Les hauteurs de précipitations annuelles sont indiquées près de chaque poste (en mm).RB : Rochers-Blancs; LV : Le Villard; Systèmes karstiques : 1 : Bange-l'Eau-Morte; 2 : Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon; 3 : Prérouge; 4 : Bourneau; 5 : Beuglions; 7 : Puya-Marquisats; 8 : Vivier-Barbouillot; 9 : Lathuile; 10 : Angon; 11 : Menthon; 12 : Lovagny.

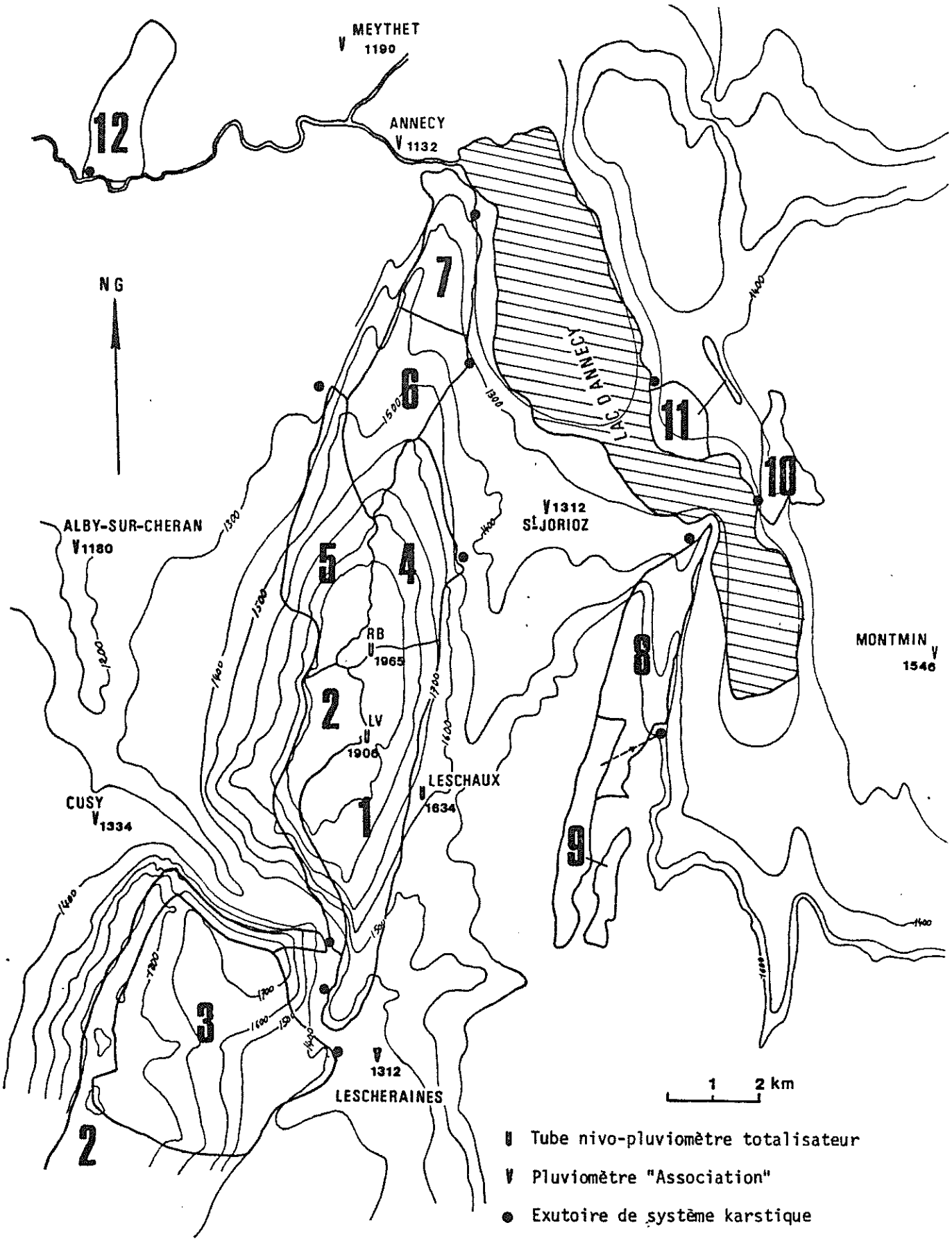


Figure n° II-13 : Tracé des isohyètes sur les systèmes karstiques étudiés pour la période du 25-11-73 au 25-11-74. Les hauteurs de précipitations annuelles sont indiquées près de chaque poste (en mm). Pour la dénomination des systèmes, voir la légende de la figure n° II-12.

Observons enfin que les systèmes karstiques étudiés sont soumis à des précipitations dont le module annuel calculé entre le 25/11/73 et le 25/11/74 varie de 1296 mm à 1830 mm. Cela assure une certaine variété dans les débits spécifiques de leurs exutoires.

3.1.9. Conclusions

A l'échelle mensuelle, les valeurs de la pluviosité montrent une très bonne homogénéité spatiale, un peu meilleure lors des mois les moins arrosés, qui interviennent en saison froide, qu'à l'occasion des mois les plus arrosés, qui se situent toujours en saison chaude.

L'analyse des corrélations entre stations confirme le fait, tout en montrant que l'ajustement de fonctions puissances est mieux adapté aux distributions expérimentales que celui de fonctions linéaires . L'explication physique de cette particularité peut être que l'influence du gradient vertical de précipitations est plus grande lors des mois à pluviosité faible que pendant les mois les plus arrosés, où une tendance à l'uniformisation des précipitations avec l'altitude serait sensible.

L'étude de la répartition mensuelle des précipitations, à Annecy, sur une période de 44 ans, montre que les mois de la saison chaude (mai à septembre) sont en moyenne plus arrosés que ceux de la saison froide. Les différences observées sont très significatives. Cette situation favorise donc une évapotranspiration active par abondance relative de l'eau, et l'équilibre pluviométrique des deux saisons est assuré malgré leur durée différente.

La représentativité statistique de la période d'étude (1973-1974-1975), éprouvée par comparaison des hauteurs mensuelles de précipitation avec les normales, met en lumière le caractère aléatoire de cette notion à l'échelle du mois : la période d'étude comporte des mois très déficitaires et très excédentaires. Néanmoins, ces anomalies apparaissent respectivement en saison froide et chaude, ce qui n'entraîne pas d'anomalie prononcée à l'échelle de la saison.

Les hauteurs de précipitation mesurées dans les 3 nivopluviomètres totalisateurs sont parfaitement corrélées entre elles. L'analyse des droites de régression permet, quant à elle, de corriger la valeur fournie par le tube des Rochers-Blancs au cours de l'année hydrologique 1974-1975, celui-ci

ayant sous-estimé les précipitations au cours de cette période.

Le souci d'aboutir à une valeur fiable du gradient vertical de précipitation est à l'origine de cette correction. L'accroissement des hauteurs de précipitation avec l'altitude est clairement mis en évidence par l'utilisation des données de pluviométrie annuelle des sept stations du réseau météorologique auxquelles viennent s'ajouter les mesures effectuées à l'aide des nivopluviomètres.

Il apparaît que, loin de conserver une valeur constante, le gradient vertical de précipitations diminue avec l'altitude comme le montre la meilleure adaptation d'une fonction puissance aux points expérimentaux.

La valeur moyenne retenue (65 mm/100 m) est en bon accord avec celles qui ont été déterminées par d'autres auteurs sur des bassins versants des Alpes du Nord.

A l'échelle annuelle, les années d'étude (années civiles) ne présentent pas de pluviosité extrême ; 1973, année sèche, a le temps de retour le plus élevé (10 ans), tandis que celui de 1974 et 1975 est respectivement de 2,5 et 2,6 ans. Il en est de même des années hydrologiques, comprises entre le 25 novembre 1973 et le 25 novembre 1975, dont le temps de retour est 3,1 et 2,3 ans. Dans l'ensemble, la période d'étude montre une légèresécheresse. Ces résultats ont été acquis par l'étude d'une distribution de 44 modules annuels de précipitation mesurés à la station d'Annecy. La représentativité spatiale de cette distribution a été contrôlée par comparaison avec une distribution équivalente à Lescheraines : celle-ci est tout à fait satisfaisante.

L'analyse des précipitations à l'échelle journalière conduit à des résultats importants pour l'explication de certains phénomènes hydrodynamiques dont on observe les effets aux exutoires des systèmes karstiques.

Les hauteurs de précipitations journalières supérieures à 25 mm ne sont pas exceptionnelles, en particulier pendant la saison chaude,où elles accompagnent les perturbations orageuses. Il ressort également que l'intensité vraie de ces précipitations peut être élevée (2,5 à 3 mm/mn), ce qui provoque localement sur le bassin versant l'apparition d'un ruissellement superficiel intense dont les conséquences sont doubles :

- l'introduction dans l'aquifère, par des voies de circulation préférentielle qui font suite aux pertes de surface, d'un volume d'eau qui atteint rapidement la zone saturée. Celui-ci provoque une impulsion qui donne naissance à une onde de crue brutale. Les effets à l'exutoire en seront examinés au chapitre III.
- le volume d'eau introduit dans l'aquifère est souvent chargé en éléments en suspension. Il y a donc une migration de certaines particules fines en provenance des parties les plus élevées du bassin versant vers la zone saturée du système.

La présence d'un manteau neigeux qui subsiste pendant une grande partie de la saison froide est une caractéristique essentielle du climat régnant sur les bassins versants des systèmes karstiques étudiés.

Le stockage d'une partie des précipitations annuelles (qui atteint 35 % en 1973-74 et 50 % en 1974-75) sous forme de neige, et sa libération brutale lors de la fonte, ont évidemment des répercussions sur le comportement hydrodynamique et hydrochimique des aquifères. Ces répercussions seront étudiées au chapitre III.

Les deux méthodes qui permettent le calcul de la lame d'eau précipitée sur les bassins versants (isohyètes et Thiessen) ont été appliquées aux systèmes karstiques du Semnoz. Si elles aboutissent à des valeurs pratiquement égales pour trois des systèmes concernés, les différences constatées pour les trois autres conduisent à proscrire l'emploi de la méthode de Thiessen, en raison de son principe même qui la rend inadéquate aux bassins versants de montagne.

3.2. La température de l'air

3.2.1. Intérêt de l'analyse des températures de l'air. Conventions

La température de l'air est une donnée primordiale pour l'hydrogéologue qui se préoccupe de comparer les entrées (précipitations, évapotranspiration) et les sorties (débits des émergences) d'un système aquifère karstique.

En effet, outre les phénomènes d'évaporation directe qui, lors des épisodes pluvieux, soustraient une part plus ou moins grande de la lame d'eau précipitée aux entrées brutes du système, les phénomènes commandant le devenir de

l'eau qui pénètre dans la zone non saturée de l'aquifère karstique méritent un intérêt tout particulier : une partie de cette eau en ressortira sous l'effet de l'évaporation et de la transpiration des végétaux, phénomènes dont l'intensité est liée essentiellement à la température de l'air. L'autre partie donne lieu à l'infiltration qui peut s'effectuer dans la zone non saturée selon 2 modalités (A. Mangin, 1974) :

- si les fissures offrent une largeur de plus de 1 cm, le potentiel de succion est négligeable, et l'eau s'écoule par ruissellement ; les possibilités de stockage sont réduites et l'eau s'écoule rapidement vers la zone saturée.
- si les fissures sont étroites et fines, le potentiel de succion devient très important, la gravité pouvant alors être négligée (= écoulement diphasique). Suivant l'état d'imbibition de la zone non saturée, les possibilités de stockage peuvent être considérables et l'eau peut ne pas gagner la zone saturée.

Une estimation de la capacité de stockage dans la zone non saturée sera effectuée au chapitre III. Ses conclusions montreront qu'une partie de l'eau (éventuellement la totalité) peut rester stockée dans la zone non saturée et ne pas gagner la zone saturée si les conditions du second type d'écoulement sont prédominantes, et si une forte succion règne par suite d'une évapotranspiration intense.

On conçoit dès lors l'importance que revêt la prise en considération de la thermique de l'air lorsqu'on étudie, par exemple, la réponse de la zone saturée à un épisode pluvieux donné.

Par ailleurs, le maintien du manteau neigeux sur le bassin versant des systèmes karstiques de montagne est régi par la température de l'air. Sa fonte entraîne une période de hautes eaux favorable à la recharge des réserves des systèmes. Elle apporte une composante nivale à leur régime, ce qui n'est pas sans retentir sur leur fonctionnement.

C'est pourquoi les données thermométriques doivent être soumises à une critique sévère portant sur leur précision, leur représentativité, et sur l'homogénéité du réseau de mesures qui permet leur obtention.

3.2.1.1. *Origine des données thermométriques*

J'ai pu disposer, pour l'analyse des températures de l'air, de données nombreuses dont je rappelle l'origine. Les stations d'Annecy (448 m) et Lescheraines (588 m) ont fourni les températures minimales et maximales jour-

nalières, lues à 8 h sur des thermomètres. Le problème de la représentativité temporelle des données est discuté plus loin.

La station des Rochers-Blancs (Semnoz, 1650 m) a permis d'obtenir des données analogues en altitude ; certaines lacunes d'enregistrement ont été comblées par corrélation avec la station d'Annecy, portant sur les moyennes mensuelles des températures journalières.

La station de Meythet (462 m), située près d'Annecy, a fourni des moyennes mensuelles, de même que les stations de Challes (291 m), Ugine (426m) et Chambéry-Voglans (237 m), situées à la périphérie du massif des Bauges.

Rappelons enfin que les stations de Poisy (500 m), Scientrier (560 m), La Clusaz (1100 m), Crêt du Merle (1500 m) et Crêt du Loup (1850 m) ont permis d'obtenir des données thermométriques sous le manteau neigeux, couplées avec les mesures classiques de température de l'air.

3.2.1.2. *Justification de la convention d'attribution des températures minimales et maximales lues à Annecy, Lescheraines et Meythet*

J'ai déjà signalé (1.1.1) la décision d'attribuer au jour de rang n les températures minimales et maximales lues le jour de rang n+1 à 8 h, à Annecy, Lescheraines et Meythet.

Si cette convention paraît légitime en ce qui concerne les températures maximales, en raison de la très faible probabilité d'enregistrer la nuit, entre 0 h et 8 h (jour de rang n+1) une température plus élevée que le jour, entre 8 h et 24 h (jour de rang n), il n'en est pas de même pour les températures minimales : l'absence de données sur l'heure où l'on enregistre statistiquement le minimum thermique interdit d'attribuer, a priori, la mesure de température au jour de rang n ou de rang n+1.

Afin de lever cette indétermination, j'ai calculé, pour différents mois de l'année, les coefficients de corrélation entre les températures minimales et maximales des jours de rang n* de la station des Rochers-Blancs (Semnoz) et celles des jours de rang n et n+1 des stations de Lescheraines et Annecy.

---

* Je rappelle que les températures de cette station sont lues sur les enregistrements du thermographe entre 0 h et 24 h.

Le coefficient de corrélation traduit, en effet, l'intensité de la liaison qui existe entre les deux variables, et qui résulte de l'action de phénomènes multiples : ainsi, une bonne corrélation entre deux stations pourra traduire une homogénéité climatique régionale pour le paramètre envisagé. Par contre, des conditions climatiques locales particulières pourront diminuer l'intensité de la liaison, jusqu'à la rendre totalement inexistante (cas des inversions de températures, comme on le verra). De même, des erreurs accidentelles répétées lors de la lecture des thermomètres, ou une absence de reproductibilité de mesures, peuvent diminuer l'intensité de cette liaison. La plus ou moins bonne simultanéité des mesures entraînera le même type d'effets : la composante de la liaison dûe à ce paramètre sera plus ou moins forte selon le synchronisme des mesures.

Le tableau n° II-29 regroupe les résultats des calculs effectués. Il apparaît une nette amélioration des coefficients pour les corrélations où interviennent les températures du jour de rang n+1, ce qui justifie l'attribution au jour de rang n des températures lues à 8 h du matin, le jour de rang n+1.

Une restriction ne modifiant pas la portée de cette conclusion, concerne les températures de janvier 1975, pour lesquelles la convention adoptée entraîne une légère diminution des coefficients de corrélation. Etant donnée la valeur de ces coefficients qui montrent l'absence totale de liaison significative, on ne peut valablement conclure sur cette inversion de tendance.

3.2.2. Analyse des moyennes mensuelles des températures journalières au cours de la période d'étude

Les tableaux n° II.30 à II.33 regroupent, pour les stations d'Annecy, Lescheraines, Meythet et des Rochers-Blancs, les moyennes mensuelles des températures journalières minimales, maximales et moyennes. La figure II.14 représente la variation de ces valeurs mensuelles.

La première remarque concerne la répartition des mois les plus chauds et les plus froids (tableau II.34). Si le passage du maximum thermique est simultané dans les 4 stations, pour les 3 années de référence, il n'en est pas de même pour le minimum thermique : en 1973, il intervient à des mois différents pour les 3 stations ; en 1974 et 1975, la station des Rochers-Blancs manifeste une certaine indépendance : il faut préciser cependant qu'il règne

	Annecy - Rochers-Blancs				Lescheraines - Rochers-Blancs			
	Jour de rang n à Annecy		Jour de rang n+1 à Annecy		Jour de rang n à Lescheraines		Jour de rang n+1 à Lescheraines	
	Mini	Maxi	Mini	Maxi	Mini	Maxi	Mini	Maxi
Septembre 1973 n = 30	0,78	0,73	0,89	0,87	0,60	0,75	0,75	0,94
Octobre 1973 n = 31	0,20	0,17	0,29	0,39	0,20	0,13	0,35	0,55
Novembre 1973 n = 30	0,11	0,27	0,31	0,34	0,00	0,44	0,22	0,46
Juin 1974 n = 30	0,50	0,66	0,56	0,70	0,41	0,77	0,58	0,75
Août 1974 n = 31	0,54	0,70	0,80	0,89	0,18	0,72	0,58	0,91
Janvier 1975 n = 31	0,28	-0,13	0,26	-0,05	0,14	-0,15	0,12	-0,01

Tableau n° II.29 - Comparaison des coefficients de corrélation entre les températures minimales et maximales journalières de la station des Rochers-Blancs (températures du jour de rang n) et celle des stations d'Annecy et Lescheraines (températures lues à 8 heures du matin, des jours de rang n et n+1).

On notera la nette amélioration des coefficients pour les corrélations où interviennent les températures du jour de rang n+1, ce qui justifie l'attribution au jour de rang n des température lues à 8 heures du matin le jour de rang n+1.

	Année 1973					Année 1974					Année 1975				
	Max	Normale maxi	Min	Normale min	Moy	Max	Normale max	Min	Normale min	Moy	Max	Normale max	Min	Normale min	Moy
Janvier	3,0		-2,7		0,2	6,9	4,3	0,3	-3,3	3,6	8,0	4,3	0,9	-3,3	4,5
Février	4,4		-2,6		0,9	6,9	7,3	1,1	-2,3	4,0	9,8	7,3	-1,1	-2,3	4,4
Mars	10,2		-1,6		4,3	11,9	11,9	3,6	0,2	7,8	8,7	11,9	0,6	0,2	4,7
Avril	11,7		1,6		6,7	14,9	17,0	3,9	4,3	9,4	15,4	17	4,0	4,3	9,7
Mai	20,2		9,4		14,8	17,6	20,7	7,3	8,1	12,5	19,2	20,7	8,8	8,1	14
Juin	22,9		13,5		18,2	21,7	23,9	10,9	11,4	16,3	22,0	23,9	10,7	11,4	16,4
Juillet	23,9		13,5		18,7	26,2	27,0	13,4	13,1	19,8	27,2	27	14,4	13,1	20,8
Août	25,6	25,8	15	12,8	20,3	26,7	25,8	13,8	12,8	20,3	26,1		15,0		20,6
Septembre	21,8	22,5	10,8	10,3	16,3	20,1	22,5	9,8	10,3	15,0	22,3		12,5		17,4
Octobre	13,9	16,7	5,0	5,9	9,5	9,9	16,7	2,5	5,9	6,2	14,7		5,2		10,0
Novembre	9,4	9,3	0,1	1,7	4,8	9,3	9,3	2,7	1,7	6,0	9,0		2,6		5,8
Décembre	4,5	5,2	-2,2	-1,7	1,2	7,8	5,2	0,1	-1,7	4,0	4,6		-1,0		1,8
Moyenne annuelle	14,3		5,0		9,7	15,0		5,8		10,4	15,6		6,1		10,9

Tableau n° II.30 - Moyennes mensuelles, annuelles et normales des températures en °C à Annecy (448 m), de septembre 1973 à novembre 1975.

	Année 1973			Année 1974			Année 1975		
	Maxi	Mini	Moy	Maxi	Mini	Moy	Maxi	Mini	Moy
Janvier	2,3	-7,0	-2,4	6,8	-3,8	1,5	7,2	-3,2	2,0
Février	3,3	-8,4	-2,6	5,8	-3,0	1,4	8,5	-6,2	1,2
Mars	8,6	-5,5	1,6	11,5	-1,3	5,1	7,8	-2,9	2,5
Avril	11,4	-1,8	4,8	13,6	-1,7	5,6	13,4	-1,5	5,6
Mai	19,4	5,2	12,3	16,9	2,9	9,9	17,4	4,3	10,9
Juin	22	8,5	13,3	20,3	5,9	13,1	21,2	6,4	13,8
Juillet	23,2	9,6	16,4	23,8	7,4	15,6	25,5	8,4	17,0
Août	24,6	10,7	17,7	24,9	8,6	16,8	24,6	10,8	17,7
Septembre	21,6	6,2	13,9	18,2	5,5	11,9	21,3	8,2	14,8
Octobre	13,6	0,1	6,9	9	-1,0	4	14,2	0,6	7,4
Novembre	9,0	-5,3	1,9	8,5	-1,4	3,6	7,9	-1,8	3,1
Décembre	3,8	-6,9	-1,6	6,8	-4,7	1,1	3,5	-4,6	-0,6
Moyenne annuelle	13,6	0,5	6,9	13,8	1,1	7,5	14,4	1,5	8,0

Tableau n° II.31 - Moyennes mensuelles et annuelles des températures en °C à Lescheraines (588 m), de janvier 1973 à novembre 1975.

	Année 1973			Année 1974			Année 1975		
	Maxi	Mini	Moy	Maxi	Mini	Moy	Maxi	Mini	Moy
Janvier	3,4	-3,5	-0,1	7,7	-1,1	3,3	7,3	-1,3	3,0
Février	4,2	-3,6	0,3	7,4	0,8	4,1	9,4	-2,5	3,5
Mars	10,1	-3,0	3,6	12,5	1,5	7,0	8,3	-0,1	4,1
Avril	11,7	0,0	5,9	15,2	2,4	8,8	14,4	-0,4	7,0
Mai	20,0	6,0	13,0	18,0	4,4	11,2	17,9	5,7	11,8
Juin	23,6	10,3	17,0	21,8	8,4	15,1	22,0	8,0	15,0
Juillet	25,7	12	18,9	24,5	10,0	17,3	26,5	11	18,8
Août	26,1	13,3	19,7	26,8	12,3	19,5	26,2	12,3	19,3
Septembre	22,9	9,0	16,0	19,5	7,8	13,7	22,0	8,5	15,3
Octobre	14	2,8	8,4	9,4	0,7	5,1	14,8	3	8,9
Novembre	10,3	-1,7	4,3	8,9	0,8	4,9	9,7	1,6	5,7
Décembre	5	-4,0	0,5	7,8	-2,2	2,8	5,5	-1,8	1,9
Moyenne annuelle			9,0	15,0	3,8	9,4			9,5

Tableau n° II.32 - Moyennes mensuelles et annuelles des températures en °C à Meythet (462 m) de janvier 1973 à novembre 1975.

	Année 1973			Année 1974			Année 1975		
	Maxi	Mini	Moy	Maxi	Mini	Moy	Maxi	Mini	Moy
Janvier				-1	-4	-2,5	1,4	-2,3	-0,5
Février				-2	-3,6	-2,8	1,4	-3,8	-1,2
Mars				1,5	-2,1	-0,3	1	-2	-0,5
Avril				3,2	-1,1	1,1	3,1	0	1,6
Mai				6,8	1,1	4,0	5,4	2,1	3,8
Juin				10,0	4,6	7,3	8,8	4,6	6,7
Juillet				13,5	7,8	10,7	14,3	8,9	11,6
Août	14,4	10,4	12,4	15,1	9,6	12,4	13,6	10,8	12,2
Septembre	11,8	6,5	9,2	9,7	4,9	7,3	12,0	7,6	9,8
Octobre	6,1	1,7	3,9	-1,2	-3,5	-2,4	6,2	2,3	4,3
Novembre	4,5	0,1	2,3	1,0	-2,1	-0,6	1,0	-2,2	-0,6
Décembre	-2	-6	-4	0,3	-2	-0,9	-2	-5,2	-3,6
Moyenne annuelle				4,7	0,8	2,8	5,5	1,7	3,6

Tableau n° II.33 - Moyennes mensuelles et annuelles des températures en °C au Semnoz (Rochers-Blancs, 1650 m) de septembre 1973 à novembre 1975. Les données soulignées sont reconstituées par corrélation avec la station d'Annecy.

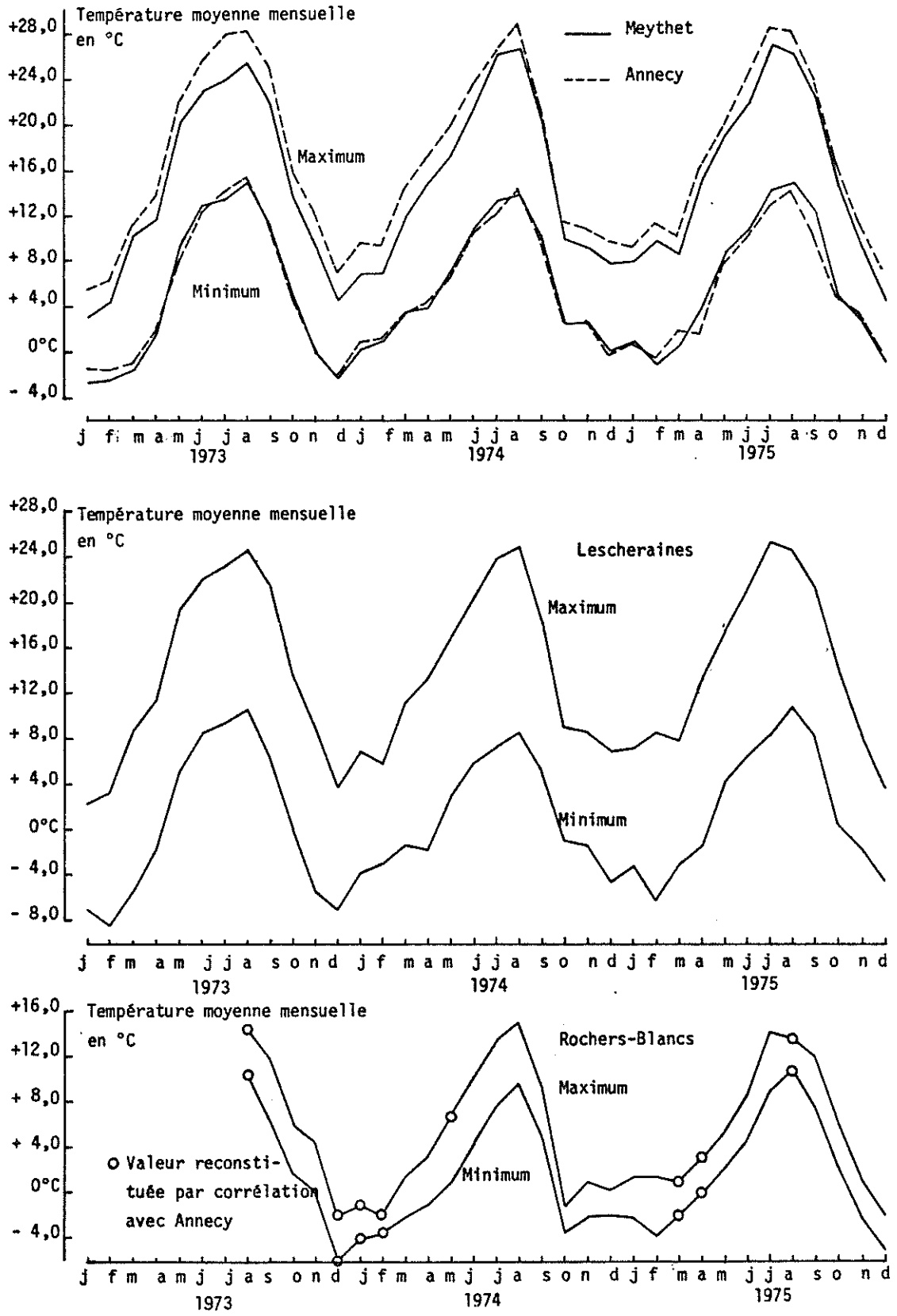


Figure n° II-14 : Variations de la moyenne mensuelle des températures journalières minimales et maximales dans les stations d'Annecy, Meythet, Lescheraines, et des Rochers-Blancs au cours de la période d'étude.

Stations	Année					
	1973		1974		1975	
	Maxi	Mini	Maxi	Mini	Maxi	Mini
Annecy	Août	Janvier	Août	Décembre	Juillet	Février
Meythet	Août	Décembre	Août	Décembre	Juillet	Février
Lescheraines	Août	Février	Août	Décembre	Juillet	Février
Rochers-Blancs	Août	?	Août	Janvier	Juillet	Décembre

Tableau n° II-34 : Répartition des mois les plus chauds et les plus froids, en moyenne, de 1973 à 1975 à Annecy, Meythet, Lescheraines et aux Rochers-Blancs.

une incertitude pour les mois de décembre 1973, janvier 1974 et février 1974 dont les valeurs ont été reconstituées par corrélation.

L'ensemble des variations laisse cependant apparaître un cycle thermique annuel où les mois les plus chauds sont juillet et août, les mois les plus froids pouvant être novembre, décembre, janvier ou février. Il apparaît d'ores et déjà que la durée de la saison froide est plus longue que celle de la saison chaude. D'autre part, l'aspect dissymétrique des représentations traduit le passage assez brutal de la saison chaude à la saison froide, surtout en 1974, alors que l'inverse est progressif.

L'écart entre les moyennes mensuelles minimales et maximales des températures présente des variations très significatives selon les stations : à Lescheraines, la différence entre les moyennes des températures minimales et maximales est très élevée : elle atteint 12,9°C en moyenne ; elle est réduite aux Rochers-Blancs où elle vaut 4,0°C. D'autre part, on note que les températures minimales sont souvent plus basses à Lescheraines (588 m) qu'aux Rochers-Blancs (1650 m) en particulier pendant la saison froide, ce qui peut surprendre à priori étant donné les altitudes de ces stations : le phénomène d'inversion de températures explique parfaitement ces constatations. Les modalités en seront étudiées au paragraphe 3.2.2.4.

Par contre, les températures maximales sont beaucoup plus élevées à Lescheraines qu'aux Rochers-Blancs. Il en résulte, en moyenne, des températures plus élevées à Lescheraines qu'aux Rochers-Blancs, où elles sont toujours négatives pendant la saison froide.

On observera que seule la station de Lescheraines présente un phénomène d'inversion aussi prononcé à l'échelle des moyennes mensuelles des températures journalières.

3.2.2.1. *Analyse des corrélations entre stations*

L'intérêt de l'analyse des liaisons corrélatives entre les températures de chaque combinaison de 2 stations (6 pour les 4 stations du réseau) se justifie par les considérations suivantes :

- Les données obtenues à partir des 4 stations du réseau seront nécessairement étendues à l'ensemble de la région étudiée pour les besoins des calculs de l'évapotranspiration. Il est donc utile de vérifier l'homogénéité climatique du domaine d'extension pour ce paramètre, et cela, pour un pas de temps égal

à celui qui pourra être utilisé pour les calculs (ici, un mois).

- Certaines lacunes d'observation affectant la station des Rochers-Blancs devant être comblées par utilisation des équations de régression, il est naturel de vérifier le degré de signification de la liaison existant entre cette station et celle qui sera choisie pour la reconstitution des données manquantes (station d'Annecy).

En ce qui concerne les corrélations portant sur les moyennes mensuelles (tableau II.35) il apparaît que celles-ci sont toutes caractérisées par un coefficient supérieur ou égal à 0,95. Les valeurs les plus basses s'observent pour les combinaisons où interviennent les stations de Lescheraines et des Rochers-Blancs (Semnoz), et surtout pour les moyennes des températures qui introduisent une certaine indépendance thermique entre ces deux stations en particulier.

Il en résulte que le choix de la station d'Annecy comme référence pour reconstituer les données manquantes aux Rochers-Blancs se justifie, les coefficients de corrélation étant meilleurs pour les combinaisons où cette station intervient avec celle des Rochers-Blancs.

Enfin, si les valeurs des coefficients de corrélation montrent qu'il existe des liaisons significatives entre toutes les stations du réseau, ce qui traduit le fait qu'elles sont soumises aux mêmes conditions climatiques régionales, les faibles variations qui affectent ces coefficients traduisent l'influence de conditions locales, et plus précisément ici, des inversions de température.

3.2.2.2. *Saison froide et saison chaude : Définition, signification physique, utilité du concept, conséquences hydrodynamiques.*

Récemment la notion de saison a été largement utilisée par des hydrogéologues du karst(M. Bakalowicz et C. Andrieux, 1975) et je leur emprunterai la définition qu'ils en donnent : "la saison chaude est déterminée en considérant les mois dont la température moyenne est supérieure à la moyenne annuelle. Les mois dont la température moyenne est inférieure (ou égale)* à la moyenne annuelle appartiennent à la saison froide".

---

* précision ajoutée par l'auteur.

		n	Ajustement linéaire Y = β X + t		
	X Y		r	β	t
MAXI	Lescheraines - Meythet	36	1,00	1,02	+ 0,88
	Lescheraines - Annecy	36	1,00	1,02	+ 0,69
	Lescheraines - Semnoz	29	0,97	0,78	- 5,57
	Meythet - Annecy	36	1,00	1,00	- 0,12
	Meythet - Semnoz	29	0,97	0,77	- 6,26
	Annecy - Semnoz	29	0,97	0,75	- 5,93
MINI	Lescheraines - Meythet	36	0,99	0,92	+ 2,58
	Lescheraines - Annecy	36	0,99	1,01	+ 4,56
	Lescheraines - Semnoz	29	0,95	0,89	+ 0,36
	Meythet - Annecy	36	0,99	1,08	+ 1,79
	Meythet - Semnoz	29	0,96	0,94	- 2,04
	Annecy - Semnoz	29	0,97	0,87	- 3,66
MOYENNES	Lescheraines - Meythet	36	0,99	0,98	+ 2,00
	Lescheraines - Annecy	36	1,00	1,03	+ 2,68
	Lescheraines - Semnoz	29	0,97	0,84	- 2,97
	Meythet - Annecy	36	1,00	1,04	+ 0,66
	Meythet - Semnoz	29	0,97	0,85	- 4,62
	Annecy - Semnoz	29	0,97	0,81	- 5,08

Tableau n° II-35 : Moyennes mensuelles des températures minimales, maximales et moyennes journalières : éléments des corrélations et régressions linéaires pour les 6 combinaisons possibles à partir des 4 stations du réseau. r = coefficient de corrélation ; β = coefficient de régression linéaire ; t = ordonnée à l'origine.
Semnoz = Rochers-Blancs.

La figure II.15 est construite d'après ce principe : elle permet d'aboutir aux données du tableau II.36.

Les systèmes karstiques dont l'étude est menée ici sont soumis, dans leur majorité, à un climat de moyenne montagne, dont on peut dès maintenant donner 2 caractéristiques essentielles :

- Les précipitations ont lieu sous forme solide pendant une grande partie de l'année. Dans la région concernée, et au-dessus de 1200 m d'altitude, la période d'enneigement commence en octobre et s'achève en mai.
- Si l'on considère la température de l'air, on peut dire que le printemps et l'automne sont des saisons pratiquement inexistantes ; la figure II.16 est à cet égard éloquente : entre les mois d'avril et mai d'une part, septembre et octobre d'autre part, on observe une variation brutale des températures moyennes mensuelles.

Ces caractéristiques me paraissent suffisantes pour justifier l'emploi du concept de saison ; d'autant plus, d'ailleurs, que les limites des saisons déterminées sur les bases de la définition de M. Bakalowicz et C. Andrieux, correspondent bien à deux évènements climatologiques essentiels :

- L'acquisition du manteau neigeux consécutive à l'abaissement brutal de la température dès le mois d'octobre, ou au moins, si les précipitations sont nulles, l'apparition de gelées nocturnes fréquentes en altitude,
- La fonte du manteau neigeux très active dès les mois de mars-avril, et sa disparition totale en mai et juin.

La notion de cycle climatique découle directement de celle de saison, un cycle comportant deux saisons. Il est évidemment souhaitable qu'une année hydrologique voit ses limites coïncider avec celles du cycle climatique ; on verra qu'en ce qui concerne la présente étude, il n'a pas été possible de respecter ce souhait.

Les conséquences de l'existence de deux saisons sont d'une grande portée pour l'hydrogéologue dont le souci est, entre autres, de rechercher les relations entre la fonction d'entrée (les précipitations — l'évapotranspiration) et la fonction de sortie (les débits).

On peut en effet, du point de vue hydrodynamique, caractériser schématiquement les saisons de la manière suivante :

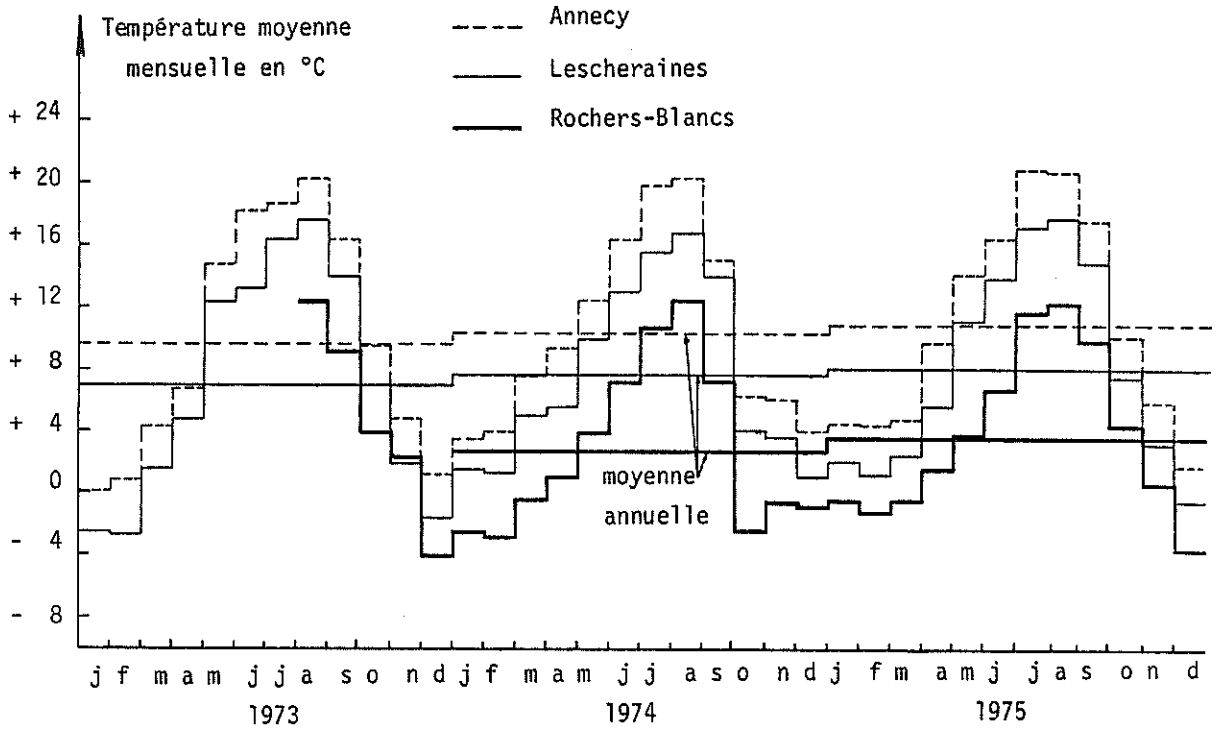


Figure n° II-15 : Représentation graphique de la variation de la température moyenne mensuelle et des températures moyennes annuelles (1973 à 1975), permettant de délimiter les saisons froide et chaude à Annecy, Lescheraines et aux Rochers-Blancs (Semnoz).

Année civile ou cycle	Saisons					
	Saison chaude			Saison froide		
	Station					
	Annecy	Lesche-raines	Rochers-Blancs	Annecy	Lesche-raines	Rochers-Blancs
1973	5	5	?			
1973-1974				7	7	6 probable
1974	5	5	5			
1974-1975				7	7	7
1975	5	5	6			

Tableau n° II-36 - Durée (en nombre de mois) des saisons chaude et froide à Annecy, Lescheraines et aux Rochers-Blancs, selon des années civiles et les cycles climatiques.

Au cours de la saison chaude, l'évapotranspiration régit l'état hygroscopique de la zone non saturée, dont dépend en grande partie l'intensité du transfert vers la zone saturée. Les entrées du système ne sont plus influencées par la fonte de la neige, et le rôle essentiel de la zone non saturée dans le sens des transferts est évident. Si l'on connaît avec une bonne précision la hauteur des précipitations, on sait beaucoup moins bien mesurer les phénomènes qui commandent les mouvements de l'eau dans la zone non saturée vers la zone saturée, ou vers l'atmosphère suivant le signe du gradient.

Au cours de la saison froide, les précipitations sont stockées sous forme solide au niveau le plus superficiel de la zone non saturée. Lors de la fonte nivale, le transfert vers la zone saturée ne dépendra plus (ou très peu) des conditions régnant dans la zone non saturée (qui doit par ailleurs tendre vers une saturation temporaire*). En d'autres termes, on peut admettre que la moindre variation de la fonction d'entrée retentira sur la fonction de sortie : c'est en effet ce qu'on observe à l'occasion de la variation quotidienne de température qui entraîne une variation des débits de même période.

3.2.2.3. *Analyse d'une série chronologique (29 ans) de moyennes mensuelles de températures journalières relatives à la station d'Annecy*

On ne peut, à priori, reconnaître une quelconque représentativité statistique temporelle à l'ensemble des conclusions auxquelles l'analyse des moyennes mensuelles des températures journalières relatives aux années d'étude 1973, 1974 et 1975, a permis d'aboutir (paragraphe 3.2.2.1.).

Il importe donc de soumettre ces conclusions à une comparaison avec celles qui résultent de l'analyse d'une série beaucoup plus longue - en l'occurence 29 ans compris dans l'intervalle 1944-1975 - qui autorise le calcul de paramètres statistiques ayant valeur de normes**.

Les paramètres statistiques utiles pour cette comparaison sont contenus dans le tableau II.37. Leur examen suscite les commentaires suivants :

- Les mois les plus chauds sont en moyenne juillet et août. Les observations relatives aux moyennes mensuelles de températures au cours de la période de référence 1973-1974-1975 sont conformes à cette conclusion.

---

* Au niveau des fissures fines.

** Au sens climatologique du terme, ce qui suppose l'utilisation de séries trentenaires de données.

n = 29 ans	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Normale des minima	-2,99	-1,85	0,67	4,14	8,11	11,43	13,21	12,96	10,33	5,69	1,65	-1,55
Normale des maxima	4,46	7,68	11,77	16,66	20,56	23,72	26,86	25,72	23,21	16,10	9,25	5,33
Normale des moyennes $\overline{m}$	0,79	2,97	6,12	10,33	14,36	17,57	19,98	19,35	16,3	10,76	5,49	1,76
S	2,25	2,17	2,10	1,67	1,26	1,33	1,39	1,36	1,68	1,96	1,29	1,49
$C_v = \frac{S}{\overline{m}}$	2,85	0,73	0,34	0,16	0,09	0,08	0,07	0,07	0,10	0,18	0,23	0,85
					Saison chaude							

Tableau n° II.37 - Normales, écart-type (S) et coefficient de variation (Cv) des moyennes mensuelles des températures minimales, maximales et moyennes journalières, calculés pour une chronique de 29 ans, à la station d'Annecy.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1973	+0,6	-2,1	-1,8	-3,6	+0,4	+0,6	-1,3	+1,0	0,0	-1,3	-0,7	-0,6
1974	+2,8	+1,1	+1,7	-0,9	-1,9	-1,3	-0,2	+1,0	-1,3	-4,6	+0,5	+2,2
1975	+3,7	+1,4	-1,4	-0,6	-0,4	-1,2	+0,8	+1,3	+1,1	-0,2	+0,3	0,0

Tableau n° II.38 - Répartition des écarts, en °C, entre les moyennes mensuelles des températures moyennes journalières, à Annecy, pour la période de référence, et les normales du tableau n°II.37. On peut considérer qu'il existe une anomalie quand l'écart excède ± 1,0 °C.

- Les mois les plus froids sont décembre et janvier. Là encore, il y a conformité avec les observations effectuées pendant la période de référence.
- L'analyse de l'évolution moyenne du coefficient de variation, de janvier à décembre, montre que la variabilité des mois de saison froide est forte, tandis qu'elle est très réduite pour les mois de saison chaude. Cela signifie que la température de l'air, élément déterminant du processus d'évapotranspiration, montre une réelle constance au cours de la saison chaude, et que, par conséquent, elle pourra pratiquement être prise comme un paramètre peu variant. Il n'en va pas de même avec les précipitations mensuelles qui présentent une variabilité pratiquement identique au cours des différents mois de l'année et de surcroît assez élevée (paragraphe 3.1.1.2.3., tableau II.3).
- La comparaison des moyennes mensuelles de températures journalières de la période de référence, avec les valeurs des normales, permet de mettre en évidence les mois ayant présenté une anomalie thermique (tableau II.38). On notera que c'est pendant les mois de saison froide qu'on a observé les plus fortes anomalies, ce qui est conforme aux conclusions tirées de l'étude des coefficients de variation. L'écart le plus élevé intervient en octobre 1974, mois qui se caractérise aussi par des précipitations extrêmement excédentaires. Janvier est anormalement chaud en 1974 et 1975, février et avril 1973 étant plus froids que la normale. Quant aux autres mois, ils sont souvent normaux (septembre 1973, juillet et novembre 1974, mai, octobre, novembre et décembre 1975), ou présentent des écarts peu significatifs avec les valeurs normales.

3.2.2.4. *Le phénomène de l'inversion de température*

L'examen des tableaux II.31 et II.33 a permis de mettre en évidence, à l'échelle des moyennes mensuelles des températures minimales journalières, que la station de Lescheraines (588 m) présentait parfois des minimas très inférieurs à ceux de la station des Rochers-Blancs (1650 m).

Ce phénomène d'inversion, en contradiction avec la notion de gradient vertical négatif de la température, présente une intensité particulière à Lescheraines. Ainsi, en novembre 1974, pour des températures minimales de - 2 à - 4°C aux Rochers-Blancs, on enregistre une température de - 13 à - 14°C à Lescheraines. En février 1974, on note - 15,5°C dans cette station contre - 2,5°C aux Rochers Blancs. Ces valeurs ne constituent que des exemples et le phénomène

se reproduit régulièrement pendant les mois de la saison froide et parfois, avec une moindre intensité, au cours des mois de la saison chaude.

Les causes de ces inversions de température sont de deux ordres :

L'inversion peut être nocturne et disparaître dès que le soleil se lève : dans ce cas, elle affecte seulement les températures minimales et elle est provoquée par l'accumulation, dans les sites favorables (dépressions topographiques, vallées) en un véritable lac, de l'air froid qui a préalablement ruisselé sur les pentes enneigées des montagnes environnantes. Il est à noter que les nuits claires, où le rayonnement dû au manteau neigeux est important, favorisent ce processus, de même que les périodes anticycloniques (fig. II.16).

L'inversion peut aussi être durable, et dans ce cas, l'anomalie affecte également les températures maximales qui sont plus basses dans les vallées que sur les sommets, au-dessus de la limite d'inversion, dans la journée.
Ce type d'inversion se produit dans des périodes de grande stabilité atmosphérique durant lesquelles les échanges verticaux sont réduits. Il est caractérisé par la persistance, à la limite de l'air froid dense et de l'air chaud léger qui le surmonte, d'une couche de nuages peu élevés (stratocumulus, 1200 à 1400 m) et de brouillards qui forment une véritable mer d'où émergent les sommets. Ces nuages qui bloquent les fumées et les poussières de la strate inférieure favorisent une luminosité exceptionnelle au-dessus de l'inversion et interceptent les radiations solaires.

Il s'agit là d'inversions d'extension régionale et fréquentes pendant les mois de la saison froide. H. Flohn (1968) signale son apparition régulière en hiver, dans les Alpes Orientales. H. Voiron et G. Toussaint (1971) font les mêmes observations à partir d'enregistrements réalisés à Plan Praz, près de Chamonix (2062 m) et au niveau de la gare supérieure du téléphérique du Brévent (2526 m). Dans cette dernière station, au cours des mois de septembre et octobre 1968, on note plusieurs jours où les températures minimales ont été supérieures à à zéro (de l'ordre de + 4°C) alors qu'il gelait chaque nuit à Plan Praz (température de l'ordre de - 4 à 10°C).

Le rôle de ces inversions n'est pas négligeable : elles peuvent favoriser le dépôt de givre ou même apporter de l'eau aux systèmes par condensation au niveau du sol et sur la végétation. L'importance de cette alimentation est difficile à évaluer. L. Richard et G. Baconnais (1973) signalent une augmentation très

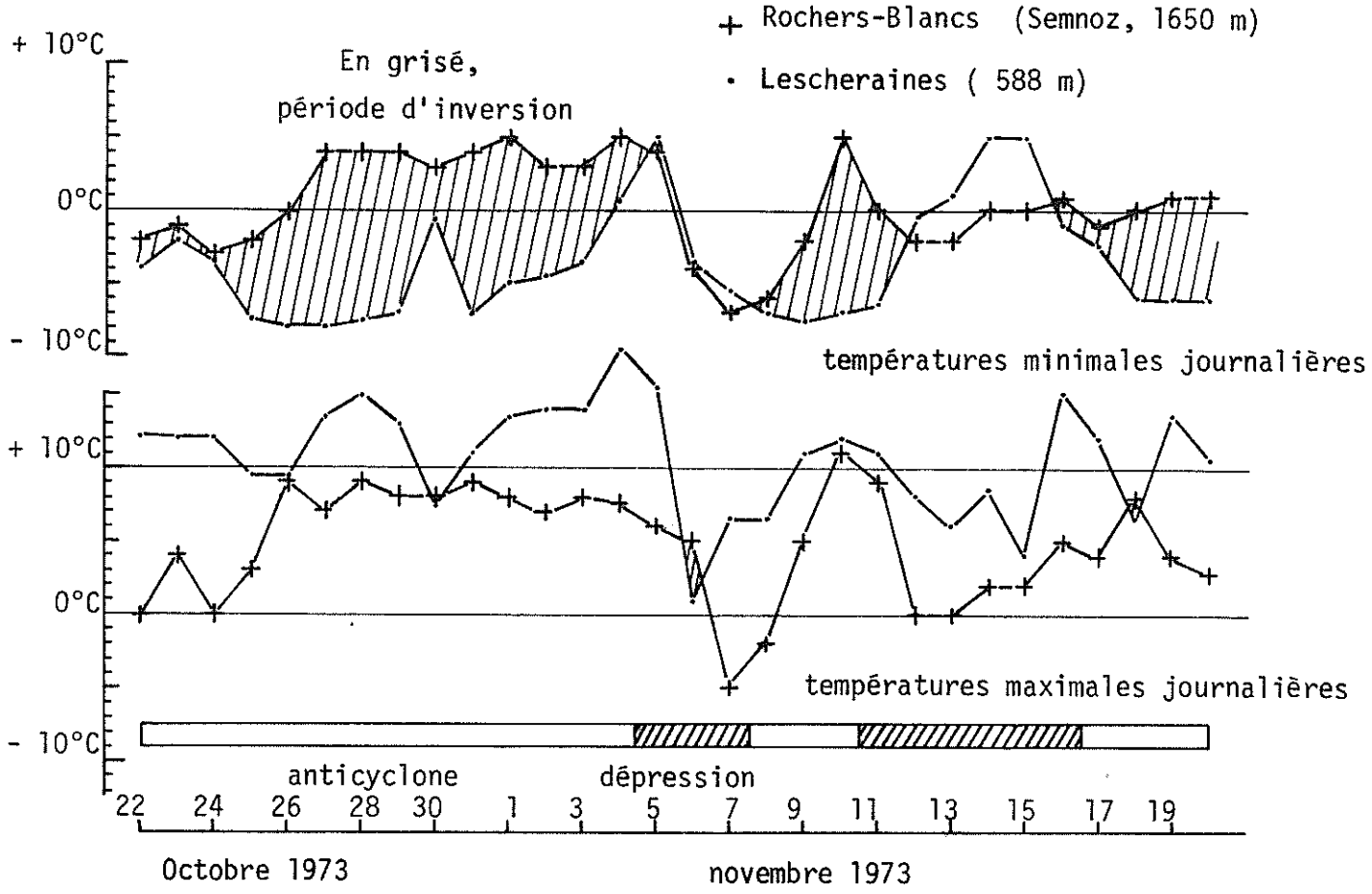


Figure n° II-16 : Mise en évidence des périodes d'inversion nocturnes affectant les températures minimales de l'air à la station de Lescheraines. On notera la corrélation entre ces périodes et le type de temps anticyclonique, et quelques cas d'inversion des températures maximales (30 octobre, 6 et 18 novembre).

significative de l'humidité relative de l'air pendant les mois de la saison froide dans les stations d'altitude inférieure à 900 m (Poisy, Scientrier) et l'attribuent aux brouillards consécutifs aux inversions de températures.

3.2.3. Analyse des températures à l'échelle annuelle : place des années de référence et hydrologiques par rapport à une chronique de 41 ans

La station d'Annecy est l'une des plus favorisées de France en matière d'ancienneté des mesures. H. Voiron (1973) rappelle que les premières mesures ont été effectuées dès 1773 et que celles-ci ont été poursuivies depuis de manière très régulière dans le cadre de l'exploitation du réseau météorologique de la Haute-Savoie. Il n'est pas question d'exploiter ici une chronique aussi longue (202 ans), tâche qui serait hors de proportion avec le résultat recherché.

Il s'agit d'examiner une chronique de 41 moyennes annuelles de température, d'en déterminer les paramètres statistiques essentiels (moyenne, écart-type, coefficient de variation) et de replacer les années de référence et de mesure dans le cadre de cette distribution.

Le tableau II.39 regroupe l'ensemble des valeurs de cette distribution. On note la faible variabilité de la température moyenne annuelle (coefficient de variation : 0,07) qui traduit un déterminisme saisonnier marqué. Dès maintenant, signalons que le coefficient de variation du module pluviométrique annuel, calculé pour une distribution de 44 ans est de 0,19, la valeur du module variant du simple au double ; la température moyenne annuelle varie, elle, dans le rapport de 1 à 1,44.

Sachant que cette variabilité est essentiellement dûe à la variabilité des mois de la saison froide, comme l'a montré l'étude statistique d'une série chronologique de 29 ans, on comprend que, dans l'optique d'une évaluation de l'évapotranspiration, surtout sensible en saison chaude, la variation de la température de l'air aura moins d'effet sur l'évapotranspiration que la variation du module de précipitation.

Les tableaux II.40 et II.41 regroupent les valeurs des moyennes annuelles (années hydrologiques et civiles) des températures journalières relatives aux stations des Rochers-Blancs (Semnoz), de Lescheraines et d'Annecy.

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

Année	Température moyenne annuelle en °C
1901	9,47
1902	9,85
1903	9,85
1904	10,53
1905	9,71
1906	10,48
1907	10,59
1908	9,94
1909	9,35
1910	9,99
1911	10,62
1912	8,49
1944	9,55
1945	10,55
1946	10,45
1947	11,10
1948	10,75
1952	10,35
1953	10,30
1954	10,10
1955	10,55
1956	9,45
1957	10,35
1958	10,45
1959	12,25
1960	11,00
1961	11,90
1962	10,55
1963	9,90
1964	10,80
1965	10,00
1966	10,80
1967	10,80
1968	10,45
1969	10,15
1970	10,00
1971	10,10
1972	9,65
1973	9,65
1974	9,30
1975	10,85

Tableau n° II.39 - Distribution des 41 moyennes annuelles de température mesurée à la station d'Annecy.

	1973			1974			1975		
	mini	maxi	moyenne	mini	maxi	moyenne	mini	maxi	moyenne
Annecy	+5,0	+14,3	+ 9,7	+5,8	+15,0	+ 10,4	+6,1	+15,6	+10,9
Lescheraines	+0,5	+13,6	+ 6,9	+1,1	+13,8	+ 7,5	+1,5	+14,4	+ 8,0
Rochers-Blancs	-	-	-	+0,8	+ 4,7	+ 2,8	+1,7	+ 5,5	+ 3,6

Tableau n° II-40 : Valeur des moyennes annuelles (années civiles) des températures journalières dans les stations d'Annecy, Lescheraines et des Rochers-Blancs (Semnoz), pour la période de référence.

	Année du 25/11/73 au 25/22/74			Année du 25/11/74 au 25/11/75		
	mini	maxi	moyenne	mini	maxi	moyenne
Annecy	+ 5,4	+ 14,7	+ 10,1	+ 6,2	+ 15,8	+ 11,0
Lescheraines	+ 0,4	+ 13,6	+ 7,0	+ 1,5	+ 14,5	+ 8,0
Rochers-Blancs (Semnoz)	+ 0,4	+ 4,6	+ 2,5	+ 2	+ 5,7	+ 3,9

Tableau n° II-41 : Valeur des moyennes annuelles (années hydrologiques) des températures journalières dans les stations d'Annecy, Lescheraines et des Rochers-Blancs. Noter la faiblesse des écarts avec les valeurs du tableau n° II-40.

En ce qui concerne cette dernière station, on remarque que si 1973 a été relativement fraîche (moyenne annuelle : + 9,7°C), les années suivantes ont été, soit normale (1974), soit assez chaude (1975), les comparaisons étant effectuées par rapport à la moyenne (+ 10,3°C) de la distribution du tableau II.39. L'analyse des températures mensuelles effectuée au paragraphe précédent permet d'expliciter ces écarts.

On notera d'autre part que les moyennes des années hydrologiques diffèrent peu des moyennes des années civiles. On verra qu'il en sera de même pour les modules annuels de précipitations.

Il ressort de cette comparaison que les années de référence sont représentatives de valeurs moyennes de la distribution étudiée, et que leur fréquence d'occurence est assez élevée.

3.2.4. Détermination du gradient vertical de température

De nombreux auteurs ont cherché à préciser la valeur du gradient vertical de température à l'occasion d'études portant sur des bassins versants des Alpes du Nord.

L'utilité d'une telle recherche réside dans l'usage que l'on peut faire de la courbe de variation de la température en fonction de l'altitude pour déterminer rapidement la température moyenne d'un bassin versant de montagne, dont on connaît l'altitude moyenne. Deux difficultés peuvent alors survenir :

- Il est nécessaire de disposer de données thermométriques relatives aux altitudes entre lesquelles on cherche à déterminer la valeur du gradient. Toute extrapolation peut être dangereuse, en raison des phénomènes d'inversion qui peuvent limiter la portée de la loi recherchée.
- Il est exclu de déterminer, par interpolation, des valeurs d'une fréquence inférieure à celles qui ont servi à établir la loi. Ainsi, il serait imprudent de rechercher la température moyenne mensuelle d'un bassin versant de montagne à partir des données concernant un gradient vertical de températures annuelles. Les travaux de A. Coutagne (1942) ont mis en évidence une variation de la valeur du gradient dans les Alpes de Savoie et du Dauphiné, avec un maximum en avril-mai et un minimum en décembre-janvier.

La finalité de ces déterminations est une estimation de l'évapotranspiration réelle, qu'elle soit menée à l'aide des formules empiriques clas-

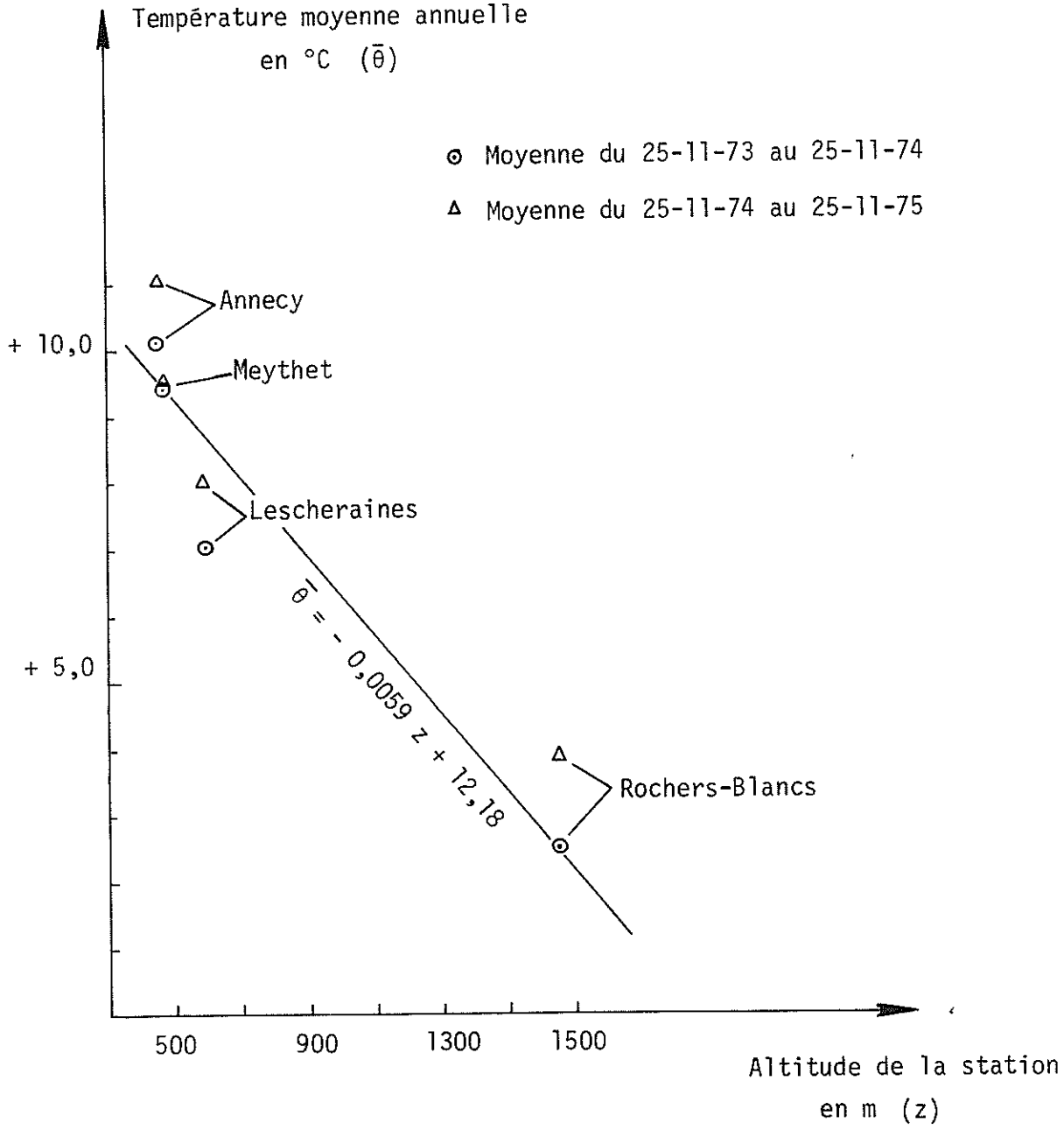


Figure n° II-17 : Détermination du gradient vertical de température de l'air.

siques, ou qu'elle fasse l'objet d'une recherche particulière.

En ce qui concerne la présente étude, seul sera déterminé un gradient vertical des températures moyennes annuelles, pour les deux années hydrologiques, du 25 novembre 1973 au 25 novembre 1975, période pour laquelle on dispose des températures de la station des Rochers-Blancs (Semnoz).

La figure II.17 représente la droite des températures moyennes en fonction de l'altitude, ajustée aux valeurs de l'année 1973-1974. L'ajustement aux valeurs de 1974-1975 nécessiterait un simple décalage de la droite parallèlement à elle-même. La valeur du gradient moyen ainsi déterminée vaut - 0,6°C par 100 m.

Le tableau II.42, qui regroupe les valeurs du gradient déterminé pour différents bassins versants des Alpes du Nord, permet une comparaison : il se dégage une bonne homogénéité des valeurs annoncées par les différents auteurs.

Je n'ai pas jugé utile, comme l'a fait E. Siwertz (1973) de distinguer deux valeurs du gradient, l'une pour les faibles altitudes, où les inversions de température sont fréquentes en raison de l'accumulation d'air froid, et l'autre pour les altitudes supérieures où l'ensoleillement est plus important. Cela eut été possible entre Annecy et Lescheraines, mais n'eut pas apporté une précision considérable.

3.2.5. Conclusion

Le rôle de la température de l'air dans les phénomènes d'évapotranspiration est essentiel et justifie la recherche de moyens et de précision concernant la mesure de ce paramètre. La représentativité temporelle des données thermométriques acquises dans les stations du réseau météorologique a fait l'objet d'une étude critique appuyée sur une analyse statistique. Elle aboutit à une convention d'attribution qui homogénéise les données provenant de thermomètres à enregistrement et de thermomètres à minima-maxima.

L'analyse des moyennes mensuelles de températures fait apparaître une simultanéité du mois le plus chaud dans les stations du réseau, alors que le mois le plus froid n'est pas le même partout. Il existe donc une certaine indépendance entre les stations qui est surtout notable au cours de la saison froide. L'existence de phénomènes d'inversion de température intervenant régulièrement en hiver, et se traduisant par des minima thermiques plus forts à Lesche-

Auteur	Année de publication	Bassin versant	Période de référence	Valeur du gradient
Blavoux B.	1966	Thonon	?	- 0,6°C/100 m
Benedetti-Crouzet E.	1972	Lac d'Annecy (7 stations)	1968-1969 1969-1970	- 0,6°C/100 m
Ardestani H.	1965	Dranse d'Abondance	?	- 0,6°C/100 m
Sayar M.	1966	Dranse de Morzine	?	- 0,6°C/100 m
Siwertz E.	1973	Thonon (faibles altitudes, jusqu'à 750 m)	?	- 0,9°C/100 m
		Thonon (altitudes supérieures à 750 m)	?	- 0,65°C/100 m
Haubert M.	1975	Brevon (2 stations)	5 années (1969 à 1973)	- 0,72°C/100 m
Nicoud G.	1973	Massif des Bauges (4 stations)	au moins 10 ans	- 0,52°C/100 m

Tableau n° II-42 : Valeurs du gradient vertical de température déterminé pour différents bassins versants des Alpes du Nord.

raines (588) m) qu'aux Rochers-Blancs (1650 m) explique cette indépendance qui se manifeste également dans la valeur des coefficients de corrélation entre stations : les corrélations faisant intervenir les stations de Lescheraines et des Rochers-Blancs présentent les coefficients les plus faibles (en valeur relative, ceux-ci ne descendant jamais en-dessous de 0,95).

La notion de saison froide et saison chaude prend toute sa valeur dans les pays de montagne où le printemps et l'automne sont de courte durée, et parfois même escamotés par l'arrivée précoce de l'hiver ou le début tardif de l'été. Il apparaît que la saison froide est plus longue en moyenne (7 mois) que la saison chaude (5 mois). La première est caractérisée par l'abondance des précipitations solides et le stockage jusqu'au début de la seconde, qui déclenche leur fusion et leur injection dans les aquifères.

L'analyse d'une longue chronique (29 ans) de moyennes mensuelles de températures relatives à la station d'Annecy montre que la variabilité des mois de saison froide est forte alors que celle des mois de saison chaude est réduite. Il apparaît ainsi que l'évapotranspiration, qui dépend essentiellement de la température de l'air, montre une réelle constance au cours de la saison chaude, contrairement aux précipitations mensuelles dont la variabilité est identique et assez élevée au cours de l'année.

L'évolution des températures moyennes annuelles de la station d'Annecy traduit un sensible réchauffement : en 1973, cette station a connu une température relativement fraîche (+ 9,7°C). En 1974, celle-ci a été très proche de la normale (+ 10,4°C contre + 10,3°C) et 1975 a été une année "chaude" (+10,9°C). Les années hydrologiques présentent la même évolution. Il y a donc lieu de retenir que les années d'étude sont représentatives d'un état thermique de l'air moyen pour la région.

La détermination du gradient vertical de température a été traitée à l'aide des données de trois postes thermométriques. La valeur obtenue (-0,6°C/100 m) est conforme à celle qui a été trouvée par divers auteurs sur des bassins versants des Alpes du Nord.

3.3. Combinaison des éléments climatiques : température et précipitations

3.3.1. Les indices climatiques

La plupart des essais de synthèse pluvio-thermique ont pour objectif de "déterminer numériquement la grandeur de l'évaporation potentielle, ou même de l'évapotranspiration (...) et de la rapporter aux précipitations (H. Flohn, 1968, page 194).

Deux démarches ont été suivies par les auteurs de travaux relatifs à cette recherche. La première répond à un désir de classification des climats fondée sur l'examen des facteurs qui les caractérisent le mieux. Les facteurs choisis sont le plus souvent la pluviosité et l'évapotranspiration potentielle. La deuxième a pour objectif de chiffrer l'évapotranspiration réelle.

La première démarche aboutit aux indices climatiques. Si la pluviosité est facile à obtenir et est actuellement bien connue, les données concernant l'évapotranspiration sont dispersées géographiquement et temporellement, et on a recours aux données thermométriques de l'air pour pallier ces lacunes. Les travaux suivis selon cette démarche ont abouti à l'énoncé de nombreuses formules empiriques qui permettent de calculer des indices climatiques : indices d'aridité de de Martonne (1926), indices pluvio-thermiques, quotient pluvio-thermique d'Emberger (1933). Ces formules sont de peu d'utilité pour l'hydrogéologue dans la mesure où la classification ne constitue pas une fin pour lui.

3.3.2. La courbe ombro-thermique de Gaussen

Une exception peut être faite à propos de la courbe ombro-thermique de Gaussen, dont le principe de construction est le suivant : sur un graphique, où figurent en abscisse les 12 mois de l'année, on reporte en ordonnée les hauteurs mensuelles de précipitation (en mm) et les températures moyennes mensuelles (en °C) de telle sorte que l'échelle des températures soit le double de celle des précipitations. Par convention, on dit que les mois pour lesquels la courbe ombrique (précipitations) est située au-dessus de la courbe thermique sont des mois humides. Au contraire, les mois secs se signalent par le passage de la courbe thermique au niveau ou au-dessus de la courbe ombrique.

La figure II.18 présente de telles courbes construites d'après les données de la station d'Annecy. Le diagramme construit à partir des données

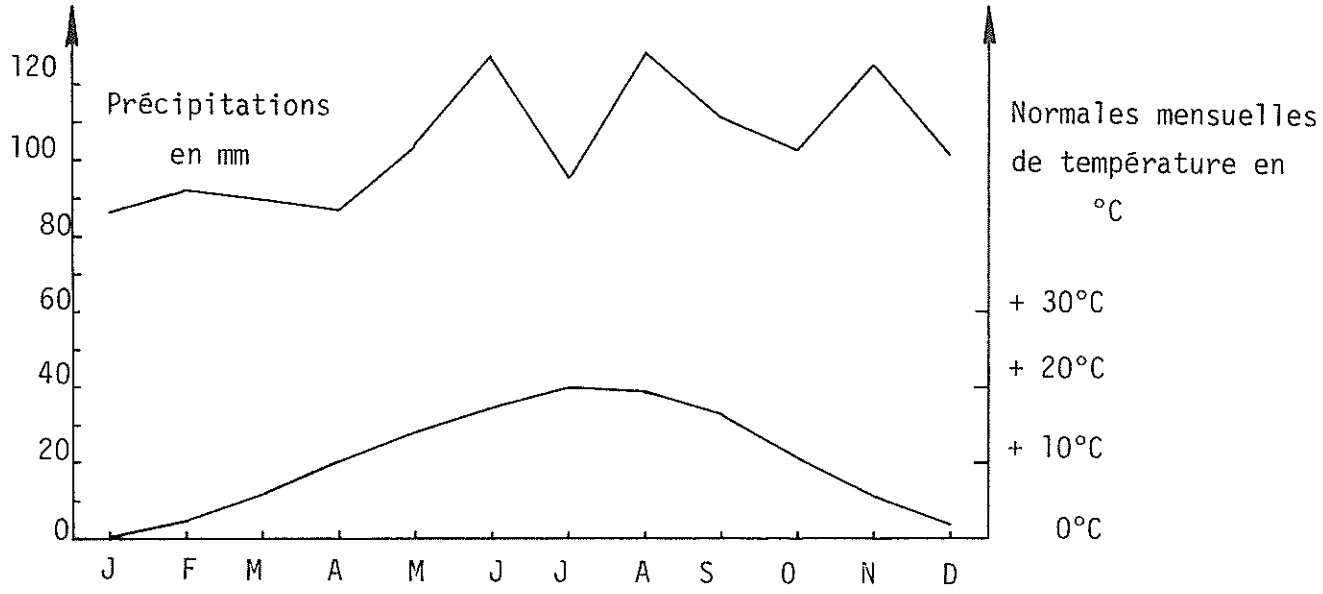


Figure n° II-18 a

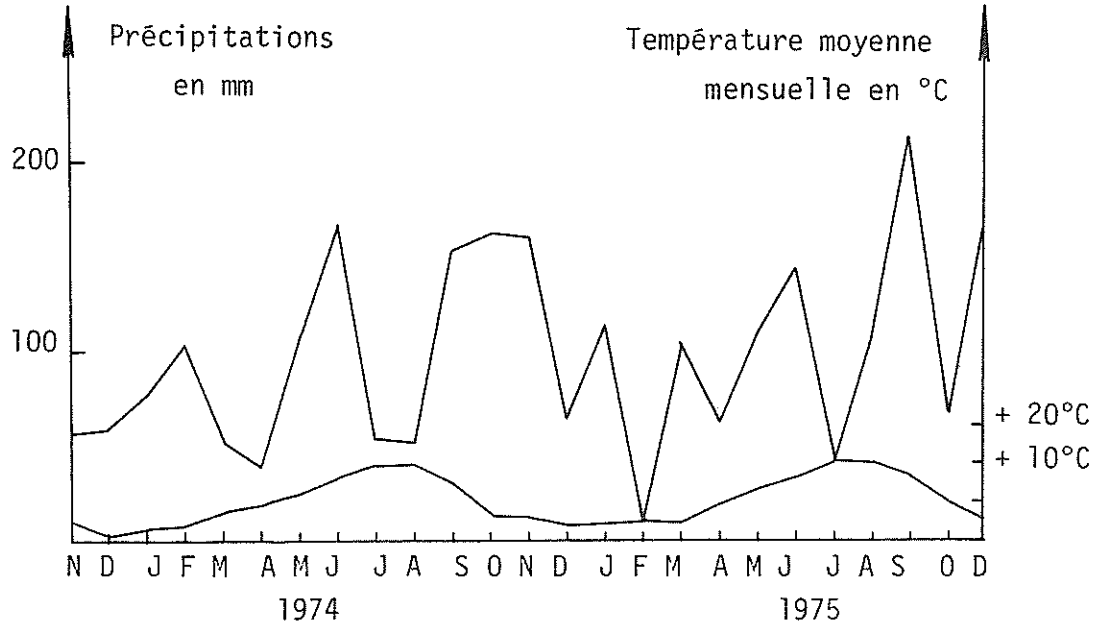


Figure n° II-18 b

Figures n° II-18 a et II-18 b : Diagrammes ombro-thermiques de Gaussen relatifs à la station d'Annecy. En haut, diagramme construit à partir de séries de 29 années de mesure de température, et 44 années de mesure de pluviosité; en bas, diagramme construit à partir des données concernant les deux années hydrologiques 1973-1974 et 1974-1975.

trentenaires ou plus (ce qui constitue la meilleure méthode pour définir un climat, puisqu'elle s'appuie sur des valeurs statistiques) montre que le climat d'Annecy est franchement humide.

L'examen des courbes construites à partir des données mensuelles des deux années hydrologiques, permet de dire (selon l'hypothèse de Gaussen) que les mois de juillet et Août 1974 ont été presque secs, que février et juillet 1975 l'ont été assurément. Mais il est évident que la sécheresse du mois de février 1975 n'est pas comparable par ses conséquences à celle de juillet de la même année : en février, un manteau neigeux soumis à une fusion très partielle subsistait au-dessus de 1200 m d'altitude, alors qu'en juillet, l'évapotranspiration limitait sévèrement la part des précipitations quiatteignait la zone saturée des aquifères karstiques. On perçoit très vite les limites de la représentation utilisée, qui ne peut constituer qu'une méthode d'analyse sommaire de couple de données thermiques et pluviométriques.

3.3.3. Détermination de l'évapotranspiration réelle (ETR)

La deuxième démarche concerne davantage l'hydrogéologue, bien que les travaux qui l'aient suivie aient dans la plupart des cas, été menés par des agronomes, pour qui ce but recherché était une évaluation de l'évapotranspiration maximale de leur culture.

Or, ce qui intéresse l'hydrogéologue, c'est l'évapotranspiration réelle, qui intervient comme terme soustractif dans le bilan hydrique d'un bassin versant, ou d'un système karstique. En effet, ce phénomène est à l'origine de la perte, par évaporation directe et transpiration par les végétaux, d'une quantité d'eau que l'on cherche à évaluer. L'intérêt d'une détermination de l'ETR à un pas de temps journalier (donc à l'échelle des épisodes pluvieux) se justifie par la nécessité de connaître la pluie efficace (ou fonction d'entrée du système karstique dans notre cas).

D'autre part, le but de l'hydrogéologue est de déterminer le plus grand nombre de termes du bilan hydrique du bassin qu'il étudie, afin de vérifier l'égalité de ses deux membres. Dans le bilan hydrique tel qu'on peut l'écrire de manière générale :

$$P_i = h_i + ETR_i + (R_{i+1} - Ri) + \varepsilon$$

(où P_i est la quantité d'eau précipitée sur le bassin pendant l'intervalle de temps de rang i,

h_i est la quantité d'eau sortie du bassin pendant le même intervalle de temps,

ETR_i est la quantité d'eau perdue par évapotranspiration pendant la même période,

$(R_{i+1} - R_i)$ représente la variation des réserves globales d'eau du bassin entre le début de l'intervalle i et le début de i+1,

ε représente l'ensemble des erreurs et les termes éventuellement négligés),

P_i et h_i peuvent être mesurés directement. Remarquons cependant que si la précision sur la mesure des débits peut être bonne, l'obtention de valeurs de pluviométrie précises exige un équipement assez dense qui tienne compte de l'hétérogénéité du bassin versant vis-à-vis de ce paramètre. ETR_i et $(R_{i+1} - R_i)$ ne peuvent être déterminés directement. En négligeant ε, on peut envisager de déterminer l'un de ces termes, connaissant l'autre. Mais ce n'est pas là réellement établir le bilan, puisqu'on fait l'hypothèse qu'il est équilibré en agissant ainsi. Or, c'est justement cet équilibre que l'on cherche à vérifier.

La détermination de ETR_i est donc une nécessité première, mais elle doit se faire indépendamment des autres termes du bilan. Cela explique le grand nombre de formules proposées par les différents auteurs qui ont tenté cette détermination. Je n'utiliserai, après critique, que celles qui font appel aux données climatologiques les plus usuelles : la température et les précipitations.

Les méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration réelle sont diverses . On peut distinguer deux groupes de méthodes : celles qui utilisent la notion intermédiaire d'évapotranspiration potentielle et celles qui conduisent au calcul du déficit d'écoulement d'un bassin.

Les méthodes du premier groupe peuvent être purement empiriques, semi-empiriques, ou basées sur l'étude physique du phénomène.

Les méthodes du second groupe sont presque toujours empiriques quand elles font appel aux formules. Quant au calcul du déficit d'écoulement moyen d'un bassin versant, mené à l'aide de chroniques longues de mesures de pluviométrie et de débits, on peut l'assimiler à une détermination de l'évapotranspiration réelle à condition de connaître parfaitement les limites du bassin ; le terme de variation de la réserve globale tend alors vers zéro si la chronique est suffisamment longue.

3.3.3.1. *Méthodes de détermination de l'ETR à partir de l'évapotranspiration*

3.3.3.1.1. L'évapotranspiration potentielle

Cette notion a été introduite par C.W. Thornthwaite (1954) à la suite d'expériences conduites à l'aide de cases lysimétriques. Pour ce climatologue américain, il s'agissait de tenter de relier l'évapotranspiration potentielle (ETP) à des données faciles à obtenir : la température moyenne sous abri, et la latitude (paramètre qui commande la durée d'insolation théorique). La formule empirique issue de ses travaux est vérifiée pour les zones climatiques tempérées et pour des périodes au moins égales au mois.

La définition de l'évapotranspiration potentielle a été donnée par Penman et al. (1956) comme étant : "... l'évaporation à partir d'une surface de gazon court, poussant activement, recouvrant totalement le sol, de hauteur uniforme, et bien fournie en eau". Cette dernière condition autorise à assimiler l'ETP Thornthwaite à l'évapotranspiration réelle maximale d'un couvert de gazon. C'est la grandeur qui intéresse les agronomes puisqu'elle permet de fournir aux cultures une alimentation en eau optimale. Ce n'est pas celle que recherchent hydrologues et hydrogéologues, qui ont besoin d'évaluer l'évapotranspiration réelle, terme du bilan hydrique.

La formule de Thornthwaite est la suivante :

$$ETP_{Th} = A\ a\ t^{c}$$

où ETP_{th} : lame d'eau mensuelle évapotranspirée en cm,

A : coefficient fonction de la durée d'insolation théorique donc de la latitude et de la saison, dont la valeur est donnée par une abaque A = f (latitude, mois),

a et c sont fonction de l'indice thermique mensuel $i = (t/5)^{1,514}$,

t est la température moyenne sous abri pendant la période considérée, en °C.

En posant $I = \sum_{1}^{12} i$, on a, d'après Thornthwaite,

indice thermique annuel

$$c = 0,492 + 1792.10^{-5} I - 771.10^{-7} I^{2} + 675.10^{-9} I^{3}$$

Serra(1954) a proposé une simplification du terme c :

$$c = \frac{1,6}{100} I + 0,5$$

Le produit Aa varie en sens inverse de I et par suite,

$$ETP_{Th} = 1,6\ (10\ \frac{t}{I})^c$$

3.3.3.1.2. Remarques concernant l'utilisation de la formule de Thornthwaite

1) La formule est bien adaptée aux régions de climat océanique tempéré, où le terme énergie de convection du bilan radiatif est négligeable ou constant. Cette propriété est dûe à l'utilisation de la température moyenne mensuelle dont Turc (1961) a montré qu'elle était bien corrélée avec le rayonnement net (Bakalowicz, 1974).
En revanche, elle s'adapte mal aux climats méditerranéen et tropical aride, car l'hétérogénéité dûe au type de précipitation caractéristique de ces climats entraîne que l'évapotranspiration potentielle dépend en grande partie du terme d'énergie de convection.
L'application de cette formule à des bassins versants de montagne est également sujette à caution, en raison de l'importance des phénomènes de convection.
Le calcul de l'évapotranspiration potentielle de Thornthwaite et son utilisation pour la détermination de l'évapotranspiration réelle dans la station d'Annecy, pour laquelle on dispose des données nécessaires, devra être considéré comme un essai purement indicatif. Il n'est pas certain en effet que les conditions d'application soient totalement réunies. Il est exclu de mener ce calcul avec la même formule pour les bassins versants de montagne.

2) Le pas de temps d'application de la formule ne doit pas être inférieur au mois, car celle-ci ne tient pas compte de certains éléments climatiques qui peuvent être déterminants dans les phénomènes d'évapotranspiration, à l'échelle de la semaine ou du jour et qui le sont moins, statistiquement, à l'échelle du mois : le vent, l'insolation réelle, le déficit d'humidité de l'air. D'après Coutagne (1952), les résultats obtenus en appliquant cette formule à des calculs annuels sont meilleurs que ceux provenant de calculs mensuels. Son intérêt dans la recherche de l'évapotranspiration potentielle, puis réelle, au pas de temps journalier, est donc nul.

3) L'estimation de l'évapotranspiration réelle à l'aide de la formule de Thornthwaite peut se faire selon deux méthodes qui seront développées plus loin. Disons dès maintenant que celles-ci mettent en oeuvre, soit des coefficients

empiriques, donc discutables quant à la légitimité de leur application à des cas particuliers, soit des mesures, par pesée, de teneurs en eau du sol, mesures dont la représentativité est douteuse, étant donné les rapports de temps et d'espace qui existent entre elles et le bassin versant auquel elles sont étendues.

4) La formule a été obtenue à partir d'études effectuées sur lysimètre. La remarque précédente peut s'appliquer à l'extension des mesures à l'ensemble des bassins versants. En effet, les processus naturels qui régissent l'ensemble des phénomènes d'échange d'énergie n'ont pas la même intensité relative à l'échelle du lysimètre qu'à celle du bassin.

5) Enfin, l'évapotranspiration potentielle de Thornthwaite est celle du gazon constamment réalimenté en eau. Il est impensable de l'appliquer à d'autres couverts végétaux ou à des bassins versants qui comportent de grandes étendues de roche nue (Lapiaz).

Parmi les autres formules permettant de calculer l'évapotranspiration potentielle, je citerai pour mémoire celle de Hamon (1963), identique à celle de Thornthwaite (aux coefficients près) et qui justifie les mêmes réserves d'utilisation ; la formule de Turc (1961) qui fait appel à la radiation globale moyenne, à la température moyenne de la période considérée, et à l'humidité relative moyenne de l'air, et qui permet des calculs de l'ETP à un pas de temps supérieur à la semaine ; la formule de Penman (1947) établie à partir de l'équation du bilan de l'énergie intervenant dans l'évaporation d'un lac, cette évaporation calculée étant ensuite comparée à l'évapotranspiration réelle d'un lysimètre à nappe (il s'agit donc de l'évapotranspiration maximale) afin de déterminer la valeur de la corrélation existant entre les deux grandeurs ; la formule de Bouchet (1963) qui permet le calcul de l'ETP à partir de la mesure de l'évaporation par un évaporomètre Piche.

Toutes les formules citées ont été établies à partir de lysimètres et elle tirent leur inconvénient de ce caractère commun : il n'est pas possible de passer directement du niveau du lysimètre à celui du bassin, car, dans le bilan du lysimètre certains termes, tels que les échanges connectifs, deviennent prépondérants alors qu'ils peuvent être négligeables dans celui du bassin (Bakalowicz, 1974).

3.3.3.1.3. Conclusion

Parmi les méthodes permettant d'obtenir l'ETP nécessaire au calcul de l'ETR, il n'en est qu'une qui soit facilement applicable aux systèmes karstiques étudiés, en raison des données climatiques simples qu'elle utilise : la méthode de Thornthwaite. C'est malheureusement une méthode empirique qui ne permet pas des déterminations à un pas de temps inférieur à un mois, peu adaptée aux bassins de montagne en raison des phénomènes de convection qui y sont importants, obtenue dans des conditions expérimentales dont la représentativité est criticable, et pour un couvert végétal très particulier. Son utilisation ne peut se concevoir que dans la mesure où l'on désire avoir une estimation grossière de l'ETR et encore pour des régions de plaine.

L'application de cette formule à la station d'Annecy souscrit à ces restrictions. Les valeurs obtenues ne sauraient être extrapolées aux systèmes karstiques voisins.

Les autres formules sont totalement impossibles à mettre en oeuvre sur les systèmes karstiques étudiés, en raison du grand nombre de paramètres nécessaires, dont la mesure n'est pas habituelle (formules de Penman, Turc, Bouchet).

Il ressort que l'hydrogéologue traitant du karst en altitude est désarmé devant les problèmes de bilan, puisque deux termes de celui-ci sont difficiles à chiffrer : la pluviosité à cause de l'hétérogénéité physique du bassin, l'évapotranspiration réelle du fait de l'absence de méthode permettant de la calculer.

3.3.3.1.4. Passage de l'évapotranspiration potentielle à l'évapotranspiration réelle

L'évapotranspiration réelle regroupe l'ensemble des phénomènes au cours desquels une certaine quantité d'eau retourne à l'atmosphère par évaporation directe à partir du sol, et par la transpiration des végétaux. L'ETR dépend de l'énergie disponible qui permet le passage de l'eau liquide à la vapeur d'eau, mais aussi de la réserve hydrique.

Lorsque l'ETR peut être confondue avec le déficit d'écoulement, les formules empiriques permettant de calculer ce dernier peuvent être appliquées, dans les conditions prévues par les auteurs et assorties d'une critique.

En-dehors de ces cas, et si l'on désire ne pas se priver de la possibilité de contrôle que constitue la vérification de l'équilibre du bilan, on peut rechercher la valeur de l'évapotranspiration réelle en partant de l'ETP. Cette recherche consiste toujours à déterminer des coefficients par lesquels on multiplie l'ETP pour obtenir l'ETR. Elle peut se faire de façon empirique, à partir de données climatiques concernant des bassins versants (Serra) ou (Thornthwaite) utiliser des valeurs de paramètres tels que la réserve utile du sol, et sa capacité de rétention maximale. De toute façon, il s'agit de données relatives aux variations de réserves du sol : dans le premier cas, la température constitue un moyen indirect de les caractériser ; dans le second, la mesure directe, par pesée, des deux paramètres indiqués permet de passer de l'ETP à l'ETR.

Les rapports d'espace qui existent entre ces mesures ponctuelles et le bassin versant, d'une part, et de temps entre celles-ci et la valeur mensuelle calculée de l'évapotranspiration potentielle sont tels que la méthode est peu précise.

Quant aux coefficients empiriques, la question de la légitimité de leur application à des bassins qui ne répondent pas, par leurs caractéristiques, aux bassins de référence, est préoccupante. Néanmoins, ce sont eux qui seront appliqués ici, dans l'essai d'évaluation de l'ETR à Annecy.

Ces coefficients sont fonction de la latitude. Ils sont fixés sur la base de deux hypothèses :

1) La saturation du sol est atteinte lorsque les réserves superficielles atteignent 100 mm. Il s'agit des réserves qui constituent l'humidité du sol et sont susceptibles d'être mobilisées par les racines des végétaux. La valeur de cette réserve est évidemment variable avec le type de sol et de roche-mère : selon S.R. Mather ( ) elle atteindrait, à saturation, 10 à 20 mm pour 30 cm d'épaisseur de sol en terrain sablonneux, et plus de 100 mm pour 30 cm d'épaisseur de sol en terrain limoneux ou argileux (§ 2.2.3.8.3.).

   La valeur de la réserve superficielle n'est pas connue pour les bassins versants des systèmes karstiques étudiés. Mais comme on le verra au chapitre III, il est possible d'estimer à 75 mm environ la hauteur moyenne de précipitations stockable à la partie supérieure de la zone non saturée après 10 jours de beau temps estival.

2) Le sol étant saturé (à 100 mm), l'excédent des précipitations sur l'ETP mensuelle se répartit comme suit : la moitié s'écoule dans le réseau hydrographique superficiel durant le mois considéré, l'autre moitié (écoulement souterrain)

Mois	K	t °C	i	ETP en cm	ETR en cm
Janvier	0,80	+ 0,2	0,0076	0,0	0,0
Février	0,81	+ 0,9	0,0746	0,3	0,2
Mars	1,02	+ 4,3	0,7958	1,7	1,8
Avril	1,13	+ 6,7	1,5575	2,9	3,2
Mai	1,28	+ 14,8	5,1705	7,1	9,1
Juin	1,29	+ 18,2	7,0714	9,0	11,6
Juillet	1,31	+ 18,7	7,3676	9,3	12,2
Août	1,21	+ 20,3	8,3427	10,2	12,3
Septembre	1,04	+ 16,3	5,9843	7,9	8,2
Octobre	0,94	+ 9,5	2,6426	4,3	4,0
Novembre	0,79	+ 4,8	0,9401	2,0	1,6
Décembre	0,75	+ 1,2	0,1152	0,4	0,3
Total annuel			I = 40,07	55,1	64,6
c = 1,141					

Tableau n° II-43 : Elément du calcul de l'évapotranspiration potentielle et réelle mensuelles, selon la méthode de Thornthmaite, appliquée à la station d'Annecy, pour l'année 1973.

est reportée au mois suivant. Ces propositions sont totalement inadéquates aux modalités de circulation des eaux dans les zones non saturée et saturée des aquifères karstiques (A. Mangin, 1975).

L'application de la méthode de Thornthwaite paraît tout à fait inadaptée à la détermination de l'ETR sur les bassins versants de systèmes karstiques et ne sera envisagée dans le cadre de ce travail, sur la station d'Annecy, que pour alimenter une comparaison avec d'autres méthodes.

3.3.3.1.5. Application de la méthode de Thornthwaite au calcul de l'évapotranspiration réelle dans la station d'Annecy

La méthode repose sur l'application de la formule suivante : ETR = K ETP, où K est un coefficient de correction qui est fonction de la latitude et du nombre de jours du mois.

Les réserves qu'il convient de faire sur l'application de cette méthode à la station d'Annecy ont déjà été exprimées. Le tableau II.43 contient les éléments du calcul pour l'année 1973. Les résultats concernant l'ETR annuelle se répartissent comme suit (tableau II.44).

Année	ETR en mm	Précipitations en mm
1973	645	939
1974	664	1190
1975	680	1176

Tableau II.44

3.3.4. Détermination du déficit d'écoulement par les formules classiques

Le déficit d'écoulement d'un bassin versant est égal à la différence entre la quantité d'eau précipitée et la quantité d'eau écoulée à l'exutoire du bassin.

Dans les termes du bilan, écrit au paragraphe 3.3.3., figure la quantité d'eau qui résulte de la variation des réserves globales. Lorsque cette variation est nulle, on peut écrire que le déficit d'écoulement est égal à l'évapotranspiration réelle, au terme ε près, ce terme regroupant l'ensemble des erreurs et des quantités d'eau négligées éventuellement.

Notons que l'utilisation de longues chroniques de précipitations sur le bassin versant d'un système et de sa fonction de sortie (débits) permet, par compensation statistique, de minimiser la somme des variations de la réserve globale, de telle sorte qu'elle tende vers zéro, donc qu'elle soit négligeable, et de calculer un déficit d'écoulement moyen qui sera l'équivalent de l'évapotranspiration réelle moyenne.

A condition de bien connaître les limites du bassin, il est donc possible de déterminer la valeur d'une évapotranspiration moyenne. Cette méthode pourra être appliquée au bassin versant du Chéran (§ 3.4), contrôlé à la Charnia par un limnigraphe, et pour lequel on possède une chronique de 25 années de données pluviométriques et limnimétriques.

3.3.4.1. *Formules permettant le calcul du déficit d'écoulement*

Il s'agit de formules empiriques mises au point par des auteurs qui ont travaillé sur des populations de bassins présentant des caractères communs. Certaines de ces formules ne tiennent compte que de la température moyenne annuelle : c'est le cas des formules de Coutagne du type $D = f(T)$,

où D = déficit d'écoulement annuel

T = température moyenne annuelle de l'air.

Les caractéristiques climatiques des bassins versants ayant permis l'établissement de certaines de ces formules ne permettent pas leur application aux systèmes karstiques étudiés. Cela vient en particulier des restrictions d'emploi concernant la hauteur annuelle de précipitations supérieure à la limite d'application. Seules, seront retenues ici les formules de type $D = f(P,T)$ où P représente la hauteur annuelle de précipitations (les autres termes ont été explicités ci-dessus).

3.3.4.1.1. La formule de Coutagne $D = P - \lambda P^2$,

avec

avec $\lambda = \dfrac{1}{0,8 + 0,14T}$ s'assortit d'une condition : P doit être compris entre $\dfrac{1}{8\lambda}$ et $\dfrac{1}{2\lambda}$.

Si $P < \frac{1}{8\lambda}$, D = P et il n'y a donc pas d'écoulement.

Si $P > \frac{1}{2\lambda}$, D est considéré comme indépendant de P et égal à celui correspondant à $P = \frac{1}{2\lambda}$, d'où

$$D = \frac{1}{4\lambda} = \frac{(0{,}8 + 0{,}14T)}{4}$$

soit D = 0,20 + 0,035 T. D est exprimé dans cette formule en m.

Appliquée aux stations d'Annecy, Lescheraines et Rochers-Blancs (Semnoz), pour les années hydrologiques 1973-1974 et 1974-1975, la formule montre que P est toujours supérieur à $\frac{1}{2}\lambda$. On est donc ramené à une formule du type D = f(T) pour les stations concernées, où la pluviométrie est dans tous les cas supérieure à 1000 mm/an. L'application de la formule conduit aux résultats suivants (tableau II.45). Les valeurs relatives aux années hydrologiques sont très voisines de celles qu'on peut calculer pour les années civiles 1973, 1974 et 1975 (tableau II.46).

	1973	1974	1975
Annecy	540	564	582
Lescheraines	442	463	480

Tableau II.45 - Déficit d'écoulement, en mm, calculé par la méthode de Coutagne à Annecy et Lescheraines pour les années civiles.

D \ Station	Annecy	Lescheraines	Rochers-Blancs	Système de Bange-Eau-Morte
1973-1974	554	445	288	373
1974-1975	585	480	337	424

Tableau II.46 - Valeurs, en mm, du déficit d'écoulement annuel (D) calculé par la méthode de Coutagne pour les stations d'Annecy, Lescheraines et des Rochers-Blancs. La température moyenne du bassin versant du système de Bange-l'Eau-Morte (altitude moyenne : 1225 m) a été déterminée à l'aide du gradient vertical de température. Elle est de + 4,95°C en 1973-74 et + 6,41°C en 1974-75.

3.3.4.1.2. La formule de Turc (1959)

C'est une formule d'application très générale, établie à partir de l'étude statistique de 254 bassins versants situés sous tous les climats du globe. Elle s'écrit ainsi :

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

D et P explicités plus haut, sont exprimés en mm.
$L = 300 + 25T + 0,05\ T^3$.

L'auteur précise que l'écart absolu entre les déficits mesurés et calculés est compris entre 0 et 20 mm pour 55 % des cas. L'utilisation de cette formule s'assortit d'une restriction fondamentale, liée à la façon dont elle a été obtenue : elle ne peut avoir de signification que statistique, et à ce titre, elle ne peut s'appliquer qu'à des valeurs moyennes interannuelles de températures et précipitations en un lieu ou pour un bassin versant donné.

Son application à la station d'Annecy, pour laquelle on dispose d'une chronique d'observation de P et T de 41 ans, répond à cette exigence.

Pour la station de Lescheraines, elle ne peut s'appliquer, en toute rigueur, qu'à la période 1950-1960, pour laquelle les données de températures et précipitations sont disponibles. Le calcul sera étendu à la chronique de 25 années (1950-1975) complète en ce qui concerne la pluviosité, et sera effectué pour la température moyenne de la période 1950-1060 : 8,2°C, ainsi que pour les températures de + 7°C et + 9°C qui encadrent son domaine de variation probable sur 25 ans.

Enfin, la démarche suivante sera utilisée pour le calcul du déficit d'écoulement appliqué au bassin versant du Chéran (superficie : 230,4 km^2, altitude moyenne : 1177 m): La lame d'eau précipitée sera évaluée à partir de celle qui est mesurée à Lescheraines, par l'application du gradient vertical de précipitations, dont la valeur est de +0,65 mm/m . Cette valeur doit être considérée comme minimale pour le massif des Bauges. G. Nicoud (1973) a en effet montré que le gradient pouvait atteindre des valeurs plus élevées dans la partie haute du bassin versant du Chéran (Hautes-Bauges).

Quant à la température moyenne du bassin versant, elle sera évaluée à partir de celle de Lescheraines, corrigée par le gradient vertical de température déterminé par G. Nicoud (1973). Pour étendre le calcul du déficit d'écoulement à la chronique de 25 ans de pluviosités, cette valeur sera assortie

d'un intervalle de variation qui a toute chance de contenir la valeur moyenne (+ 5°C ; + 7°C). Les paramètres physiques adoptés pour le bassin versant du Chéran sont justifiés au paragraphe n° 3.3.6. L'intérêt du calcul du déficit d'écoulement pour le bassin versant du Chéran se justifie par la possibilité de le comparer au déficit d'écoulement déterminé à partir de la même chronique de 25 ans de données pluviométriques et hydrométriques (§ 3.3.6.4.). Le tableau n° II.47 contient les résultats des différents calculs.

Station	Annecy	Lescheraines		Bassin Versant du Chéran à la Charnia	
Durée de la chronique	41 ans	10 ans	25 ans	10 ans	25 ans
Pluviosité moyenne en mm	1247	1559	1365	1942	1748
Température moyenne en °C	10,3	8,2	$7,0 \leq \overline{T} \leq 9,0$	6,0	$5,0 \leq \overline{T} \leq 7,0$
Déficit d'écoulement en mm	554	507	$464 \leq D \leq 521$	450	$419 \leq D \leq 475$

Tableau n° II.47 - Valeurs en mm, du déficit d'écoulement annuel calculé par la méthode de Turc pour les stations d'Annecy, Lescheraines et le bassin versant du Chéran à la Charnia .

3.3.5. Conclusion

Les résultats concernant l'évapotranspiration réelle calculée à Annecy pour les trois années civiles 1973, 1974 et 1975, par la méthode de Thornthwaite ne présentent pas de différences très importantes, alors que la pluviosité des années 1974 et 1975 est nettement plus élevée que celle de 1973, année décennale sèche. La différence entre les hauteurs annuelles de précipitation atteint 250 mm. Il est donc probable qu'en 1974 et 1975, une quantité d'eau plus importante qu'en 1973 a été disponible pour l'écoulement de surface en plaine, et qu'un volume d'eau plus grand a transité dans les systèmes karstiques de montagne. On vérifiera ce point plus loin (§ 3.3.6.4.).

Les valeurs de l'évapotranspiration réelle selon Thornthwaite sont nettement supérieures à celles du déficit d'écoulement annuel calculé selon les méthodes de Coutagne (valeurs annuelles) et Turc (valeurs interannuelles). Par contre, ces deux dernières formules aboutissent à des valeurs

du déficit d'écoulement sensiblement égales.

Les années hydrologiques ne présentent pas de différence marquée par rapport aux années civiles : cela tient à la quasi égalité des moyennes annuelles de température pendant la période considérée.

En conclusion, la disparité des résultats obtenus par les trois formules appliquées met en lumière la difficulté d'évaluer la lame d'eau soustraite aux écoulements par l'évapotranspiration réelle à partir des données pluviométriques et hydrométriques disponibles sur le bassin versant du Chéran.

3.3.6. Calcul du déficit d'écoulement interannuel sur le bassin versant du Chéran à la Charnia

3.3.6.1. Calcul de la lame d'eau annuelle moyenne écoulée à la Charnia au cours de la période 1951-1975

3.3.6.1.1. Equipement limnigraphique

Le Chéran est équipé d'un limnigraphe OTT (réduction 1/10) installé au lieu-dit La Charnia (station n° 12 231), à l'entrée des gorges (x = 893, 18 ; y = 87,05 ; altitude du zéro de l'échelle = 575 m).

L'appareil, en service depuis mai 1980, a été exploité par Electricité de France (Région d'Equipement hydraulique, Alpes Nord) jusqu'en 1967, puis par la circonscription électrique "Sud-Est" depuis cette date.

La station, naturelle, est très stable et protégée d'éventuelles perturbations résultant de modification des conditions géométriques du lit du torrent en aval par l'existence de seuils constitués de très gros blocs. D'autre part, le rétrécissement du lit du Chéran entre les parois des gorges assure une bonne sensibilité à la loi de variation de la hauteur d'eau en fonction du débit.

3.3.6.1.2. Précision des mesures de débit

La courbe de tarage (fig. n° II.19) est extrapolée en deça 0,925 m^3/s et au delà de 13,0 m^3/s. La précision des déterminations de débits est probablement satisfaisante entre ces valeurs extrêmes (88 jaugeages ont été effectués de 1959 à 1967, le total étant supérieur à ce nombre). Les débits inférieurs à 0,925 m^3/s et supérieurs à 13,0 m^3/s sont assortis d'une précision moins bonne, en raison de l'extrapolation à laquelle leur détermination donne lieu.

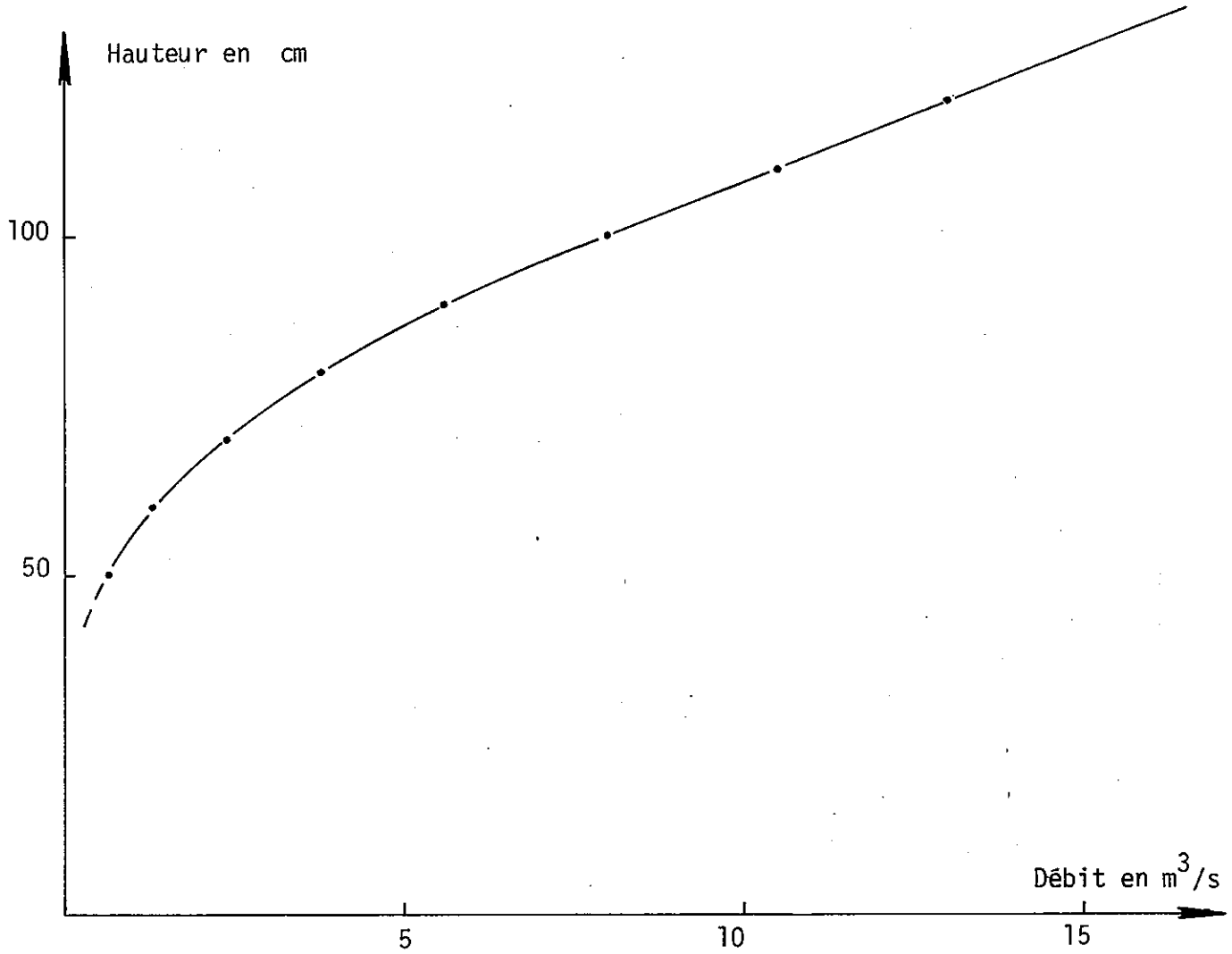


Figure n° II-19 : Station limnigraphique du Chéran à la Charnia. Courbe de tarage.

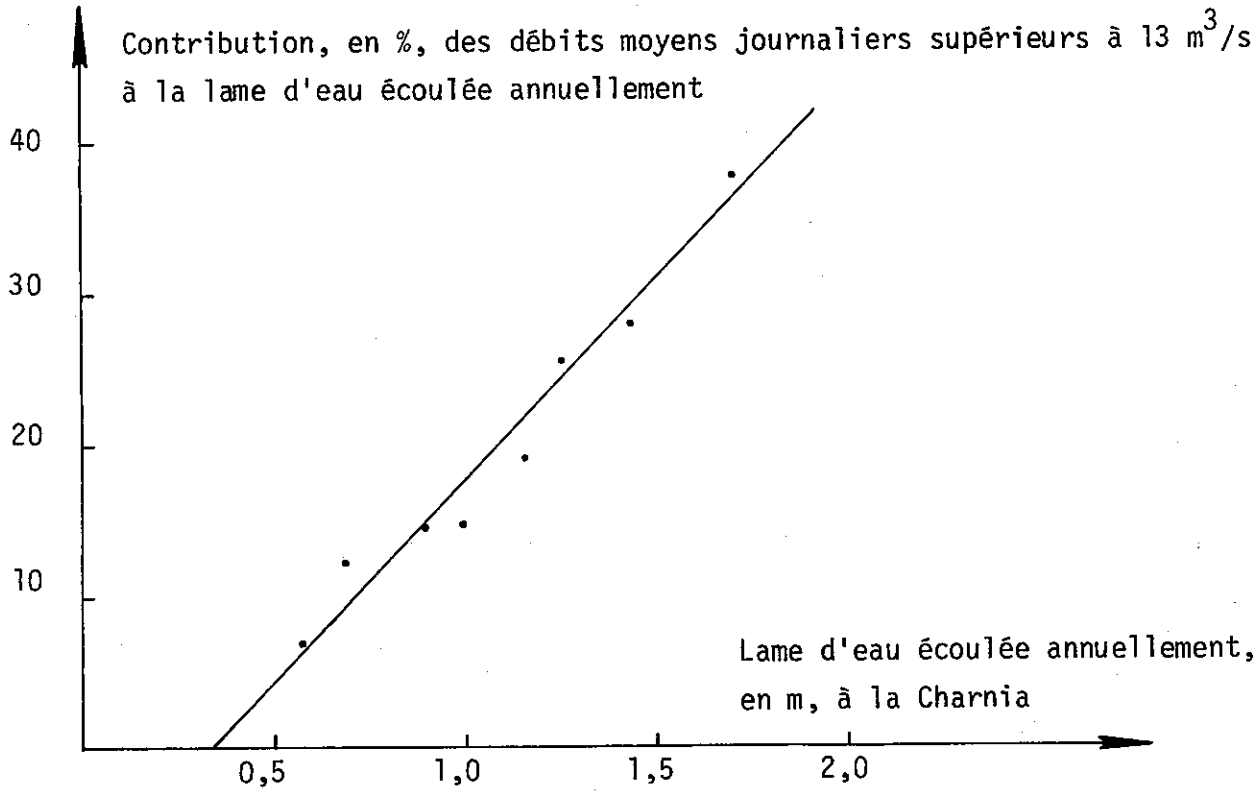


Figure n° II-20 : Contribution des débits moyens journaliers supérieurs à 13 m^3/s à l'écoulement du Chéran à la Charnia.

A priori, la précision affectant la lame d'eau annuelle écoulée à la Charnia dépend donc largement de la fréquence des débits moyens journaliers* inférieurs à 0,925 m^3/s et supérieurs à 13 m^3/s : les premiers représentent des débits d'étiage très rarement atteints et dont la contribution à la lame d'eau annuellement écoulée est de ce fait très faible. D'autre part, ces débits sont peu inférieurs à 0,925 m^3/s et leur détermination n'exige pas une extrapolation très éloignée de la borne inférieure du domaine couvert par les jaugeages.

Il en va différemment des seconds qui correspondent à des débits de crue parfois très élevés (débit moyen journalier maximum sur 25 ans : environ 110 m^3/s), dont la détermination repose sur une extrapolation quelquefois éloignée de la borne supérieure du domaine couvert par les jaugeages et qui ont une fréquence d'occurence variable suivant les données. Toutes ces propriétés concourent à ce que ces débits représentent une proportion non négligeable de la lame d'eau écoulée annuellement. La précision avec laquelle ils sont connus demande a être discutée soigneusement, étant donné son impact sur la précision de cette dernière.

On dispose d'une chronique de 25 années d'enregistrements limnigraphiques comportant quelques lacunes à la suite d'avaries causées à l'appareil par les crues. Ces lacunes ont été le plus souvent comblées par des lectures journalières de l'échelle de la station ou par reconstitution des débits moyens mensuels à partir de la station de Vallières sur le Fier.

3.3.6.1.3. Contribution des débits moyens journaliers supérieurs à 13 m^3/s à la lame d'eau écoulée annuellement. Influence sur la précision de celle-ci.

L'extrapolation des valeurs de débits supérieures à 13 m^3/s repose sur l'hypothèse d'une certaine stabilité de la courbe de tarage au-dessus de cette valeur, la régularité verticale des parois des gorges au niveau et en aval de la section de mesure, est un point important qui permet de penser que la courbe de tarage ne présente vraisemblablement pas de rupture de pente importante au-dessus de la valeur de 13 m^3/s.

En toute rigueur, seuls des jaugeages apporteraient une certitude. Il n'a pas été possible de les effectuer.

---

* L'exploitation des enregistrements limnigraphiques est basée sur l'intégration journalière de la courbe de variation de la hauteur d'eau et aboutit ainsi à la détermination de débits moyens journaliers.

Classe de lame d'eau annuelle écoulée en mm	Effectif de Classe	Contribution des débits >13 m³/s en % de la lame d'eau annuelle (1 calcul par classe)	Lame d'eau annuelle correspondant à l'année choisie pour le calcul en mm	Lame d'eau équivalente (débits > 13 m³/s) en mm	Nombre de débits moyens journaliers > 13 m³/s
500-650	2	7 %	570 (1971)	40	23
651-800	3	12,4 %	680 (1972)	84	23
801-950	7	14,6 %	890		
951-1100	1	14,8 %	970		
1101-1250	7	19,3 %	1160 (1974)	224	56
1251-1400	1	25,7 %	1250		
1401-1550	3	28,1 %	1430		
1551-1700	1	38,0 %	1700 (1963)	645	117

Tableau n° II-48 : Contribution des débits moyens journaliers supérieurs à 13 m /s à la lame d'eau écoulée annuellement par le Chéran à la Charnia.

J'ai tenté de déterminer la contribution des débits moyens journaliers supérieurs à 13 m^3/s à la lame d'eau écoulée annuellement, pour en évaluer le poids statistique. Bien entendu, cette démarche est basée sur l'utilisation des débits extrapolés sur la courbe et elle ne peut aboutir qu'à une estimation.

Les 25 lames d'eau annuelles ont été réparties en 8 classes. (tableau n° II.48). Les calculs permettant de déterminer la contribution des débits supérieurs à 13 m^3/s ont été effectués sur les valeurs centrales de ces classes et utilisés pour la construction de la figure n° II.20. On voit sur cette dernière que pour la lame d'eau moyenne écoulée annuellement calculée sur 25 ans (1064 mm), la contribution globale des débits supérieurs à 13 m^3/s est de 20 %. Sur ces 20 %, on peut admettre que la moitié, soit 10 %, sont obtenus par une extrapolation peu éloignée de la borne supérieure de la courbe de tarage. L'erreur portant sur ces débits n'est probablement pas plus élevée que celle qui est faite sur les débits déterminés par interpolation sur la même courbe.

En admettant une erreur de 100 % sur l'extrapolation, on voit que les débits restant, les plus élevés, ne représentent que 0 % à 20 % du total annuel. Une erreur de 50 %, plus raisonnable, ramène leur contribution dans une fourchette de 5,0 % à 15 %.

Ces valeurs sont compatibles avec les précisions qu'on peut espérer atteindre sur la détermination de la lame d'eau annuelle.

3.3.6.2. *Caractéristiques du bassin versant du Chéran à la Charniaz*

3.3.6.2.1. Justification des limites du bassin versant

Les limites du bassin versant déterminées par l'E.D.F. lui attribuent une superficie de 249,2 km^2 (fig. n° II.21). Mais il s'agit là du bassin versant géographique, qui inclut une partie des systèmes karstiques appartenant au Semmoz, au bois de Prépoulain et au Revard. Or, les exutoires de ces systèmes sont tous situés à l'aval de la station, et par conséquent, leurs débits ne sont pas pris en compte par celle-ci. Il a donc été nécessaire de modifier de façon substantielle les limites du bassin versant en fonction

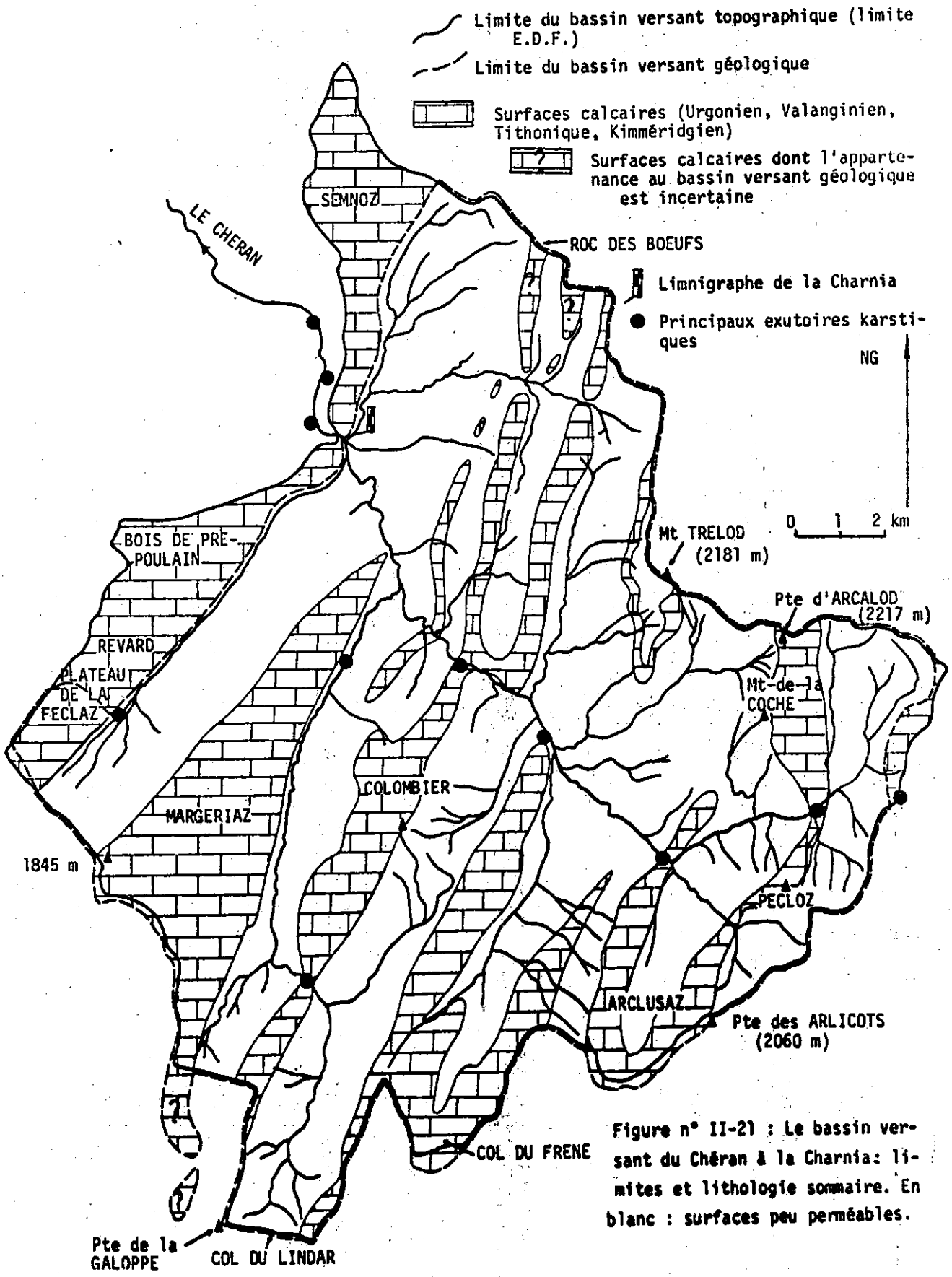


Figure n° II-21 : Le bassin versant du Chéran à la Charnia: limites et lithologie sommaire. En blanc : surfaces peu perméables.

des renseignements acquis sur les frontières des systèmes karstiques qui y étaient inclus.

La modification conduit à diminuer la superficie de 18,8 km^2 et à la ramener à 230,4 km^2 ; elle n'affecte que la limite nord-ouest du bassin versant.

Les autres limites sont fixées avec une grande précision : au niveau des cols elles correspondent aux lignes de partage des écoulements superficiels établis sur les moraines ou la molasse (vallées synclinales) ou sur les marnes du Crétacé inférieur (vallées creusées dans des anticlinaux) ; les crêtes de calcaires urgoniens constituent un autre type de limites : c'est le cas notamment des crêtes du Margeriaz et du flanc oriental du synclinal de l'Arclusaz, qui sont aussi des limites de systèmes karstiques dont les exutoires sont inclus dans le bassin versant du Chéran.

Le reste des limites est assuré par les crêtes tithoniques et kidmméridgiennes entre le col du Lindar et le col du Frêne, par les crêtes néocomiennes et tithoniques entre la Pointe des Arlicots et la pointe d'Arcalod, et enfin par les crêtes de matériel tertaire qui constitue le coeur du synclinal du Mont Trélod.

Il subsiste quelques faibles incertitudes relatives au franchissement de la partie méridionale des flancs urgoniens des synclinaux du Roc des Boeufs et de la Pointe de la Galoppe : on possède peu de renseignements sur le drainage des flancs subverticaux ou déversés de ces synclinaux qui, de toute façon, ne représentent qu'une très faible superficie.

Le total des surfaces litigieuses n'excède pas 10 km^2, ce qui représente une incertitude maximale sur la superficie du bassin versant de 4 % environ. Ce paramètre est donc connu avec une bonne précision.

3.3.6.2.2. Hypométrie du bassin versant

(Fig. n° II.22 et 23)

L'altitude varie de 575 m à la station, à 2217 m à la pointe de l'Arcalod et se répartit en superficie, selon les données du tableau n°II.49

L'altitude moyenne est de 1177 m et correspond à la tranche la plus représentée. La distribution des altitudes présente, par rapport à cette valeur moyenne, une assez bonne symétrie, les altitudes supérieures à 1600 m étant cependant mieux représentées que celles inférieures à 600 m.

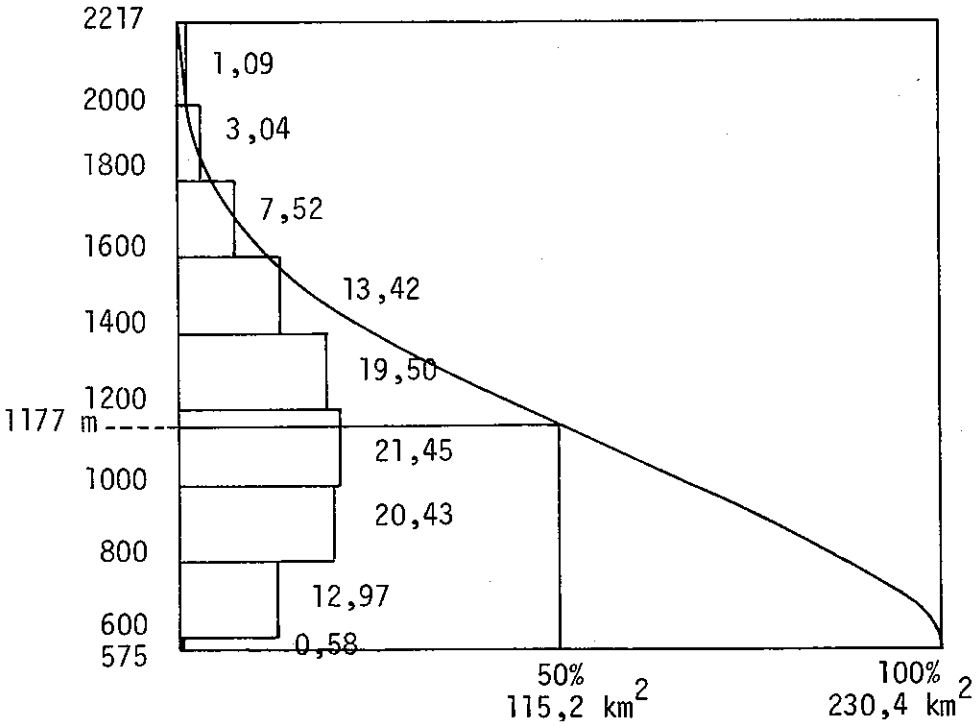


Figure n° II-22 : Hypsométrie du bassin versant du Chéran à la Charnia.

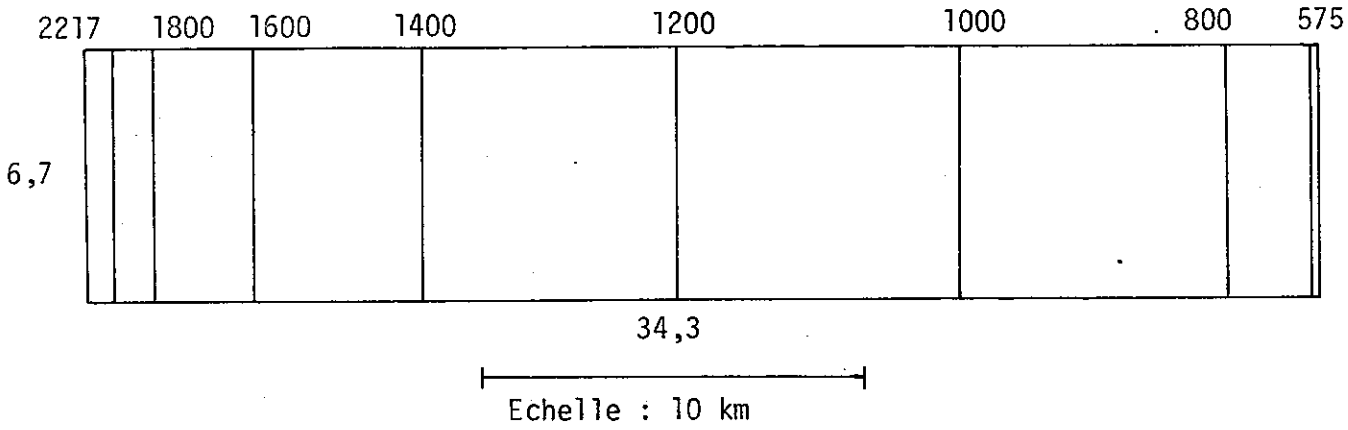


Figure n° II-23 : Rectangle équivalent du bassin versant du Chéran à la Charnia.

Tranche d'altitude en m	Superficie en km^2	Superficie en %
575 à 600	1,336	0,58
600 à 800	29,883	12,97
800 à 1000	47,071	20,43
1000 à 1200	49,421	21,45
1200 à 1400	44,928	19,50
1400 à 1600	30,920	13,42
1600 à 1800	17,326	7,52
1800 à 2000	7,004	3,04
2000 à 2217	2,511	1,09

Tableau n° II.49 - Répartition hypométrique du bassin versant du Chéran à la Charniaz.

3.3.6.3. *Méthode de calcul de la lame d'eau annuelle précipitée sur le bassin versant du Chéran*

L'hétérogénéité temporelle des données fournies par le réseau pluviométrique des Bauges n'a pas permis leur utilisation pour le calcul des précipitations annuelles sur le bassin du Chéran par les méthodes classiques (Thiessen ou isohyètes).

Le calcul a été mené à l'aide des mesures de pluviosité effectuées à Lescheraines dont les résultats sont disponibles pour toute la chronique étudiée et du gradient vertical de précipitations.

En ce qui concerne ce dernier, on pouvait hésiter entre deux valeurs : celle déterminée par G. Nicoud (1973) pour l'ensemble du Massif des Bauges, à partir de longues chroniques pluviométriques relatives à des stations s'étageant jusqu'à 1010 m d'altitude et celle définie dans le cadre du présent travail au cours des deux années d'observation 1973-1974 et 1974-1975, à partir de données nivo-pluviométriques concernant des stations s'étageant sur le massif du Semmoz jusqu'à 1650 m d'altitude.

La valeur de Nicoud (+ 85 mm/100 m) est beaucoup plus élevée que celle définie ici (+ 65 mm/100 m). Mais il faut signaler que cette dernière ne constitue qu'une moyenne, obtenue pour un ajustement linéraire : j'ai

montré (ch. II § 3.1.3) qu'il était, en outre, possible d'ajuster une courbe d'équation $y = aX^s$ aux points représentatifs des stations utilisées. L'ajustement d'une telle courbe, tout en intégrant mieux les hauteurs de précipitation mesurées au-dessus de 1 000 m, souscrit à l'observation de G. Nicoud : au-dessous de 900 à 1 000 m d'altitude, le gradient vertical de précipitation est fort, et peut atteindre + 80 à 90 mm/100 m. Au-dessus, il diminue fortement et ne vaut plus que + 50 à + 60 mm/100 m. La valeur moyenne de + 65 mm/100 m est donc, semble-t-il, plus adaptée à la répartition hypsométrique du bassin étudié. Par ailleurs, cette valeur est en accord avec celles trouvées par d'autres auteurs, dans les Alpes du Nord. Je l'utiliserai donc dans les calculs qui suivent.

L'hétérogénéité temporelle des données fournies par les stations du réseau pluviométrique des Bauges n'a pas permis leur utilisation pour le calcul des précipitations annuelles sur le bassin du Chéran par les méthodes classiques (Thiessen, ou isohyète). L'extension des pluviosités mesurées à Lescheraines à l'ensemble du bassin venant du Chéran est subordonnée à 3 conditions :

1 - La représentativité climatique de la station ; la situation géographique, à l'intérieur du massif des Bauges en fait une station soumise aux variations des éléments de son climat. D'autre part, l'excellente corrélation existant entre les hauteurs annuelles de précipitations mesurées à Lescheraines et Annecy montre que celles-ci sont sous la dépendance de conditions climatiques de vaste extension. Ayant à traiter des valeurs annuelles, ces garanties me paraissent suffisantes pour conclure à la représentativité climatique de la station pour cette échelle d'observation.

2 - L'adjonction, aux modules annuels mesurés à la station de Lescheraines, d'un terme correctif qui tienne compte de l'augmentation de pluviosité avec l'altitude.

Connaissant l'altitude moyenne de bassin versant (1 177 m), il suffira d'ajouter aux données de la station de Lescheraines (588 m), la quantité suivante :

$$(1\,177 - 588)\ 0{,}65 = 383 \text{ mm}$$

Valeur du gradient vertical de précipitation en mm/m

pour obtenir une estimation satisfaisante de la pluviosité sur l'ensemble du bassin versant.

3 - La constance du gradient vertical de précipitation dans le temps, au cours des années sèches et des années pluvieuses. Les valeurs publiées par divers auteurs ayant travaillé au cours de périodes différentes présentent une bonne homogénéité. Dans l'état actuel des observations, on ne peut aller plus loin dans la vérification de cette hypothèse qui justifie seule l'application de la 2ème

condition.

Les données utiles pour le calcul du déficit d'écoulement interannuel sont réunies dans le tableau n° II.50.

3.3.6.4. *Calcul du déficit d'écoulement interannuel ; commentaires et critiques*

Une remarque s'impose tout d'abord à propos de l'absence de données annuelles du déficit d'écoulement dans le tableau n° II.50 : le calcul de telles valeurs exige d'être mené, dans le cas de bassins versants de montagne, pour la durée d'un cycle telle que je l'ai définie au paragraphe 3.1.7.4. En effet, chaque année, au cours de la fonte nivale , le stock neigeux accumulé au cours du dernier trimestre de l'année précédente est restitué à l'écoulement. Il est donc indispensable de disposer des valeurs mensuelles de la pluviométrie afin de reconstituer des modules correspondant aux durées des cycles hydrologiques, ce qui n'est pas le cas ici.

Il n'en résulte aucun inconvénient pour l'objectif visé : rappelons qu'il s'agit de déterminer un déficit d'écoulement assimilable à l'évapotranspiration, donc qui ne comporte aucune composante imputable à la variation des réserves totales du bassin. La durée de la chronique importe seule, comme cela a déjà été dit.

Le déficit d'écoulement interannuel calculé est de 684 mm. Cette valeur, a priori élevée, correspond à une hypothèse pluviométrique moyenne en raison du choix de la valeur du gradient vertical de précipitation. D'autre part, le débit spécifique moyen, égal à 33,4 l/s/km^2, est tout-à-fait conforme à ce qu'on admet généralement dans le massif subalpin des Bauges*, pour l'altitude moyenne du bassin versant étudié, ce qui constitue une vérification de la validité des débits mesurés à la Charnia. Il en résulte que le calcul du déficit d'écoulement effectué sur ces bases n'en donne pas une valeur par excès.

La différence entre cette valeur et celles qui ont été obtenues par l'application des formules de Coutagne et Turc est donc significative et montre que ces dernières ne peuvent être légitimement utilisées pour des bassins versants de montagne, dont elles sous-estiment fortement le déficit d'écoulement.

---

* De août 1972 à juillet 1973, le débit spécifique du Chéran au Pont d'Escorchevel (bassin de 96 km^2, altitude moyenne : 1 438 m) a été de 23,4 l/s/km^2 (G. Nicoud, 1973). Pendant la même période, il a été de 21,2 l/s/km^2 à la Charnia. Cette comparaison constitue une confirmation de la valeur des données de débit obtenues à la Charnia.

ANNEE	débit specifique en l/s/km²	lame d'eau écoulée en mm	pluviométrie Lescheraines en mm	pluviométrie bassin en mm	déficit d'écoulement en mm
1951	39,1	1 230	1 613	1 996	
1952	38,7	1 220	1 605	1 988	
1953	24,6	780	1 036	1 419	
1954	30,2	950	1 481	1 864	
1955	42,5	1 340	1 431	1 814	
1956	27,9	880	1 301	1 684	
1957	30,7	970	1 080	1 463	
1958	39,5	1 250	1 511	1 894	
1959	28,2	890	1 271	1 654	
1960	47,2	1 490	1 791	2 174	
1961	39,3	1 240	1 506	1 889	
1962	27,0	850	1 107	1 490	
1963	53,8	1 700	1 509	1 892	
1964	19,7	620	1 064	1 447	
1965	45,4	1 430	1 765	2 148	
1966	45,8	1 440	1 389	1 772	
1967	29,3	930	1 232	1 615	
1968	37,6	1 190	1 620	2 003	
1969	28,1	890	1 293	1 676	
1970	39,7	1 250	1 614	1 997	
1971	18,2	570	1 114	1 497	
1972	21,5	680	966	1 349	
1973	22,3	700	1 137	1 520	
1974	36,9	1 160	1 441	1 824	
1975	30,2	950	1 237	1 620	
moyenne	33,4	1 064	1 365	1 748	684

Tableau n° II.50 - Données utiles pour le calcul du déficit d'écoulement interannuel sur le bassin du Chéran à la Charnia.

Les raisons de cette inadéquation sont à rechercher parmi les caractéristiques du climat qui règne sur ces bassins versants. C'est ainsi que pendant la saison froide, la sublimation et l'évaporation soustraient à l'écoulement une partie non négligeable du stock neigeux. Il est intéressant par ailleurs de noter que pendant la saison chaude, où l'évapotranspiration est active du fait des températures élevées, on enregistre des intensités journalières moyennes de précipitation plus élevées que pendant la saison froide. Cela a pour effet de maintenir à la partie supérieure de la zone non saturée, une alimentation en eau assez abondante qui peut être largement soumise à l'évapotranspiration.

L'importance des courants de convection atmosphériques favorise le transit de la vapeur d'eau entre deux épisodes pluvieux. L'alternance fréquente, au cours de la saison chaude, de périodes de beau temps chaud et de régimes perturbés qui amènent des précipitations abondantes est de nature à intensifier ce processus.

Parmi les caractéristiques physiques du bassin versant qui peuvent être à l'origine d'une évapotranspiration importante, il y a lieu de relever la surface réelle du massif, plus développée du fait de l'existence de reliefs, et la nature souvent lapiazée de cette surface qui augmente considérablement les possibilités d'échange avec l'atmosphère.

Enfin, il n'est pas jusqu'aux caractères particuliers du couvert végétal et du sol développé sur ces surfaces qui n'aient un rôle à jouer dans l'accentuation de l'évapotranspiration : la couche d'humus brut qui recouvre la roche dans les zones boisées, véritable feutrage de fibres organiques, et la strate muscinée à laquelle elle sert de substrat, présentent un pouvoir de rétention de l'eau tout-à-fait remarquable. La lame d'eau ainsi retenue à la partie la plus superficielle de l'aquifère est intégralement soumise aux effets de l'évapotranspiration et il en résulte, en saison chaude, lorsque alternent périodes sèches et pluvieuses, une activité intense de ce système évapotranspirant.

L'examen de la répartition mensuelle de la lame d'eau moyenne écoulée annuellement (calculée sur la période 1951-1975) permet les observations suivantes (Tableau n° II.51)

mois	janvier	février	mars	avril	mai	juin
lame d'eau en mm	83,0	87,4	123,4	147,4	117,9	86,3
mois	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
lame d'eau en mm	59,5	55,2	56,8	66,1	93,9	87,4

Tableau n° II.51 - Répartition mensuelle de la lame d'eau moyenne écoulée annuellement par le Chéran à la Charnia (calculée sur 25 ans : 1951-1975).

Les lames d'eau écoulées les plus faibles apparaissent pendant 4 mois : juillet, août, septembre, octobre. Les trois premiers appartiennent à la saison chaude, au cours de laquelle les processus d'évapotranspiration sont très actifs. Le quatrième, octobre, est le premier mois de la saison froide.

Au cours de ce dernier, les températures moyennes journalières subissent une très forte baisse, mais l'évapotranspiration est encore active du fait des températures maximales journalières qui restent élevées. D'autre part, certains aquifères superficiels reconstituent leurs réserves entamées par l'évapotranspiration au cours des mois précédents.

Les mois au cours desquels interviennent les écoulements minima sont parmi les plus arrosés de l'année (en particulier, août et septembre). Cela montre le rôle que joue l'évapotranspiration, au cours de la saison chaude, où l'influence de la fonte des neiges est nulle, dans le règlage des écoulements.

Les lames d'eau mensuelles maximales écoulées interviennent en mars et avril et sont provoquées par les crues de fonte nivale. Les mois de novembre, décembre, janvier et février sont caractérisés par une lame d'eau écoulée d'importance intermédiaire, et sensiblement constante : l'embâcle en altitude exerce une action régulatrice sur les écoulements, mais la réduction de l'évapotranspiration maintient des débits assez soutenus, que vient renforcer la fonte de la neige à basse altitude.

3.3.6.5. *Conclusion*

La légitimité de l'application des formules permettant le calcul du déficit d'écoulement a pu être éprouvée sur le bassin versant du Chéran à la Charnia. La comparaison des valeurs théoriques obtenues par les formules de Turc et de Coutagne avec la valeur du déficit d'écoulement réel, obtenue grâce aux données pluviométriques et hydrométriques montre l'inadéquation de ces formules au bassin versant étudié.

Les raisons de cette inadéquation sont à rechercher parmi les caractéristiques physiques, météorologiques, pédologiques et biologiques qui sont de nature à entretenir une évapotranspiration particulièrement active pendant la saison chaude.

La nécessité de recherches plus précises sur l'évapotranspiration en montagne est une évidence. Les bassins versants qui relèvent de cet environnement sont en général peu représentés dans l'échantillonnage retenu par

les auteurs qui ont mis au point les formules.

Enfin, l'évaluation de la lame d'eau résultant de l'évaporation et de la sublimation du manteau neigeux est très délicate à réaliser et aucune valeur ne saurait être avancée actuellement en ce qui concerne la région étudiée.

4 - CONCLUSIONS GENERALES CONCERNANT LE CONTEXTE CLIMATIQUE DES SYSTEMES KARSTIQUES ETUDIES

La région étudiée, située à l'extrados de la partie française de l'arc alpin, est caractérisée par un climat frais, humide, où la composante montagnarde est marquée.

L'influence océanique se traduit par le passage de nombreuses perturbations qui entrainent une pluviosité assez forte (1 247 mm en moyenne à Annecy ; environ 2 000 mm à 1 700 m).

Les saisons intermédiaires sont peu marquées et l'analyse des températures moyennes mensuelles justifie la distinction d'une saison froide, où les précipitations en altitude s'effectuent sous forme solide et sont stockées, et d'une saison chaude dont le début coïncide généralement avec la fonte du manteau neigeux.

L'influence continentale est assez marquée pendant la saison chaude : températures maximales élevées, précipitations convectives de grande intensité caractérisent le temps des mois de juin, juillet, août et septembre. Des perturbations d'origine océanique peuvent naturellement alterner avec ce type de temps.

Les conséquences de cette alternance sur le fonctionnement des systèmes karstiques étudiés sont notables : des crues de faibles durées peuvent succéder brutalement à des périodes de basses eaux, avec des implications hydrodynamiques et hydrochimiques qui seront étudiées dans les chapitres suivants.

Les phénomènes d'évaporation et de transpiration par les végétaux semblent présenter une intensité assez forte. L'abondance des précipitations pendant la saison chaude (moins longue que la saison froide, mais recevant autant d'eau) ajoutée à d'autres facteurs (température de l'air, nature du couvert végétal, existence de courants de convection) peut expliquer la valeur élevée du déficit d'écoulement déterminé sur le bassin du Chéran (685 mm).

L'existence de gradients verticaux de précipitations et de température, implique une implantation judicieuse de l'équipement météorologique

en montagne. De la représentativité de ces équipements dépend en effet la précision avec laquelle on peut déterminer les lames d'eau précipitées sur les bassins versants, ou la température moyenne qui y règne.

Chapitre III

ETUDE SEMI-INTENSIVE D'UN SYSTEME TRES KARSTIFIE : LE SYSTEME DE BANGE-L'EAU-MORTE

Rappelons enfin que l'équipement météorologique du système présente une densité satisfaisante qui a permis le calcul de la lame d'eau précipitée sur le bassin versant au cours des deux cycles hydrologiques étudiés.

L'étude descriptive de ce système m'amènera à des développements qui auraient pu trouver leur place dans d'autres parties du texte : tout est question de classification. J'ai surtout cherché à argumenter, et ce souci m'a conduit à citer d'emblée des observations effectuées sur les systèmes karstiques limitrophes et sur d'autres systèmes karstiques des Bauges.

Certains termes seront explicités à cette occasion ; les concepts qu'ils recouvrent étant applicables à tous les autres systèmes, leur définition ne sera pas répétée ultérieurement.

1 - CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DU SYSTEME (Figures n° III.1 et III-2)

1.1. Contexte stratigraphique et tectonique

Le système est entièrement situé dans la moitié sud du Semnoz. Son bassin versant inclut la totalité des affleurements de calcaires massifs urgoniens et des calcaires bicolores spathiques rapportés au Barrémien inférieur, ainsi qu'une partie des calcaires marneux et marnes de l'Hauterivien moyen et supérieur, qui constituent le flanc oriental de l'anticlinal du Semnoz, au sud du Crêt de Chatillon.

L'Urgonien constitue la majeure partie de l'aquifère ; la dalle qu'il forme, de direction sensiblement constante (N 15 à N 20° E) présente deux flexures : la première, bien visible à Glapigny, entre 800 et 850 m d'altitude, entraîne une augmentation marquée du pendage (de 17-20° à 30-32°) au-dessus de ces altitudes. La seconde, entre 1 300 et 1 350 m d'altitude, correspond à une diminution aussi nette du pendage qui retrouve une valeur de 25° environ.

La dalle affleure en surface structurale jusqu'à cette deuxième rupture de pendage. Au-dessus, elle est recoupée obliquement par la surface topographique, ce qui explique la disparition des falaises au-dessus de 1 300 m dans la cluse du Chéran, et rend compte du fait que les crêts sommitaux du Semnoz soient établis dans les calcaires bicolores du Barrémien inférieur, l'Urgonien se bisautant à l'est de ces sommets.

Aucun accident majeur ne vient rompre la continuité des assises calcaires. La dépression du Villard, de type ruz, où l'existence d'un accident perpendiculaire à l'axe du chaînon avait été momentanément envisagée, s'est avérée résulter essentiellement d'un processus d'érosion classique sur le flanc

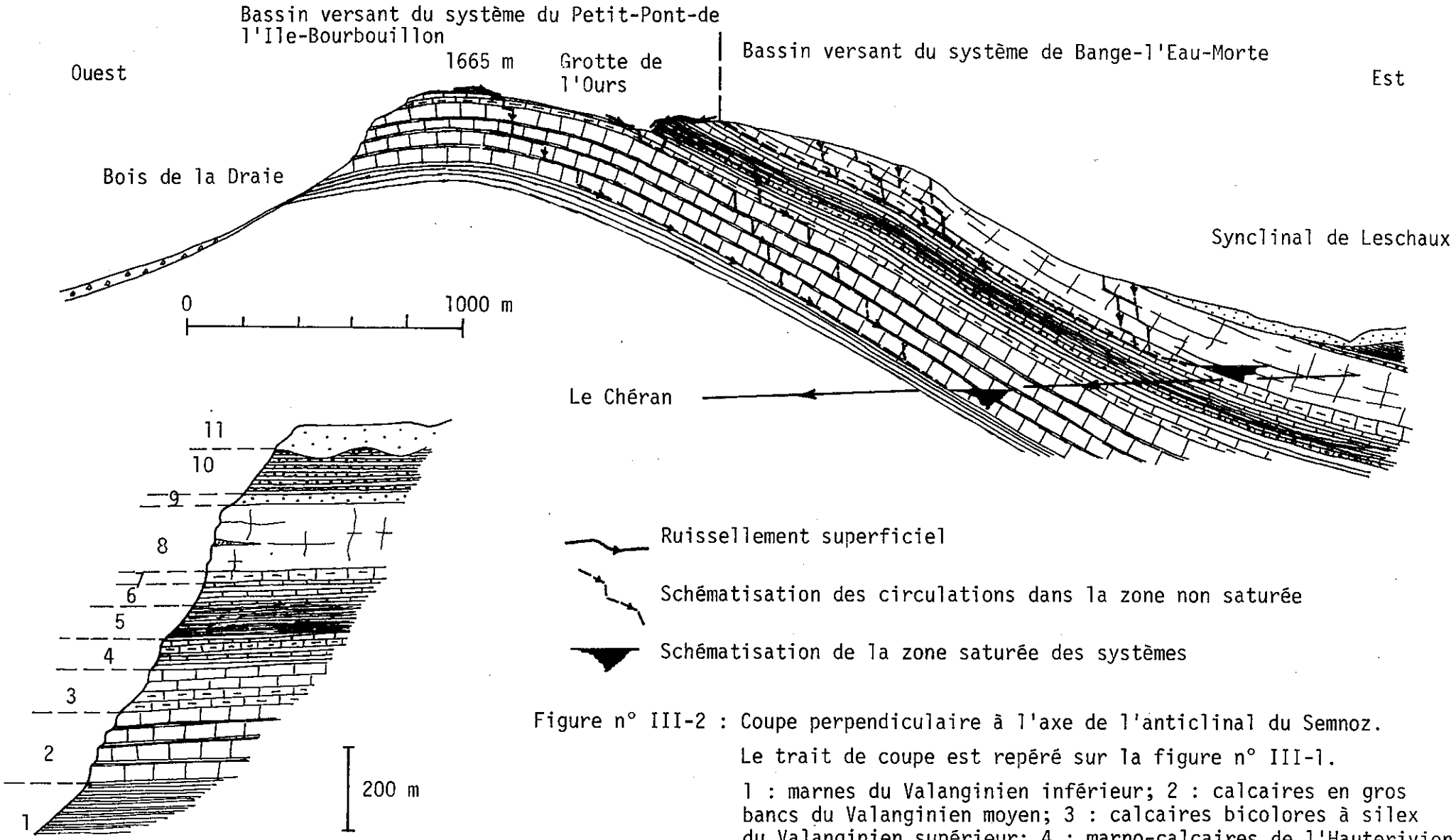


Figure n° III-2 : Coupe perpendiculaire à l'axe de l'anticlinal du Semnoz.

Le trait de coupe est repéré sur la figure n° III-1.

1 : marnes du Valanginien inférieur; 2 : calcaires en gros bancs du Valanginien moyen; 3 : calcaires bicolores à silex du Valanginien supérieur; 4 : marno-calcaires de l'Hauterivien inférieur; 5 : marnes de l'Hauterivien moyen; 6 : marno-calcaires de l'Hauterivien supérieur; 7 : calcaires bicolores du Barrémien inférieur; 8 : calcaires massifs de l'Urgonien; 9 : grès glauconieux de l'Albien; 10 : molasse gréseuse; 11 : moraines wurmiennes.

d'une structure anticlinale.

1.2. Limites du bassin versant*

1.2.1. La limite orientale est la plus facile à déterminer : elle correspond à l'extension maximale vers l'ouest, des formations non karstiques qui recouvrent stratigraphiquement les calcaires urgoniens et aptiens, dans le synclinal de Leschaux : grès et schistes gréseux albiens au sud (Pont d'Entrèves, Glapigny), formations tertiaires transgressives(conglomérats, grès molassiques rouges et grès aquitaniens) au nord (Leschaux).

Au pied du versant calcaire, des éboulis masquent localement cette limite : il en résulte une incertitude tout-à-fait négligeable sur son tracé.

Trois remarques doivent être faites à propos de cette limite :

1° Après visite sur le terrain, on peut exclure l'existence, sous le synclinal de Leschaux, de circulations qui résulteraient d'infiltrations diffuses (absolument négligeables) ou de pertes ponctuelles (inexistantes) au niveau des rares affleurements urgoniens de son flanc oriental déversé et laminé. Ces circulations auraient pu participer à l'alimentation du système.

2° Au Nord de Glapigny, une partie du système se développe sous la couverture tertiaire. La question se pose de savoir s'il y a indépendance totale, du point de vue hydrogéologique entre l'Urgonien et le tertiaire : l'existence, sur le tertiaire et la moraine, d'un réseau hydrographique superficiel bien développé, permet de penser qu'il en est bien ainsi. Une alimentation du karst par drainance est donc très improbable.

3° Entre Leschaux et le Pont Détrier, le ruisseau de Leschaux longe le contact entre le tertiaire ou l'Albien et les calcaires urgoniens et, localement, s'approche beaucoup de ces derniers. On pouvait suspecter des pertes de ce ruisseau au profit de l'aquifère karstique sous-jacent : l'examen du lit du ruisseau m'a permis d'exclure cette éventualité, même pendant les crues.

1.2.2. La limite occidentale sépare le système de Bange -l'Eau-Morte de la contribution Semnoz au système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon. Entre la Charnia et le crêt de l'Aigle, le tracé de cette limite ne pose aucun problème : le plus souvent les affleurements de marnes de l'hauterivien moyen, dont le rôle a déjà été précisé, règlent, en fonction de leur disposition topographique, le

---

* Au sens de J. Margat (1965). Il y a lieu de marquer la différence entre les limites du système karstique et celles de son bassin versant géologique, limites qui ne coïncident pas généralement (c'est le cas présentement).

sens d'écoulement des eaux vers l'un ou l'autre des deux systèmes. Le tracé de cette limite est localement confirmé par le résultat du traçage de la Perte des Chalets Daviet (injection le 15 septembre 1975 et réapparition le lendemain à la résurgence du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon).

Au Nord du Crêt de l'Aigle, la situation est beaucoup plus complexe, pour deux raisons :

1° L'existence d'une dépression d'érosion de type ruz, creusée aux dépens de l'Hauterivien, entre la formation des calcaires argileux bicolores à silex du Valanginien supérieur, et celle des calcaires bicolores spathiques du Barrémien inférieur induit l'écoulement vers l'Est des ruisseaux des Vernettes et du Villard : les marnes de l'Hauterivien moyen n'occupent plus une position topographiquement dominante et par là même, leur rôle dans le partage des circulations superficielles est fortement diminué.

2° En étiage, ou en période de débits moyens, ces ruisseaux se perdent en totalité dans les calcaires bicolores à silex du Valanginien supérieur, à leur contact avec les marnes de l'Hauterivien inférieur, et alimentent le système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon (traçage dans un gouffre, le P. 73.70 ; injection le 3.5.75 et réapparition à la résurgence du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon le 4.5.75). Dans cette configuration hydrographique, la limite suit toujours les affleurements de marnes de l'Hauterivien moyen.

En période de fonte des neiges, ou lors des averses orageuses de forte intensité, situations hydrologiques qui entrainent un ruissellement superficiel très important sur les surfaces peu perméables, les pertes ne suffisent plus à absorber la totalité de l'eau. Celle-ci s'écoule alors sur les alluvions argileuses du cône de déjection torrentiel établi au débouché du ravin de l'Ours, jusqu'aux affleurements de calcaires bicolores spathiques du Barrémien inférieur où elles se perdent, alimentant le système karstique de Bange-l'Eau-Morte. Enfin, quand le débit du cours d'eau temporaire est supérieur à la capacité d'absorption des pertes du Barrémien, ce qui ne se produit que lors de précipitations d'intensité exceptionnelle, le ruisseau s'engouffre dans l'étroit défilé qui fait suite, dans l'Urgonien, à la dépression, et dévale jusqu'à Leschaux, où il va grossir le ruisseau de Leschaux (Bassin du Chéran) : il n'y a donc jamais de capture d'une partie des eaux qui circulent dans la moitié sud du Semnoz, au profit du bassin du Lac d'Annecy.

Dans cette configuration, la limite du bassin d'alimentation passe par les buttes résiduelles de marnes de l'Hauterivien inférieur qui couronnent la charnière anticlinale de calcaires bicolores à silex du Valanginien supérieur. La superficie de la partie de bassin versant ainsi annexée au profit

du système de Bange-l'Eau-Morte, et, éventuellement, du bassin du ruisseau de Leschaux, est de 1,22 km^2. Elle s'étage de 1 440 à 1 660 m d'altitude ; l'extension des marnes (59 %) et des calcaires argileux (41 %) y favorise le ruissellement superficiel ; les débits qui aboutissent au système de Bange-l'Eau-Morte peuvent atteindre des valeurs élevées. Un calcul très simple peut en donner un ordre de grandeur. En admettant qu'au cours de l'épisode le plus intense d'une averse (3 mm/mn durant 5 mn), le ruissellement intéresse une lame d'eau de 1 mm, et que l'écoulement jusqu'aux pertes établies dans le Barrémien dure 15 mn, on aboutit à un débit moyen de 1,3 m^3/s environ. Une partie de cette eau se perdant dans le Valanginien supérieur, c'est un ruisseau de plusieurs centaines de litres par seconde qui se perd dans le Barrémien.

Les valeurs admises pour ce calcul sont très inférieures aux valeurs parfois observées. C'est ainsi que le 14 juillet 1968, un orage d'une intensité exceptionnelle provoqua d'importants dégats dans la dépression du Villard (charriage d'un important volume de blocs sur les alpages, inondation du camp spéléologique, destruction partielle de la route), et à Leschaux (coulées de cailloux et blocs). Le débit détourné à l'occasion de cet orage catastrophique atteignit certainement plusieurs m^3/s. Mais le caractère spectaculaire de ce ruissellement ne doit pas faire oublier son existence très occasionnelle et transitoire ; les volumes d'eau injectés dans les pertes sont toujours très inférieurs aux volumes d'eau de crue mesurés à l'exutoire.

D'autres épisodes pluvieux ont également donné lieu à l'observation d'un ruissellement superficiel généralisé. On peut citer l'orage du 6 juillet 1972, et surtout ceux des 18 juillet et 15 août 1975 qui seront fréquemment évoqués ci-après.

1.2.3. La limite septentrionale du bassin versant avait, dans deux précédentes publications (Lepiller, 1967 et 1971) été placée au niveau de la profonde gorge qui entaille l'Urgonien du flanc est du Semnoz, dans le prolongement de la dépression du Villard. Cette position était fondée sur une connaissance imparfaite du terrain, et sur l'hypothèse de l'existence d'un accident tectonique passant dans la gorge et en bordure sud-ouest de la dépression, qui aurait été à l'origine de son creusement.

Des observations plus précises m'ont conduit à reconsidérer cette hypothèse : l'examen des clichés aériens de l'I.G.N., confirmé par des observations de terrain montre l'indépendance quasi-totale entre le tracé méandriforme de la gorge et les directions locales de la fracturation (essentiellement représentée par des diaclases).

D'autre part, entre les chalets des Vernettes et les chalets de Leschaux, la continuité des couches hauteriviennes et valanginiennes est parfaite. Il n'y a donc pas lieu d'envisager le passage d'une faille dans ce secteur.

Les résultats du traçage de la perte du Pendu, située 1,5 km au Nord de la dépression du Villard, (injection le 18 juillet 1975 et réapparition à la résurgence du Nant de la Combe le 15 août 1975), ont confirmé ce que les observations de surface permettaient d'entrevoir, à savoir l'extension du bassin versant vers le nord.

Il restait à en fixer la limite. Deux hypothèses pouvaient être retenues, fondées sur des arguments structuraux :

1. A l'est du Crêt de Chatillon, les calcaires urgoniens montrent un changement d'orientation de leur pendage : la direction des couches passe de N 15°E au Sud à N 0° au Nord. Cette variation était susceptible de déterminer une ligne de divergence des écoulements souterrains.

2. Au nord de cette zone, passe le décrochement dextre du Crêt de Tertère, dont le rôle hydrogéologique n'était pas connu ; l'exsurgence du système du Bourneau est située au Nord de cet accident, sur une diaclase qui lui est probablement associée. On pouvait se demander si l'accident principal ne jouait pas le rôle d'écran imperméable, constituant ainsi la limite des deux bassins versants recherchée.

C'est en fonction de ces hypothèses que l'expérience de traçage du P.50.69 a été conçue. Le colorant a été injecté le 19.10.75 dans le P.50.69, gouffre situé au Sud du décrochement du Crêt de Tertère, et au Nord de la ligne de divergence des pendages de l'Urgonien, dans le but de tester le rôle de l'un et de l'autre dans la circulation souterraine. Sa réapparition a été constatée le 21 octobre 1975 à l'exsurgence du Bourneau, montrant ainsi que :

1. Le décrochement du Crêt de Tertère ne constitue ni un écran pour les eaux (l'existence d'un drain établi sur son tracé est même probable, les points d'injection et de réapparition du traceur, distants de 2 110 m, étant situés de part et d'autre de l'accident, et à moins de 200 m de celui-ci), ni une limite de bassin versant.

2. La limite recherchée a de grandes chances de coïncider avec la ligne de divergence des pendages de l'Urgonien. C'est cette hypothèse qui sera adoptée ici, en l'absence de précisions supplémentaires qui ne pourraient résulter que d'une campagne intensive de traçages dans cette zone.

1.2.4. La limite méridionale a été placée à la cote critique (environ 647 m) de la surface libre du plan d'eau recoupé par la Grotte de Bange, pour laquelle le circuit de trop-plein de l'Eau-Morte entre en fonctionnement. La limite ainsi fixée est celle du sous-système où il existe une potentialité de karstification dans la zone non saturée, pour la côte critique retenue. Cette limite est restrictive par rapport à celle qui résulterait de la prise en considération de l'altitude de l'émergence la plus basse, mais elle est mieux adaptée, comme on le verra plus loin, aux conditions géologiques particulières de la zone d'évacuation. Elle est également restrictive par rapport à la limite du système qui inclut les zones où il existe une potentialité de karstification dans la zone saturée. La distinction entre ces trois possibilités n'a aucune conséquence notable sur la surface du bassin versant.

1.2.5. Le problème du substratum imperméable :

Ont été définies jusqu'ici, les limites latérales du bassin versant : pour l'essentiel, elles correspondent aux limites du système, sauf à l'Est, où celui-ci se développe sous la couverture tertiaire. Je reviendrai ultérieurement sur la définition de la limite orientale de système qui fait appel à la notion de niveau de base.

Examinons ici la question du substratum imperméable : il s'agit de déterminer les causes qui, sur une verticale, limitent la pénétration des eaux en profondeur, quand cette limite intervient au-dessus du niveau de base.

Le rôle déterminant des marnes de l'Hauterivien moyen a été invoqué à propos de la limite occidentale du bassin versant. Ce niveau de marnes, continu au Semnoz (aucun étirement tectonique, aucune disposition lenticulaire n'ont été mis en évidence) est responsable d'un certain nombre de faits qui conduisent à le considérer comme le substratum imperméable de l'aquifère Urgonien, tout au moins en ce qui concerne le Semnoz.

1. Il constitue le substratum imperméable des niveaux de calcaires marneux fissurés, localement saturés, qui le surmontent. Il en résulte, à la base de ces niveaux, de nombreuses petites sources qui ne tarissent jamais, dont le débit présente une faible variabilité, et qui représentent la seule ressource en eau disponible en été sur le massif pour l'alimentation des hommes et du bétail.

2. Les larges affleurements de ces marnes dans les parties sommitales du Semnoz coïncident avec de nombreux marécages et mares, qui témoignent d'une perméabilité très faible de ces niveaux.

3. La disparition brutale, dans la grotte de l'Ours (système karstique du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon) de toute infiltration au-delà d'une certaine distance de l'entrée, coïncide avec la limite d'affleurement de ces marnes en surface ; la fissuration des niveaux calcaires sous-jacents gardant les mêmes caractères (fréquence, ouverture) dans toute la cavité, il paraît logique d'attribuer cet assèchement à l'apparition d'un toit imperméable au-dessus des niveaux karstifiés ; l'assimilation de la cavité à une structure sèche * (A. Mangin, 1974) peut être exclue en raison des caractères de la fissuration, qui est ici d'origine tectonique, et présente une ouverture suffisante (en général > 1 cm) pour que le potentiel de succion soit négligeable et que par conséquent l'écoulement puisse s'effectuer par ruissellement et recouper la cavité s'il existait.

4. Dans le massif des Bauges, le substratum imperméable de tous les réseaux de ruissellement souterrain de l'aquifère Urgonien qui ont pu être parcourus par les spéléologues (observations personnelles sur les massifs du Margériaz, de la Féclaz-Revard, et du Semnoz) est constitué par la base des calcaires bicolores spathiques du Barrémien inférieur (Trou du Garde, massif de la Féclaz-Revard) ou par le sommet des calcaires argileux de l'Hauterivien supérieur (Tanne des Grands Refous, Tanne des Cochons, Tanne des Squelettes, massif du Margeriaz ; et diverses cavités du massif du Semnoz).

Il ne s'agit cependant pas là d'une règle générale : il existe quelques cas où l'organisation du système karstique conduit à admettre le transit des eaux de l'Urgonien vers le Valanginien. Ces exceptions relèvent de dispositions structurales particulières :

- La présence d'un accident transversal à l'axe d'une structure peut provoquer l'émergence des eaux à un niveau inférieur à celui du substratum imperméable par suite de la discontinuité tectonique qui affecte ce dernier.

L'importance du rôle joué par ces failles transverses sur la localisation des émergences karstiques, a déjà été signalée (J. Sarrot-Reynauld, 1960 et 1968, Y. Lemordant, 1977).

- Il faut observer, par ailleurs, que de tels accidents, qui présentent fréquemment un rejet vertical important, peuvent provoquer la mise en contact des calcaires urgoniens (ou du Barrémien inférieur) avec ceux du Valanginien. Il s'établit alors au niveau de la zone saturée un réseau de drainage

---

* Expression proposée par D. Rançon (1972) pour qualifier une couche de matériau grossier qui, dans un milieu non saturé et multicouche, présente un potentiel de succion suffisamment faible devant celui des couches de matériau fin qui l'entourent, pour ne pas être pénétrée par le fluide. L'application de cette notion aux cavités en milieu fissuré a été proposée et discutée par A. Mangin. (1975)

commun aux deux formations calcaires (Cf. système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon). Rien de semblable n'a été mis en évidence au Semnoz.

5. Enfin, la densité de répartition des dolines (Fig. n° III.3) et autres formes en creux qui constellent le Barrémien inférieur, l'Hauterivien et le Valanginien supérieur, ne dépend que de la lithologie de la formation géologique qui les contient, celle-ci commandant le degré d'expression des fissures, et leur densité ; leur distribution topographique est essentiellement calquée sur les contours des zones d'affleurement isopiques. L'anisotropie du milieu rocheux induite par la fissuration ne retentit que sur l'orientation du grand axe de ces dolines.

L'énoncé de ces résultats est nécessaire pour comprendre la disparition quasi complète de ces dolines sur les affleurements de marnes hauteriviennes. Le caractère "imcompétent" de ces niveaux entraîne une raréfaction de la fissuration, et par conséquent diminue leur aptitude à la karstification. A l'échelle du massif, où l'anisotropie dûe à la lithologie est dominante par rapport à celle dûe à la fracturation, cela se traduit donc par l'existence d'une bande d'affleurement marneux peu perméable, pratiquement dépourvue de dolines, et qui coïncide parfaitement avec les zones marécageuses.

Ces arguments me paraissent suffisants pour admettre le rôle de substratum imperméable des niveaux marneux de l'Hauterivien, pour les systèmes étudiés.

1.3. Schématisation numérique du bassin versant

Les limites définies précédemment assignent au bassin versant une surface projetée de 12,30 km^2. L'imprécision relative à la position de la limite septentrionale induit une erreur n'excédant pas 1 km^2, soit au maximum 8 % de cette surface.

Ces limites correspondent à un état hydrologique du système où le ruissellement superficiel est inexistant (cf. § 1.2.2).

La forte dénivellation existant entre les points extrêmes du bassin versant (640 m pour le niveau d'étiage du drain majeur, 1 698 m au Crêt de Chatillon) entraîne une surface réelle nettement supérieure à la surface projetée. Cette remarque se justifie par l'accroissement des phénomènes d'évaporation et de transpiration qui se trouvent favorisés du fait de l'importance de la surface d'échange entre la partie superficielle de la zone non saturée et l'atmosphère.

La courbe hypsométrique (Fig. n° III.4) met en évidence les points suivants : de 650 m à 1 290 m, la répartition régulière de la surface en fonction de l'altitude traduit la conformité de la pente du versant au pendage

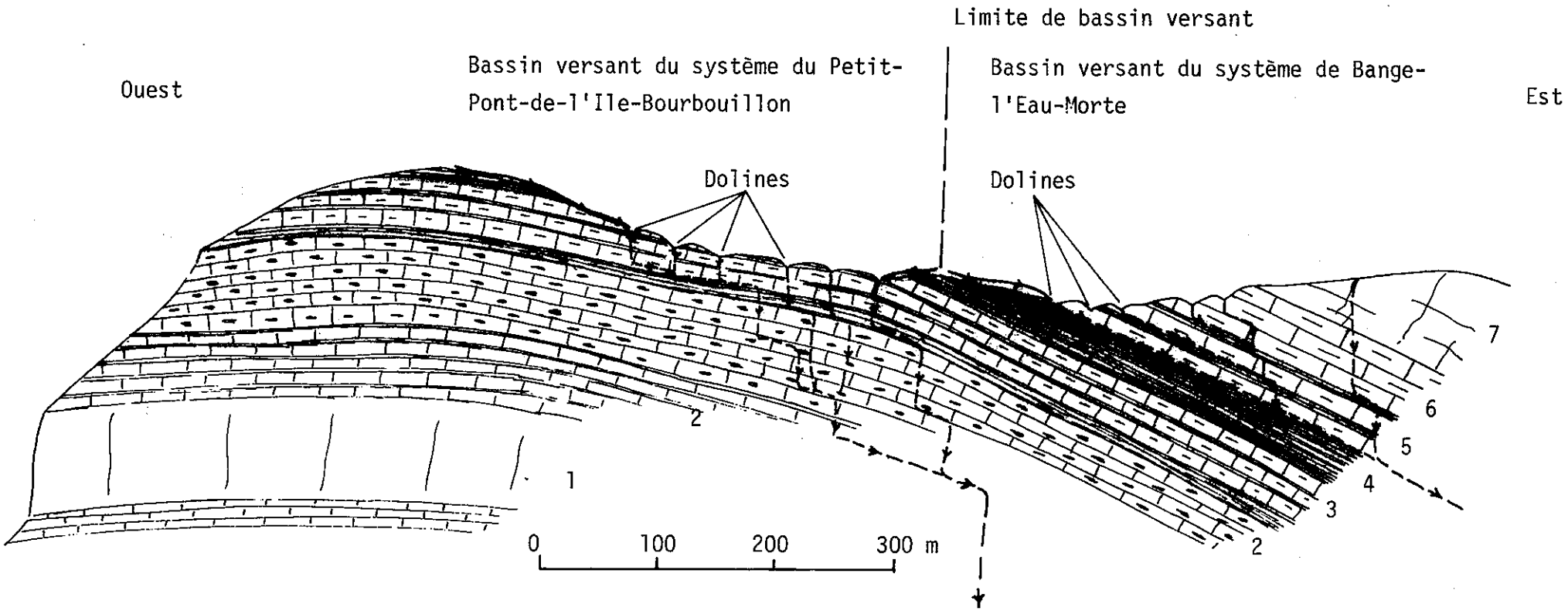


Figure n° III-3 : Répartition des dolines dans les niveaux calcaires des parties sommitales du Semnoz et rôle des marnes de l'Hauterivien moyen dans le réglage des écoulements superficiels.

1 : calcaires en gros bancs du Valanginien moyen; 2 : calcaires bicolores à silex du Valanginien supérieur; 3 : marno-calcaires de l'Hauterivien inférieur; 4 : marnes de l'Hauterivien moyen; 5 : marno-calcaires de l'Hauterivien supérieur; 6 : calcaires bicolores spathiques du Barrémien inférieur; 7 : calcaires massifs de l'Urgonien.

des calcaires urgoniens. A l'altitude 1 290 m, on note une rupture qui correspond à la diminution du pendage déjà signalée ; de 1 290 m à 1 580 m, on trouve 55 % de la surface du bassin versant. C'est à ce niveau que les formes karstiques superficielles (Lapiaz, dolines, dépressions fermées) sont les plus développées. La plus grande partie des cavités connues y est située. Les 5 % restant correspondent aux zones sommitales établies dans le Barrémien inférieur et l'Hauterivien, et le redressement de la courbe traduit l'existence de pentes plus accentuées.

Au total, la surface située au-dessus de 1 200 m d'altitude représente 59,3 % du total. L'enneigement y est permanent pendant la saison froide. 75,7 % sont situés au-dessus de 1 000 m. Ces deux valeurs montrent le caractère montagnard accusé du bassin versant. L'altitude médiane (1 290 m) un peu supérieure à l'altitude moyenne (1 255 m) révèle un léger déséquilibre de la répartition des surfaces en faveur des altitudes élevées.

Le bassin versant est plus long (8,8 km de longueur maximale) que large (2,4 km de largeur maximale), ce que traduit la valeur du coefficient de compacité de Gravelius (Kc = 1,52). C'est dans la partie aval du système (partie méridionale ou zone d'évacuation) que la largeur est minimale (800 m) et cela sur une longueur de 3 km environ.

Cette étroite bande, située à basse altitude contient le réseau de drainage de la zone saturée, très développé comme on le verra, et ne participe que pour une faible part à l'alimentation du système. Cette constatation est importante pour l'interprétation de l'évolution des caractéristiques physiques et chimiques des eaux lors des crues, car le volume d'eau contenu dans le drain entraîne un retard dans l'apparition à l'exutoire d'autres types d'eau, celui-ci étant d'abord expulsé par effet piston.

Les affleurements de calcaires massifs urgoniens couvrent 86 % de la surface totale du bassin-versant. Le reste est partagé entre les calcaires bicolores du Barrémien inférieur (10 %), les marnes de l'Hauterivien (3 %) et les alluvions qui remblaient le fond de la dépression du Villard (1 %).

Quelques lambeaux de matériel glaciaire (moraine à éléments calcaires autochtones) sont visibles entre 1 000 et 1 200 m d'altitude. Leur extension est réduite et leur rôle dans l'hydrogéologie du système est absolument négligeable.

1.4. Contexte morphologique, pédologique et botanique

La dalle urgonienne qui constitue le bassin versant présente

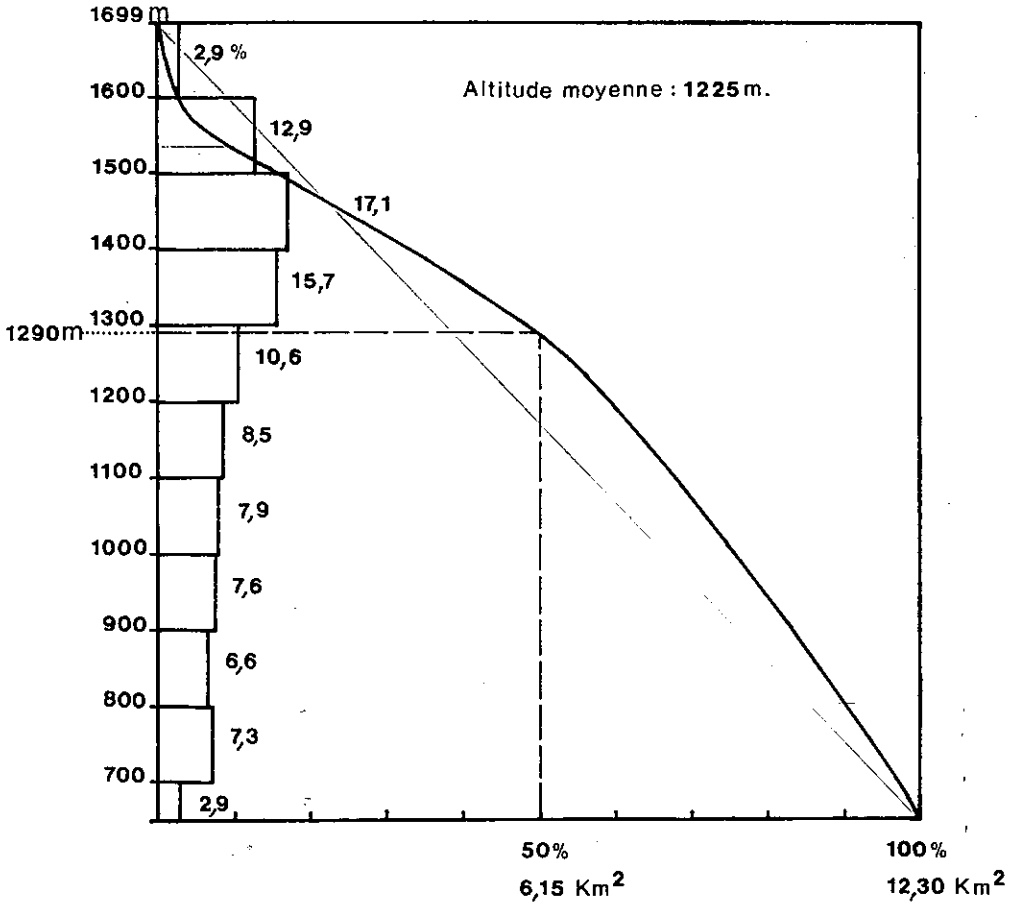


Figure n° III-4 : Système karstique de Bange-l'Eau-Morte : courbe hypsométrique du bassin versant.

une allure régulière, seulement troublée par la dépression tranversale du Villard dont il a été question plus haut.

Largement creusée dans les assises tendres de l'Hauterivien, cette dépression concentre les eaux qui ruissellent sur les parties sommitales du Semnoz vers les pertes. La destination des eaux est variable selon l'importance des débits collectés. Ce point a déjà été précisé (paragraphe 1.2.2).

Ce dispositif de capture de l'écoulement superficiel, au profit d'un écoulement souterrain n'a pas toujours existé, comme en témoigne le profond canyon qui entaille les calcaires et qui constitue le prolongement, aujourd'hui sub-fossile * de la vallée transversale.

Il y a là un bel exemple de concurrence entre l'érosion aérienne et l'érosion souterraine. L'évolution future de dispositif semble devoir se faire dans le sens d'une prépondérance de la deuxième sur la première. Elle entrainera le développement de la karstification, l'agrandissement des voies de pénétration et la fossilisation complète de la partie aval du réseau hydrographique superficiel. La forte dénivellation existant actuellement entre les pertes et le niveau de base régional est une condition faborable à une telle évolution, le potentiel de karstification (A. Mangin, 1975) étant élevé.

La présence de ce dispositif constitue la particularité morphologique la plus remarquable du système, en ce qui concerne sa zone non saturée, et plus précisément la zone de ruissellement souterrain.

En dehors de ce dernier, les marnes hauteriviennes présentent des affleurements suffisamment étendus pour qu'en plusieurs points, ait pu s'organiser un réseau hydrographique superficiel qui concentre les écoulements vers des pertes. Celles-ci sont généralement établies à la limite Barrémien inférieur-Hauterivien. Le groupe de pertes le plus fréquemment fonctionnel (perte du Pendu) est situé à l'extrémité septentrionale du bassin versant.

La forêt occupe la presque totalité des surfaces calcaires. Elle est mixte jusqu'à 1 200-1 250 m d'altitude et se compose essentiellement de conifères (épicéas, sapins) et de feuillus (hêtres). Au-dessus, les résineux sont prépondérants. La limite des zones boisées est voisine de 1 600 m, mais de larges étendues de roche profondément lapiazée, nues ou colonisées par la lande subalpine à rhododendrons (Rhododendron ferrugineum), myrtilles (Vaccinium vitis-

---

* Rappelons cependant que lors des précipitations exceptionnelles, l'excédent d'eau non absorbé par les pertes l'emprunte jusqu'à Leschaux.

idaea), et genévrier (Juniperus), peuvent apparaître en-dessous à toutes altitudes et particulièrement entre 1 500 m et 1 600 m au Nord-Est du Crêt de Chatillon.

Les sols développés sur les calcaires appartiennent à la classe des sols calci-magnésiques (Duchaufour, 1976). Ils présentent un profil peu différencié et sont caractérisés par l'existence d'un horizon épais d'humus brut (ou mor) contenant de nombreux débris végétaux figurés. L'évolution en est extrêmement lente en raison de la rudesse des conditions bioclimatiques dûes à l'altitude et de l'acidification marquée de la matière organique.

Suivant que l'on se trouve en terrain sub-horizontal ou non, et en fonction de la fragmentation de la roche mère sous-jacente, on pourra différencier deux types de sols (P. Bottner, 1971) :

- Le sol lithocalcique humifère, à mor acide (pH ≃ 4) abondant, directement posé sur la roche mère peu ou non divisée, dont il comble les fissures de lapiaz (J.C. Gilot et Y. Dommergues, 1967).

Ce type de sol se rencontre dans la zone de replat, entre 1 300 m et 1 600 m. Il n'y a pas de mélange entre la matière organique et la roche mère. L'activité biologique est très réduite, et le pH ne se modifie qu'au voisinage immédiat du calcaire. Les myrtilles et les mousses sont abondantes.

- Le sol humocalcique est localisé dans les zones où la pente forte favorise le mélange entre l'humus et la roche mère fragmentée. Le squelette calcaire grossier peut être abondant (éboulis peu stabilisé). Ce type de sol porte la lande à Rhododendrons au-dessus de 1 500 m. La décarbonatation et l'acidification sont surtout sensibles en surface.

Ces deux types de sols couvrent la majeure partie des affleurements calcaires. Il n'est par conséquent, pas nécessaire de décrire les profils qui ont pu se développer sur une roche mère présentant des particularités locales telles que l'existence de poches ou de placages de Terra Fusca (matériau provenant d'un paléosol fersialitique), ou un remplissage argileux dans le fond des dépressions.

Les surfaces où affleurent le Barrémien inférieur et l'Hauterivien sont occupées par la pelouse à graminées et se prêtent bien à la pratique de l'alpage.

Le résidu de dissolution de la roche mère est épais (50 cm sur les pentes à 1 ou 2 m dans les dépressions) et prend souvent l'aspect de Ferra Fusca sur laquelle est installé un sol lithocalcique humifère à Hydromoder.

Les zones les plus imperméables, correspondant à l'Hauterivien moyen, présentent une nette hydromorphie (stagnogley). Elles sont développées au voisinage et en amont de la perte du Pendu où elles favorisent le ruissellement superficiel, en période de précipitation.

Ce même type de sol se rencontre sur les alluvions * qui tapissent le fond de la vallée transversale du Villard. Dans ce cas, la présence d'une nappe n'est pas permanente, mais l'inhibition intervient pendant plusieurs mois (fonte de la neige pendant les périodes de redoux, ou au début de la saison chaude).

1.5. Activités humaines - Influence sur les risques de pollution

Les activités humaines sont réduites sur le bassin versant du système. Elles sont essentiellement représentées par la pratique de l'alpage qui s'effectue de la mi-juin à fin septembre et par le tourisme en saison chaude.

L'élevage intéresse un troupeau de 50 bovins environ dont les alpages sont situés dans la dépression du Villard. Les produits laitiers sont fabriqués au Chalet du Villard, où se trouvent également les étables. Il en résulte un point de pollution potentielle dûe essentiellement aux possibilités de lessivage de lysier lors des précipitations abondantes et à son entrainement dans les pertes du Villard. Par ailleurs, ces pentes servent de dépotoir aux nombreux touristes qui fréquentent ce secteur pendant la saison chaude.

Un risque considérable et permanent de pollution existe au niveau de la perte du Pendu, située en bordure immédiate de la route de Leschaux au Semnoz, et qui draine une zone d'alpage assez étendue. Aux risques latents imputables à la présence de bétail, s'ajoutent les risques, bien plus graves, qui pourraient résulter du déversement d'une substance polluante (essence, huile de vidange, etc...) ou toxique... Il faut signaler qu'actuellement aucune protection n'est assurée autour de cette perte. Or, les expériences de traçage réalisées à partir de ce point ont montré qu'une substance injectée ressortait à la résurgence du Nant de la Combe, captée pour l'alimentation en eau des habitants du hameau de Chez Martinod, le temps de transit étant variable en fonction des conditions hydrodynamiques.

La présence de la route de Leschaux au Semnoz, qui se déroule sur 15 km sur le bassin versant, risque de favoriser une pollution lors des épisodes pluvieux, par lessivage de la chaussée et entrainement d'hydrocarbures et métaux lourds. Il faut cependant signaler que la recherche d'éléments métalliques

---

* Ces alluvions sont fines et argileuses. Elles tirent leurs matériaux des résidus de dissolution des calcaires du Barrémien inférieur et des marnes de l'Hauterivien.

toxiques dans les eaux de la résurgence est restée vaine. Cette route n'est pas déneigée l'hiver entre Leschaux et le sommet du Semnoz.

Pour terminer, il faut signaler les risques qui s'attachent à la pratique consistant à se débarasser des cadavres d'animaux en les jetant dans les gouffres. Si cette pratique a des conséquences limitées en temps normal, où la mort d'animaux reste un évènement accidentel, il n'en serait pas de même en période d'épidémie (épizootie) où le jet de nombreux cadavres entraînerait une lourde menace pour la qualité des eaux, éventuellement aggravée par la nature du germe ayant provoqué la maladie.

1.6. Conclusion

Le système karstique de Bange-l'Eau-Morte est un système de moyennes dimensions (surface du bassin versant : 12,3 km), à caractère montagnard marqué (76 % de cette surface sont situés au-dessus de 1 000 m, point culminant à 1 699 m).

Les limites du bassin versant sont bien connues. Elles coïncident partout avec celles du système, sauf vers l'Est où les formations aquifères (Urgonien et Barrémien inférieur) s'enfoncent sous des terrains non karstiques imperméables. Les marnes de l'Hauterivien constituent le substratum imperméable, aucun indice de communication avec les calcaires valanginiens sous-jacents n'ayant été observé.

La proportion des surfaces imperméables et peu karstifiées est faible (4 % de la surface du bassin). Celles-ci occupent les parties sommitales du bassin où se sont établies les amorces de réseau hydrographique superficiel qui concentrent les écoulements vers des pertes.

La contribution de ces écoulements superficiels à l'alimentation du système, non négligeable en raison de la pluviosité élevée en altitude, n'est pas très importante du fait de la faible superficie drainée. Elle peut néanmoins être augmentée en période de fort ruissellement (pluies intenses, fonte des neiges), quand l'excédent de l'écoulement superficiel résultant de la saturation despertes du système voisin du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon atteint les pertes du Villard.

L'homogénéité lithologique du système est remarquable, cette caractéristique devant favoriser l'interprétation des informations géochimiques recueillies à son exutoire.

La couverture végétale (forêt et lande sur les calcaires, pelouse sur le reste du bassin), et la couverture pédologique (essentiellement des

sols lithocalciques humifères et humocalciques) présentent également une grande homogénéité.

Les activités humaines sont réduites sur le bassin et s'exercent essentiellement pendant la saison chaude : pratique de l'alpage, tourisme ne semblent pas avoir perturbé l'état naturel de ce système ; mais le risque est grand de voir un jour cet état modifié étant donné la vulnérabilité de certaines pertes aux rejets polluants éventuels.

2 - ORGANISATION ET FONCTIONNEMENT DU SYSTEME

La représentation schématique du système karstique, utilisée au cours de ce paragraphe, est celle qui a été proposée par A. Mangin (1975). J'emprunte à cet auteur la terminologie des différentes zones de l'aquifère, leurs limites et les conceptions concernant les relations qu'elles ont entre elles.

2.1. Le sous-système infiltration (= zone non saturée)

2.1.1. Représentativité des renseignements fournis par l'observation directe

Les renseignements que l'observation directe peut fournir sur l'organisation d'un système karstique et sa constitution sont extraordinairement limités par rapport au volume total de l'aquifère, et fragmentaires en raison des contingences d'échelle d'espace que suppose la présence de l'observateur : en pratique, seules les voies du ruissellement souterrain de la zone non saturée, et le système de drainage de la zone saturée sont accessibles à l'observateur, généralement spéléologue, ou plongeur.

Les risques résultant de l'extension à l'ensemble de l'aquifère d'observations concernant uniquement les parties qui sont accessibles à l'homme ont été démontrés (A. Mangin, 1975). Cette démonstration résulte de conclusions d'études réalisées sur le karst par des chercheurs de différentes disciplines (biologie, thermique des eaux, de l'air, de la roche, chimie des eaux, hydrodynamique) : Des observations faites sur l'eau au niveau de l'exutoire ne peuvent s'interpréter en fonction des seules données formées par l'observation directe, et par conséquent en fonction d'un modèle spéléomorphique de l'aquifère karstique. Elles trouvent au contraire, toute leur signification dans un modèle qui replace les données spéléologiques dans le contexte de l'aquifère. On mesure tous les bienfaits d'une telle démarche naturaliste et pluridisciplinaire dont le fruit essentiel est à la fois de montrer les inadéquations exis-

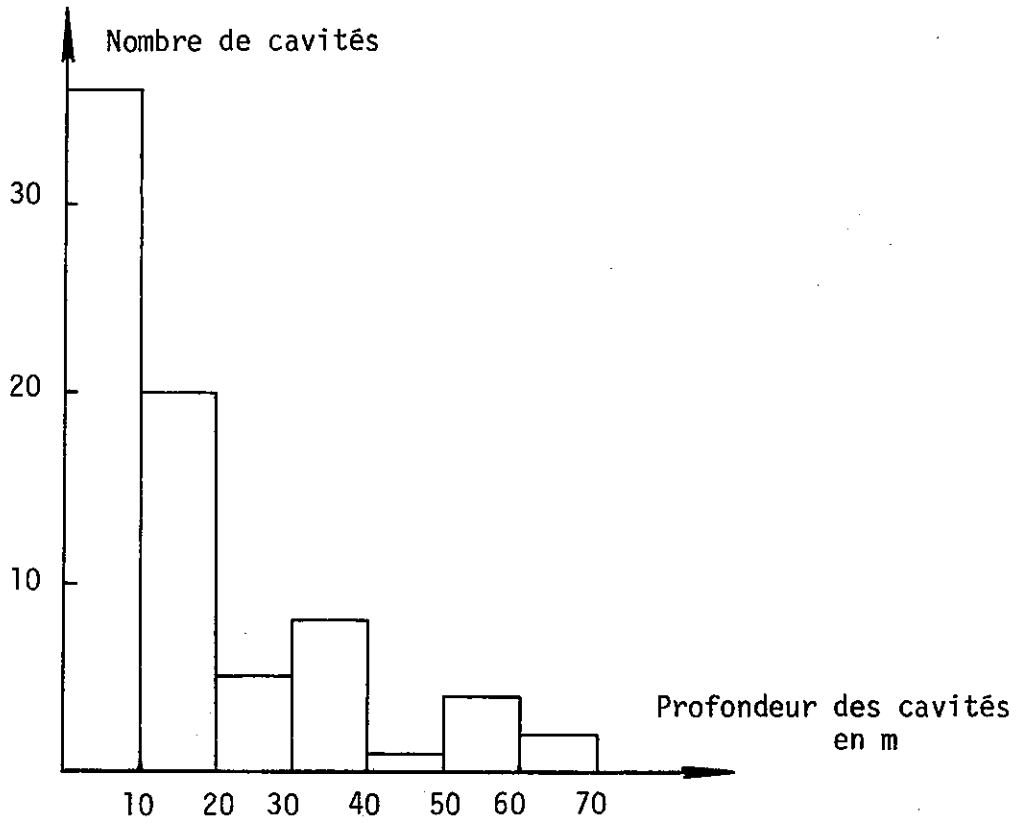


Figure n° III-5 a: Distribution des cavités en fonction de leur profondeur sur le bassin versant du système de Bange-l'Eau-Morte.

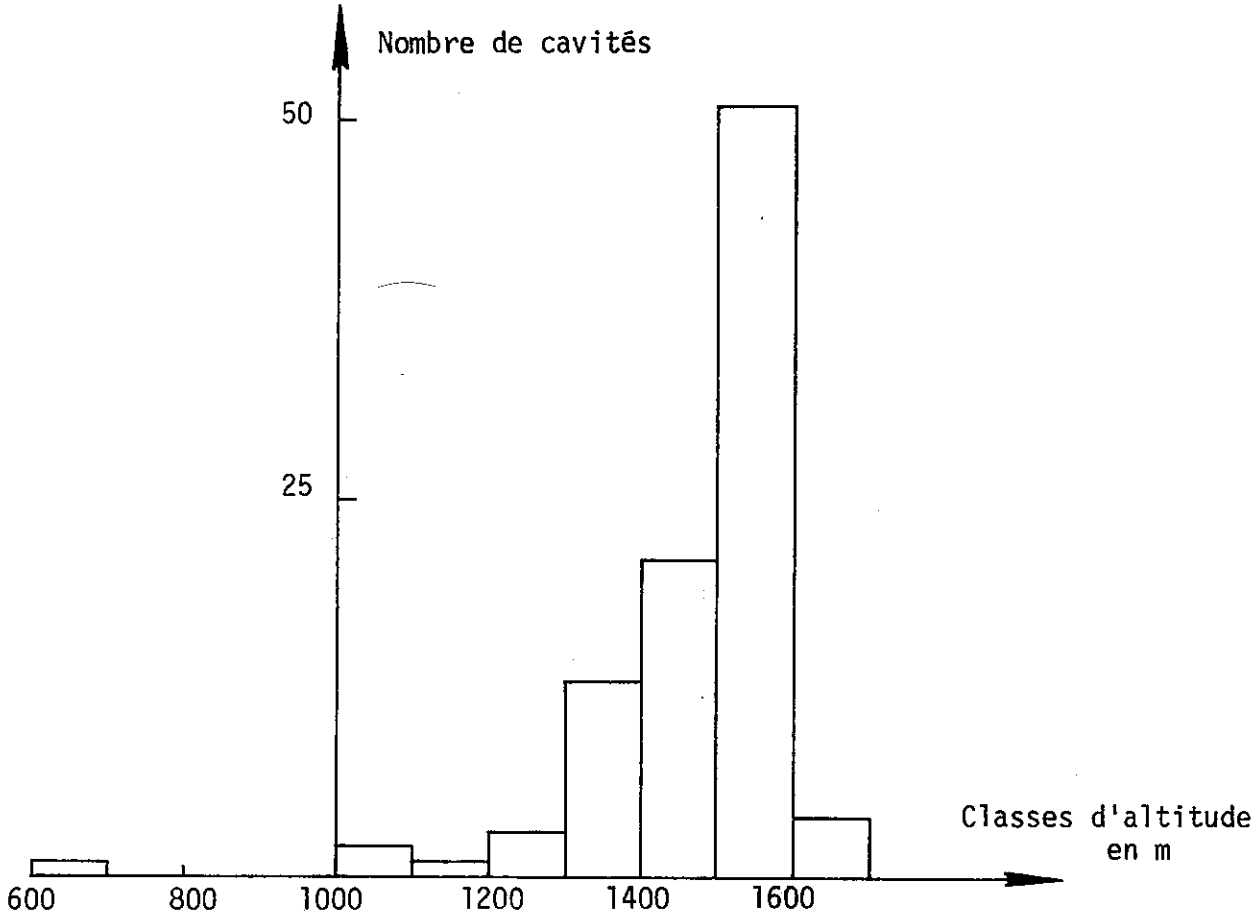


Figure n° III-5b :Distribution des cavités en fonction de l'altitude sur le bassin versant du système de Bange-l'Eau-Morte (cavités repérées avec précision).

tant entre les observations spécifiques à chaque discipline et un modèle du phénomène naturel observé (en l'occurence le karst), et d'apporter les éléments nécessaires à l'aménagement du modèle de départ, ou à sa reconstitution complète.

Une telle démarche nécessite des moyens d'observation qui ne peuvent être mis en place et exploités que par une équipe nombreuse et pendant plusieurs années. Ce sont là des contingences contradictoires avec les possibilités dont on peut disposer habituellement lors d'un travail semblable à celui-ci. Cette contradiction rend compte du caractère incomplet de certaines observations, ce qui conduit à les interpréter avec beaucoup de prudence.

2.1.2. Données spéléologiques sur le sous-système infiltration (Zone non saturée)

Les observations réalisées sur le sous-système infiltration concernent essentiellement les voies larges où la pénétration des eaux en profondeur s'opère (ou s'est opérée lorsque les conduits sont aujourd'hui fossiles) par ruissellement (infiltration rapide).

La frontière supérieure du sous-système infiltration correspond à la surface du bassin versant puisque la part de cette surface occupée par les terrains non karstiques est négligeable dans le cas du système étudié. La frontière inférieure est celle du sous-système karst-noyé.

Près de 120 cavités ont été recensées à la suite des prospections effectuées par les groupes spéléologiques des maisons de jeunes et de la Culture du Havre et de Novel (Annecy), entre 1966 et 1973.

Les trois quarts d'entre elles ont été topographiées, ce qui permet d'étudier leur distribution en fonction de leur profondeur (Fig. n° III.5a). La répartition des cavités est très nettement en faveur des faibles profondeurs : il s'agit essentiellement de puits creusés dans l'Urgonien ou le Barrémien inférieur, obstrués par des éboulis, et pouvant contenir des névés pendant une grande partie de l'année. Il est important de noter qu'exceptée la grotte de Bange qui permet un regard sur le drain, aucune de ces cavités n'a atteint de plan d'eau pouvant indiquer l'existence d'une zone saturée proche de la surface.

La répartition des cavités en fonction de l'altitude est très irrégulière (Fig. n° III.5b). La majorité d'entre elles s'ouvrent entre 1 300 m et 1 600 m d'altitude, limites qui correspondent à une zone de replat (cf. courbe hypsométrique - Fig. n° III.4). Il est indispensable de s'interroger sur la représentativité de l'échantillon étudié par rapport à la population réelle des cavités : la distribution constatée reflète-t-elle celle de la population réelle, ou bien, provient-elle d'un effet de sélection (celui-ci pourrait être dû au fait que la prospection des terrains inclinés est plus pénible que celle des zones subhori-

zontales, ce qui aurait orienté les recherches vers ces dernières) ? Il semble qu'on puisse opter pour la première hypothèse : la route qui s'élève en lacets au-dessus de Leschaux, vers le sommet, n'a recoupé qu'une cavité lors de sa construction, en dessous de 1 300 m. D'autre part, elle facilite les recherches puisqu'elle procure un accès facile aux zones difficiles à parcourir ; or, les résultats des prospections s'y sont toujours montrés décevants.

Aucune cavité, hormis la Grotte de Bange, n'a permis d'atteindre une voie de ruissellement présentant des dimensions suffisantes pour être parcourues par l'homme sur une distance importante, malgré les espoirs suscités par quelques-unes d'entre elles (P.7.68, P.11.68, P.20.68 ; Gouffre de la Dent du Gouvi, du Pendu, du Chalet des Vernettes) : ce sont tantôt des étroitures tantôt des obstructions par éboulis qui s'opposent à la progression des explorateurs. Les cavités les plus profondes sont pour la plupart situées en altitude.

Ces observations sont semblables à celles qui ont été faites par B. Talour (1976) sur le massif du Grand Som en Chartreuse (Isère). Elles semblent traduire un accroissement global des processus de karstification superficielle avec l'altitude (entre 1 300 et 1 600 m) en dehors des points de perte ponctuelle où se focalise en surface, et à des altitudes encore plus élevées, l'énergie résultant de la concentration des débits ruisselés en surface, utilisable pour le creusement de voies préférentielles de pénétration vers les parties profondes du karst.

2.1.2.1. *Morphologie des principales cavités du bassin versant*

En fonction de la remarque précédente, il y a lieu de distinguer les cavités profondes dont la situation actuelle ne paraît liée à aucun réseau hydrographique superficiel (c'est généralement le cas des gouffres qui s'ouvrent entre 1 450 m et 1 600 m et de la grotte de Bange), de celles dont la situation est en rapport étroit avec un tel réseau qui aboutit à une perte.

2.1.2.1.1. Cavités non liées à un réseau hydrographique superficiel actif

Le P.7.68 et le P.11.68 sont deux gouffres appartenant à ce groupe. Ils s'ouvrent l'un et l'autre en pleine zone urgonienne boisée, indépendamment de tout écoulement superficiel même temporaire. Tout au plus peut-on observer que le P.11.68 s'ouvre au fond d'un dépression allongée dans le sens du pendage, sorte de Thalweg, vraisemblablement liée à la diaclase qui est à l'origine du creusement du gouffre et qui a pu donner lieu jadis à un écoulement superficiel.

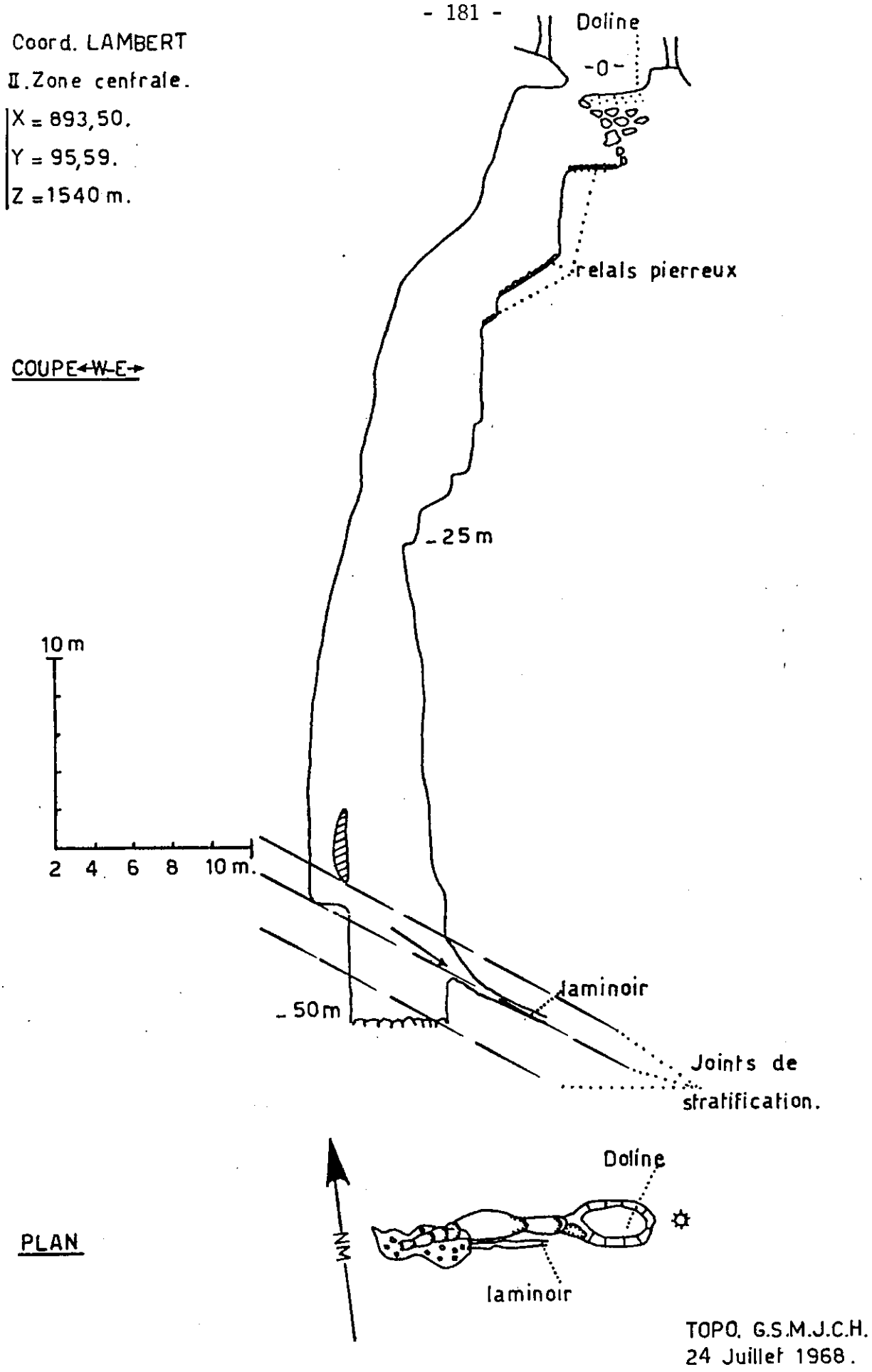


Figure n° III-6 : Topographie du P.7-68.

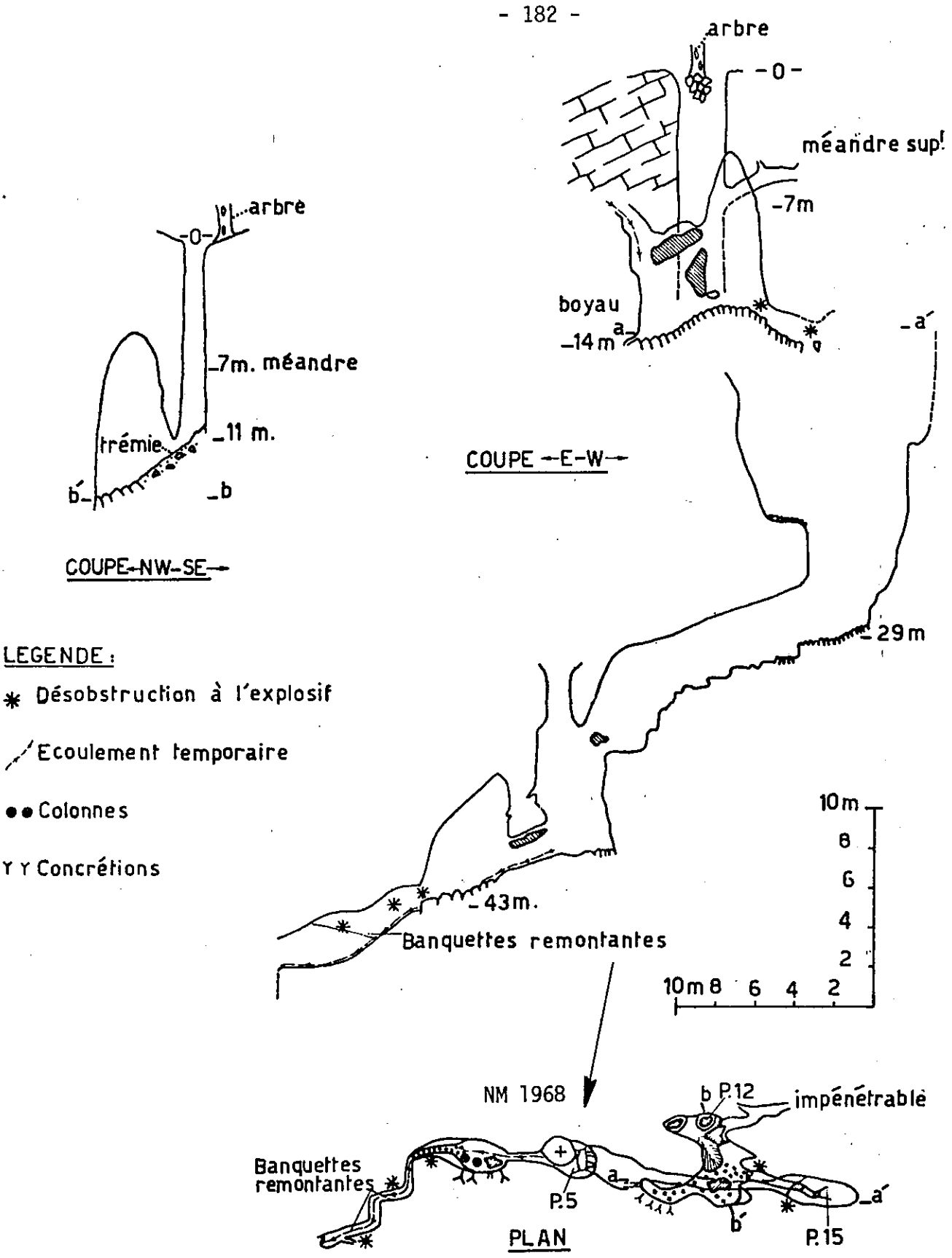


Figure n° III-7 : Plan et coupe du P.11-68 (topographie du G.S.M.J.C.H., 1968, 1972, 1973).

Le P.7.68 (x = 893,50 ; y = 95,59 ; Z = 1 540 m) I.G.N. 1/20 000ème Rumilly n° 8 (Fig. III.6) conduit, par une série de ressauts et puits, à - 50 m. 2 mètres au-dessus du fond du puits, prend naissance une galerie basse surcreusée, établie sur un joint de stratification ; inacessible à l'homme, malgré de nombreuses séances de désobstruction à l'explosif, ce laminoir est parcouru par un courant d'air qui ne laisse aucun doute sur la poursuite en profondeur de cette voie de pénétration.

La P.11.68 (x = 893,49 ; y = 95,82 ; Z = 1 560 m) I.G.N. 1/20 000ème Rumilly n° 8) présente une topographie un peu plus complexe (Fig. n° III.7). Aux deux puits initiaux (11 m et 15 m), succèdent plusieurs tronçons de galerie en méandre ou laminoir qui conduisent à la profondeur actuellement atteinte de - 65 m. Plusieurs passages étroits ont dû être dynamités pour permettre la progression. Les débits qui transitent dans cette partie du gouffre sont faibles : on se trouve exactement dans la partie amont d'un réseau d'infiltration où les circulations s'effectuent par ruissellement dès la frontière supérieure de la zone non saturée, en l'absence complète de tout apport concentré venant de la surface.

Il y a lieu de noter que les directions d'écoulement notées dans les deux cavités, conformes à la direction du pendage, sont parfaitement adaptées aux conditions structurales actuelles, que les remplissages y sont limités, et que de nombreux indices de corrosion tendent à prouver que ces gouffres sont en voie de creusement et non en voie de fossilisation.

La présence du P.20.68 (x = 893,29 ; y = 95,73 ; Z = 1 600 m) I.G.N. 1/20 000ème Rumilly n° 8) a une tout autre signification. Cette cavité (Fig. III.8) s'ouvre dans une zone de lapiaz urgonien colonisée par une lande à Rhododendrons. Un puits de 10 m de profondeur donne accès à une galerie ascendante de 66 m de longueur qui débouche dans sa partie aval dans une glacière où elle se perd dans les éboulis. Dans sa partie amont, un puits de 40 m de profondeur perce le plancherde la galerie et se développe dans les calcaires spathiques à interlits marneux du Barrémien inférieur, pour atteindre les calcaires marneux de l'Hauterivien à quelques mètres du fond.

La morphologie de cette galerie n'a rien de commun avec celle des conduits méandriformes qu'on rencontre habituellement dans les cavités qui s'ouvrent à cette altitude ; il s'agit d'une galerie large de 3 à 4 mètres, très surbaissée du fait de l'épaisseur du remplissage argileux qui l'encombre et qui est lui-même surmonté d'éboulis grossiers, à plafond le plus souvent plan. Aucune circulation, même temporaire, ne parcourt la galerie. Tous ces caractères en font

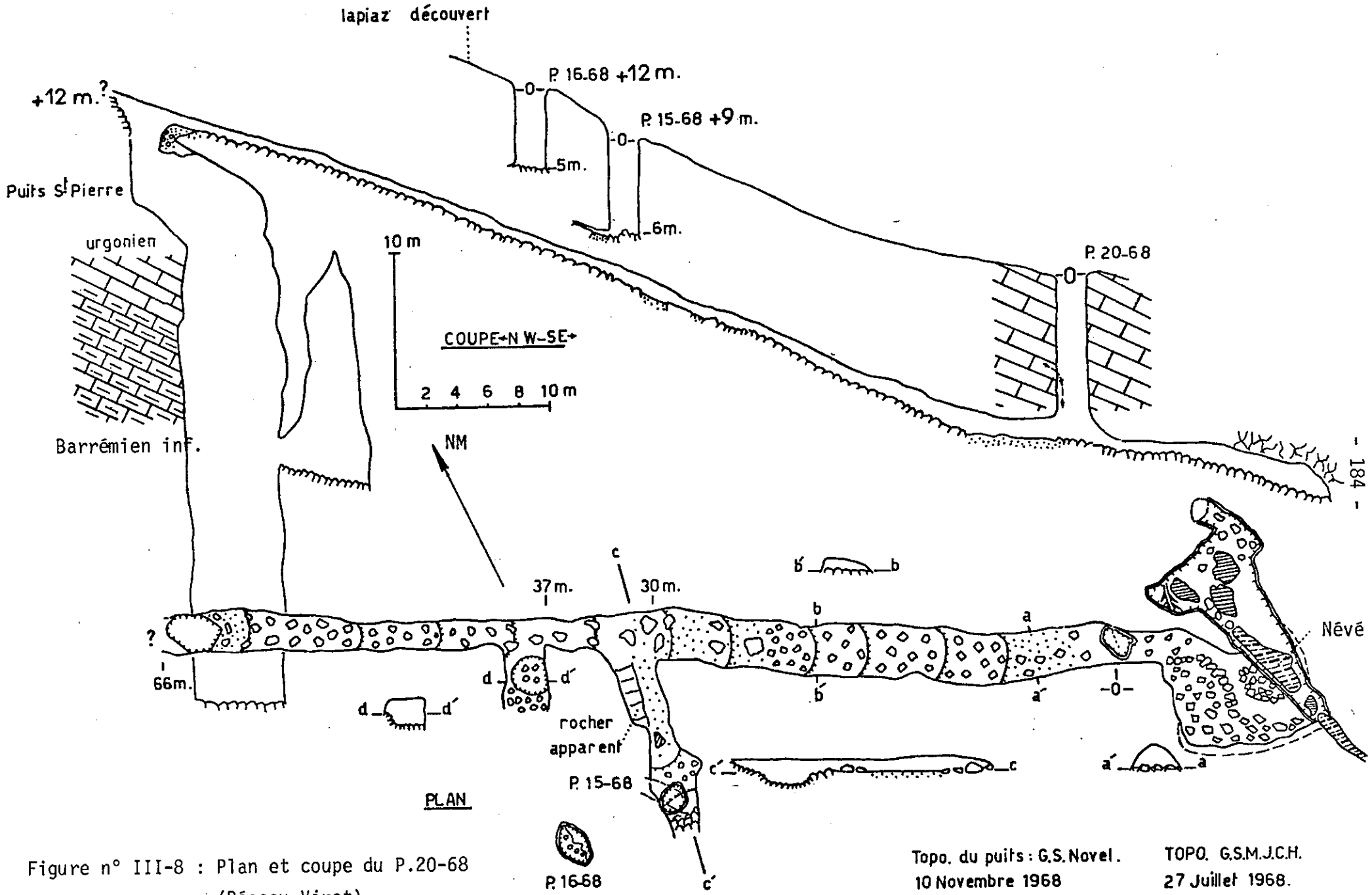


Figure n° III-8 : Plan et coupe du P.20-68
(Réseau Viret).

une galerie fossile.

Son existence dans une zone de l'aquifère où se développent actuellement des conduits actifs montre à quel point l'organisation des circulations peut s'adapter à des conditions structurales variables. Il semble en effet que l'établissement de galeries du type de celle du P.20.68 ne puisse s'envisager à une telle altitude, dans les conditions structurales et hydrodynamiques actuelles. Il faut donc envisager une variation de l'un ou l'autre de ces types de conditions (ou des deux à la fois). Si on admet l'hypothèse de l'invariance des conditions structurales au cours du quaternaire *, il est nécessaire d'envisager une variation des conditions hydrodynamiques, et plus particulièrement du facteur qui commande l'évolution du potentiel de karstification (ou d'écoulement, le premier dérivant du second) : le niveau de base karstique.

Les circulations actuelles empruntent des voies dont la morphologie est adaptée à l'existence d'un potentiel d'écoulement élevé entre les parties sommitales des massifs et les exutoires, du fait des grandes dénivellations qui les séparent. Les eaux ont tout d'abord tendance à s'enfoncer rapidement et verticalement pour transformer le maximum d'énergie (donc produire le maximum de travail) pour une variation minimale du gradient d'entropie (A. Mangin, 1975). Le potentiel d'écoulement dépend de la position du niveau de base karstique, puisque ce dernier peut être défini comme la limite au-delà de laquelle l'énergie potentielle a été entièrement transformée.

L'existence de galeries subhorizontales fossiles à l'altitude où la pénétration des eaux s'effectue actuellement avec une forte composante verticale, peut s'expliquer par la position du niveau de base lors de leur creusement : celui-ci ne devait pas être très éloigné de l'altitude où on rencontre de telles galeries. Il reste à déterminer les causes des variations de ce niveau de base. Les observations réalisées par B. Talour (1976) dans le massif de la Chartreuse sont de nature à éclairer ce problème : cet auteur a mis en évidence trois niveaux superposés de galeries subhorizontales, actuellement fossiles, recoupées par des circulations actives. Ces galeries s'observent dans les massifs qui constituent le synclinal oriental de Chartreuse (Massif de l'Alpe-Alpette, dent de Crolles) et dans le massif du Grand Som, où seuls les deux niveaux inférieurs sont présents.

---

* On se place ici dans l'hypothèse d'une évolution karstique qui s'est effectuée uniquement pendant le quaternaire, ce qui exclut l'héritage éventuel de karstifications antérieures, dont on connaît des reliques dans les massifs subalpins, mais qui ne présentent pas le même degré d'organisation (C. Mugnier, 1965).

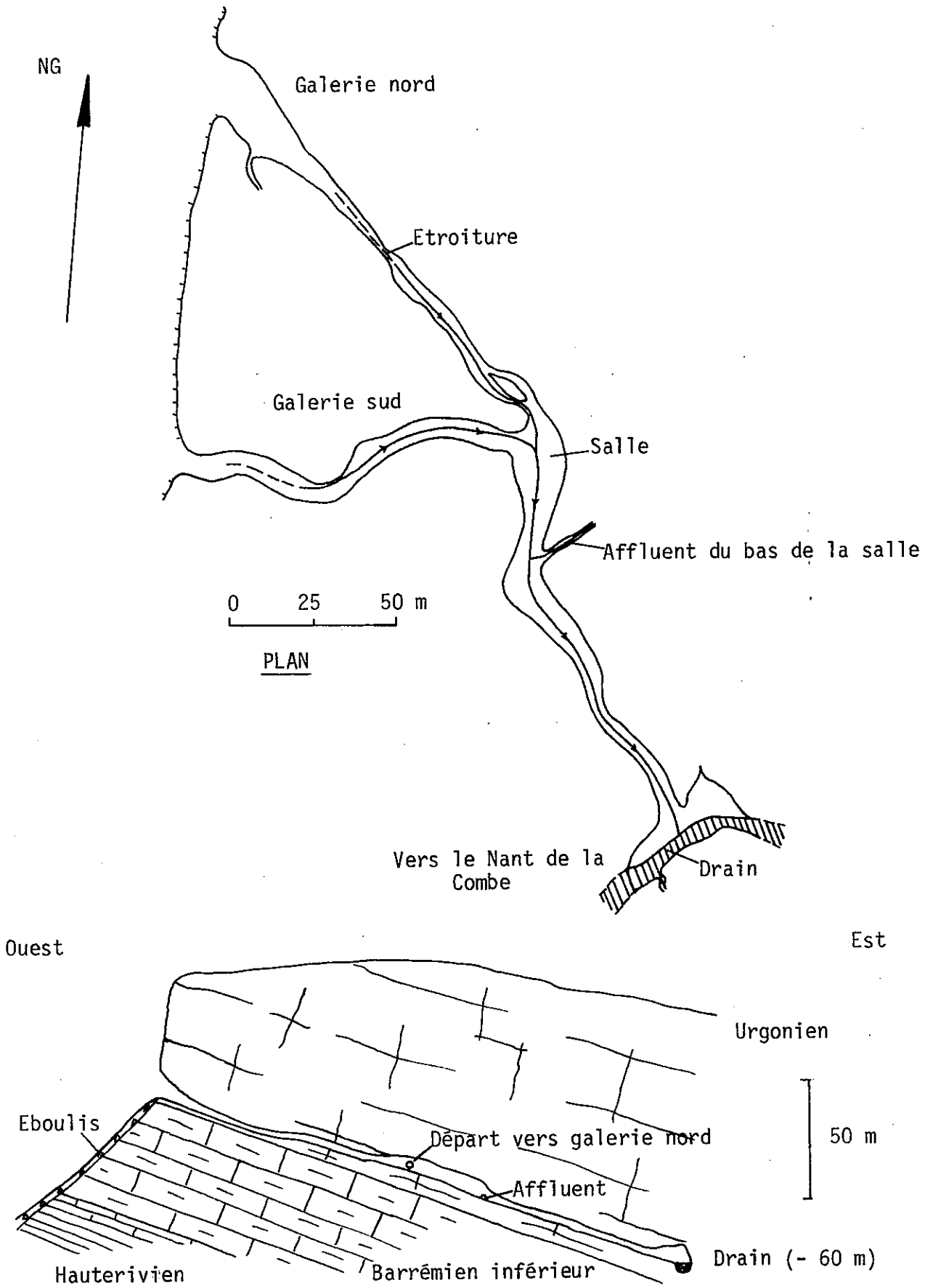


Figure n° III-9 : Plan et coupe de la grotte de Bange (topographie du Groupe Spéléologique de la M.J.C. du Havre, juillet 1966).

Le niveau supérieur, situé à 1 700 m d'altitude dans le réseau du Biolet (massif de l'Alpe-Alpette) est légèrement plus bas dans le massif de la Dent de Crolles (1 695 m). Les deux niveaux inférieurs sont beaucoup moins corrélables d'un massif à l'autre, mais se retrouvent dans les trois massifs.

Il est séduisant de voir dans cette succession de niveaux de galeries fossiles, la conséquence de périodes de karstification correspondant à des niveaux de base locaux établis toujours plus bas. Cette migration est peut-être liée aux épisodes de creusement des vallées intra-cartusiennes qui résultent des périodes glaciaires et qui ont engendré un rattrapage par enfoncement des drains majeurs des systèmes karstiques par rapport au niveau de base local après chaque glaciation.

L'absence de corrélation entre les niveaux de galeries observées dans plusieurs massifs peut laisser sceptique. Il faut toutefois signaler que l'adaptation du réseau de drainage est d'abord fonction du niveau de base local. Or le creusement des vallées ne s'effectue pas partout avec la même ampleur.

La Grotte de Bange (Fig. n° III.9) Entrée sud x = 892,98
Y = 88,88 Z ≃ 700 m

Cette grotte possède deux entrées situées à la base de la falaise urgonienne, dans la cluse du Chéran, à 300 m environ de l'émergence pérenne du système. Ces deux porches, non fonctionnels, donnent accès à deux grandes galeries inclinées suivant le pendage (20° vers l'Est) qui se fondent à la côte - 25 m en un seul conduit élargi en salle. A la partie inférieure de cette dernière (côte - 35 m) un boyau pénétrable, encombré de galets dont certains de matériel cristallin ou cristallophyllien (granite et gneiss altérés), livre passage à une arrivée d'eau qui vient grossir le ruisseau formé par la réunion des faibles écoulements provenant des galeries nord et sud.

Plus bas, à la côte - 49, la section du conduit diminue fortement et le creusement d'un épais remplissage constitué d'une alternance de lits argileux sombres et de lits calcitiques clairs a été nécessaire pour permettre le passage debout. Au-delà de ce passage, les dimensions du conduit augmentent, l'érosion régressive du colmatage par une petite cascade du ruisseau aidant. A - 60 m en période de basses eaux, on aboutit à ce qui semble être un lac, mais qui est en réalité l'élargissement d'un tronçon du drain à écoulement libre. Les explorations en plongée vers l'amont ont été lancées à partir de ce point. On peut noter l'existence sur les berges, d'épais dépôts de limons argileux.

L'origine de la grotte de Bange et son mode de creusement appellent les remarques suivantes : la partie amont de la cavité est entièrement fossile ; d'autre part, les faibles écoulements actuels ne peuvent à eux seuls rendre compte du creusement, dans les calcaires urgoniens, de galeries d'aussi grandes dimensions, qu'on observe généralement dans la partie aval du ruissellement souterrain, voire même à la frontière des zones non saturée et saturée où elles résultent du transit de débits importants.

Deux hypothèse peuvent être avancées à la signification de cette cavité. Pour B. Cabrol (1959, inédit), la Grotte de Bange constitue un exutoire de trop-plein fossile du système, ayant fonctionné avant l'entrée en service du trop-plein actuel, l'Eau-Morte. Cette explication ne me paraît pas la plus plausible : rien ne laisse penser que la partie du drain située à l'aval de sa jonction avec la grotte de Bange, et son exutoire de trop-plein, la grotte de l'Eau-Morte, soient des parties de l'aquifère de création récente. Au contraire, la grotte de l'Eau-Morte me paraît consituer l'exutoire pérenne originel du drain : la cote de son seuil n'est pas très éloignée de celle du niveau actuel de l'eau dans le drain en étiage et la faible différence existant (7 m) résulte très probablement d'un abaissement récent du niveau d'étiage dû au soutirage total du cours d'eau souterrain par la diaclase qui affecte la falaise urgonienne au droit de la résurgence pérenne du Nant de la Combe.

A cette hypothèse, non retenue, j'oppose la suivante :

La grotte de Bange représente une relique de la partie aval d'un réseau de drainage dans la zone non saturée (ruissellement souterrain) dont le bassin versant s'étendait largement vers l'ouest, avant le creusement de la Cluse du Chéran à la cote actuelle qui a entraîné une large destruction de la carapace urgonienne.

La présence d'éléments cristallins allochtones, tout comme celle du remplissage "varvé" réputé postglaciaire (C. Mugnier, 1965) de la côte - 49 m s'expliquerait alors très bien par le comblement partiel ou total de la cavité pendant une période glaciaire (Riss, Würm?), phénomène dont la réalité a été clairement démontrée par C. Mugnier (1965) dans les cavités du système karstique voisin de Prérouge.

Cette explication intègre l'ensemble des observations relatives à la position du drain et des exutoires. Il n'est pas nécessaire, comme dans le cas de la première hypothèse (B. Cabrol) d'envisager une mise en charge de 60 m, pour rendre compte du fonctionnement de la grotte comme exutoire.

2.1.2.1.2. Cavités liées à l'existence d'un réseau hydrographique superficiel ; rôle des pertes dans la karstification :

Les cavités de ce type, au nombre de 3, sont situées près de la limite occidentale du système karstique. Rappelons que c'est là qu'affleurent les assises marneuses de l'Hauterivien et calcaréo-marneuses du Barrémien inférieur, relativement inperméables, qui favorisent l'existence d'un réseau hydrographique superficiel concentrant les eaux vers des pertes.

Le Gouffre de la Dent du Gonvi (ou Danne du Gonvi) (x = 893,18 ; y = 95, 04 ; Z = 1 595 m ; I.G.N. 1/20 000ème Rumilly n° 8) (Fig. III.10), s'ouvre à 10 mètres de la lisière de la forêt et à 20 mètres au sud de la route de Leschaux au Semnoz. Un puits de 45 mètres, qui débute dans l'Urgonien mais se développe ensuite dans le Barrémien inférieur, conduit au sommet d'un énorme cone d'éboulis occupant la base d'une salle de grandes dimensions (90 m x 35 m) orientée Est-Ouest, selon la direction du pendage. Deux amorces de galeries sont visibles : à l'Ouest, une galerie ascendante concrétionnée, conduit au bout de quarante mètres à une cheminée obstruée par une coulée d'argile ; à l'Est, une galerie descendante est obstruée à - 67 mètres par des dalles effondrées de la voûte. On ne décèle aucune circulation d'eau, mais l'accumulation d'éboulis est telle que s'il en existe une, elle s'effectue à la base du cone et de ce fait n'est pas accessible.

Or, il semble bien qu'il en soit ainsi : l'examen d'une carte détaillée du secteur où se trouve la cavité (Fig. III-11) montre l'existence de plusieurs pertes qui absorbent les eaux de petits systèmes hydrographiques superficiels développés sur les surfaces hauteriviennes situées à l'Ouest. La désobstruction de l'une de ces pertes a permis d'accéder au gouffre du Pendu (voir ci-après). Quant à la Perte du Pendu, elle fonctionne fréquemment après les précipitations ou lors de la fonte des neiges.

La galerie remontante du gouffre pourrait être en relation avec une doline vers laquelle elle semble se diriger. L'existence de la cavité est très probablement en relation avec le fonctionnement d'une ou plusieurs de ces pertes.

Le gouffre du Pendu (x = 893,110 ; y = 95,13 ; Z = 1 580 ; I.G.N. 1/20 000ème Rumilly n° 8) (Fig. n° III.12) a été découvert par des spéléologues de la M.J.C. de Novel à la suite de la désobstruction d'une perte qui laissait filtrer un léger courant d'air. Creusée à la faveur de diaclases, la

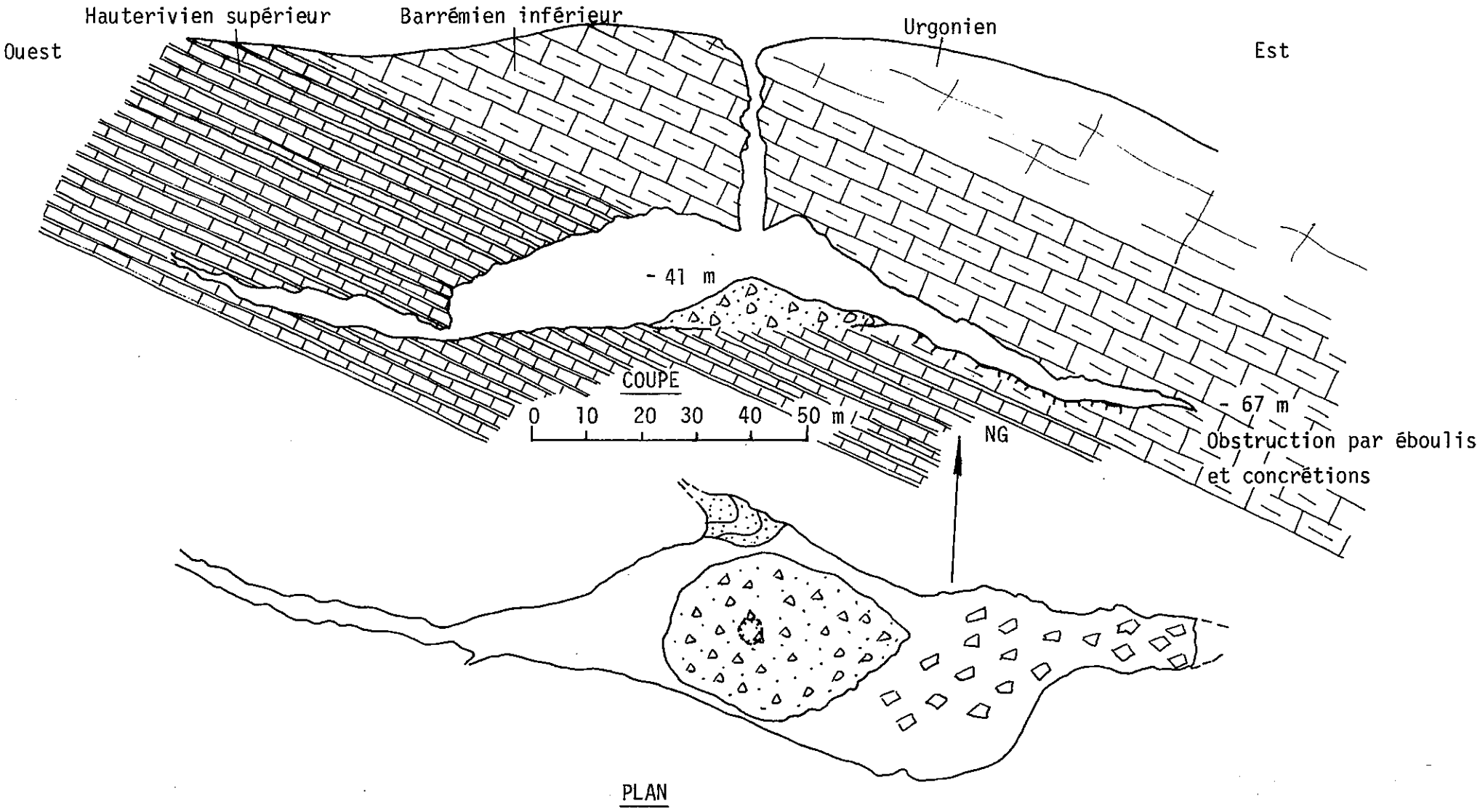


Figure n° III-10 : Plan et coupe du gouffre de la Dent (Danne) du Gonvi (topographie du Groupe Spéléologique de la M.J.C. de Novel, 13 octobre 1968).

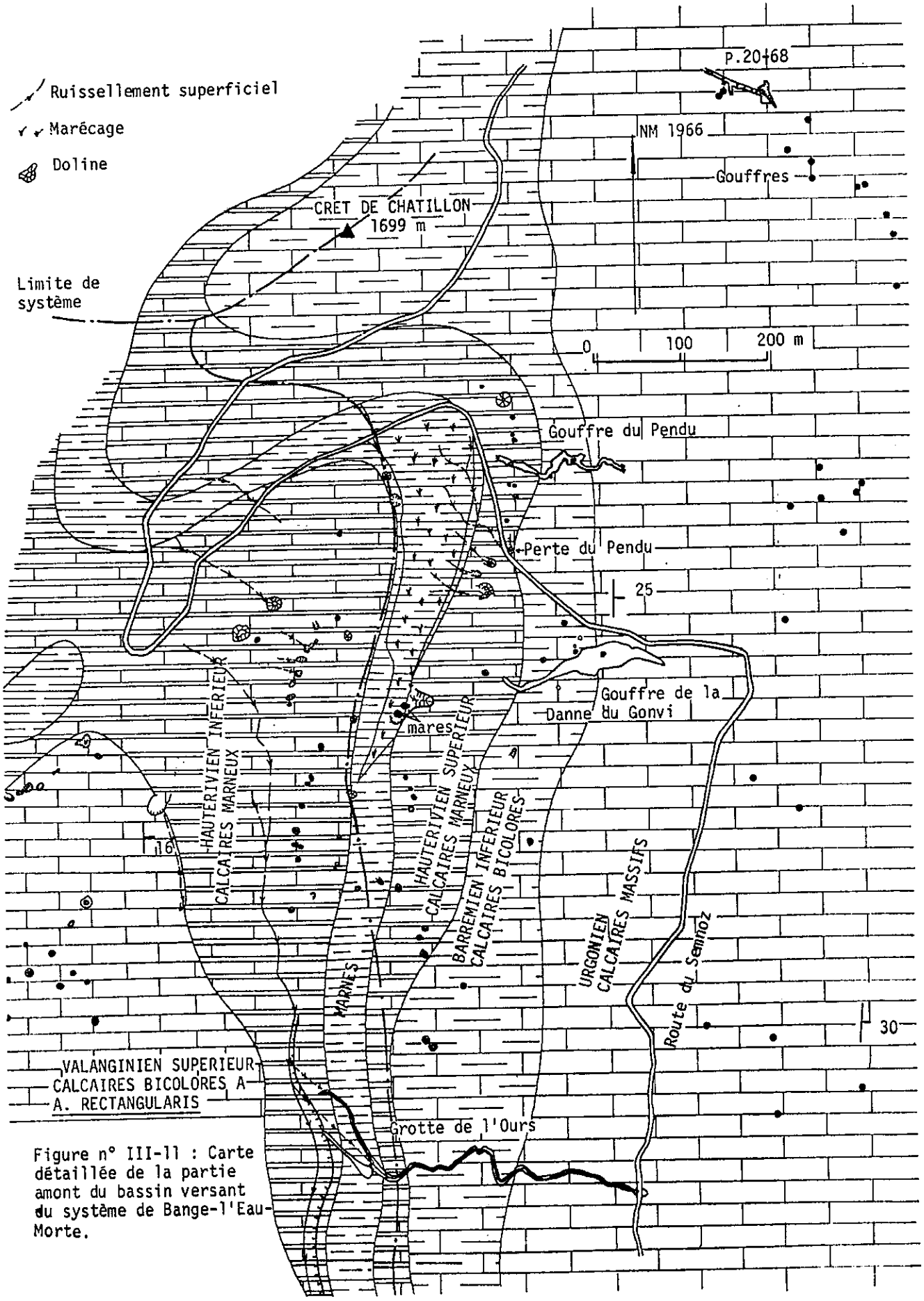


Figure n° III-11 : Carte détaillée de la partie amont du bassin versant du système de Bange-l'Eau-Morte.

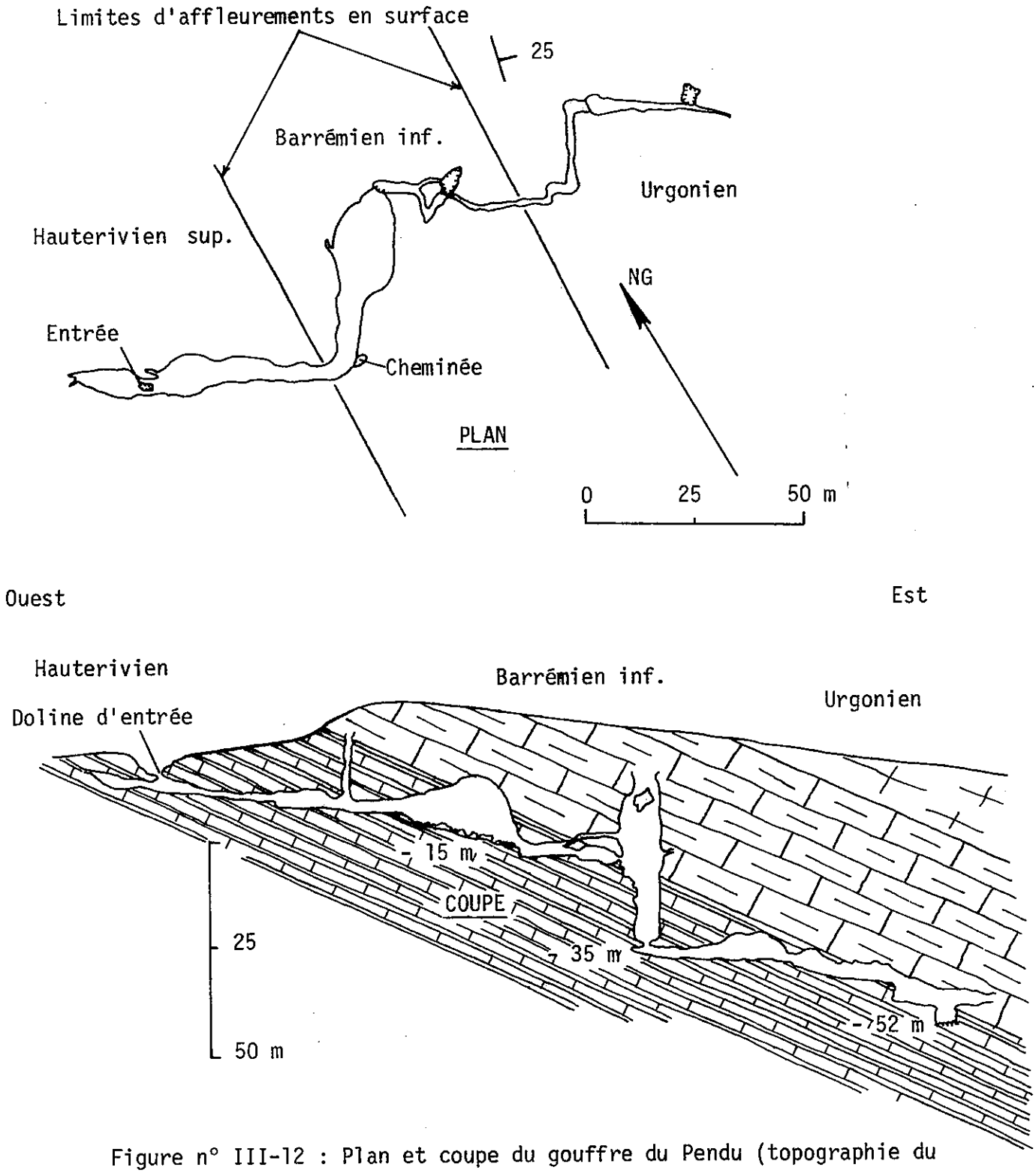


Figure n° III-12 : Plan et coupe du gouffre du Pendu (topographie du Groupe Spéléologique de la M.J.C. de Novel, 17 octobre 1968).

cavité se développe dans l'Hauterivien. Mais étant donnée sa pente générale plus faible que le pendage des couches, il est probable qu'elle rejoigne le Barrémien inférieur vers l'Est.

L'existence d'une circulation temporaire est probable bien qu'elle n'ait pas été constatée par les explorateurs. Il faut ajouter que cette cavité est la plus petite par son volume de celles qui sont étudiées ici.

La visite de la grotte du Chalets des Vernettes (x = 892,72 ; y = 93,61 ; Z = 1 565 m ; I.G.N. 1/20 000ème Rumilly n° 8) (Figure n° III.13) a été rendue possible à la suite du tassement de l'éboulis qui obstruait le fond de la doline d'accès. Celle-ci est située à l'Est du Chalet des Vernettes et s'ouvre à la limite de l'Hauterivien et du Barrémien inférieur. Elle se poursuit par une vaste galerie qui mène après quelques dizaines de mètres de parcours à une salle colmatée dans sa partie aval par d'énormes blocs effondrés de la voûte et des parois. Un passage latéral entre les éboulis et la paroi permet d'atteindre le point bas de la cavité. Des dépôts d'argile plastique percés d'entonnoirs de soutirage montrent l'existence de circulations temporaires en ce lieu.

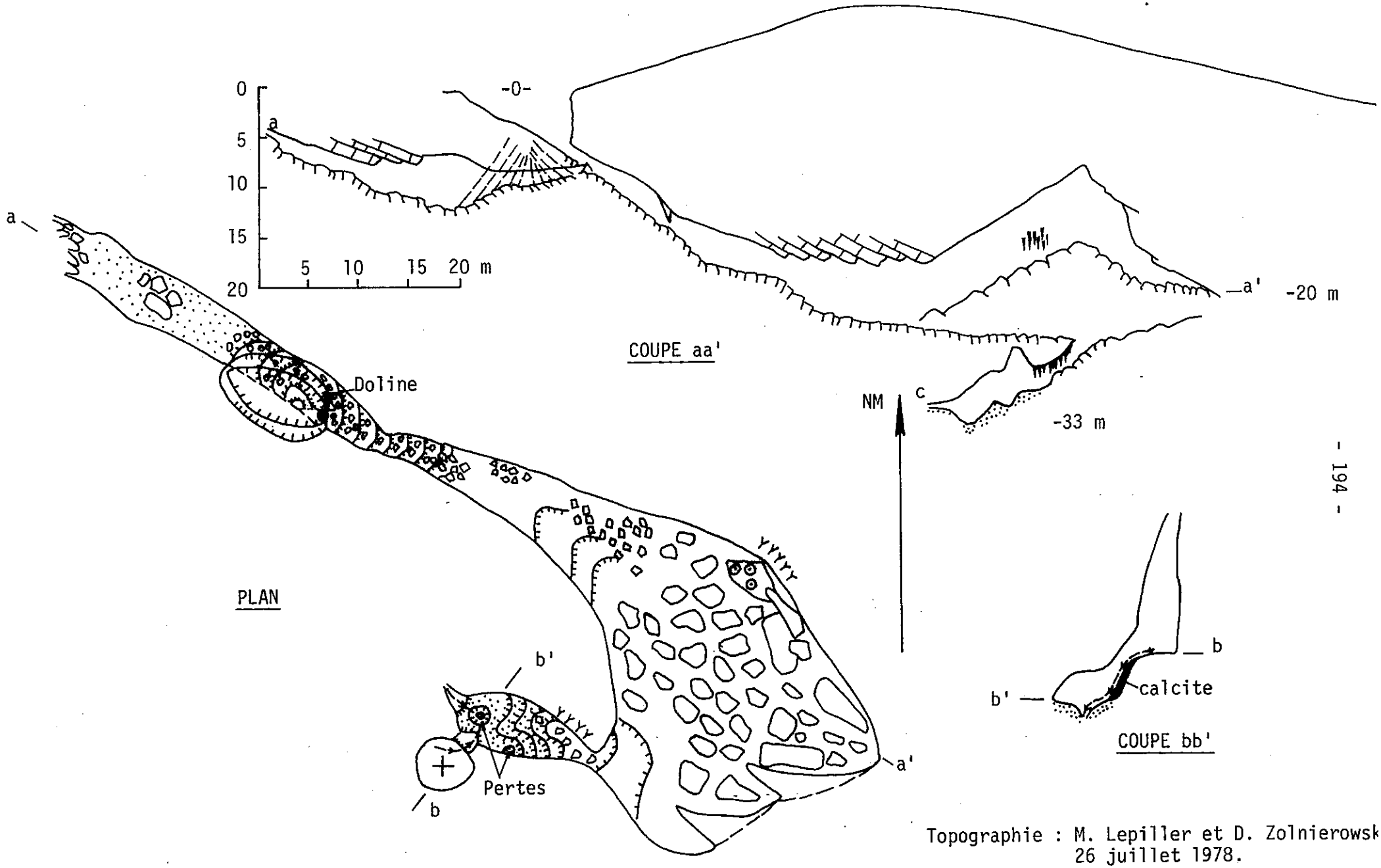
2.1.2.2. *Conclusion*

Les observations effectuées dans les cavités pénétrables montrent que les processus de karstification présentent une certaine intensité près des limites amont du système. Le volume et les dimensions des galeries et salles visitées en sont la preuve.

Ces cavités sont en relation directe avec des pertes qui absorbent la totalité des eaux ruisselées en surface,en amont. Cette partie du bassin versant est donc le siège d'une érosion karstique préférentielle qui se manifeste en surface, par la présence de nombreuses dolines et entonnoirs d'absorption, et en profondeurs par celle de grandes cavités creusées dans les formations plus marneuses proches du substratum imperméable, et dont les propriétés mécaniques médiocres sont à l'origine des nombreux effondrements observés.

La karstification dans la zone non saturée, au voisinage du drain, est également intense. Les observations effectuées dans la grotte de Bange, interprétée comme une ancienne voie de ruissellement, en partie fossilisée par la disparition de son bassin versant, le montrent bien.

C'est donc le plus souvent à l'aval des zones où l'on observe une organisation des écoulements que la karstification apparaît la plus intense. Les zones de l'aquifère où l'infiltration est diffuse et peu concentrée montrent



Topographie : M. Lepiller et D. Zolnierowsk
26 juillet 1978.

Figure n° III-13 : Plan et coupe de la grotte du chalet des Vernettes (P.116-75).

des cavités nombreuses mais étroites ; il s'agit de gouffres situés à l'amont du réseau hydrographique souterrain qui se développe dans la zone non saturée, véritable bassin de réception karstique qui concentre l'infiltration vers la profondeur où l'organisation des écoulements apparaît, notamment au contact du substratum imperméable.

2.1.3. Données physico-chimiques et chimiques recueillies sur les écoulements dans le sous-système infiltration (zone non saturée)

Les données recueillies concernent les apports au système (précipitations, écoulement superficiel au niveau de la perte du Pendu), ainsi que l'infiltration et le ruissellement dans les galeries de la Grotte de Bange. Il s'y ajoute un prélèvement effectué près de la perte amont du Villard, et un autre concernant la source des Pierrailles, petite émergence temporaire drainant la partie superficielle de la zone non saturée (aquifère épikarstique).

2.1.3.1. La charge dissoute des précipitations

26 échantillons d'eau de précipitations (pluie, neige) représentant des épisodes très ponctuels (pluies orageuses, chutes de neige : 19 échantillons) ou des périodes plus longues (6 échantillons moyens) ont été recueillis à Leschaux (altitude 930 m) dans un pluviomètre disposé sur le sol, dans un jardin. 1 échantillon concerne un prélèvement de neige effectué en surface au Villard (1 420 m d'altitude).

Les échantillons se répartissent dans le temps en deux séries : la première, du 25.9.74 au 18.7.75, concerne des précipitations de saison froide et de début de saison chaude ; la seconde est constituée d'échantillons représentant toutes les pluies tombées entre le 17 juillet et le 30 août 1976.

2.1.3.1.1. La minéralisation totale (Tableau III.1)

La minéralisation totale des précipitations, calculée pour les échantillons dont l'analyse est complète, varie du simple au triple, sans jamais dépasser 50 mg/l, et les conductivités faibles (inférieures à 35 $\mu S\ cm^{-1}$), associées à des concentrations de HCO_3^- faibles, montrent l'existence de précipitations pluvieuses ou neigeuses très faiblement minéralisées (minéralisation certainement inférieure à 10 mg/l) qui accompagnent les courants perturbés du Sud-Ouest.

2.1.3.1.2. Composition de la minéralisation

Les ions HCO_3^- et Ca^{++} sont toujours largement dominants. Les teneurs en Mg^{++} sont pratiquement toujours inférieures à celles de Ca^{++}. Quant

Date(s) de l'épisode	Type* de précipitation	Nature de la précipitation	Hauteur d'eau en mm	Durée de la précipitation	$C_{18°C}$ Scm^{-1}	pH	Ca^{++}	Mg^{++}	Sr^{++}	Na^{+}	K^{+}	Si^{4+}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{--}	Σ ions	pHs à 0°C	HCO_3^-s à 0°C	ΔpH à 0°C	CO_2 dissous en mg/l à 0°C	pCO_2 atm x10^{-4} à 0°C
25.9.74	F S.O.	pluie	19,7				1,6	0,9					4,9	1,2							
27.1.75	F N.O.	pluie	13,9		83	6,60	4,8	0,0		1,77	1,60	0,0	11,0	3,68		22,9	9,90	512	-3,30	8,3	25
28.1.75 au 1.2.75	F N.O.	pluie + neige	43,3		46	7,00	4,6	0,9		0,25	0,46	0,82	9,8	0,56		17,4	9,98	293	-2,98	2,9	9
13.2.75	F O.N.O.	neige	5,0		70	6,65	9,6	2,0		0,55	0,92		12,2				9,58	366	-2,93	8,2	25
6.4.75	F S.O.	neige	~20		29	6,68		2,8		0,18	0,28	0,46	6,1	0,16							
26.4.75	F	neige**				6,30		0,5		1,30		0,70	3,7								
25 et 26 5.75	F stationnaire	pluie	17,0		35	7,10				0,07	0,10	0,37	10,4	0,38							
29-30-31 5.75	F S.O.	pluie	73,0		19	7,23				<0,01	0,05	0,25	5,5	0,52							
11.6.75	E.D.O.	pluie	16,7	45mn	67	7,10				0,32	0,48		17,1	1,34							
16 au 22 6.75	P.O.	pluie	82,0		32	7,23	3,2	1,2		0,03	1,13	0,15	11,0	1,54		18,3	10,08	281	-2,85	2,0	6
23 au 29 6.75	F.	pluie	~50		38	7,08	4,4	1,2		0,12	0,46	0,35	12,8	1,02		20,4	9,90	317	-2,82	2,3	7
30.6 au 7.7.75	P.O.	pluie	20,0		36	6,88				0,14	0,27	0,20	13,4	1,10	2,75						
18.7.75	P.O.	pluie	26,0	90mn	36	7,33	0,6	3,7		0,14	0,25		15,9	1,56		22,2					
17.7.76	E.D.O.	pluie	12,7	40mn			5,6	0,1	0,02	6,56	0,52		27,5	7,54		47,8					
18.7.76	E.D.O.	pluie	18,9	80mn			5,8	0,2	0,03	1,05	0,35		20,7	2,96		31,1					
18.7.76	E.D.O.	pluie	19,3	4 h			5,8	0,4	0,02	1,70	0,20		20,7	3,00		31,8					
19.7.76	E.D.O.	pluie	19,5	4 h			4,4	0,1	0,02	0,72	0,15		14,6	1,10		21,1					
31.7.76	E.D.O.	pluie	2,6										47,6								
10.8.76	P.O.	pluie	11,7	6h30			4,8	2,2	0,02	0,94	0,87		20,7	1,60		31,1					
10.8.76	P.O.	pluie	2,7	30mn										1,68							
15.8.76	P.O.	pluie	19,3	6 h			2,4	2,2	0,00	0,55	0,17		15,9	0,98		22,2					
15.8.76	P.O.	pluie	6,8				4,8	0,7					19,5	1,12							
28.8.76	F	pluie	11,1	10 h			7,8	2,6					24,4	1,44							
29.8.76	F	pluie	11,4	10 h			3,8	1,6					16,5	0,94							
29.8.76	F	pluie	18,1				3,8	0,9	0,0	0,30	0,11		14,6	1,24		21,0					
30.8.76	F	pluie	1,8										34,2								

* Type de précipitation : F = Frontale ; E.D.O. = Evolution diurne orageuse (pluie convective) ;P.O. = Perturbation orageuse.

** Neige prélevée en surface au Villard (1420 m), provenant de précipitations antérieures.S.O. = Sud-Ouest; N.O. = Nord-Ouest.

Tableau n° III.1 : Données physico-chimiques et chimiques des 26 échantillons de précipitations recueillis à Leschaux et au Villard (Haute-Savoie). Les concentrations des ions sont exprimées en mg/l.

au strontium, ses teneurs sont de l'ordre de la limite de détection de la méthode de mesure (absorption atomique, 0,02 mg/l).

Les teneurs en K^+ sont fréquement supérieures à celles de Na^+ dans la première série d'échantillons. Cette tendance s'inverse dans la seconde série. Les teneurs de Na^+ largement dominantes par rapport à K^+ s'observent toujours lors des premières précipitations des périodes fortement perturbées, où elles sont associées à des valeurs élevées de la concentration en Cl^-.

2.1.3.1.3. Agressivité des précipitations vis-à-vis de la calcite

Les valeurs du pH et la concentration de HCO_3^- d'équilibre vis-à-vis de la calcite ont été calculées par la méthode de Roques (voir annexe 2) pour 5 prélèvements dont l'analyse est complète. Les calculs ont été effectués pour deux températures : 0°c, température en deça de laquelle les réactions en phase acqueuse ne sont plus possibles en général, et 10°C, température prise comme limite supérieure pour les précipitations, en faisant l'hypothèse que celle-ci est au plus égale à la température moyenne de l'air au cours des périodes pluvieuses, en altitude (environ 1 500 m). Les valeurs du pH et de la concentration en HCO_3^- d'équilibre (ou de saturation), pHs et HCO_3s, sont indiquées dans le tableau n° III.1, ainsi que l'indice de saturation ΔpH = pH mesuré - pH s. Les domaines de variation de ces mêmes paramètres pour l'intervalle de température 0 - 10°C sont les suivants (Tableau n° III.2). (concentrations en mg/l)

	pH	HCO_3^- mg/l	pHs à0°C	pHs à10°C	HCO_3^-s à0°C	HCO_3^-s à10°C	ΔpH à0°C	ΔpH à10°C
mini	6,60	9,8	9,58	9,43	281	244	-2,82	-2,67
maxi	7,23	12,8	10,08	9,95	512	439	-3,30	-3,15

Tableau n° III.2

Les concentrations de CO_2 dissous et les pressions partielles de CO_2 atmosphérique correspondantes ont également été calculées (Tableau n° III.3). Les domaines de variation de ces paramètres, pour 0 et 10°C, sont les suivants :

	CO_2 à 0°C mg/l	CO_2 à 10°C mg/l	p CO_2 à 0°C x 10^{-4}atm	p CO_2 à 10°C x 10^{-4}atm
mini	1,95	1,69	6	6
maxi	8,31	7,20	25	26

Tableau n° III.3

Les indices de saturation montrent que les précipitations sont fortement sous-saturées vis-à-vis de la calcite. A pH constant, les quantités de HCO_3^- dont la mise en solution est nécessaire pour atteindre l'équilibre varient de 270 à 500 mg/l à 0°C. Elles sont un peu inférieures pour 10°C. Les quantités de CO_2 dissous sont très supérieures à celles qu'on observe habituellement dans l'eau à l'équilibre avec l'air atmosphérique où la pression partielle de CO_2 est de l'ordre de $3,3.10^{-4}$ atm (P. Caro, 1965) (1,1 mg/l à 0°C et 0,77 mg/l à 10°C). Les pressions partielles de CO_2 correspondant aux concentrations calculées dans les précipitations sont très largement supérieures à celles de l'air atmosphérique, puisqu'elles atteignent la valeur de 26.10^{-4} atm.

2.1.3.1.4. Discussion

L'analyse des résultats est rendue difficile en raison du faible nombre d'échantillons qui ne représentent pas la diversité des situations météorologiques pouvant influer sur la composition et la concentration de la charge dissoute. D'autre part, la densité de l'échantillonnage est très différente d'une série à l'autre. On se bornera donc, dans cette discussion, à replacer les données acquises à Leschaux dans un contexte plus large en les comparant à celles obtenues dans des régions voisines par d'autres auteurs.

Le tableau n° III.4 réunit, outre les valeurs minimales et maximales des concentrations mesurées à Leschaux, celles de Y. Lemordant (1977) obtenues sur des prélèvements moyens de pluie et neige sur le massif du Revard (Bauges, 1365 m) entre le 21.4.75 et le 15.5.76, celles de M. Haubert (1975) obtenues à la station de Bellevaux (Chablais, 930 m) du 20.1.73 au 30.6.74 (averses ponctuelles de pluie et neige), et les valeurs moyennes mesurées par J.J. Miserez (1973) dans le canton de Neuchatel (Jura Suisse, de 500 à 1 000 m d'altitude), essentiellement sur des pluies de saison chaude.

L'échantillonnage disponible présente une hétérogénéité qui ne permet pas de dégager des conclusions très poussées. Celle-ci tient essentiellement à la nature des prélèvements : des échantillons moyens représentant non seulement les précipitations, mais aussi les apports atmosphériques solides (poussières) coexistent avec des prélèvements ponctuels ne représentant que les apports liquides. Or, on sait à la suite des travaux de M. Haubert (1975) la contribution que représentent les poussières aux apports atmosphériques et par conséquent à la minéralisation de l'eau contenue dans les pluviomètres qui restent en station entre les précipitations. Si celle-ci est nulle en ce qui concerne les alcalins (Na^+, k^+), les chlorures, les nitrates, faible en ce qui concerne le calcium, elle

		pH	$C_{18°C}$ μScm^{-1}	Ca^{++}	Mg^{++}	Sr^{++}	Na^{+}	K^{+}	Si^{4+}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{--}	NH_4^+ en N	NO_3^- en N	NO_2^- en N	PO_4^{--} en P	n
M. LEPILLER	Mini	6,30	83	0,6	0,0	0,00	<0,01	0,05	0,0	3,7	0,17						26
(LESCHAUX, 930 m)	Maxi	7,33	20	9,6	3,7	0,03	6,56	1,60	0,82	47,6	7,54						
Y. LEMORDANT	Mini		49	1,9	0,03	-	0,03	0,04	-	4,9	0,2						10
(REVARD, 1365 m)	Maxi		11	10,7	1,3	-	0,47	0,80	-	30,5	3,6						
J.J. MISEREZ	Moyenne	6,69	20	2,95	0,08	0,02	0,17	0,21	0,14	5,0	0,5	3,4		0,29			
(Canton de NEUFCHATEL)	de N donnée	6	2	7	11	13	11	13	11	9	8	11		9			
M. HAUBERT	Mini			0,1	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	2,0	0,00	0,0	0,06	0,0	0,002	0,001	30
(BELLEVAUX, 970 m)	Maxi			13,0	0,24	0,6	6,24	6,05	0,35	32,7	9,10	10,5	3,062	1,22	0,96	0,515	

Tableau n° III.4 : Valeurs extrêmes des paramètres physico-chimiques et chimiques des précipitations de trois stations des Alpes françaises du Nord et une station du Jura Suisse.
n = nombre d'observations.
Les concentrations des ions sont exprimées en mg/l.

atteint 40 % et plus pour d'autres ions (Mg^{++}, NH_4^+, SO_4^{--}, HCO_3^-) et la silice.

Les mesures effectuées par cet auteur sur des précipitations échantillonnées dans des stations d'altitude (entre 1 250 et 1850 m) sont aussi très démonstratives : les concentrations en alcalins et chlorures ne présentent pas de différences très significatives par rapport aux valeurs mesurées à des altitudes plus basses. Par contre, les alcalins terreux (Ca^{++}, Mg^{++}, Si^{4+}) présentent des concentrations nulles. Les conséquences du gel de l'eau sur les ions de l'équilibre des carbonates, bien connues depuis les travaux de Ek et Pissart (1965) qui consistent en une précipitation de CO_3 Ca lors de la congélation, suivie d'une remise en solution très limitée au cours du réchauffement, ne semblent pas devoir être invoqués pour expliquer ces concentrations nulles, puisque les neiges prélevées aux altitudes plus basses présentent une minéralisation comparable à celle des pluies, et même parfois plus élevée. Le rôle des poussières atmosphériques paraît donc prépondérant dans l'acquisition d'une partie de la charge dissoute des précipitations, notamment aux basses altitudes (en-dessous de 1 200 m)*. Le lessivage de l'atmosphère par les précipitations en est le processus banal. Les prélèvements correspondant à des épisodes pluvieux ou neigeux ponctuels permettent d'en apprécier l'ampleur, alors que les prélèvements moyens relatifs à des périodes plus longues intègrent la contribution des apports solides hors précipitation dont une partie repasse en solution dans le pluviomètre.

Les réserves justifiées par l'hétérogénéité de l'échantillonnage étant formulées, il reste que l'ensemble des valeurs du tableau n° III.4 est cohérent, et que les concentrations des ions analysés varient à l'intérieur de limites voisines. Tout au plus peut-on noter que les valeurs fournies par J.J. Miserez sont dans l'ensemble plus faibles que les autres : rappelons qu'il s'agit de moyennes qui ne renseignent pas sur les limites des domaines de variation.

On observera que des concentrations élevées en Na^+, K^+, et Cl^- se retrouvent à Bellevaux. Elles confirment les observations effectuées à Leschaux concernant des précipitations fortement chargées en ces éléments. L'origine de ces derniers n'est pas à rechercher dans le lessivage atmosphérique, comme cela a été montré plus haut, mais dans le caractère océanique des courants qui les apportent. On sait que la concentration de ces éléments dans les précipitations décroît avec la distance à la mer (effet de continentalité). Pour

---

* Les phénomènes de blocage atmosphérique consécutifs aux inversions de températures des périodes anticycloniques étudiés au chapitre II § 3.2.2.4. sont de nature à accentuer ce rôle du fait du haut degré de confinement atteint sous la couche nuageuse.

Schoëller (1962), le rapport Na^+/K^+, nettement en faveur de Na^+, à proximité des côtes, diminue avec la continentalité. En fait, les observations effectuées à Leschaux et Bellevaux montrent que ce rapport est également variable en fonction des situations météorologiques. Toutefois, c'est lors de l'arrivée d'influences océaniques marquées que le sodium redevient dominant par rapport au potassium. La signification du rapport Na^+/K^+ ne sera pas discutée davantage, faute d'un échantillonnage complet. Il paraît cependant essentiel de noter que Na^+, K^+, Cl^- constituent dans le bilan chimique des systèmes aquifères étudiés, de véritables apports dont l'origine leur est extérieure, et qui ne résultent pas, comme les ions dont la concentration est influencée par les apports solides, de remise en circulation, parfois très locale, de poussières.

Les observations portant sur les différences de minéralisations constatées par les auteurs entre la neige et la pluie ne seront pas discutées ici. Elles sont contraditoires, notamment en ce qui concerne les ions du système carbonate (HCO_3^- et Ca^{++}) et les alcalins (Na^+ et K^+) et les observations effectuées à Leschaux sont insuffisantes pour apporter des éléments nouveaux.

En revanche, les données relatives aux paramètres de l'équilibre des carbonates peuvent être confrontées à celles d'autres auteurs.

P. Caro (1965) signale que la concentration des eaux de pluie en CO_2 est généralement supérieure à celle que la seule pression partielle de ce gaz dans l'air atmosphérique autorise. J.J. Miserez (1973) confirme cette observation et mesure des concentrations en CO_2 dissous qui correspondent à des pressions partielles de ce gaz de l'ordre de 15.10^{-4} atm, soit presque d'une puissance de 10 supérieure à celle de l'air atmosphérique. A la suite de nombreuses mesures de pCO_2 atmosphérique effectuées à moins de 50 cm du sol, qui montrent un enrichissement de l'air atmosphérique en CO_2, cet auteur est enclin à penser que les pCO_2 calculées ou mesurées dans les eaux de pluie au niveau du sol représentent la valeur réelle de CO_2 atmosphérique peu au-dessus de la surface. Cette position est confortée par la rapidité des échanges entre la phase gazeuse et la phase aqueuse (90 % de l'échange gazeuse seraient atteints en quelques minutes d'après Roques -1964-) ; elle présente d'autre part l'avantage d'expliquer les pressions partielles de CO_2 très élevées (2.10^{-3} à 3.10^{-2} atm) que cet auteur est conduit à calculer pour des eaux de pluie et de fonte de névés (Roques, 1962,b).

Bien entendu, en relation avec des concentrations en Co_2 aussi élevées, tous les auteurs sont d'accord pour reconnaître aux précipitations une agressivité poussée vis-à-vis de la calcite. Il paraît plus précis

de dire que les précipitations ayant séjourné quelques heures dans un pluviomètre à proximité du sol se sont équilibrées avec la pression partielle élevée de l'atmosphère au-dessus de ce dernier.

2.1.3.1.5. Conclusion

La minéralisation des précipitations recueillies à Leschaux (930 m) est variable en quantité et en qualité : en quantité puisque celle-ci peut varier au moins du simple au triple, avec un valeur maximale de 50 mg/l, des valeurs faibles de la conductivité montrant d'autre part l'existence de précipitations très peu minéralisées ; en qualité comme le montrent les fluctuations opposées des concentrations de certains ions (Na^+, K^+) en relation, semble-t-il, avec l'arrivée de perturbations dont les premières précipitations sont très chargées en Na^+ et Cl^-.

L'origine des ions constituant la minéralisation est diverse : si la contribution des apports atmosphériques solides peut être invoquée dans l'acquisition d'une partie de la charge en alcalino-terreux et hydrogénocarbonates, comme le suggèrent les observations de M. Haubert, il n'en est pas de même des alcalins et des chlorures qui constituent de véritables apports d'origine océanique aux systèmes étudiés, notamment lorsque de fortes concentrations sont observées.

L'agressivité des eaux de pluie et de fonte de neige ayant séjourné à proximité du sol vis-à-vis de la calcite est prononcée. Les concentrations en CO_2 dissous correspondent à des pressions partielles de ce gaz près de 10 fois supérieures à celle qui est généralement admise pour l'air atmosphérique. Les conditions de prélèvement permettent, en accord avec les observations d'autres auteurs, d'envisager une explication qui tient compte d'un enrichissement de l'air atmosphérique en CO_2 à proximité du sol.

2.1.3.2. *Le ruissellement superficiel au niveau de la perte du Pendu*

La perte du Pendu (x = 893,18 ; y = 95,27 ; Z = 1 590 m) est située entre le gouffre du Pendu et le gouffre du Gonvi (voir § 2.1.2.1.2) à la base d'une petite falaise de calcaires bicolores du Barrémien inférieur. Elle draine une partie des étendues de marnes hauteriviennes où sont établis les alpages et son débit, insignifiant à l'étiage, peut atteindre plusieurs dizaines de l/s en période pluvieuse ou à la fonte des neiges.

Les eaux absorbées par cette perte (tableau n° III.5) sont

Date et heure	Débit en l/s	Aspect	Température de l'eau en °C	$C_{18°C}$ µScm^{-1}	pH	Ca^{++}	Mg^{++}	Sr^{++}	Na^{+}	K^{+}	Si^{4+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{--}	Σ ions en mg/l	$\frac{rCa^{++}}{rMg^{++}}$	pHs	$HCO_3^{-}S$	ΔpH	CO_2 dissous en mg/l	pCO_2 atm x10^{-4}atm
4.9.74 10h45	2 (1)	Limpide	+10,45	247	-	60,1	2,07	-	0,34	0,44	1,59	188,0	0,03	14,5	267,1	17,7	-	-	-	-	-
27.9.74 12h30	2 (2)	Limpide	+ 6,15	286	7,85	61,9	4,26	-	0,32	0,87	2,12	197,7	-	-	267,2	8,8	7,62	153,0	+0,23	6,9	24,4
17.5.75 14h30	10 (2)	Limpide	+ 4,6	113	7,21	25,7	0,73	-	0,18	0,21	0,60	76,9	0,34	-	104,7	21,3	8,36	281,5	-1,15	12,4	42,0
25.5.75 18h45	2ã3 (2)	Limpide	+ 4,35	169	7,63	37,7	1,34	-	0,14	0,32	1,27	115,3	0,60	-	156,7	17,1	8,04	186,1	-0,41	7,05	23,7
1.6.75 19h30	3ã4 (1)	Limpide	+ 4,90	214	8,10	49,3	2,55	-	0,21	0,22	0,95	151,3	0,40	-	204,9	11,7	7,83	112,0	+0,27	3,05	10,4
22.6.75 19h45	0,25 ã0,5 (1)	Limpide	+10,8	323	8,32	69,3	4,99	-	0,17	0,05	1,34	230,6	0,52	-	307,0	8,4	7,42	85,7	+0,90	2,50	10,2
30.6.75 19h50	1 (1)	Limpide	+ 8,7	304	7,98	66,9	3,40	-	0,12	0,03	1,76	217,2	0,48	-	289,9	11,9	7,50	126,1	+0,48	5,34	20,4
18.7.75 10h07	20 (1)		+12,3	131	7,60	27,9	0,73	-	0,08	0,85	-	79,9	1,58	-	111,0	23,2	8,18	154,2	-0,58	4,51	19,2
17.7.76 20h30	3ã5 (1)	Turbide 25 J.T.U.	+13,95	172	7,51	34,9	1,22	0,09	0,56	1,60	-	-	-	-	-	17,4	-	-	-	-	-
26.4.75 17h35	? * (2)	Limpide	0,0	78	7,00	17,8	0,73	-	0,09	0,25	0,70	51,4	0,30	-	71,3	14,8	8,72	361,1	-1,72	15,0	43,9
29.9.74 11h45	1 ** (1)	Limpide	+ 7,65	263	-	71,0	0,23	0,01	0,37	0,11	0,66	208,4	0,59	6,0	287,4	186	-	-	-	-	-

Tableau n° III.5 : Données physico-chimiques et chimiques concernant les prélèvements effectués à la perte du Pendu, à la perte amont du Villard (*) et à l'émergence des Pierrailles (**) en période pluvieuse (1) ou de fonte nivale (2).
Les concentrations des ions sont exprimées en mg/l.

essentiellement hydrogénocarbonatées calciques, la minéralisation totale variant dans un rapport de 1 à 3. Les faibles minéralisations, voisines de 100 mg/l, s'observent au cours de la fonte des neiges, quand le débit est assez élevé (10 l/s) et pendant les précipitations pluvieuses de saison chaude qui entraînent un fort ruissellement superficiel. Ces eaux de crue présentent alors les valeurs les plus élevées du rapport $\frac{r\ Ca^{++}}{r\ Mg^{++}}$.

En ce qui concerne les alcalins, le potassium est toujours dominant par rapport au sodium, sauf dans deux prélèvements où les concentrations du premier sont très faibles. Les débits correspondant sont faibles dans les deux cas.

La température de l'eau demeure basse jusqu'à la disparition complète du manteau neigeux : l'écoulement du 1er juin 1975, provoqué par de fortes pluies (85 mm au Villard entre le 25 mai et le 1er juin) qui ont entraîné la disparition des dernières plaques de neige, ne dépasse pas 5°C. Les eaux sont généralement limpides, mais peuvent transporter des charges en suspension importantes lors des orages brutaux (prélèvement du 17.7.76).

L'indice de saturation vis-à-vis de la calcite est fortement négatif (sous-saturation marquée) lors des crues, particulièrement de fonte nivale, Inversément, les faibles débits se corrèlent bien avec des valeurs positives assez élevées de l'indice. Les pressions partielles de CO_2 gazeux en équilibre avec les concentrations de CO_2 dissous calculées sont très supérieures à la pCO_2 atmosphérique dans le premier cas, et beaucoup plus proche de cette valeur dans le deuxième. Cet enrichissement des eaux de fonte en CO_2 peut s'expliquer par le maintien d'une certaine production de ce gaz en hiver, qui reste bloqué sous le manteau neigeux. La protection thermique du sol assurée par la couverture neigeuse (ch. II, § 3.1.7.1) est de nature à permettre cette production.

2.1.3.3. *Le ruissellement infra-nival près de la perte amont du Villard*

Ce prélèvement est représentatif de l'écoulement qui se produit sous le manteau neigeux, en période de fonte, dans la dépression de Villard, en amont de la perte (x = 893,35 ; y = 93,69 ; Z = 1 400 m). Il s'agit d'eau froide, faiblement minéralisée, très agressive vis-à-vis de la calcite. Son faciès chimique la rapproche beaucoup de l'eau prélevée le 17.5.75 à la perte du Pendu.

2.1.3.4. *Existence et développement de l'aquifère épikarstique ?*

A. Mangin (1975) a introduit la notion d'aquifère épikarstique

à propos de la zone superficielle des massifs karstiques soumise à une altération intense par les facteurs géodynamiques externes, et à une fissuration accentuée par les phénomènes de détente (Ph. Renault, 1967).

La fragmentation et le démantellement de cette tranche sous l'action de ces facteurs lui confèrent en effet une structure lacunaire qui en fait un aquifère potentiel d'une particulière importance : cet aquifère peut stocker l'eau des précipitations et dans certains cas se saturer (nappes suspendues = aquifère épikarstique sensu stricto); située à la partie supérieure du massif karstique, c'est à son niveau que s'exerce l'évapotranspiration ; les fissures suffisamment larges peuvent drainer cet aquifère et donner lieu à du ruissellement : il s'agit d'un écoulement rapide qui cesse peu après la fin de l'alimentation de l'aquifère et qui se produit dans les cavités dont le creusement n'est pas nécessairement en rapport avec une perte ponctuelle. Les fissures fines (de largeur inférieure à 1 cm) sont le siège d'un écoulement qui dépend essentiellement du potentiel de succion et qui ne peut se produire que pour une certaine valeur de la teneur en eau.

Etant donné la dimension faible des vides qui le constituent, cet aquifère épikarstique ne peut être observé directement. L'existence de zones localement saturées à proximité de la surface du sous-système infiltration, et en position très dominante par rapport au karst noyé ne peut être décelé par la visite des gouffres qui y provoquent nécessairement un rabattement brutal. Par contre, l'observation d'émergences à la frontière supérieure du sous-système infiltration peut être considérée comme traduisant l'existence de réserves, situées à faible profondeur.

La seule observation directe concernant une manifestation de l'aquifère épikarstique est relative à l'émergence des Pierrailles : cette petite émergence draine la partie superficielle de la zone non saturée, à proximité de la limite orientale du système (x = 894,38 ; y = 94,86 ; Z = 1 160 m). Elle sort d'un conduit impénétrable situé à la base d'un lapiaz incliné. L'eau issue de l'émergence se perd un peu plus bas dans l'Urgonien quand le débit est moyen. Par gros débit (quelques l/s) une partie de l'eau s'écoule dans les éboulis accumulés au pied du versant et semble échapper au système.

La minéralisation en HCO_3^- et Ca^{++} est relativement élevée, ce qui entraîne, étant donné la faible concentration de Mg^{++}, un rapport $\frac{r\ Ca^{++}}{r\ Mg^{++}}$ fort. On remarque également la faible concentration en strontium, et le rapport des alcalins en faveur du sodium. La concentration des éléments nutritifs est très faible, sinon nulle :

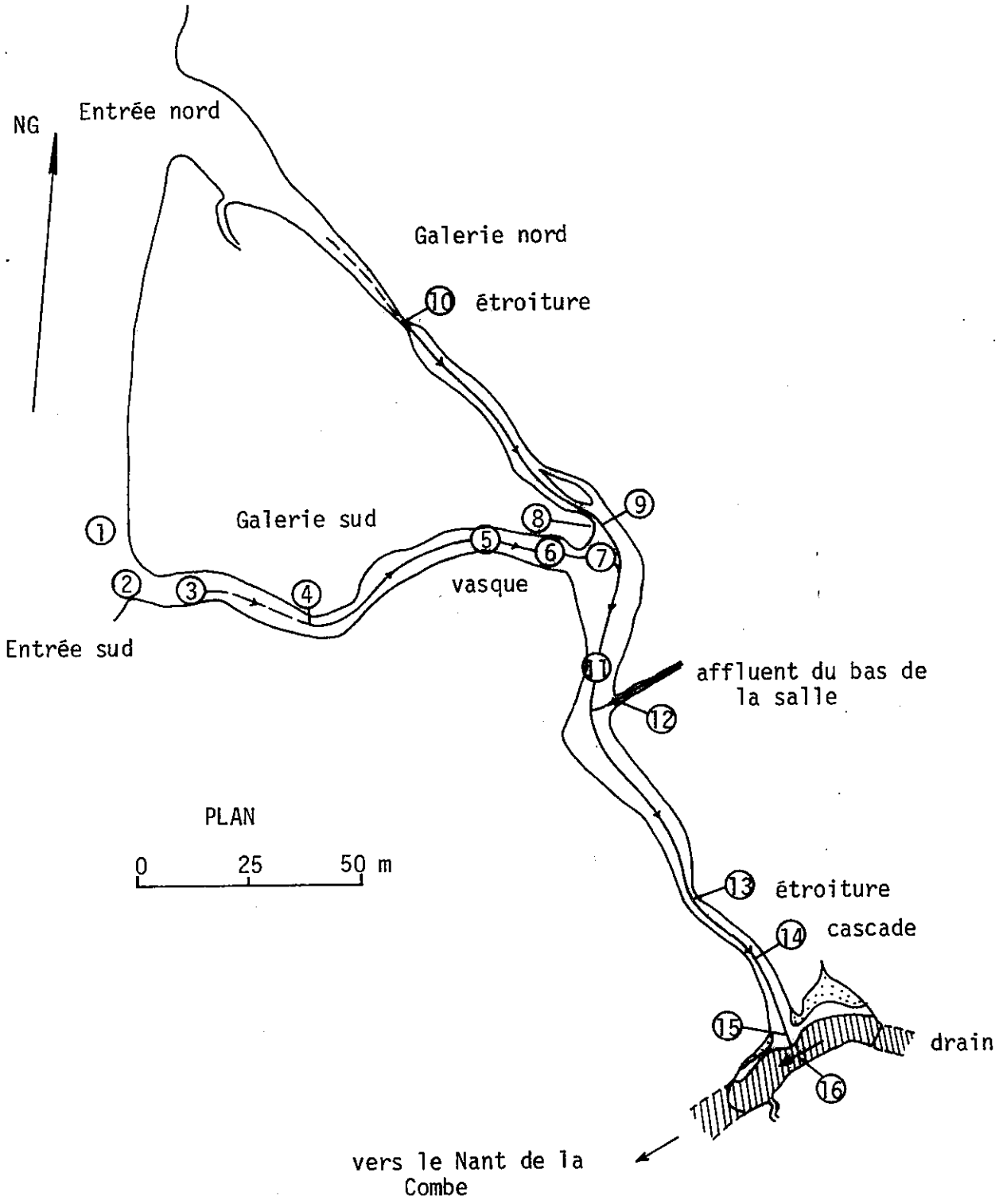


Figure n° III-14 : Localisation des points de mesure et de prélèvement dans la Grotte de Bange.

NO_3^- mg/l en N	NO_2^- mg/l en N	PO_4^- mg/l en P	P total mg/l en P
0,00	0,001	0,000	0,003

Cette observation permet de dire que l'eau de la source des Pierailles a séjourné un temps suffisant dans la zone non saturée pour acquérir une minéralisation globale légèrement supérieure à celle de l'eau qui sortait à l'exutoire du système de Bange-l'Eau-Morte au cours de la même période.

2.1.3.5. *L'infiltration et le ruissellement dans la grotte de Bange*

Les renseignements sur l'infiltration et le ruissellement dans la grotte de Bange ont été recueillis en 15 points d'observation repérés sur la figure n° III.14 et dont les caractéristiques énoncées ci-après complètent la description précédemment faite de la cavité (§ 2.1.2.1.1) :

Point 1 : Pied de la falaise à l'extérieur.

Point 2 : Entrée Sud de la grotte. Cote 0 m.

Point 3 : Diaclase transversale à la voûte donnant lieu à un écoulement temporaire. Cote-6 m.

Point 4 : Coude de la galerie.

Point 5 : Vasque alimentée par un conduit impénétrable abritant des petits crustacés amphipodes cavernicoles du genre Niphargus. Cote - 21 m.

Point 6 : Galerie Sud en amont de la jonction. Cote - 24 m.

Point 7 : Jonction entre les deux galeries : partie supérieure de la salle. Cote - 26 m.

Point 8 : Ecoulement sur le massif stalagmitique établi à la jonction des galeries, provenant d'une courte galerie située au-dessus de ce dernier. Cote - 25 m.

Point 9 : Galerie Nord en amont de la salle. Cote - 24 m.

Point 10 : Etroiture de la galerie Nord.

Point 11 : Bas de la salle. Cote - 36 m.

Point 12 : Affluent du bas de la salle. Cote - 37 m.

Point 13 : Etroiture, au niveau du remplissage surcreusé artificiellement. Cote - 49 m.

Point 14 : Cascade. Cote - 53,5 m.

Point 15 : Confluence avec la rivière résurgeant au Nant de la Combe.

En chaque point, la température de l'eau et de l'air a été mesurée, sauf pour certains d'entre eux où seules ont été effectuées des observations concernant l'eau (points 5, 8, 12), ou l'air en raison de l'absence d'écoulement (points 1 et 2), et des difficultés de prélèvement (circulation sous éboulis au point 4, écoulement en nappe sur le plancher de la galerie au point 6, le prélèvement étant effectué dans ce dernier cas au point 5).

49 prélèvements ont été réalisés au cours de 9 campagnes. 8 d'entre elles se répartissent entre le 12.10.1974 et le 29.6.1975. Elles ont permis des observations couvrant les mois à pluviosité très excédentaire de septembre, octobre et novembre 1974, ou très déficitaires de février et avril 1975, les autres mois étant plus proches de la normale (chap. II, tableaux n° II-2 et II-10, fig.n°II-2). Cette période d'étude se place dans le contexte des années hydrologiques 1973-1974 et 1974-1975 sèches, à temps de retour respectifs de 3,1 et 2,3 ans. Une campagne a été réalisée le 30 mai 1976 après plusieurs mois déficitaires en précipitations.

Toutes les campagnes n'ont pas donné lieu à des mesures et prélèvements en tous points, ne serait-ce qu'en raison du caractère épisodique de certains écoulements (point 3 en particulier) et de la charge analytique que cela représentait.

2.1.3.5.1. Climatologie sommaire de la grotte de Bange

L'interprétation des renseignements recueillis sur l'infiltration et le ruissellement dans la grotte de Bange a nécessité l'acquisition de données relatives au climat de la cavité.

	1	2	3	4	6	9	11	13	14	15
Θ°c minimale	+1,30	+1,60	+1,80	+2,10	+4,50	+6,00	+7,10	+8,25	+8,30	+8,10
Θ°c maximale	+17,0	+15,4	+6,50	+6,50	+7,10	+7,65	+9,30	+8,90	+9,10	+8,70
Amplitude des variations	15,7	13,8	4,70	4,40	2,60	1,65	2,20	0,65	0,80	0,60
Nombre de mesures n	8	7	7	5	6	5	5	5	6	5

Tableau n° III.6 : Températures minimales et maximales instantanées de l'air relevées dans la grotte de Bange au cours de n visites. La localisation des points est indiquée sur la figure n° III.14.

Le tableau n° III.6 regroupe les valeurs extrêmes de la température de l'air en chaque point de la cavité, lorsque le nombre d'observations est supérieur ou égal à 5. Dans ces conditions, les valeurs mesurées sont représentatives de situations climatiques assez différentes pour que la fourchette des variations annoncées, soit assez proche de la réelle amplitude de ces dernières. Quant aux figures n° III.15a,b,c, elles montrent l'évolution de la température de l'air et de l'eau dans l'espace au cours de 3 situations climatiques différentes : une,automnale (III, 15a), en période de forte précipitation, une, hivernale (III, 15B), en période de relative sécheresse, et la dernière,estivale (III, 15c), correspondant à une pluviosité normale.

Les températures ont été mesurées à l'aide de thermomètres étalonnés, gradués au 1/10 de °C, et accrochés à la voûte à chaque visite. Les mesures étaient effectuées après une demi-heure de mise à l'équilibre avec la température du lieu. L'incertitude sur les mesures est de ± 0,05°C.

Il ressort des résultats de ces mesures que l'amplitude des variations de la température s'atténue fortement, et sur une faible distance, du point 2 au point 3. Elle reste cependant plus élevée, jusqu'au point 6, qu'aux points 9 à 15, celle-ci n'atteignant pas un degré à partir du point 13 ; on peut donc distinguer une partie profonde de la cavité, sorte de cul-de-sac moins soumis aux influences thermiques extérieures que la partie constituée par les deux galeries en amont de la salle, largement ventilée et refroidie en hiver par un courant d'air qui la parcourt de l'entrée Sud à l'entrée Nord (campagne du 9.2.1975). La campagne du 24.11.1974 (Fig. III - 15a) montre d'ailleurs une évolution thermique continue du point 2 au point 10, en passant par le point 11, alors que l'air est nettement plus chaud aux points 13 et 14.

On notera aussi que l'augmentation de la température de l'air constatée en aval du point 11 correspond au déversement, dans la galerie, d'un affluent (point 12) dont la température (Tableau n° III-7 et figure n° III-15) est nettement plus élevée que celle du ruisseau et de l'air de la galerie principale, et surtout très stable.

On observera aussi qu'au voisinage de la rivière dont la température, mesurée à l'émergence du Nant de la Combe, a varié de +6,9°C à +8,3°C au cours de la période d'étude, la température de l'air s'abaisse de façon très significative. Ces observations conduisent à penser que la thermique des zones relativement abritées des influences extérieures est sujette à des variations im-

		pt_3	pt_5	pt_9	pt_{11}	pt_{12}^*	pt_{14}
Débit	mini	0,07				0,05 à	0,01 à
	maxi	0,1 l/mn		2 l/s	4 l/s	5 l/s	10 l/s
θ°C eau	mini	+ 4,20	+ 4,30	+ 7,20	+ 6,30	(+7,50) + 9,20	+ 8,30
	maxi	+ 6,60	+ 7,00	+ 8,20	+ 8,00	+ 9,50	+ 8,80
pH	mini	7,68	8,23	8,05	8,22	7,48	8,08
	maxi	8,09	8,32	8,40	8,40	(8,30) 7,97	8,40
C 18°C $\mu s.cm^{-1}$	mini	354	309	300	294	314	302
	maxi	295	237	270	261	272	259
Ca^{++}	mini	65,7	53,3	64,9	62,3	(62,9) 64,5	57,9
	maxi	93,0	71,7	76,8	72,1	79,8	74,0
Mg^{++}	mini	0,61	0,39	0,32	0,40	0,46	0,24
	maxi	3,16	2,68	1,70	1,95	2,19	2,92
Na^{+}	mini	0,33	0,29	0,22	0,26	0,19	0,19
	maxi	0,74	0,63	0,38	0,41	0,36	0,36
K^{+}	mini	0,01	0,04	0,04	0,02	0,01	0,03
	maxi	0,36	0,21	0,26	0,27	0,32	0,44
Si^{4+}	mini	0,49	0,60	0,47	0,52	0,49	0,45
	maxi	0,70	0,87	0,62	1,01	(0,94) 0,65	1,22
HCO_3^-	mini	216	164	201	184	(184) 198	171
	maxi	270	223	231	214	247	220
Cl^-	mini	0,68	0,78	0,36	0,66	0,52	0,43
	maxi	1,04	1,64	0,50	1,17	1,24	1,20
SO_4^-	mini	3,5	-	-	2,0	2,0	2,0
	maxi	10,4	-	-	6,5	7,2	7,0
Σ ions mg/l	mini	293	221	269	250	(249) 267	232
	maxi	377	305	316	288	333	297
$\frac{rCa^{++}}{rMg^{++}}$	mini	13	16	23	19	19	14
	maxi	59	90	148	100	105	105
Δ pH	mini	+ 0,26	+ 0,53	+ 0,59	+ 0,66	+ 0,13	+ 0,59
	maxi	+ 0,65	+ 0,84	+ 0,86	+ 0,88	(+0,72) + 0,48	+ 0,93
pCO_2 $x10^{-4}$atm	mini	16,5	7,4	7,3	6,9	(8,2) 20,7	7,4
	maxi	31,5	10,8	17,4	10,7	74,5	16,0

Tableau n° III.7 : Valeurs extrêmes des paramètres physiques et physico-chimiques de l'eau mesurés dans 6 stations de la grotte de Bange. * Les valeurs entre parenthèses sont celles du 30.5.76 (voir le texte). Les concentrations des ions sont exprimées en mg/l.

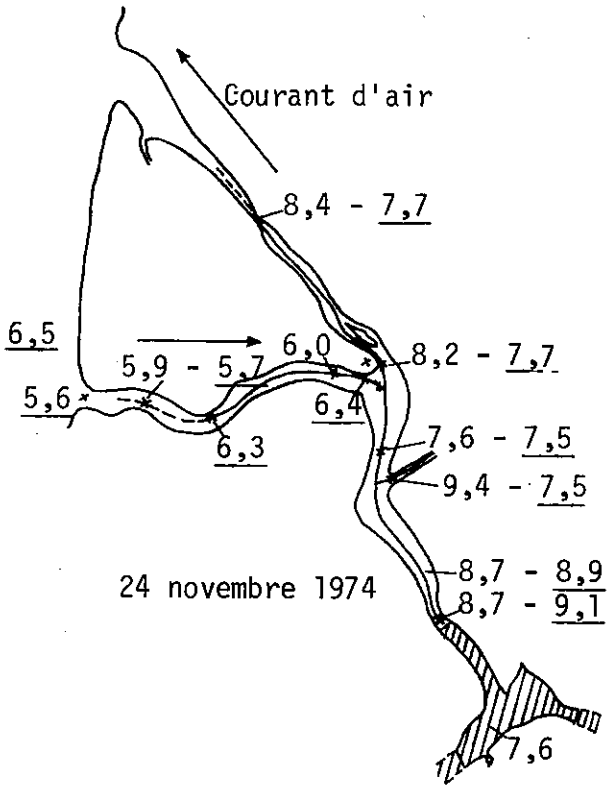


Figure n° III-15 a : Situation automnale, après de fortes précipitations.

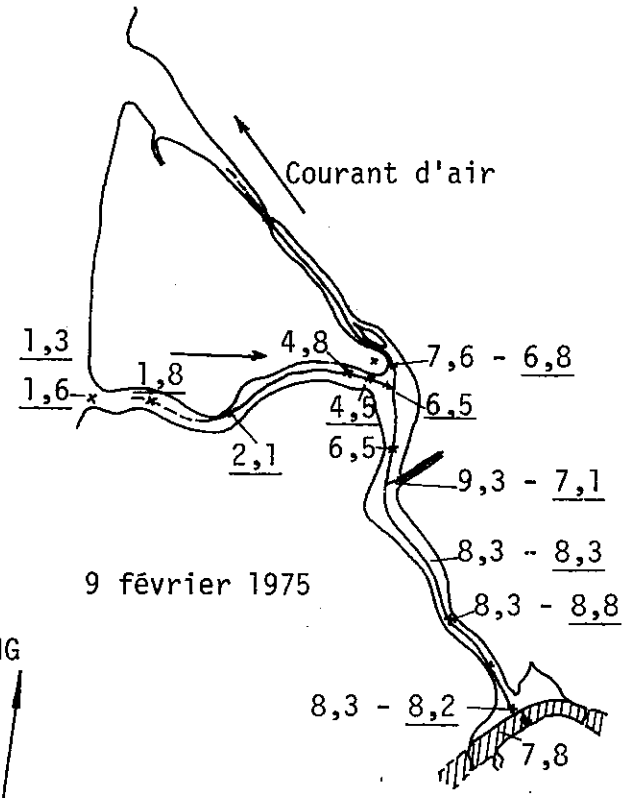


Figure n° III-15 b : Situation hivernale, en forte sécheresse.

NG

0 50 100 m

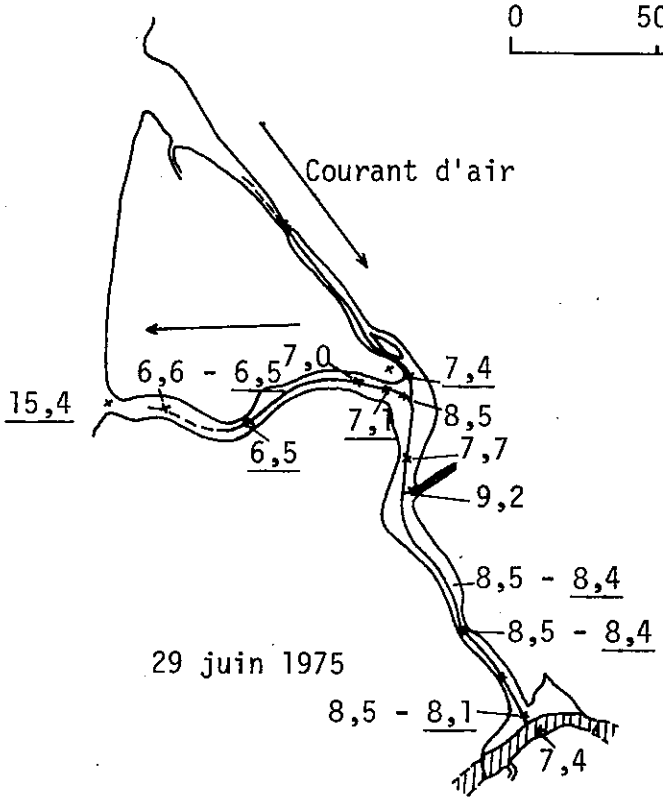


Figure n° III-15 c : Situation estivale, à pluviosité normale.

Figures n° III-15a,b,c : Evolution spatiale de la température de l'air et de l'eau dans la grotte de Bange au cours de trois situations climatiques différentes. Les températures sont toutes positives. Les températures de l'air sont soulignées.

putables aux circulations d'eau.

En fonction de la saison, le point froid de la cavité subit une migration. En hiver, lorsque la température extérieure est basse (le 9.2.75, par exemple) la cavité offre en tous points une température supérieure et le point le plus froid se situe à l'entrée Sud. Aucune mesure n'a été effectuée à l'entrée Nord, mais étant donné le sens de la circulation de l'air, il est très probable que sa température en ce point soit supérieure à celle du point 2. En été, l'air qui pénètre dans la grotte par l'entrée Sud se refroidit brutalement jusqu'au point 4. En aval, il se réchauffe de nouveau. Le point froid de la cavité se trouve donc déplacé vers l'intérieur de la cavité, où il marque l'équilibre entre le gradient négatif de température qui affecte le courant d'air à partir de l'entrée et le gradient positif qui se constate au-delà, même si ce dernier subit des variations locales attribuées aux circulations d'eau.

2.1.3.5.2. Nature des écoulements

Sur les 11 points étudiés, 3 seulement concernent des circulations se déversant dans la grotte avec un débit variable, mais suffisant pour permettre un prélèvement : il s'agit du point 3, écoulement sur diaclase à la voûte, du point 12, affluent du bas de la salle, issu d'un boyau impénétrable au-delà de quelques mètres, et du point 5, vasque creusée au débouché d'une fissure verticale. Le débit concernant ce dernier point est extrêmement faible.

Les 8 autres points concernent l'écoulement dans les galeries de la grotte. Les ruisseaux qui les parcourent sont la somme des apports ponctuels évoqués ci-dessus, de suintements pariétaux généralisés responsables d'un fort concrétionnement dans la cavité et d'écoulements diffus plus difficiles à caractériser.

2.1.3.5.3. Les variations de débit des écoulements

Le débit des deux principales arrivées d'eau (points 3 et 12) réagit parfois rapidement aux précipitations, quand elles se produisent dans un contexte pluvieux (tableau n° III-8 et Fig. III-16) les valeurs les plus élevées s'observent le 1.6.1975 à la suite des fortes pluies des 3 jours précédents (53,8 mm à Lescheraines). L'assèchement complet se produit souvent au point 3 : il n'y a plus d'écoulement le 9.2.1975 après 8 jours sans précipitations, le 22.4.75 après 5 jours, et le 30.5.76 après 3 jours secs. Au point 12, l'assèchement complet ne s'est jamais produit au cours de la période étudiée. Le débit le plus faible a été mesuré le 30.5.76, après 3 mois de sécheresse relative (150 mm de pluie à Lescheraines, pour une normale de 300 mm) et cela malgré les 39,3 mm mesurés dans cette station du 11 au 26 mai. Cet affluent représente souvent la plus grosse partie de l'écoulement dans la

Grotte de Bange - Point n° 3 (Ecoulement sur diaclase)

Date	Débit en l/mn	Température de l'eau en °C	$C_{18°C}$ µScm^{-1}	pH	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	Si^{4+}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{--}	Σ ions	$\frac{rCa^{++}}{rMg^{++}}$	Δ pH	HCO_3^-s	CO_2 mg/l	pCO_2 x10^{-4}atm
12.10.74	0,07	+ 6,20	354	7,68	93,0	1,87	0,45	0,04	0,57	269,9	0,79	10,4	377,2	30,1	+0,38	174,5	13,7	48,5
24.11.74		+ 5,95	336	7,85	79,2	0,61	0,43	0,22	0,49	236,7	-	7,0	324,7	44,0	+0,43	145,2	8,3	29,2
12.1. 75		+ 4,20		8,05	65,7	3,16	0,74	0,26	-	217,2	1,04	4,5	292,6	12,6	+0,46	129,3	5,0	16,5
15.3. 75		+ 4,90	295	7,79	71,1	0,73	0,40	0,36	0,65	216,0	0,84	3,5	293,6	59,2	+0,26	158,6	8,8	30,2
1.6. 75	0,10	+ 6,20	321	7,80	78,2	1,22	0,36	0,01	0,57	228,8	0,68	-	309,8	39,0	+0,36	159,9	8,9	31,5
29.6. 75		+ 6,60	336	8,09	79,2	1,58	0,33	0,02	0,70	245,3	0,96	-	328,1	30,4	+0,65	112,3	4,9	17,5
	Q en l/s	- Point n° 12 (Affluent du bas de la Salle)																
12.10.74	1,5	+ 9,25	314	7,48	79,8	0,46	0,36	0,04	0,64	246,9	-	4,6	332,9	104,8	+0,13	212,3	18,9	74,5
24.11.74	3 à 4	+ 9,35	303	7,63	70,1	1,22	0,31	0,19	0,49	220,9	-	2,5	295,7	35	+0,18	179,4	12,0	47,3
12. 1.75	1,5	+ 9,30	281	7,95	67,7	0,49	0,34	0,32	0,52	212,3	0,52	2,5	284,7	84,5	+0,48	122,0	5,5	21,8
9. 2.75	0,25 à 0,5	+ 9,25	282	7,73	72,2	0,82	0,30	0,08	0,64	213,7	0,55	4,1	292,5	53,8	+0,29	153,8	9,2	36,4
15.3.75	2	+ 9,40	272	7,67	64,5	0,85	0,33	0,31	0,77	197,7	0,92	2,0	267,4	46	+0,14	167,2	9,8	38,8
27.4.75	0,25	+ 9,50	281	7,96	66,9	2,19	0,19	0,04	0,65	206,2	0,66	-	276,8	18,6	+0,46	122,0	5,3	20,7
1.6.75	5	+ 9,30	308	7,72	74,2	0,61	0,24	0,01	0,57	220,9	0,66	-	297,2	74	+0,30	156,2	9,7	38,5
29.6.75	0,25	+ 9,20	295	7,97	66,9	1,95	0,23	0,04	0,65	214,8	1,24	-	285,8	20,9	+0,48	123,2	5,3	21,0
30.5.76	0,005	+ 7,50	-	8,30	62,9	0,61	-	0,07	0,94	184,3	0,66	7,2	248,5	62,8	+0,72	83,0	2,2	8,2
		- Point n° 5 (Vasque aux Niphargus)																
24.11.74		+ 5,95	309	8,24	71,3	2,68	0,63	0,21	0,68	222,7	1,64	5,0	304,8	16,2	+0,73	97,6	3,2	10,8
9. 2.75		+ 4,75	248	8,30	56,3	0,39	0,37	0,12	0,62	175,2	0,92	7,5	241,7	87,8	+0,60	89,1	2,2	7,6
27. 4.75		+ 5,90	241	8,23	56,5	1,70	0,29	0,05	0,60	170,8	0,78	-	230,7	20,1	+0,53	94,0	2,5	8,6
1. 6.75		+ 6,90	298	8,32	71,7	0,49	0,31	0,04	0,66	213,5	0,78	-	287,5	89,5	+0,84	83,0	2,5	9,0
29.6.75		+ 7,00	237	8,29	53,3	1,70	0,33	0,08	0,87	163,5	1,60	-	221,4	19,0	+0,57	87,9	2,0	7,4
		- Point n° 7 (Jonction des deux galeries - R^{au} principal)																
9. 2.75			270	8,15	69,9	0,39	0,31	0,07	0,56	202,5	0,64	5,0	279,5	109,0	+0,64	97,6	3,5	12,7
1. 6.75	2	+ 8,25	306	8,31	72,1	0,36	0,30	0,02	0,67	212,3	0,78	-	286,5	120,0	+0,85	81,8	2,5	9,3
29. 6.75		+ 8,50	284	8,39	63,9	3,3	0,26	0,05	0,65	205,0	1,26	-	274,4	11,8	+0,84	81,8	2,0	7,5

Tableau n° III.8 : Données physico-chimiques et chimiques des prélèvements effectués dans la grotte de Bange.
Les concentrations des ions sont exprimées en mg/l.

Grotte de Bange - Point n° 8 (Eau du massif stalagmitique)

Date	Débit en l/s	Température de l'eau en °C	$C_{18°C}$ en $\mu.Scm^{-1}$	pH	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	Si^{4+}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{--}	Σ ions	$\frac{rCa^{++}}{rMg^{++}}$	Δ pH	HCO_3^- s	CO_2	PCO_2 x10^{-4} atm
27-4-75		+7,20	266	8,13	64,1	1,95	0,30	0,07	0,56	192,8	0,78		260,6	20	+0,55	103,7	3,5	12,7
- Point n° 9 (Galerie nord en amont de la salle)																		
12-10-74		+8,15	300	8,19	76,8	0,32	0,38	0,06	0,62	231,3	0,50	5,8	315,9	147,5	+0,80	94,0	3,5	13,3
24-11-74		+8,20	294	8,05	70,5	0,97	0,32	0,22	0,49	218,4		5,0	295,9	44	+0,59	112,3	4,6	17,4
12-01-75		+7,20	273	8,40	64,9	1,70	0,36	0,26		207,4			274,6	23,1	+0,86	81,8	2,0	7,3
27-04-75		+7,80	270	8,23	65,5	1,22	0,22	0,04	0,47	201,3	0,36		269,1	32,7	+0,68	94,0	2,9	10,6
- Point n° 10 (Etroiture de la galerie nord)																		
24-11-74		+8,4	301	8,16	70,9	0,85	0,37	0,24	0,44	216,6		4,0	293,4	50,6	+0,70	97,6	3,5	13,3
- Point n° 11 (Ruisseau principal au niveau de l'affluent du bas de la salle)																		
24-11-74	1à1,5	+7,55	289	8,23	69,3	0,61	0,33	0,20	0,52	211,1		5,0	287,1	69,2	+0,74	91,5	2,9	10,7
12-01-75	2	+6,30		8,40	64,3	0,85	0,34	0,27	0,85	197,7			264,3	45,9	+0,85	76,9	1,9	6,9
9-02-75	0,5	+6,45	261	8,25	66,1	0,40	0,30	0,07	0,59	194,7	0,66	5,4	268,3	99,9	+0,69	89,0	2,7	9,7
15-03-75	2	+7,30	269	8,22	63,9	0,61	0,41	0,43	0,70	195,2		2,0	263,3	63,8	+0,66	92,7	2,9	10,6
1-06-75	2à3	+8,00	294	8,35	72,1	0,73	0,30	0,02	0,55	213,5	0,78		288,0	60,0	+0,88	79,3	2,3	8,5
29-06-75	0,5	+7,65	265	8,38	62,3	1,95	0,26	0,03	0,55	197,7	1,16		264,0	19,4	+0,80	80,5	1,9	7,1
30-05-76	très faible	+7,10		8,38	63,3	1,20			1,01	184,3	0,70	6,5	249,5	52,7	+0,79	75,7	1,9	6,9
- Point n° 13 (Ruisseau principal à l'étroiture)																		
29-06-75	0,5	+8,50	285	8,35	64,5	2,9	0,24	0,05	0,75	208,7	1,42		278,6	13,4	+0,81	84,2	2,2	8,4
- Point n° 14 (Ruisseau principal à la cascade)																		
12-10-74	2	+8,75	302	8,08	69,0	0,42	0,36	0,06	0,64	213,7	0,43	4,8	289,5	104,8	+0,61	107,4	4,2	16,0
24-11-74	5	+8,70	297	8,13	68,3	2,31	0,35	0,26	0,52	217,2		5,0	293,9	18,0	+0,64	104,9	3,8	14,5
12-01-75	2	+8,40	259	8,40	66,5	0,24	0,32	0,44	0,85	205,0	0,60		274,0	166	+0,93	74,4	2,0	7,4
9-02-75	0,5	+8,30	272	8,30	72,8	0,72	0,29	0,07	0,63	205,0	0,60	4,2	284,5	61,6	+0,83	84,2	2,5	9,3
15-03-75	3à4	+8,50	270	8,20	63,7	1,09	0,33	0,33	0,82	197,1	0,92	2,0	266,3	35,3	+0,65	95,2	3,0	11,2
27-04-75	0,3	+8,30	273	8,32	65,1	0,24	0,19	0,04	0,45	200,1	0,55		266,7	163	+0,78	81,8	2,3	8,6
1-06-75	10	+8,80	296	8,25	74,0	0,73	0,28	0,03	1,22	219,6	0,64		296,5	61,5	+0,81	87,9	2,9	11,1
29-06-75	0,5	+8,50	282	8,31	64,9	2,92	0,24	0,05	0,74	206,2	1,20		276,3	13,5	+0,77	86,6	2,4	9,1
30-05-76	0,01			8,25	57,9	2,43		0,04	0,91	170,8	0,62	7,0	231,8	14,5	+0,59	89,1	2,3	8,7

Tableau n° III.9 : Données physico-chimiques et chimiques des prélèvements effectués dans la grotte de Bange. Les concentrations des ions sont exprimées en mg/l.

Grotte de Bange - Point n° 15 (Ruisseau principal à la confluence avec la rivière)

Date	Débit en l/s	Température de l'eau en °C	$C_{18°c}$ en $\mu.Scm^{-1}$	pH	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	Si^{4+}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{--}	Σions	$\frac{rCa^{++}}{rMg^{++}}$	ΔpH	HCO_3^- s	CO_2	PCO_2 -4 x10atm
9-02-75	0,5	+8,30	269	8,25	69,4	0,71	0,28	0,07	0,65	202,5	0,56	4,4	278,7	59,7	+0,75	87,6	2,7	10,3
15-03-75	3à4	+8,50	270	8,13	64,1	1,22	0,31	0,31	0,65	198,3	0,84	2,0	267,7	32	+0,59	101,3	3,5	13,2
29-06-75	0,5à 0,75	+8,50	274	8,30	64,3	3,4	0,25	0,05	0,60	206,2	1,36	—	276,2	11,5	+0,76	87,9	2,5	9,3

Tableau n° III.10 : Données physico-chimiques et chimiques des prélèvements effectués dans la grotte de Bange. Les concentrations des ions sont exprimées en mg/l.

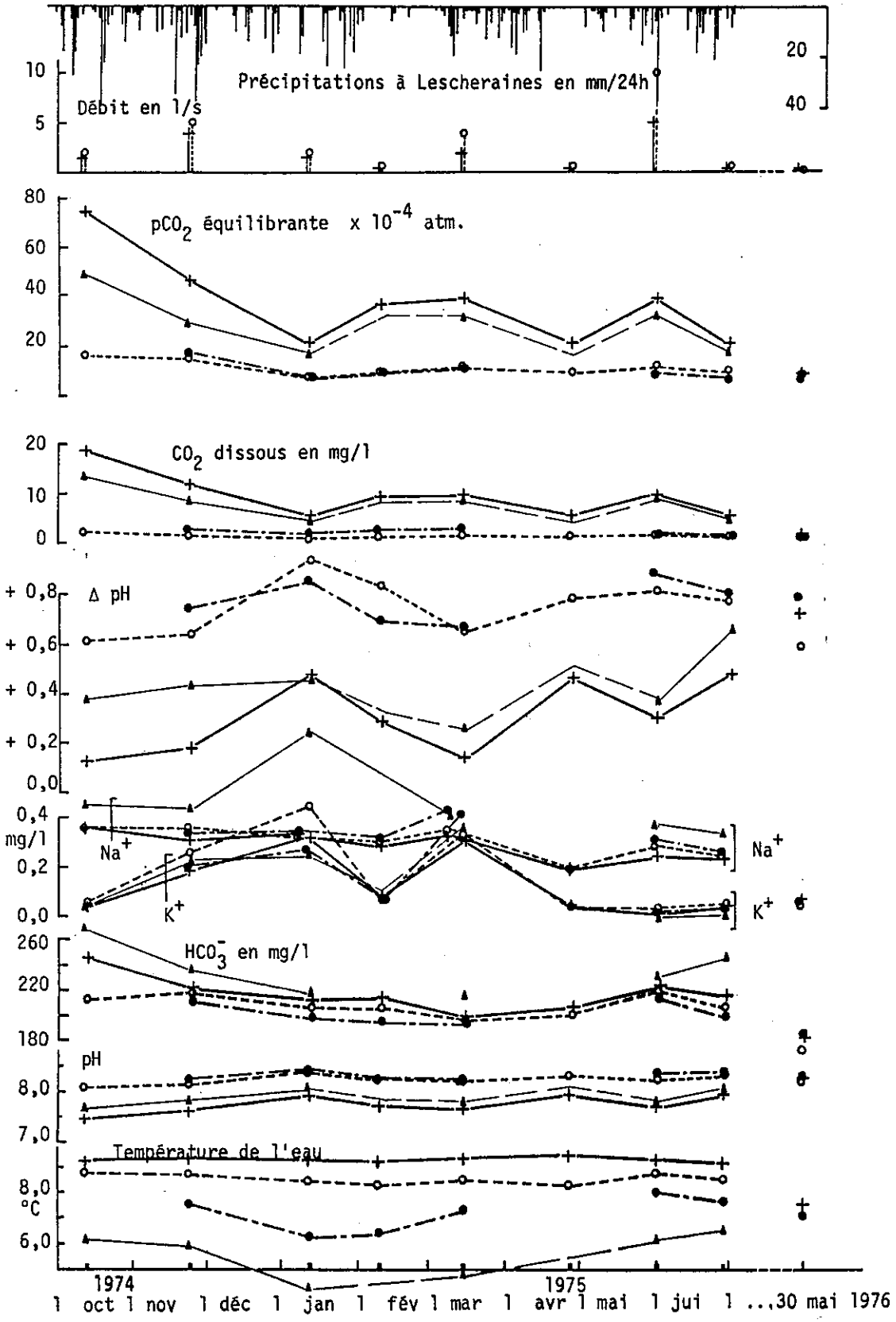


Figure n° III-16 : Grotte de Bange : variations des paramètres de l'équilibre des carbonates, et des alcalins au cours de la période d'observation.
▲——point 3; ●-·-·-point 11; +——point 12; ○ ----point 14.

grotte, notamment en aval de sa confluence avec la galerie.

La part du débit attribuable aux suintements et écoulements diffus est difficile à préciser. Elle ne peut être estimée que par différence entre le débit du ruisseau au point 14 ou 15 et la somme des débits des points 3 et 12. Il semble que ces types d'apports n'excèdent jamais 50 % du débit du ruisseau au point 14, cette proportion ne s'observant qu'en période de très faible écoulement aux points 3 et 12.

2.1.3.5.4. La température des eaux (tableau n° III-7 et figure n° III-16

La température de l'affluent du bas de la salle (point 12) présente une amplitude de variation réduite si on écarte la valeur basse, mesurée le 30.5.1976. Cette dernière résulte de la faible vitesse de circulation des eaux, habituellement plus chaudes en ce point, dûe au très faible débit et qui permet la mise en équilibre thermique avec l'air de la galerie.

Au point 3 (écoulement sur diaclase), l'amplitude des variations est au contraire forte : bien que l'équilibre thermique avec l'air ne soit pas complètement réalisé (écart variable de 0,1 à 2°C, l'eau étant toujours plus chaude), la faiblesse des débits et donc de la vitesse de circulation soumet l'écoulement aux variations de températures de l'air.

Dans les galeries, l'amplitude des variations est élevée à proximité de l'entrée. Elle diminue ensuite rapidement, et le rôle de régulation thermique de l'affluent du bas de la salle (par débit moyen ou fort) apparaît dans la relative stabilité constatée en aval du point 12.

Dans la galerie Sud, les eaux se réchauffent progressivement de l'amont vers l'aval, en toutes saisons. Dans la galerie Nord, au contraire, les eaux se refroidissent de l'amont vers l'aval sous l'effet de la circulation d'air qui s'effectue en sens contraire (campagne du 24.11.74, Fig. n° III-15a).

L'écart entre températures de l'eau et températures de l'air est nettement positif aux points 3 et 12. Ailleurs, il est négatif ou faiblement positif.

2.1.3.5.5. La charge dissoute des eaux

La minéralisation est en tous points essentiellement hydrogénocarbonatée calcique. Les points 3 et 12 (écoulement sur diaclase et affluent du bas de la salle) sont les plus fortement minéralisés et présentent aussi les amplitudes de variation les plus grandes (tableau n° III-7).

Les valeurs maximales de minéralisation s'observent partout en octobre et novembre 1974, en période de fortes précipitations. (Tableaux n° III-8, III-9 et III-10 et figure n° III-16). On notera aussi un maximum secondaire en juin 1975. Les valeurs minimales interviennent partout en mars et avril, sauf aux points 11, 12 et 14 où on les observe à l'occasion de la visite du 30.5.1976. Ces valeurs particulièrement basses, mesurées en période de très faible débit, ont une signification qui sera précisée plus loin, par l'étude des conditions d'équilibre dans le système carbonaté.

Le rapport $\frac{r\ Ca^{++}}{r\ Mg^{++}}$, bien que difficile à interpréter en raison des incertitudes qui entachent les faibles concentrations du magnésium, déterminées le plus souvent par complexométrie, ne montre jamais de valeurs inférieures à 13, les valeurs les plus basses pouvant être imputées à des surestimations du magnésium. Les concentrations dosées en absorption atomique sont, en effet, dans l'ensemble beaucoup plus faibles.

Le sodium est largement prépondérant par rapport au potassium. Ce dernier présente de très faibles teneurs en octobre, et surtout en avril, mai et juin, le minimum intervenant au cours de la période de fortes précipitations du 1er juin 1975.

Les valeurs de concentrations de chlorures, sulfates et silice ne seront pas commentées ici. Leurs variations ne sont pas compréhensibles à ce stade et nécessitent d'être confrontées aux données recueillies dans d'autres parties de l'aquifère, et sur d'autres systèmes.

Le tableau n° III-11 réunit les résultats de dosages d'ions nutritifs (NH_4^+, NO_2^-, NO_3^-, PO_4^{---}, et phosphore total) et du strontium. On notera les très faibles concentrations de tous ces ions.

2.1.3.5.6. Les paramètres de l'équilibre des carbonates

(Figure III-16 et tableaux III-7 à 10)

Les points 3 et 12 se singularisent par une gamme de pH relativement bas (exceptée la valeur du 30 mai 1976 qui correspond à la mise à l'équilibre de l'eau avec l'atmosphère de la grotte). En ces deux points, on observe les valeurs les plus faibles quand le débit est élevé (octobre, novembre 1974, avril et juin 1975). Les valeurs les plus élevées surviennent, à l'inverse, en période de faible débit, avec un maximum au point 12, le 30 mai 1976. Cette valeur rejoint celles qu'on observe habituellement dans les galeries de la grotte, aux points 5, 9, 11 et 14, en toutes saisons.

POINT	DATE	Sr^{++} mg/l	NO_2^- mg/l en N	NO_3^- mg/l en N	NH_4^+ mg/l en N	PO_4^{---} mg/l en P	P total mg/l en P
3	12.10.74	0,05	0,002	0,03	0,002	0,002	0,003
5	09.02.75	0,04	0,001	0,19	0,014	0,000	0,000
7	09.02.75	0,03	0,001	0,08	0,008	0,000	0,001
9	12.10.74	0,05	0,002	0,07	0,000	0,001	0,004
11	09.02.75 30.05.76	0,03 -	0,001 0,003	0,10 -	0,006 0,002	0,001 -	0,002 -
12	12.10.74 09.02.75 30.05.76	0,03 0,03 -	0,001 0,001 0,001	0,08 0,08 -	0,001 0,003 0,004	0,002 0,000 -	0,004 0,002 -
14	12.10.74 09.02.75 30.05.76	0,03 0,02 -	0,012 0,001 0,001	0,02 0,09 0,17	0,001 0,010 0,007	0,002 0,000 -	0,004 0,000 -
15	09.02.75	0,03	0,003	0,09	0,009	0,001	0,001

Tableau n° III-11 : Valeurs des concentrations en strontium, en différentes formes de l'azote minéral et en phosphore mesurées dans la grotte de Bange.

Les pressions partielles de CO_2 correspondant au pH des eaux montrent des différences très significatives : toutes les valeurs relatives aux points 5, 9, 11 et 14, c'est-à-dire aux écoulements largement soumis aux conditions climatiques règnant dans la grotte, sont proches de la p CO_2 atmosphérique extérieure, ou légèrement supérieures ; ces eaux peuvent par conséquent être considérées comme proches de l'équilibre avec le courant d'air parcourant la cavité. Les valeurs de p CO_2 aux points 3 et 12, très supérieures aux précédentes, montrent que les écoulements ont été en contact avec une atmosphère enrichie en CO_2 inexistante dans la cavité. Seule observation ne montrant pas cet enrichissement en CO_2, celle du 30 mai 1976 qui traduit au contraire un dégazage poussé de l'eau de l'affluent du bas de la salle, en équilibre avec une p CO_2 de $8,2.10^{-4}$ atmosphère. La mise à l'équilibre thermique de cette eau avec l'air de la grotte avait déjà été signalée. La concurrence entre la vitesse de circulation et les vitesses de réchauffement, de refroidissement, ou les vitesses de réaction se confirme donc en ces deux points.

Les valeurs maximales de la p CO_2 en ces deux points inter-

viennent au cours de l'automne 1974, en période de forte pluviosité, ce qui est conforme à l'ensemble des observations précédemment rapportées. On notera cependant que les plus fortes concentrations ne coïncident pas avec les débits les plus élevés, observés en juin 1975. Il est donc possible que, si les débits de l'automne 1974 avaient été encore plus importants, on ait observé des p CO_2 encore plus élevées du fait de la concurrence entre la vitesse de circulation et la vitesse de dégazage au voisinage de la grotte en faveur de la première.

Les indices de saturation par rapport à la calcite sont partout positifs et particulièrement élevés aux points 5, 9, 11 et 14. La valeur du 30 mai 1976 au point 12 l'est aussi. Cette sursaturation qui résulte du dégazage de l'eau a théoriquement pour effet d'entraîner la précipitation de CO_3 Ca, cela peut rendre compte de la baisse de minéralisation observée ce jour-là en ce point, mais on peut se demander aussi dans quelle mesure cette minéralisation plus faible qu'à l'habitude ne résulte pas de l'exposition de l'eau, à l'intérieur du massif rocheux, à une p CO_2 également plus faible à cette époque. La sursaturation chronique des eaux qui circulent lentement dans les galeries explique aussi l'abondance des revêtements de calcite sur les parois et le sol de la cavité.

2.1.4. Conclusions sur les observations relatives aux écoulements dans le sous-système infiltration (zone non saturée) du système de Bange-l'Eau-Morte

Largement soumise aux influences thermiques extérieures par la ventilation active que permettent ses deux entrées, la grotte de Bange représente le type de cavité karstique facilement pénétrable par l'homme, où les observations directes sont donc possibles. Ce conduit fossile, dont le creusement ne peut être envisagé dans le contexte hydrogéologique actuel, draine les circulations qui le recoupent. L'ensemble des observations effectuées dans la cavité montrent que ces circulations peuvent se regrouper en deux ensembles distincts.

Le premier ensemble est constitué d'écoulements déjà bien individualisés avant leur déversement dans la cavité, leur circulation s'effectuant à la faveur de diaclase ou de conduit agrandis par la karstificaiton. leur débit est très variable, et en relation avec l'alimentation par les pluies ou la fonte des neiges. L'assèchement peut même s'observer. Les eaux sont en déséquilibre thermique et chimique (dans le système carbonaté) par rapport aux conditions règnant dans la grotte : elles sont plus chaudes que l'air de la cavité, et leur concentration en CO_2 dissous est en équilibre avec une pression partielle de CO_2 atmosphérique bien supérieure à celle qui règne dans la grotte.

Le déséquilibre s'atténue fortement lorsque le débit des écoulements est faible : il se produit alors une adaptation des caractéristiques thermiques et chimiques des eaux aux conditions règnant dans la cavité. Cette remarque est fondamentale pour l'estimation de la représentativité des observations effectuées.

Le deuxième ensemble est constitué d'apports diffus vers la cavité : il s'agit de suintements pariétaux, d'écoulements à très faible débit s'effectuant à la faveur de fissures très fines. Les eaux présentent des concentrations en CO_2 en équilibre avec la p CO_2 atmosphérique de la grotte, mais les abondants dépôts de calcite qu'elles édifient, en accord avec leur sursaturation accentuée vis-à-vis de ce minéral, montrent qu'elles ont été en contact avec des p CO_2 beaucoup plus élevées. Seule leur vitesse de circulation très faible permet leur dégazage aux abords et à l'intérieur de la cavité.

Il s'avère ainsi que l'information thermique ou chimique en provenance de volumes impénétrables de la zone non saturée (volumes qui en constituent la majeure partie), véhiculée par l'infiltration, peut être profondément altérée au voisinage des volumes pénétrables, largements ouverts sur l'extérieur (ces volumes constituant une part infime de la zone non saturée) si la vitesse de circulation des eaux est faible devant la vitesse de réchauffement, de refroidissement, ou de réaction chimique.

La grotte paraît ainsi constituer une discontinuité majeure dans la zone non saturée : elle déforme les champs thermiques, atmosphériques et chimiques, et cela d'autant plus qu'elle est en relation facile avec le milieu extérieur. Ne peuvent échapper à cette altération que les écoulements ayant une vitesse assez rapide pour que soient négligeables les variations résultant de l'adaptation aux conditions imposées par la cavité.

Il résulte de cette remarque que les observations réalisées sur l'infiltration et le ruissellement dans les cavités pénétrables ne peuvent être généralisées à l'ensemble des écoulements dans la zone non saturée sans un minimum de précautions. On perçoit tout le danger qu'il y aurait, par exemple, à étendre à l'ensemble des circulations, les caractéristiques de l'écoulement mesurées le 1er juin 1975 au point 14 dans la grotte de Bange. Les mesures concernant les paramètres labiles tels que la température, le pH, la p CO_2, des dix litres d'eau qui transitaient chaque seconde en ce point étaient loin de représenter ceux de l'ensemble de l'infiltration responsable de la crue observée à l'exutoire (plus de 2 m^3/s).

Les écoulements concentrés, plus rapides, dont les caractéristiques sont mesurées à leur arrivée dans la cavité, représentent mieux les caractéristiques de l'infiltration dans la zone non saturée, sans qu'on soit absolument sûr qu'ils la représentent exactement. La stabilité de certains

paramètres (température, en particulier) au cours des périodes de débit soutenu est cependant un argument en faveur de cette hypothèse.

Tenant compte de ces remarques, les observations relatives à cet écoulement rapide peuvent se résumer comme suit* :

- La minéralisation, essentiellement hydrogénocarbonatée calcique, présente des variations sans corrélation simple avec le débit. On a bien noté que pour les très faibles débits, l'information était altérée, mais en dehors de cette constatation, aucune relation biunivoque entre débit et minéralisation ne se manifeste. Par contre, il apparaît nettement un maximum en automne, en début de saison froide, et un minimum au cours de la deuxième moitié de cette saison, la remontée s'amorçant en mai-juin.

- Les variations du CO_2 dissous et des p CO_2 atmosphériques correspondantes présentent des profils semblables. La transmission de l'information étant rapide pour ce type d'infiltration, comme le montre la relation entre le débit et l'alimentation par les précipitations ou la fonte des neiges, on doit conclure que la quantité de CO_2 disponible en automne est très supérieure à ce qu'elle est en saison froide. Le centre de production du CO_2 étant localisé au niveau de la strate humifère, où l'activité biologique est plus grande en saison chaude, cette constatation n'a rien de surprenant.

Ce qui me paraît plus important est de montrer que lors des crues de début de saison froide, les minéralisations restent soutenues du fait d'une forte production de CO_2, alors qu'elles chutent fortement au cours de la deuxième moitié de cette saison, que les débits soient faibles ou importants.

- Si les variations de concentration en sodium ne semblent pas présenter d'intérêt particulier, celles du potassium montrent une très forte baisse au début de la saison chaude. Les observations effectuées au niveau de l'exutoire du système permettront de proposer une explication à ce phénomène.

Les observations relatives à l'infiltration et au ruissellement dans la grotte de Bange intéressent la région de plus faible altitude du système. Au contraire, les mesures effectuées au niveau de la perte du Pendu concernent les apports ponctuels par ruissellement au système, en provenance de la partie la plus élevée du bassin versant. En dépit de cette apparente opposition, les observations effectuées en ces deux points présentent une certaine similitude.

- Si on écarte les valeurs de minéralisation (essentiellement hydrogénocarbonatée calcique) les plus basses, liées aux forts débits de

---

* Cet écoulement rapide d'une eau très minéralisée, qui a par conséquent séjourné assez longtemps dans la zone non saturée, ne doit pas être confondu avec l'infiltration rapide qui concerne de l'eau peu minéralisée, à temps de séjour bref.

fonte des neiges et d'orage, pour lesquelles le facteur limitant est la vitesse de circulation beaucoup plus élevée que les vitesses de réaction entre la phase solide et l'eau dans le système carbonaté, on remarque qu'à débit égal, la minéralisation est plus élevée en automne et en saison chaude qu'en fin de saison froide et en début de saison chaude (fonte de neige).

- Les concentrations en CO_2 dissous et les p CO_2 correspondantes sont à interpréter avec prudence : le débit qui disparaît dans la perte provient en grande partie du ruissellement superficiel sur les surfaces hauteriviennes, mais aussi de l'eau restituée par les formations superficielles résultant de l'altération des marnes. Au cours de son transit à travers ces formations, l'eau se charge en CO_2, comme en témoignent les concentrations mesurées dans l'eau, supérieures à celles qui résulteraient d'un équilibre avec la p CO_2 atmosphérique.

La p CO_2 du ruisseau à la perte dépend des proportions du mélange entre ces eaux et l'eau de ruissellement superficiel en période de pluie et aussi de la durée du parcours aérien responsable d'un dégazage actif.

On notera que les plus fortes concentrations en CO_2 dissous s'observent en période de fonte des neiges, pour des débits assez forts. Cette observation peut paraître paradoxale dans la mesure où on s'attend à mesurer des concentrations en CO_2 dissous très basses à une période où l'activité biologique est réduite. Elle peut cependant trouver une explication dans l'enrichissement de la neige en CO_2 qui résulterait de la limitation de la diffusion de ce gaz vers l'atmosphère sous l'effet du manteau neigeux (R. Durand, 1978) dont la porosité provoquerait son accumulation. La vitesse de circulation des eaux, et le confinement de l'écoulement (qui s'effectue souvent sous le manteau neigeux) limiteraient le dégazage. On retiendra donc qu'en période de fonte des neiges, comme en période de forte pluviosité, des volumes d'eau peu minéralisés, sous-saturés vis-à-vis de la calcite, sont injectés dans le système karstique, en des points très localisés de la partie supérieure du bassin versant. Mais on ne perdra pas de vue que l'écoulement résultant ne draine qu'une partie très faible de la surface de ce bassin et que ses caractéristiques ne sauraient être étendues à l'ensemble de l'alimentation du système.

En conclusion, l'ensemble des mesures et observations effectuées sur les écoulements dans la zone non saturée ou vers cette dernière, montrent une baisse générale de la concentration des ions du système carbonaté au cours de la deuxième moitié de la saison froide, qu'il est possible de mettre en parallèle avec la baisse de production du CO_2 biologique. On signalera cependant

à la fonte des neiges, la libération d'eaux chargées en ce gaz à la suite de son accumulation dans le manteau neigeux.

La forte dépression du potassium à la fin de la saison froide et au début de la saison chaude semble être également un phénomène général. Il se produit relativement tôt à basse altitude (à proximité de l'exutoire) et se manifeste plus tardivement dans les écoulements de la partie haute du bassin versant, après la disparition du manteau neigeux.

L'introduction dans le système de volumes d'eau fortement sous-saturés à partir de points très localisés, montre que les processus de corrosion peuvent être très actifs ponctuellement à la partie supérieure du bassin versant. D'autre part, l'absorption de débits parfois importants par ces pertes suppose leur évacuation facile et rapide vers la zone saturée où ces processus peuvent se poursuivre.

2.2. Le sous-système karst noyé (zone saturée)

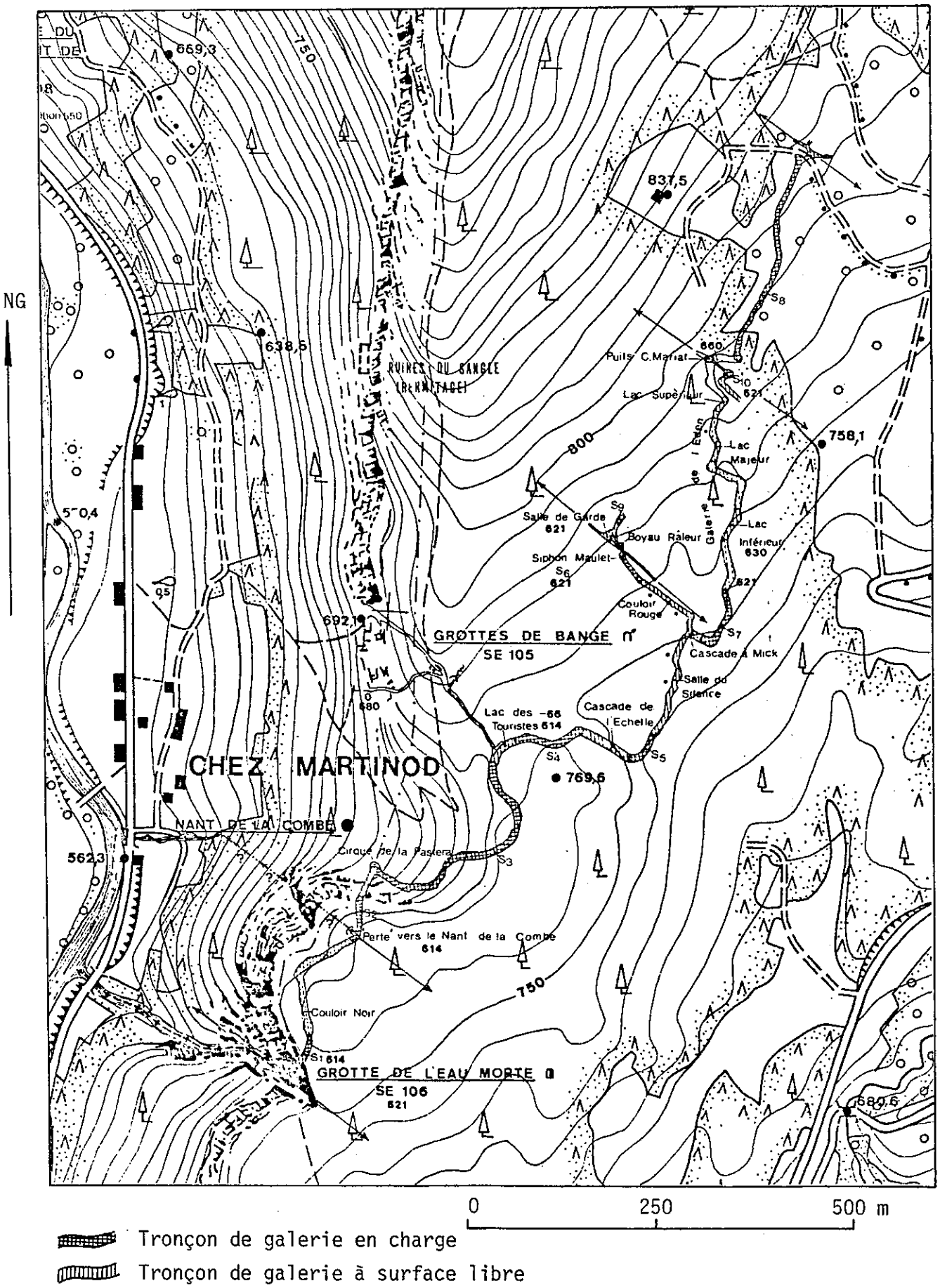
De l'amont vers l'aval du système, on peut distinguer (H. Scholler, 1962) une zone de ruissellement, une zone d'accumulation qui constitue la zone saturée proprement dite, où se localise la plus grande partie des réserves du système, et une zone d'évacuation qui correspond à la limite aval du système, aux exutoires de ce dernier.

2.2.1. Données spéléologiques et physiques sur les zones d'accumulation et d'évacuation du système

La zone d'évacuation du système comporte deux exutoires, l'un pérenne, l'exurgence du Nant de la Combe, l'autre temporaire, l'exurgence ou grotte de l'Eau-Morte (Fig. III-17).

La grotte de l'Eau-Morte (x = 892,90 ; y = 88,26 ; Z = 650 m) située à la base de la falaise urgonienne, est creusée sur une des nombreuses diaclases N 150° qui accidentent le Semnoz dans la Cluse du Chéran. Il s'agit d'une vaste cavité qui constitue le débouché du drain recoupé par la galerie de la grotte de Bange. Les explorations en plongée (R. Jean Baptiste, 1972) ont montré que la liaison entre les deux cavités s'effectuait par 660 m de vastes galeries dont 465 m sont noyées en conditions d'étiage, la circulation s'effectuant jusqu'à 30 m sous ce niveau.

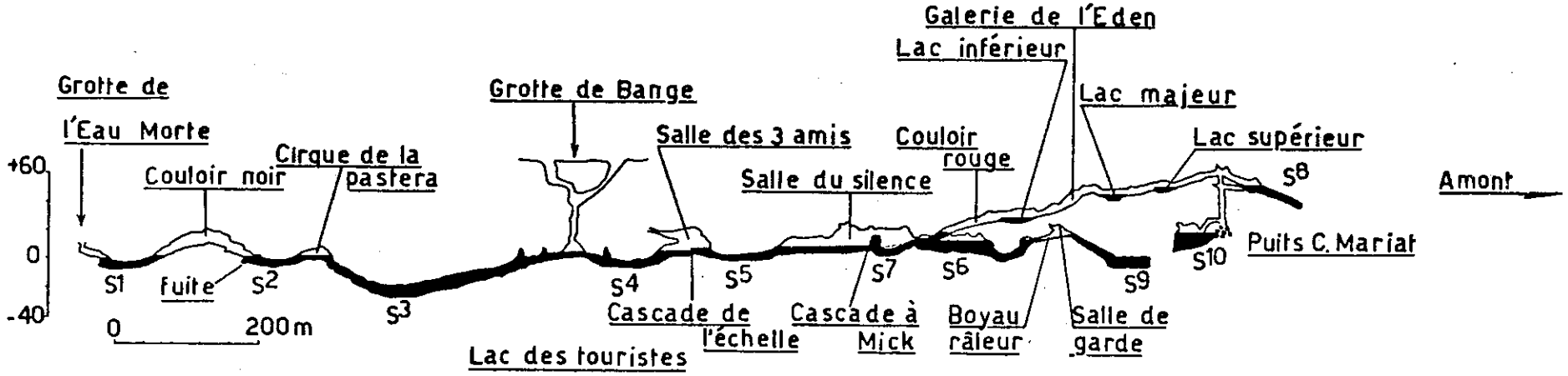
Perchée 90 m au-dessus du fond de la vallée du Chéran, l'Eau-Morte, autrefois exutoire pérenne du système, en constitue aujourd'hui le trop-plein lorsque les débits transitant dans le drain dépassent 650 l/s.



Tronçon de galerie en charge

Tronçon de galerie à surface libre

Figure n° III-17 : La zone d'évacuation du système de Bange-l'Eau-Morte.



N°	Longueur	Profondeur
S1	65	5
S2	80	5
S3	320	30
S4	100	8
S5	80	6
S6	55	10
S7	110	10
S8	?	?
S9	?	?
S10	?	?

Figure n° III-18 : Le drain du système karstique de Bange-l'Eau-Morte. Coupe longitudinale, d'après R. Jean-Baptiste (1972).
La fuite indique le lieu où s'effectue le soutirage des débits inférieurs à 640 l/s vers l'exutoire pérenne du Nant de la Combe. S : tronçon de galerie en charge.

Cet exutoire assure ainsi l'évacuation, en période de crue, de débits pouvant atteindre près de 10 m^3/s.

Les débits inférieurs à cette valeur critique sont intégralement soutirés au niveau d'une diaclase N 150° qui recoupe le drain 250 m en amont de l'Eau-Morte, et qu'on repère parfaitement en surface. La sortie des eaux ne s'effectue pas au rocher, mais à la base des éboulis qui nappent le pied de la falaise et recouvrent les matériaux alluviaux de la terrasse supérieure, déblayés au point d'émergence.

Les faibles dimensions du conduit de fuite et la traversée des éboulis sont responsables de fortes pertes de charge qui expliquent la limitation du débit de l'émergence pérenne du Nant de la Combe (x =892,80 ; y = 88,70 ; z = 600 m). La mise en charge relativement importante entre le niveau d'étiage et le début de l'écoulement à l'Eau-Morte, soit 7 m environ, correspond à une adaptation, un ajustement de l'altitude de la zone saturée aux conditions locales de niveau de base imposées par l'enfoncement récent du Chéran. Cet enfoncement décelable sur la courbe hypsométrique du BV du Chéran se manifeste par le creusement de gorges étroites dans la traversée de l'Urgonien de la Charnia et par l'existence d'une véritable gorge de raccordement au lieu-dit Le Pont du Diable, entre le ruisseau de Leschaux et la vallée du Chéran. L'enfoncement atteint ici 50 mètres. Il est donc très supérieur à celui qu'on observe pour la zone saturée du système, qui se trouve limité par l'affleurement du substratum imperméable au-dessus du niveau de base local. Soulignons enfin que l'ajustement ne peut intervenir dans ces conditions, que grâce à l'existence de discontinuités tectoniques transversales comme cela a déjà été exposé (§ 1.2.5).

En amont de sa confluence avec la grotte de Bange, le drain a été exploré, en plongée sur 1 720 m de longueur (Fig. n° III-18), l'écoulement étant en charge dans 600 m de galeries. A partir du point S7, le drain se divise en deux parties : une partie active au niveau de la zone saturée, et une partie fossile, ou semi-active, constituée par la galerie de l'Eden qui remonte jusqu'à 40 m au-dessus du niveau de circulation pérenne d'étiage.

Les plongeurs ont pu observer un intense concrétionnement dans le tronçon de galerie noyé S8. Cette observation conduit à penser que l'ennoyage de cette galerie n'est que temporaire et pourrait résulter de fortes remontées du niveau de circulation dans le drain pérenne lors des grosses crues : des mises en charge de 10 m dans la galerie inférieure de la grotte de Bange sont fréquentes en elles peuvent atteindre 20 m lors des très fortes crues. Si on attribue à ce tronçon de galerie noyée (déjà parcouru sur 225 m) une longueur de 400 m et une section de 10 m^2, on calcule que le volume d'eau ainsi mis en

réserve lors des crues atteint 4 000 m³ pour ce seul exemple, ce qui n'est pas négligeable. Sa vidange lente participe évidemment à l'alimentation du drain en étiage.

Autre observation intéressante, celle d'une importante arrivée d'eau en charge, s'effectuant à travers les graviers du fond du drain et constituant l'essentiel du débit d'étiage : elle prouve l'existence d'apports au drain dont la contribution est très importante en étiage, et qui s'accompagnent vraisemblablement de fortes pertes de charge au cours de leur circulation dans des fissures peu kartifiées ou à travers des dépôts alluviaux encombrant le drain.

La topographie des galeries levée par les plongeurs montre que l'orientation générale du drain est conforme à la direction des couches. On notera que la salle de garde (entre les tronçons de galerie en charge S6 et S9), le puits C. Mariat (qui met en communication la galerie semi-active de l'Eden et le drain pérenne), ainsi que le terme atteint en plongée dans le tronçon S8, correspondent à des vides karsitques bien développés selon la direction N 150° qui est celle des diaclases très marquées en surface. Leur rôle dans l'acheminement des eaux de la zone non saturée vers le drain est certainement primordial, et ce d'autant plus que leur direction n'est pas très différente de celle du pendage des couches dans cette partie méridionale du système (N 120°), c'est-à-dire de la direction de plus grande pente du substratum imperméable hauterivien.

2.2.1.1. *L'extension de la zone saturée du système. Le problème de sa limite orientale*

Le drain principal et le ruisseau supérieur de la zone saturée sont localisés dans le flanc occidental du synclinal de Leschaux, à une altitude très supérieure à celle du fond de ce dernier. Le développement d'un vaste karst noyé sous les formations qui recouvrent l'urgonien dans le coeur du pli est donc tout-à-fait possible. Qu'en est-t-il en réalité ? Il faut tout d'abord remarquer que la zone d'évacuation et la limite supérieure de la zone saturée, à la cote + 640 m, ne se situent pas au point le plus bas des affleurements de calcaires urgoniens : au sud du parallèle de la grotte de l'Eau-Morte, où ils ont été fortement et récemment entaillés par le ruisseau de Leschaux et le Chéran, ces calcaires affleurent à des cotes très inférieures à celle de la limite supérieure de la zone saturée. Le potentiel hydraulique qui en est résulté n'a encore donné lieu à aucun écoulement de la zone saturée vers la périphérie du relief calcaire, comme il n'aurait pas manqué de s'en

instaurer si le karst noyé avait été très développé latéralement et verticalement sous le niveau d'étiage actuel. On peut donc en conclure qu'au voisinage de la zone d'évacuation, le karst noyé n'est pas développé dans la totalité du magasin potentiel. Cette remarque trouvera toute son importance lors de la discussion relative à l'importance des réserves de la zone saturée du système.

2.2.1.2. *Conclusion*

Les explorations en plongée entreprises au niveau du drain du système de Bange-l'Eau-Morte ont montré l'importance de la karstification au niveau de la zone saturée du système. Les circulations actuelles sont perchées au-dessus du niveau de base local par suite de l'enfoncement récent du réseau hydrographique superficiel. L'existence d'un soutirage dans le drain, responsable de la création de l'exsurgence du Nant de la Combe et de l'abaissement du niveau d'étiage de quelques mètres par rapport au seuil de l'ancien exutoire pérenne de l'Eau-Morte est la manifestation d'un ajustement de la limite supérieure de la zone saturée au niveau de base local. Cet ajustement, qui reste limité du fait du contexte structural conduisant les eaux vers l'Est alors que le potentiel hydraulique est maximal vers l'Ouest utilise une discontinuité verticale et s'effectue au prix de fortes pertes de charge des écoulements d'étiage et de petites crues. Les débits de moyennes et fortes crues sont en effet évacués par l'ancien exutoire pérenne qui joue actuellement le rôle de trop-plein.

L'existence de conduits concrétionnés et noyés au-dessus du niveau de circulation d'étiage est interprétée comme le résultat d'un ennoyage temporaire tout-à-fait compatible avec les mises en charge observées dans la grotte de Bange en période de crue. Ces volumes d'eau ainsi mis en réserve au-dessus de la zone saturée peuvent être restitués lentement à cette dernière et participer aux débits d'étiage. Ils ne peuvent être négligés dans la recherche de l'origine et de la localisation des réserves du système, bien qu'ils n'en constituent qu'une très faible part.

Autrement importante en débit d'étiage est la part de l'alimentation du drain par des arrivées d'eau qui s'effectuent parfois directement dans ce dernier à travers des fissures ou conduits peu larges, ou des colmatages alluviaux. C'est au niveau de ces communications difficiles entre drain et réserves latérales que s'arrête le domaine de l'observation directe, celle dont la seule prise en compte conduirait à une conception singulièrement limitée de la zone saturée : celle-ci se résoudrait alors au seul réseau de drainage dont les dimensions permettent la pénétration humaine.

Faut-il en revanche identifier le karst noyé à une nappe imbibant l'ensemble du volume calcaire situé sous le niveau de circulation d'étiage ? S'il en était ainsi, les profondes entailles causées par l'érosion superficielle à la périphérie du massif, en dessous de ce niveau, n'auraient pas manqué de recouper des circulations plus ou moins organisées. Or, il n'en est rien. L'essentiel de la zone saturée échappant à l'observation directe, c'est aux moyens indirects que je ferai désormais appel pour tenter d'en donner une représentation.

2.2.2. Données hydrométriques recueillies sur le système de Bange-l'Eau-Morte

2.2.2.1. *Les mesures de débit - Méthode utilisée*

Toutes les valeurs de débit utilisées dans le cadre de ce travail pour le tarage des échelles limnimétriques ont été obtenues par jaugeage chimique (méthode de l'injection continue).

Le principe de cette méthode consiste en l'injection à débit constant, q, connu, d'une solution mère de sel de concentration C_1, pendant un temps suffisant pour permettre l'instauration d'un régime permanent de concentration C_2 en un point situé à l'aval, à une distance au moins égale à celle dite de "bon mélange". Cette condition de bon mélange exprime que les courbes concentration C = f(temps) relevées en tout point de la section de mesure doivent respecter l'égalité suivante :

$$\int_0^\infty C(t, x)\, dt = \text{constante}$$

En régime permanent, la concentration doit donc être égale en tous points de la section.

Soit Q, le débit du cours d'eau, la relation :

$$q\, C_1 = Q\, C_2$$

permet, connaissant q, C_1 et C_2, de déterminer Q. Dans la pratique, pour éviter des préparations longues et toujours délicates de solutions mères (pour connaître C_1) et d'étalons de concentrations précises (destinées au dosage colorimétrique d'un produit coloré, obtenu à partir d'une réaction chimique spécifique permettant de déterminer C_2), en remarquant que le rapport $\frac{C_2}{C_1}$ est égal à la dilution subie par le sel injecté, on peut facilement comparer la dilution obtenue dans le cours d'eau à une gamme de dilutions préparées à partir de la solution mère, dont la concentration exacte n'a plus à être connue, et d'eau du cours d'eau. On détermine ainsi un facteur de dilution, et non une concentration absolue.

La substance injectée doit posséder un certain nombre de propriétés ; elle doit être :

- très soluble dans l'eau (plusieurs centaines de grammes par litre) pour permettre la préparation de solutions mères nécessaires aux mesures des gros débits ;

- absente dans l'eau à l'état naturel pour ne pas interférer sur la mesure ;

- peu adsorbable et non dégradable rapidement ou altérable (la conservation de matière est une condition absolue de l'application de la méthode);

- détectable par des moyens analytiques courants à des concentrations faibles (inférieures au mg/l) ;

- non toxique.

Répondant parfaitement aux quatre premières conditions, le bichromate de sodium fut longtemps utilisé pour les jaugeages chimiques. Mais la toxicité du chrome hexavalent a conduit à l'interdiction de son utilisation et il est actuellement remplacé avec profit par le nitrite de sodium, non toxique aux très faibles concentrations auxquelles on peut le doser (jusqu'à 10^{-4}mg/l). Il est cependant nécessaire de s'assurer de l'absence de nitrites dans l'eau.

L'utilisation des méthodes de jaugeages chimiques a parfois été déconseillée pour les mesures des débits de cours d'eau en région karstique, la raison essentielle avancée (A. Mangin, 1975) étant l'existence possible de pertes dans le lit des cours d'eau avant que la distance de bon mélange soit atteinte. Il est certain que toute perte se produisant avant cette distance peut entraîner une détermination érronée du débit*, comme d'ailleurs tout apport intervenant après cette distance. Il faut toutefois signaler que dans les cours d'eau issus des exutoires des systèmes étudiés, dont l'écoulement torrentiel et l'extrême irrégularité du lit imposent l'utilisation de cette seule méthode, les distances de bon mélange sont très faibles, et par conséquent les effets d'éventuelles fuites ou apports certainement négligeables. L'examen du lit du cours d'eau a permis dans tous les cas de conclure à l'absence de telles causes d'erreurs.

---

* qui peut se traduire par une surestimation ou une sous-estimation suivant que la perte intéresse des filets d'eau tracés ou non.

La permanence de la concentration suppose la permanence du régime d'écoulement. Le respect de cette condition impose des délais d'éxécution des jaugeages les plus courts possibles. Aux forts débits sont associées des vitesses d'écoulements assez grandes qui diminuent le temps qui s'écoule entre le début de l'injection et l'apparition du palier de concentration. On peut ajouter que presque partout l'écoulement devient turbulent, quand il n'est pas torrentiel, ce qui favorise le mélange. Ce sont là des éléments très favorables à une rapidité d'exécution des jaugeages des gros et moyens débits en période de crue, qui permet de s'affranchir des problèmes liés à la variabilité de ces derniers dans de telles conditions hydrologiques. Quant aux faibles débits, généralement mesurés en période de tarissement, leur mesure ne souffre pas de l'augmentation du délai d'exécution en raison de la relative stabilité qu'ils présentent.

La durée maximale d'obtention du palier de concentration a été de 31 minutes pour un débit de 18,5 l/s mesuré à l'exutoire du système du Bourneau. La durée minimale a été observée à l'exutoire du Nant de la Combe pour un débit de 660 l/s : 8 minutes.

Il faut ajouter, pour conclure, que les phases de montée de crue ne permettent généralement pas d'effectuer des jaugeages tant les variations sont rapides : à titre d'exemple, citons la crue du Nant de la Combe du 18 juillet 1975 qui a vu le débit passer de 45 à 330 l/s en 20 minutes. Aucune mesure de débit n'étant possible dans ces conditions, il convient de les réaliser de préférence en phase de décrue et de tarissement.

2.2.2.2. *Incertitude sur les débits*

L'incertitude généralement admise sur les valeurs de débit déterminées par la méthode de l'injection continue est de l'ordre de 4 %* (H. André, 1964, 1969). En l'absence de données personnelles permettant de tester la méthode, la valeur de 4 % sera retenue dans le cadre de ce travail.

2.2.2.3. *Equipement hydrométrique de l'exutoire pérenne du Nant de la Combe*

A partir du 30 août 1974, le Nant de la Combe a été équipé d'une échelle limnimétrique fixée sous le pont de la R.N. 511, à 100 mètres de l'exutoire (Fig. III-17). Sa situation élevée (environ 2,50 m) au-dessus du Chéran fait que les hauteurs mesurées ne dépendent que du débit de l'exutoire

---

* Opérant dans des conditions défavorables (présence de perte avant la distance de bon mélange), A. Mangin (1975) signale un écart relatif de 3,72 % entre un jaugeage chimique (Q = 0,915 m³/s) et un jaugeage au moulinet hydrométrique (Q = 0,949 m³/s).

pérenne. La section, entièrement maçonnée, est très stable. Le rétrécissement qu'elle impose à la largeur du cours d'eau confère une bonne sensibilité à la loi hauteur = f(débit), et cela malgré la forte pente du déversoir, en aval de l'échelle, qui entraîne de grandes vitesses d'écoulement à travers la section, pour les débits élevés. L'incertitude sur la lecture de l'échelle peut être estimée à ± 0,5 cm. Elle est un peu inférieure à cette valeur (de l'ordre de ± 0,25 cm) pour les débits inférieurs à 100 l/s.

5 jaugeages ont été effectués sur le Nant de la Combe et un sixième sur le trop-plein de l'Eau-Morte. Ils couvrent la gamme des débits de 30 à 660 l/s (Tableau n° III-12) et ont permis d'établir la courbe de tarage (Fig. III-19). Le captage destiné à l'alimentation des quelques foyers domestiques et abreuvoirs du hameau de Chez Martinod soustrait une faible partie du débit à la mesure. Le débit capté sous charge constante est de 5 l/s (mesure par capacité jaugée).

Date	hauteur lue à l'échelle en cm	Débit en l/s
19.04.75	29,0	660
19.04.75 Eau-Morte	29,0	725
19.05.75	18,5	388
17.07.75	3,5	30
29.06.75	6,0	115
21.09.75	4,5	64

Tableau n° III-12 : Jaugeages effectués sur le Nant de la Combe.

2.2.2.4. *Entrée en fonctionnement du trop-plein - valeurs critiques de la charge dans le drain et du débit du Nant de la Combe*

Le début du fonctionnement du trop-plein de l'Eau-Morte se produit pour une hauteur lue à l'échelle de 0,280 m. Le débit de l'éxutoire pérenne du Nant de la Combe est alors de 640 l/s, et la mise en charge dans la grotte de Bange de + 6,50 m par rapport au niveau d'étiage. Pour une hauteur d'échelle de 0,290 m, le débit du Nant est de 660 l/s. Celui de l'Eau-Morte,

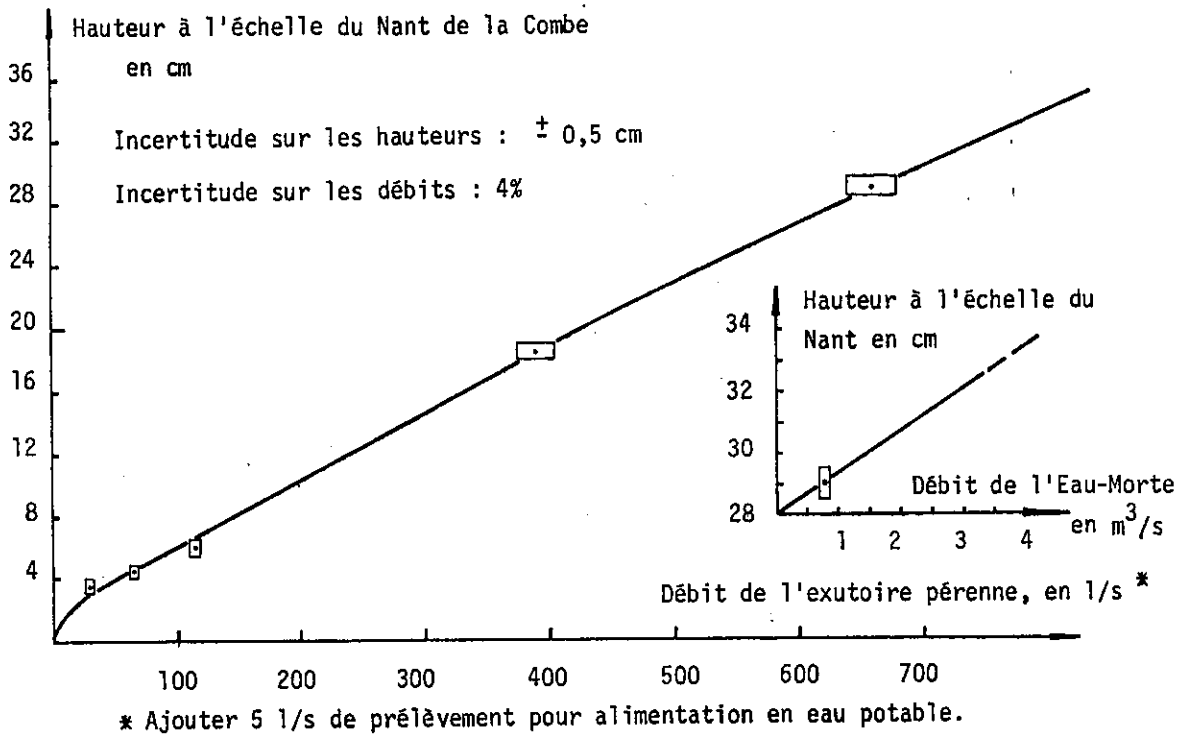


Figure n° III-19 : Système de Bange-l'Eau-Morte : Courbe de tarage de l'échelle du Nant de la Combe.

mesuré par jaugeage est de 725 l/s. A la hauteur d'échelle 0,300 m, correspond un débit du Nant de 700 l/s et un débit du trop-plein estimé au niveau d'une section régulière sous le pont de la N 511, de 1 500 l/s. La mise en charge dans la grotte de Bange atteint alors + 11 m par rapport au niveau d'étiage. Ainsi une augmentation de la charge de 4,5 m dans le drain, au-dessus de la valeur critique d'entrée en fonctionnement du trop-plein, ne se traduit que par une faible augmentation du débit de l'exutoire pérenne (60 l/s) et au contraire par une forte augmentation du débit du trop-plein. La figure n° III-20 illustre ce fait. Il est intéressant de souligner que la circulation de forts débits à écoulement temporaire, entre la grotte de Bange et le trop-plein de l'Eau-Morte dans le drain, dont l'exploration en plongée a montré qu'il était facilement pénétrable, s'effectue avec des pertes de charge qui ne peuvent s'expliquer que par la transformation d'une partie de l'énergie cinétique de l'eau circulant à grande vitesse en énergie potentielle. Cette remarque, déjà faite sur d'autres systèmes karstiques (A. Mangin, 1975) conduit à considérer le niveau du plan d'eau de la grotte de Bange, lors des crues, comme un niveau de charge* et non un niveau piézométrique pour le système karstique. Dès lors, on comprend mieux que le niveau de ce plan d'eau puisse remonter de + 15 à + 18 m par rapport au niveau d'étiage lors de très fortes crues, et cela à 660 mètres seulement de l'exutoire.

2.2.2.5. *Comportement hydrologique du système pendant les périodes d'observation*

L'échelle limnimétrique n'ayant été installée qu'à partir du 30 août 1974, je n'aborderai pas ici l'évolution des débits au cours des périodes d'observation antérieures à cette date (prélèvements mensuels de septembre 1973 à janvier 1974 et prélèvements journaliers du 23 février au 8 juin 1974). Des indications concernant l'état du système seront données lors de l'étude des informations recueillies pendant ces périodes.

Les observations hydrométriques (Fig. n° III-21) débutent le 30 août 1974 sur un régime de tarissement (82 l/s) qui se poursuit jusqu'au 1er septembre. Une période de précipitations entraîne alors une série de crues dont la plus forte se situe le 3 septembre (maximum mesuré : 3 700 l/s). Elles sont suivies d'un tarissement non influencé jusqu'au 24 septembre.

Débute alors une période très riche en précipitations qui

---

* La charge étant la somme de trois énergies, de pression, de position et de vitesse, cette dernière n'étant pas négligeable dans ce cas, comme on le fait en hydrodynamique des milieux poreux.

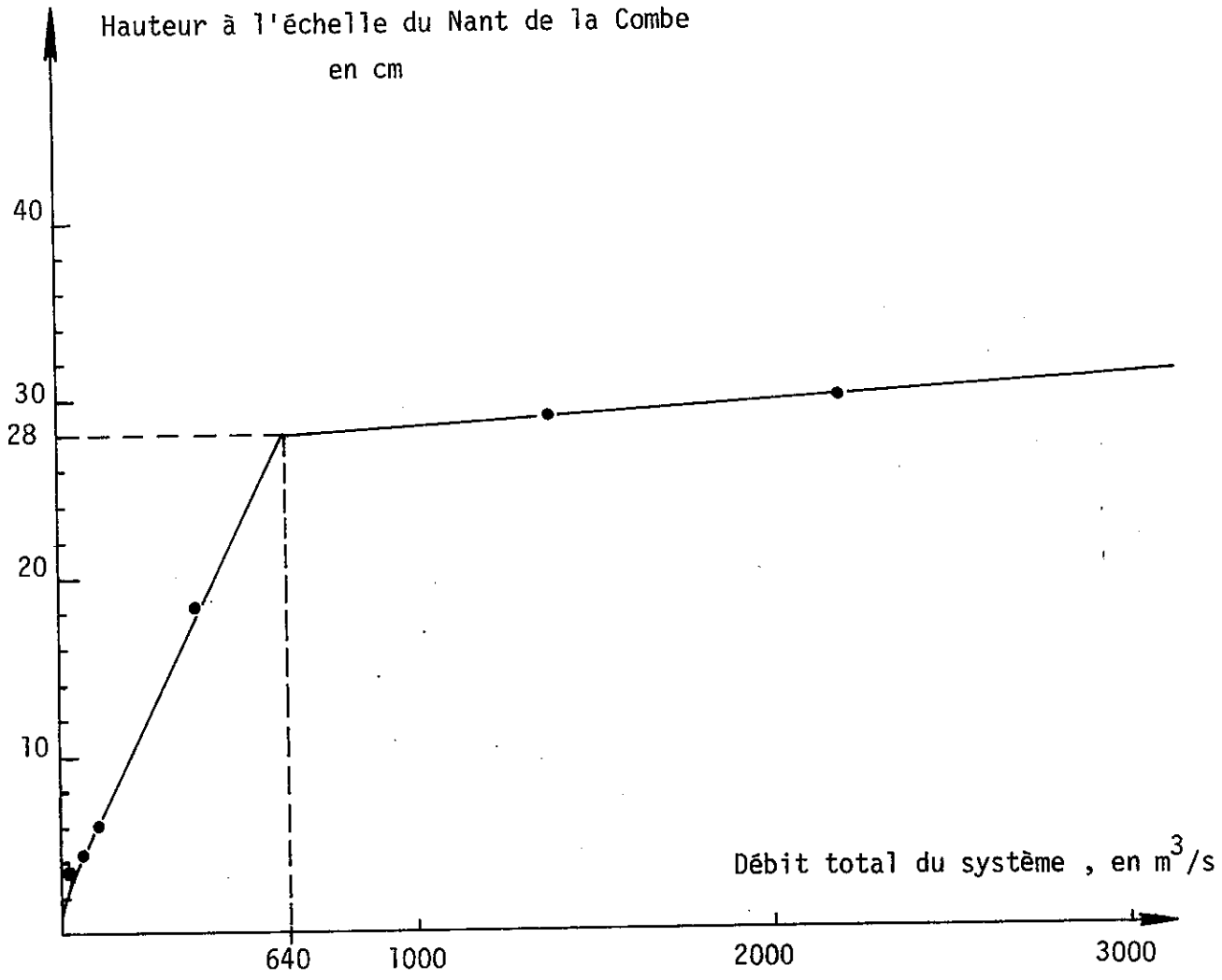


Figure n° III-20 : Système de Bange-l'Eau-Morte : courbe de tarage de l'échelle limnimétrique du Nant de la Combe en fonction du débit total du système.

voit l'enneigement débuter au-dessus de 1 400 m d'altitude. La première crue intervient le 26 septembre. Elle sera fatale pour l'échelle qui se trouve arrachée, ce qui interdit les mesures jusqu'au 14 décembre. 9 crues de très forte amplitude se succèdent au cours de cette période, provoquées par des précipitations atteignant ou dépassant parfois 40 mm en 24 heures et par la fonte des neiges précoces lors des redoux. Ces deux causes agissent d'ailleurs simultanément et les débits résultant atteingnent des valeurs maximales tout-à-fait inusitées, très supérieures aux valeurs mesurées ponctuellement qui sont de l'ordre de 5 000 l/s.

Dans l'ensemble moins humide et plus froid, le mois de décembre connaît une période de réchauffement à partir du 24, dont les effets se conjuguent à ceux de quelques épisodes de précipitation pour donner une crue de moyenne ampleur le 28.

Pendant tout le mois de janvier, les débits demeurent soutenus par la fonte des neiges lors de fréquents redoux et par les précipitations qui redeviennent fréquentes au cours de la deuxième quinzaine (crues à partir du 26).

Le mois de février est pratiquement sec, mais deux périodes de redoux soutiennent les débits qui ne descendent pas au-dessous de 100 l/s.

La baisse de température qui se produit à partir du 1er mars et se poursuit jusqu'au 12 avril bloque la fonte des neiges en altitude et maintient le débit à des valeurs faibles (100 l/s le 7 avril), les précipitations nombreuses tombant sous forme de neige jusqu'en plaine.

A partir du 12 avril, les températures remontent brusquement et après une baisse passagère, demeurent largement positives en altitude, cependant que les précipitations cessent pendant presque 1 mois, jusqu'au 8 mai. Il en résulte une fonte massive et brutale du manteau neigeux qui alimente, à partir du 15 avril, une forte crue nivale, d'amplitude cependant moins grande que celle des crues d'octobre et novembre (valeur maximale observée le 20 avril : 2 150 l/s, le maximum absolu étant certainement de l'ordre de 3 à 4 m^3/s), et qui se poursuit jusqu'au 2 mai. Un net refroidissement arrête alors la fonte pendant quelques jours. A partir du 7 et jusqu'au 15 mai, les températures redeviennent faiblement positives en altitude avec l'arrivée d'une série de précipitations de faible à moyenne importance qui entraînent une augmentation des débits à l'exutoire. Ceux-ci ne décroissent ensuite que très lentement, l'augmentation des températures en altitude permettant le reprise active de la fonte

nivale jusqu'au 24 mai. Débute alors une période de précipitations accompagnées de températures d'abord fraîches jusqu'au 27 mai, puis plus élevées ensuite qui s'achève les 31 mai et 1er juin par de très fortes précipitations entraînant le lessivage des derniers névés, marquant ainsi la fin de la fonte nivale. Il en résulte une forte crue le 1er juin (maximum supérieur à 2 150 l/s) suivi jusqu'au 14 juin d'un tarissement non influencé. La deuxième quinzaine du mois est marquée par le retour des précipitations qui provoquent une série de crues d'amplitude moyenne (1 300 l/s le 15, 550 l/s le 28). Un tarissement s'instaure ensuite jusqu'au 18 juillet, où une petite crue isolée se produit. Il reprend ensuite jusqu'aux 10 et 11 août, interrompu alors par une nouvelle petite crue. Le 15 août, un violent orage isolé provoque une crue moyenne. Elle est suivie les 22 et 23 d'une nouvelle crue et d'un tarissement jusqu'à la fin du mois.

Les précipitations du mois de septembre entraînent des crues d'intensité croissante jusqu'au 14 où se produit la plus forte crue de l'année 1975. Elle est suivie d'un tarissement jusqu'au 27 septembre, date qui marque la fin des observations suivies sur le système.

Une autre campagne d'observations s'est déroulée du 9 juillet au 2 septembre 1976. Elle a été marquée par 3 crues consécutives à des épisodes pluvieux les 18, 19 et 20 juillet suivies d'un tarissement pratiquement ininterrompu jusqu'au 30 août.

2.2.2.6. *Variabilité des débits au cours de la période d'observation*

Le débit minimum mesuré au cours du tarissement de fin août 1976 est de 25 l/s ; le débit de 5 500 l/s, mesuré le 24 septembre 1974 est loin de représenter le débit maximum réel. Des crues de 10 m^3 et plus ont été observées lors d'orages estivaux accompagnés d'intenses précipitations (14 juillet 1968, 6 juillet 1972). La variabilité des débits (rapport du débit maximum instantané au débit minimum instantané) calculée pour cette période est donc très inférieure à la variabilité réelle qui peut certainement atteindre 500 et davantage.

2.2.3. Etude des hydrogrammes

L'exploitation des données hydrométriques recueillies à l'exutoire du système, et plus particulièrement des données relatives aux épisodes de crues et aux tarissements qui les suivent parfois est menée ici par la méthode proposée par A. Mangin (1975).

2.2.3.1. *Fondements naturalistes*

La méthode repose sur la distinction, au sein du système karstique, de deux sous-systèmes. L'un, appelé sous-système infiltration, correspond à la zone non saturée. Les variations du débit de l'écoulement d'infiltration q sont responsables des crues et décrues observées à l'exutoire. L'autre, appelé sous-système karst noyé, correspond à la zone saturée. Son débit de sortie est Q. Ainsi, toute montée de crue est consécutive à l'inégalité $q > Q$. La pointe de crue est obtenue pour $q = Q$. A la phase de décrue, pour laquelle $q < Q$, succède, dès que l'infiltration cesse ($q = 0$) une phase de tarissement. Seuls ces deux dernières phases seront étudiées ici sous l'appellation de courbes de récession.

L'analyse suppose que le système karstique soit en régime non influencé, c'est-à-dire que la pluie ait cessé au moment de la pointe de crue.

2.2.3.2. *Expression mathématique*

L'expression mathématique proposée par A. Mangin pour décrire l'écoulement lors des périodes de récession tient compte du comportement propre du karst noyé, lorsque l'infiltration a cessé, et de l'incidence de l'infiltration au niveau de l'exutoire lorsque q n'est pas nul. Elle est de la forme :

$$Q(t) = \phi(t) + \psi(t)$$

La fonction $\phi(t)$ se rapporte au karst noyé. Elle n'a de sens que lorsque l'infiltration cesse d'influencer le comportement de la zone saturée et ne caractérise que la phase de tarissement. Son extrapolation en phase de décrue ne peut être envisagée qu'à des fins de simplification mathématique car elle ne s'appuie pas sur une connaissance réelle du comportement du karst noyé pendant la décrue (les réserves du système continuent-elles d'alimenter l'écoulement dans le drain pendant les phases de crue et décrue ?).

La fonction $\psi(t)$ décrit l'effet de l'infiltration au niveau de l'exutoire et tient compte du comportement propre du karst noyé pendant la phase de décrue.

2.2.3.3. *Identification des fonctions $\phi(t)$ et $\psi(t)$*

2.2.3.3.1. Fontion $\phi(t)$. La formulation mathématique retenue pour traduire le tarissement est celle de Maillet

$$\phi(t) = Q_{Ro}\, e^{-\alpha t}$$

Ce modèle décrit de façon satisfaisante les tarissements, même lorsque les débits décroissent linéairement : dans ce cas, la fonction $\phi(t)$ admet un coefficient α très faible et peut être représentée par le premier terme de son développement en série, son graphe étant alors une droite.

La valeur du débit initial peut être choisie n'importe où sur la courbe sans que la valeur de α s'en trouve modifiée. En fonction de ce qui a été dit de la légitimité de l'extrapolation de la fonction ϕ (t) à la décrue, on choisira le débit correspondant au moment à partir duquel cette fonction a un sens, c'est-à-dire où le tarissement est effectivement vérifié par l'apparition d'une droite en coordonées semi-logarithiques. Nous le noterons $Q'o.Q_{RO}$ est la valeur extrapolée de l'écoulement de base à la pointe de crue.

α est le coefficient de tarissement, de dimension $[T]^{-1}$. Il représente la pente de la droite de tarissement en coordonnées semi-logarithimiques :

$$\alpha = \frac{\ln Q_1 - \ln Q_2}{t_2 - t_1}$$

avec Q_1 et Q_2, deux valeurs de débit prises aussi éloignées que possibles sur la courbe.

Physiquement, α est lié aux pertes de charge subies par l'écoulement de base (en absence d'écoulement d'infiltration) : plus α est faible, plus les pertes de charges sont importantes, ce qui entraîne le ralentissement de la vidange des masses d'eau en place dans la zone saturée.

2.2.3.3.2. Fonction $\psi(t)$

L'auteur a recherché ici une formulation qui permette, à des fins de comparaison, de représenter le plus grand nombre possible de courbes observées. La fonction proposée est une fonction homographique toujours décroissante :

$$\psi(t) = q_0 \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$$

définie à partir du moment de la décrue ($t_0 = 0$) jusqu'au moment où cesse l'infiltration ($t_i = \frac{1}{\eta'}$). ti correspond donc à la durée de l'infiltration.

Le coefficient ε, dont la dimension est $[T]^{-1}$, caractérise la concavité de la courbe : il a été appelé coefficient d'hétérogénéïté. Lorsqu'il est élevé, il traduit un ralentissement de la décrue après une décroissance rapide de la variation de débit causée par l'infiltration au niveau de la zone saturée.

La valeur de qo ne peut pas être connue exactement, puisqu'elle résulte de la différence, au moment de la pointe de crue, entre le débit de l'exutoire Q_0 et le débit propre du karst noyé Q_{R0}. Or,on a déjà signalé que le comportement du karst noyé n'était pas connu pendant la phase de décrue et qu'il n'était pas certain que celui-ci continue d'alimenter le drainage selon la loi de Maillet comme l'extrapolation de cette dernière à la phase de décrue le suppose. Il en résulte que dans la fonction $\psi(t)$, qo ne représente pas de façon certaine la débit de l'infiltration au moment où commence la décrue.

L'expression $y = \frac{\psi(t)}{qo} = \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$

permet de s'affranchir de qo et ne fait intervenir que deux paramètres : η' et ε. La comparaison des courbes $y = \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$ permet de caractériser le type de karst étudié et, sur chaque type, la variabilité des courbes conduit à tester la linéarité du système ou à distinguer entre différentes modalités d'apports au système (crue pluviale, nivale, etc...).

2.2.3.4. *Calcul des réserves du karst noyé : le volume dynamique*

Il s'agit là de déterminer le volume des réserves du karst noyé dont l'écoulement détermine les variations de débit Q à l'exutoire en l'absence de crue.

L'expression générale du volume dynamique calculé à partir d'un temps t_0 est :

$$V = \int_0^\infty Q dt$$

A partir du modèle choisi pour l'écoulement de base, et en rappelant les remarques relatives au choix du débit initial Q'_0 du karst noyé en phase de tarissement, on peut écrire :

$$Vd = \int_0^\infty Q'o \, . \, e^{-\alpha t} = \frac{Q'o}{\alpha} C$$

pour le cas général où Q'_0 est exprimé en m^3/s, et α en jours $^{-1}$, c'est-à-dire avec C = 86 400.

On démontre (A. Mangin, 1975) que l'erreur relative sur le volume dynamique, indépendante des valeurs de débits ayant permis le calcul de α, peut être très élevée dans le cas des faibles valeurs du coefficient de tarissement. Ainsi, pour α = 0,003, déterminé sur 30 jours, et pour une erreur

relative sur les débits de 3%, l'erreur relative sur le volume dynamique peut atteindre près de 70 %. Cela entraîne la nécessité de connaître les faibles débits avec une très grande précision et de procéder à des jaugeages nombreux en période d'étiage pour atténuer l'effet de l'incertitude qui entache les lectures d'échelles ou les enregistrements limnigraphiques durant ces périodes.

Pour ce qui est des systèmes karstiques étudiés ici, on verra que les coefficients de tarissement ne sont jamais inférieurs à 0,02, ce qui compense les incertitudes affectant les mesures de débit effectués.

2.2.3.5. *Coefficient d'emmagasinement*

Pour le calcul du coefficient d'emmagasinement S, il est nécessaire de connaître la porosité effective ω, égale au rapport du volume des vides où l'eau circule sur le volume total de l'élément aquifère considéré.

En nappe libre, $S = \omega$; en nappe captive, $S = \omega e \rho g\ (\chi + \alpha_0)$

avec ρ : masse spécifique de dimension $[M]\ [L]^{-3}$

g : accélération de la pesanteur $[L]\ [T]^{-2}$

χ : coefficient de compressibilité isotherme $[M]^{-1}\ [L]\ [T]^{2}$

α_0 : coefficient de compressibilité du milieu, de même dimension que $\chi\alpha_0$

e : épaisseur de l'aquifère $[L]$

A la température de 10°C, $\rho g\ (\chi + \alpha_0) = 5.10^{-6} m^{-1}$. A. Mangin (1975) propose d'identifier le volume de vides parcourus par l'écoulement au volume de l'écoulement ou volume dynamique lui-même, ce qui permet de calculer la porosité effective, pour une aire A de karst noyé :

$$\omega = \frac{Vd}{Ae} = \frac{Q'o\,C}{\alpha e A}$$

$$\text{d'où } S = \frac{Q'oC}{\alpha A} \times 5.10^{-6} = \frac{Vd}{A} \cdot 5.10^{-6}$$

Pour Q'o en m^3/s et α en j^{-1}, c = 86 400

$$\text{d'où } S = \frac{0,432}{\alpha A}\ Q'o$$

On notera que le calcul de ω et de S suppose connue l'extension latérale et verticale du karst noyé. Il y a lieu d'insister à cette occasion sur la nécessité d'une connaissance très poussée du contexte structural et lithologique de l'aquifère qui permet le plus souvent d'adopter des hypothèses très fondées sur le développement de la zone saturée.

Peuvent s'ajouter à ces données, celles qui résultent d'éventuelles explorations en plongée qui permettent, en l'absence de tout autre moyen d'observation, de fixer une limite minimale au développement vertical du karst noyé.

Rappelons enfin que le volume dynamique, s'il ne renseigne pas sur l'existence possible de masses d'eau participant très peu à l'écoulement à l'exutoire, peut être mis en rapport avec les possibilités théoriques de réserves qu'offrent certaines dispositions structurales favorables à la constitution d'un vaste karst noyé. Les systèmes étudiés ici donneront l'occasion de procéder à de telles confrontations.

2.2.3.6. *Etude des courbes de récession observées sur le système de Bange-l'Eau-Morte*

La durée relativement courte des périodes d'observations, et l'absence d'enregistrement en continu des hauteurs d'eau aux exutoires du système n'ont pas permis l'observation de nombreuses courbes de récession.

A ces difficultés s'ajoute celle de trouver une période non influencée par les précipitations ou la fonte des neiges. Il en résulte que les récessions observées sont de durée assez courte en général. La rapidité des décrues permet cependant d'atteindre assez vite le début du tarissement.

3 périodes de récession ont été étudiées. Elles sont consécutives aux crues du début du mois de septembre 1974, du 18 juillet 1975 et des 18, 19 et 20 juillet 1976.

Un exemple de traitement de courbe de récession est donné (Fig. n° III-22 et 23). La figure n° III-23 représente le graphe de la fonction - Y obtenue par un changement de variable:- $y = \frac{ti - t}{\psi(t)}$ qui linéarise la fonction $\psi(t)$. Cette linéarisation permet de vérifier, par ajustement d'une droite aux points expérimentaux que la fonction homographique adoptée décrit correctement la décrue observée.

Les résultats des traitements sont regroupés dans le tableau n° III-13. Ils appellent les commentaires suivants :

1° - La période de crues du 1er au 14 septembre 1974 a fait l'objet d'une double étude. Les valeurs les plus sures des paramètres sont celles qui ont été déterminées par le traitement de la courbe de récession qui a suivi la dernière crue. Le tarissement a en effet été une réalité.

En revanche, les paramètres déterminés à la suite de la plus forte crue (3 septembre) résultent du traitement d'une courbe de récession fictive, extrapolée d'après l'allure de la récession réelle consécutive à la dernière crue (20 septembre). Ce traitement a paru utile pour déterminer la variation du volume dynamique provoquée par une période de crue de 15 jours. Elle

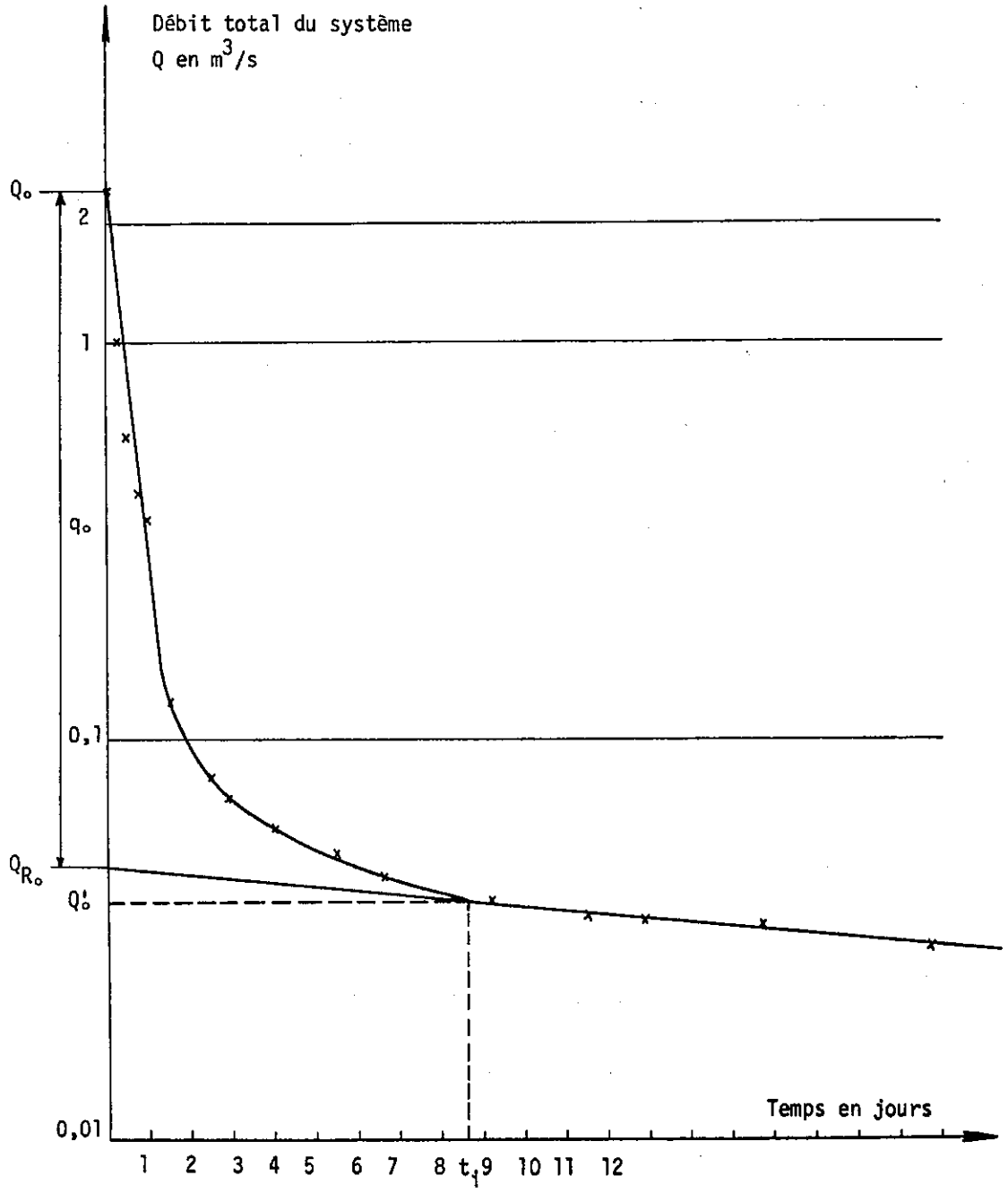
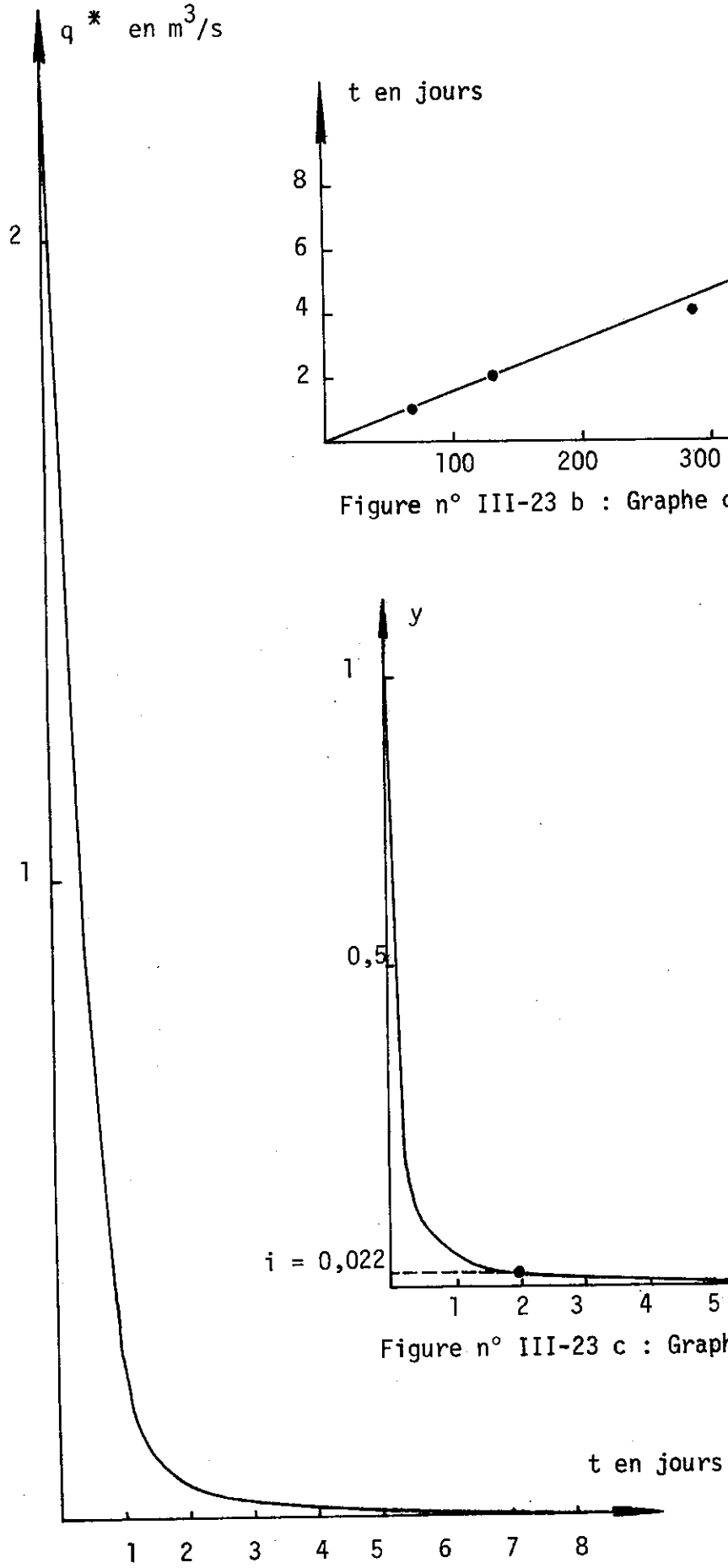


Figure n° III-22 : Système de Bange-l'Eau-Morte. Courbe de récession consécutive à la crue du 20 juillet 1976, en coordonnées semi-logarithmiques.



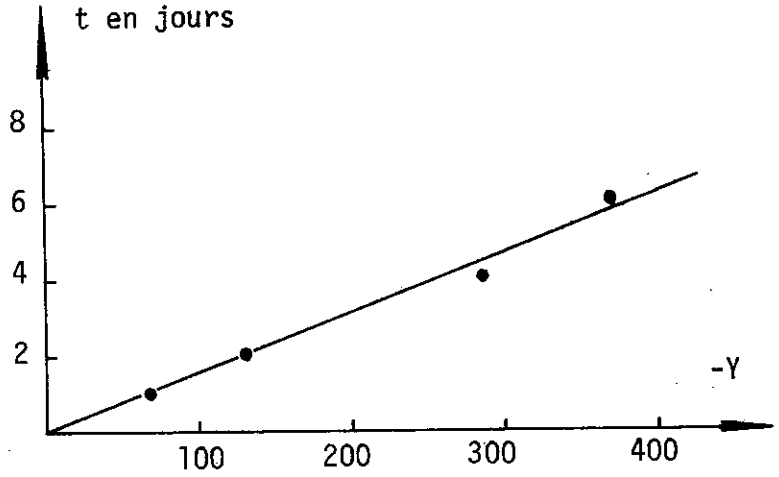


Figure n° III-23 b : Graphe de la fonction $-Y = \frac{t_i - t}{\psi(t)}$

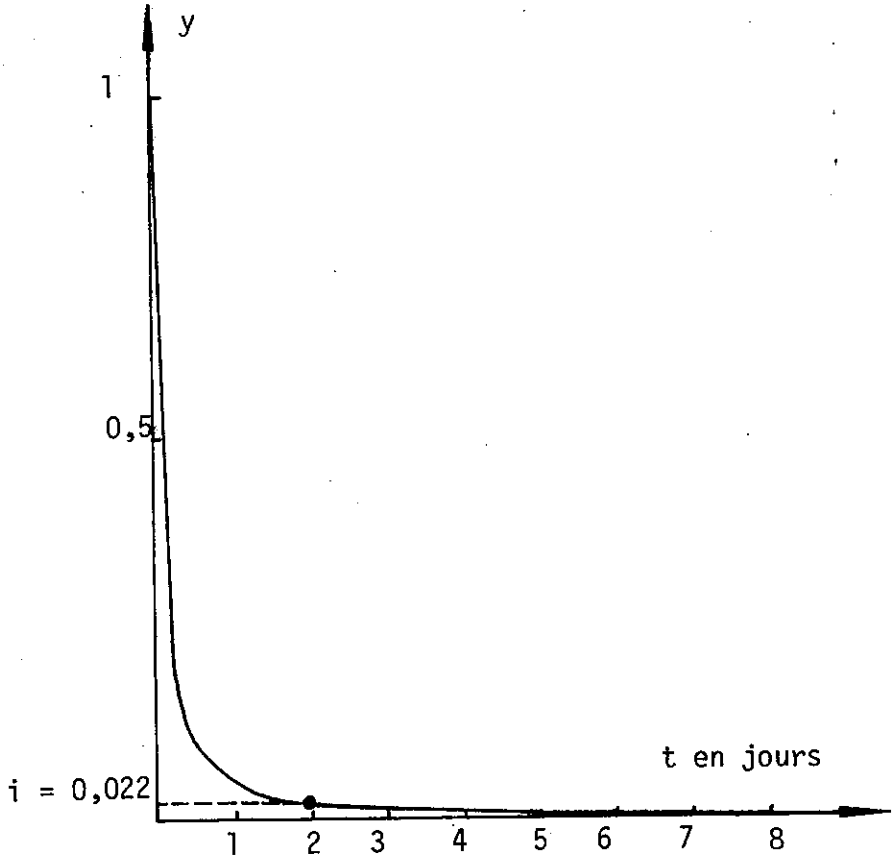


Figure n° III-23 c : Graphe de la fonction $y = \frac{\psi(t)}{q_o}$

Figure n° III-23 a : Graphe de la fonction $q^* = \psi(t) = q_o \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$

Figure n° III-23 : Détermination des paramètres de Mangin pour la décrue du 20 juillet 1976, sur le système de Bange-l'Eau-Morte.

serait de l'ordre de 50 000 m^3.

2° - La valeur du volume dynamique ne dépasse jamais 150 000 m^3, ce qui semble indiquer que les réserves du système sont faibles ; les observations de terrain, on s'en souvient, permettaient de penser que l'extension de la zone saturée était réduite, mais le contexte structural pouvait donner lieu à l'existence d'un karst noyé très développé sous le synclinal de Leschaux. Il n'en est apparamment rien, et, s'il existe un volume profond, ses relations avec le drain sont tellement difficiles et donnent lieu à des pertes de charges si élevées qu'il ne peut influer sur les débits à l'exutoire.

Le fait que les volumes dynamiques soient déterminés pour des périodes où les réserves ont déjà été entamées par l'étiage ne conduit pas à remettre en cause l'ordre de grandeur de leurs variations. Cela veut simplement dire que les valeurs déterminées ne sont pas les valeurs maximales. Celles-ci ne peuvent, en toute rigueur, être calculées sur chaque cycle, qu'à l'issue de la période de hautes eaux qui coïncide le plus souvent avec celle de la fonte des neiges. Si entre la fin de cette période et le moment où Vd est calculé, le système a été "allégé" de 20 à 30 % de ses réserves, on voit que la correction à effectuer ne modifie pas la portée de la conclusion.

3° - Le coefficient de tarissement α est très élevé, de l'ordre de 5 %. Il traduit la relative facilité avec laquelle s'effectue la vidange des réserves. Ses variations peuvent difficilement être interprétées en raison des incertitudes qui affectent les mesures de débit.

4° - Les décrues sont très rapides. Au domaine limité par les courbes extrêmes de décrue $y = \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$, il est possible d'ajuster une courbe moyenne représentative du système étudié (Fig. n° III-24). Si on élimine la courbe relative à la dernière crue de septembre 1974, dont le ε faible traduit le caractère influencé de la décrue, on voit que les courbes se regroupent autour d'une courbe moyenne dont les paramètres sont :

$$\eta' = 0{,}167 \; ; \qquad \varepsilon = 12{,}7$$

Ces données moyennes permettent de calculer le temps que met le débit q_0 à décroître d'une certaine valeur :

1 H 55 mn	pour une diminution de q_0 de	50 %
3 H 40 mn	pour une diminution de q_0 de	66 %
5 H 25 mn	pour une diminution de q_0 de	75 %
7 H 5 mn	pour une diminution de q_0 de	80 %
1 jour 1/4	pour une diminution de q_0 de	95 %
3 jours 1/3	pour une diminution de q_0 de	99 %

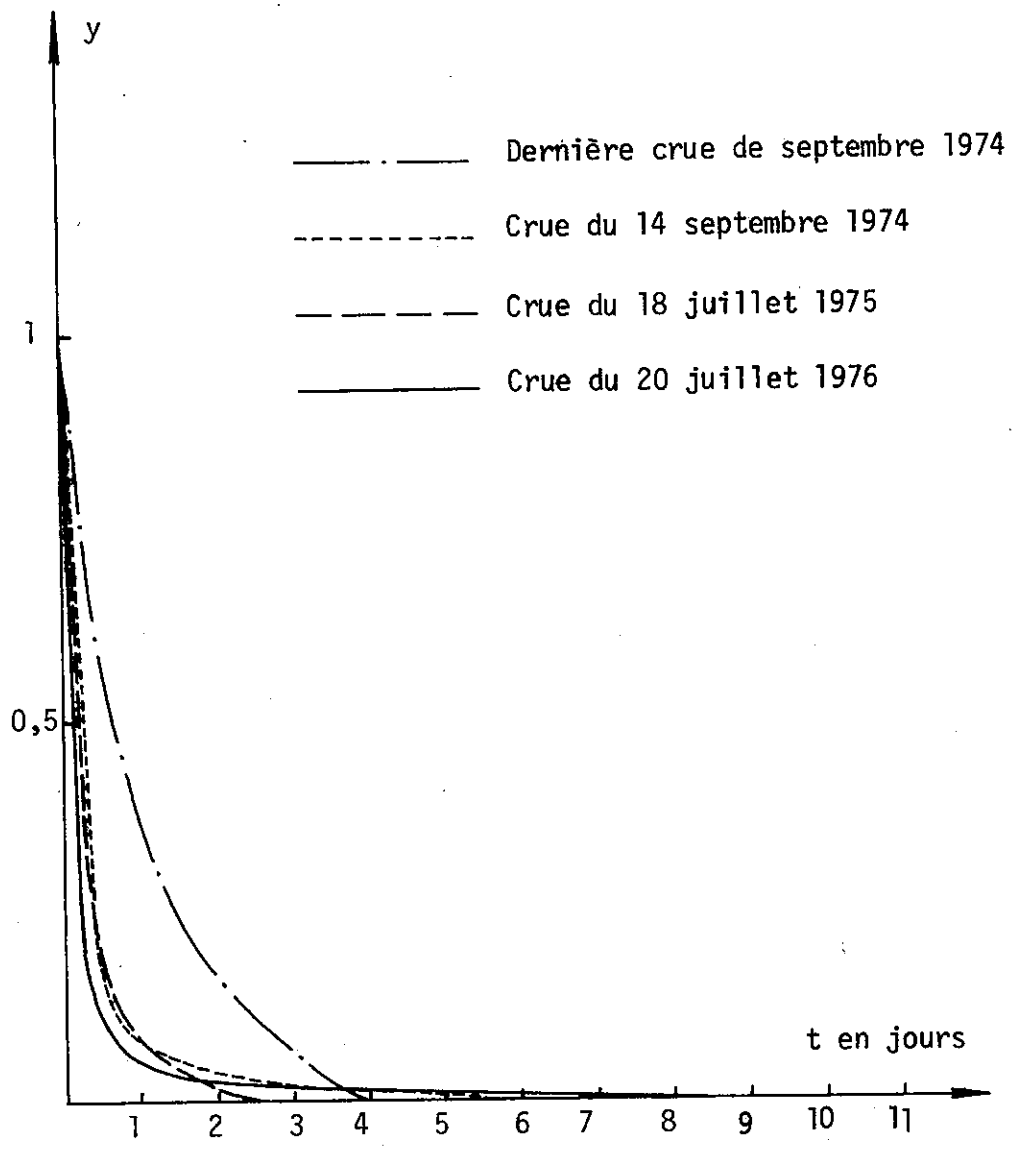


Figure n° III-24 : Système de Bange-l'Eau-Morte : Allure de la fonction $y = \frac{\psi(t)}{q_o}$ obtenue pour différents épisodes de crue.

	Décrue Tarissement	Q_o m^3/s	Q_{Ro} m^3/s	q_o m^3/s	Q'_o m^3/s	t_i jours	α	η'	ε	V_d m^3	i	V_t	$k = \frac{Vd}{Vt}$
Bange-l'Eau-Morte	du 3 au 24 septembre 1974 (interpolé)	4,800	0,062	4,738	0,0445	6,1	0,053	0,164	10,08	72543	0,032	pour 35 l/s/km²	
" "	du 10 au 24 septembre 1974	0,480	0,106	0,374	0,084	4,0	0,059	0,250	1,058	123010	0,160	$13,58.10^6$ m^3/an	
" "	du 18 au 26 juillet 1975	0,385	0,064	0,321	0,052	2,8	0,075	0,357	6,939	59904	0,026		0,010 maxi
" "	du 20 juillet au 8 août 1976	2,300	0,0475	2,253	0,039	8,6	0,023	0,116	16,803	146504	0,022 i=0,025		

Tableau n° III-13 : Paramètres des récessions étudiées sur le système de Bange-l'Eau-Morte.

Comme ont le voit, les décrues sont brèves et l'effet d'une averse sur l'infiltration se fait sentir au plus quelques jours après le passage de la pointe de crue.

2.2.3.7. *Calcul des paramètres de classification des systèmes karstiques (A. Mangin, 1975)*

Les paramètres de classification des systèmes karstiques proposés par A. Mangin reposent sur la connaissance des caractéristiques hydrodynamiques actuelles des systèmes.

2.2.3.7.1. Pouvoir régulateur : k

L'importance du karst noyé peut être estimée à partir du volume dynamique en remarquant toutefois que d'éventuels volumes profonds, à relations hydrauliques très difficiles avec le drainage, ne sont pas pris en compte dans le calcul de Vd. La capacité de l'aquifère à mettre en réserve et à restituer progressivement une partie du volume d'eau qui le traverse (volume de transit) peut être traduite par la valeur du rapport du volume dynamique maximal observé (Il sera d'autant plus représentatif que la période d'observation est longue) au volume de transit annuel moyen $\overline{Vt}$ calculé sur une longue période : il s'agit en fait de caractériser le pouvoir régulateur de l'aquifère. Ainsi, un aquifère capable de restituer la totalité du volume de transit sous forme d'écoulement de base, c'est-à-dire descriptible par la loi de Maillet, aurait un pouvoir régulateur maximal de 1. Au contraire, un aquifère incapable de restituer des réserves en dehors des périodes de crues, c'est-à-dire sans écoulement de base, aurait un pouvoir régulateur nul. En première approche, on admettra que les aquifères karstiques se situent dans le domaine de $k < 0,5$ et que les systèmes pour lesquels $k < 0,1$ ont un pouvoir régulateur négligeable.

Disposant de valeurs du volume dynamique pour le système de Bange-l'Eau-Morte, mais non du volume de transit, j'ai procédé au calcul de k de la manière suivante : le volume de transit a été identifié au produit d'un débit spécifique par une surface d'impluvium. On connaît bien celle du bassin versant du système : 12,3 km^2. A partir du débit spécifique connu pour une période de 25 ans sur le bassin versant du Chéran à la Charnia (ch. II § 3.3.5.4), d'altitude moyenne (1 177 m) proche de celle du système de Bange-l'Eau-Morte (1 224 m), il a été facile, tenant compte du gradient altimétrique de précipitations, d'estimer le volume de transit moyen annuel pour ce dernier. En prenant une valeur de 35 l/s/km^2 pour le débit spécifique du système, on aboutit à un volume de transit de 13,6 . 10^6 m^3/ an. La valeur du pouvoir ré-

gulateur maximal pour la période d'observation est donc :

$$k = 0{,}010$$

Il s'agit, comme on le voit, d'un aquifère extrêmement peu régulateur, où l'infiltration et le ruissellement prédominent, et où le karst noyé est peu développé.

2.2.3.7.2. Valeur singulière i de la fonction $y = \frac{\psi}{q_0}$ pour t = 2 jours

Pour caractériser un système par l'image de sa courbe de décrue moyenne, A. Mangin a proposé d'utiliser la valeur i de y pour t = 2 jours. Il s'avère en effet que pour cette valeur, tous les cas, possibles des courbes de décrue sont suffisamment séparées pour que les valeurs i ne se chevauchent pas. i peut varier de 0 à 1.

S'appuyant sur l'étude de 10 aquifères karstiques, l'auteur estime que les systèmes dont la valeur de i est supérieure à 0,5 sont complexes et de grandes dimensions. Les valeurs de i comprises entre 0,25 et 0,50 caractérisent des systèmes où les retards dans l'apport sont causés par la présence d'un ruissellement de surface important, ou d'une couverture neigeuse. Enfin, pour i inférieur à 0,25, le retard à la décrue est inexistant et ce domaine caractérise les systèmes dont le réseau de drainage est très développé.

Les valeurs de i des décrues étudiées sont consignées dans le tableau n° III-13. Elles montrent une certaine homogénéïté si on exepte la valeur de la dernière décrue de septembre, probablement influencée. Cette homogénéïté traduit l'absence d'influence retardatrice du ruissellement de surface, dont on sait qu'il est réduit puisque le bassin versant du système ne comporte que 4 % de surfaces imperméables, et de la couverture neigeuse inexistante au moment des récessions étudiées. La valeur moyenne de i calculée pour $\eta = 0{,}167$ et $\varepsilon = 12{,}7$ vaut 0,025.

2.2.3.7.3. Graphe (i, k)

Les valeurs de i et de k choisies comme limites aux différents domaines proposés pour un essai de classification sont reportées dans un repère orthonormé (Fig. n° III-25). 5 domaines remarquables s'y individualisent (A. Mangin, 1975) :

$k < 0{,}1$
$i < 0{,}25$
} Domaine des systèmes très karstifiés en aval. Pénétration spéléologique facile. Domaine I.

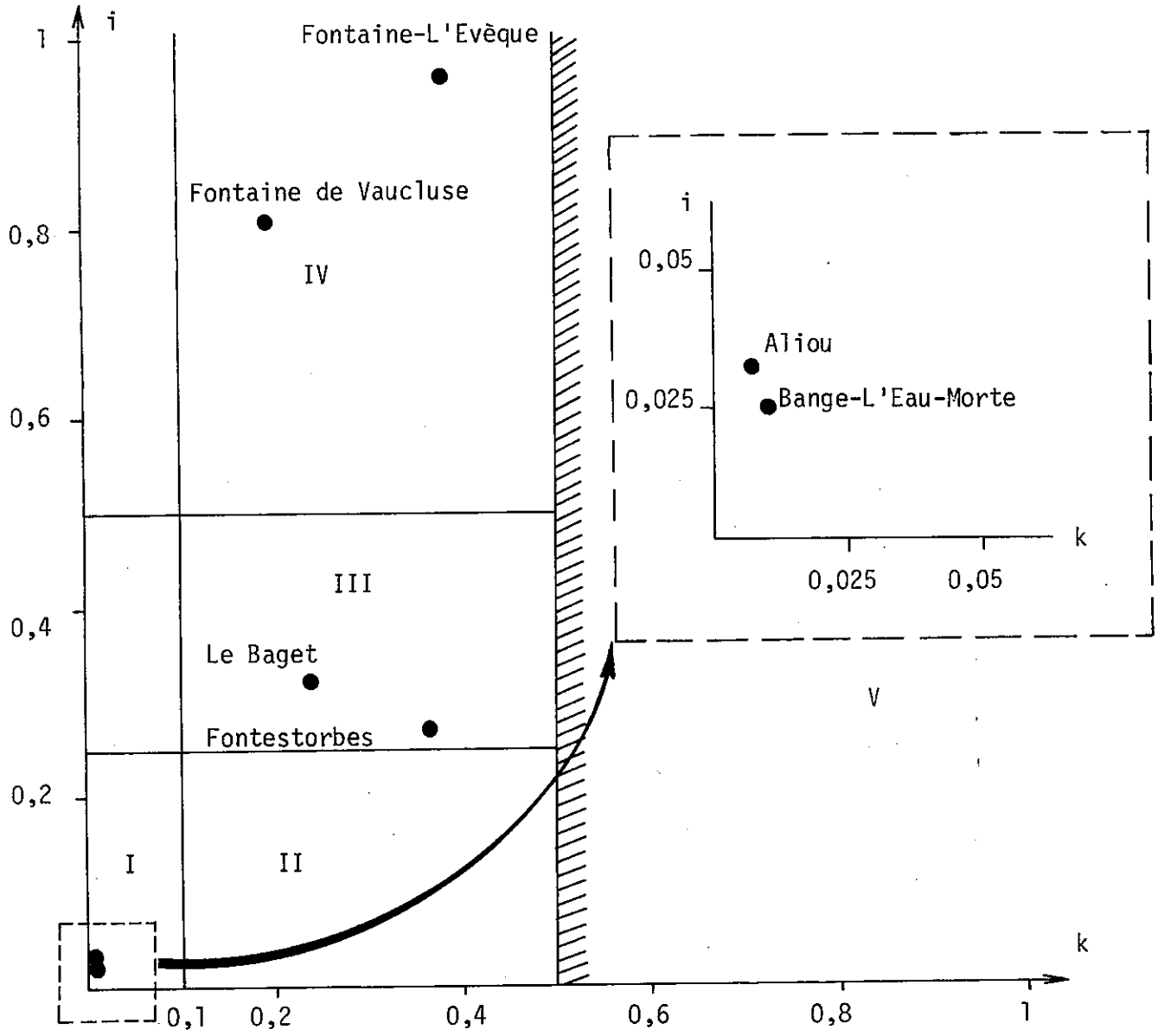


Figure n° III-25 : Situation du système de Bange-L'Eau-Morte dans le repère de classification de A. Mangin.

$0,1 < k < 0,5$ $i < 0,25$	Réseau spéléologique bien développé aboutissant en aval sur un important karst noyé. Domaine II.
$k < 0,5$ $0,25 < i < 0,5$	Système plus karstifié en amont qu'en aval avec retards dans l'alimentation (présence de terrain non karstique ou d'une importante couverture neigeuse). Domaine III.
$k < 0,5$ $i > 0,5$	Domaine des systèmes complexes. Domaine IV.
$k > 0,5$	Domaine des systèmes peu ou pas karstifiés. Domaine V.

A titre d'exemple, j'ai indiqué le point représentatif du système de Bange. Cette classification sera reprise lors de la discussion des résultats et de leur interprétation.

2.2.3.8. *Observations relatives au volume de l'infiltration rapide. Le problème des réserves dans la zone non saturée.*

Le volume d'eau de crue écoulé à l'exutoire du système a été déterminé à l'occasion de plusieurs épisodes de crue, dans le but d'évaluer l'importance du volume de l'infiltration dont l'arrivée sur le karst noyé crée une impulsion responsable de la crue.

La méthode repose sur la comparaison des volumes apportés et soustraits au système, ce qui suppose une bonne connaissance des précipitations, des débits de crue, et de la superficie de l'impluvium.

2.2.3.8.1. Crue du 18 juillet 1975

La hauteur totale des précipitations à l'origine de cette crue a été mesurée à la station des Rochers-Blancs (1 650 m), à l'aide d'un pluviographe.

Cette station, du fait de son altitude supérieure à l'altitude moyenne du bassin versant, surestime de 11 % environ, les lames d'eau moyennes annuelles précipitées sur ce dernier, de sorte que la hauteur mesurée, 40 mm, doit être affectée d'un coefficient correcteur. Devant l'impossibilité d'en déterminer la valeur à l'échelle d'une averse estivale orageuse, on utili-

sera cependant cette donnée brute, ce qui n'affecte pas la suite de la démonstration. Rappelons d'autre part que l'incertitude relative sur les mesures de précipitations journalières est de l'ordre de 10 %. Le volume d'eau apporté au système karstique est donc d'environ 440 000 m^3.

La crue étant bien isolée et suivie d'un tarissement, la mesure des débits de crue + décrue ne pose aucun problème : on est ramené là au cas le plus favorable où l'observation concerne l'hydrogramme réel et non une reconstitution à laquelle il est parfois nécessaire de recourir comme on le verra au paragraphe 2.2.3.8.2. D'autre part, le débit n'ayant jamais dépassé le débit critique d'entrée en fonction de l'exutoire de trop-plein, sa mesure est affectée d'une incertitude tout-à-fait acceptable.

Le calcul du volume d'eau écoulé au cours de l'épisode de crue s'obtient par planimétrage de la surface limitée par la courbe de crue-décrue, au-dessus du débit de base. Celui-ci sera considéré comme constant pendant l'épisode pour simplifier les manipulations. Le volume d'eau écoulé à l'exutoire du fait de la crue est de 18 950 m^3. Il est très inférieur au volume d'eau apporté au système, même si on diminue ce dernier de 20 % pour tenir compte de la surestimation et de l'incertitude dont il a été fait mention et si on admet une évapotranspiration de 10 mm* par jour, ce qui le ramène à 271 000 m^3 : 252 000 m^3 n'ont pas atteint l'exutoire au cours de cet épisode dans ces conditions "pessimistes".

2.2.3.8.2. Crues des 18, 19 et 20 juillet 1976

Les précipitations responsables des trois crues successives des 18, 19 et 20 juillet ont été mesurées à l'aide d'un seau pluviométrique, à Leschaux, station qui sous-estime légèrement (8 %) les hauteurs d'eau annuelles moyennes tombées sur le bassin versant du système. Les lames d'eau précipitées et le volume équivalent de l'apport au système sont indiqués dans le tableau n° III-14.

Les volumes de crue ont été déterminés en admettant que le débit de base était resté constant au cours des trois jours de crue ; cette hypothèse se justifie par la faible décroissance des débits en période de tarissement et par l'absence probable de réalimentation importante du karst noyé au cours de cet épisode de crue assez bref. On se souvient (§ 2.2.3.6.) que les crues de septembre 1974, qui se sont étalées sur les 15 premiers jours du mois

---

* Cette valeur étant sûrement très supérieure à la valeur réelle étant donné la baisse de température et l'augmentation de l'humidité atmosphérique qui ont accompagné le passage de la perturbation orageuse.

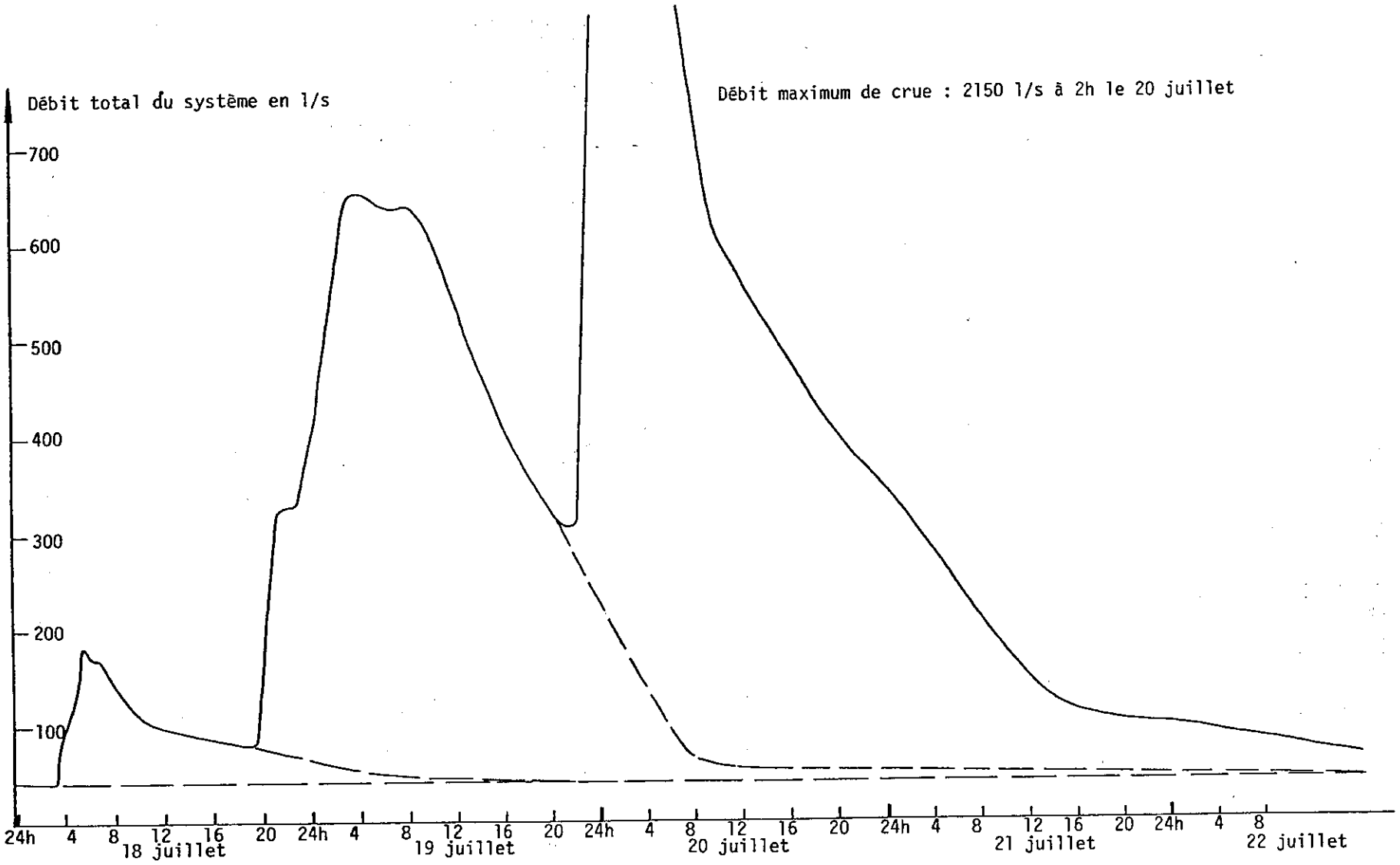


Figure n° III-26 : Système karstique de Bange-l'Eau-Morte. Détermination des volumes des crues des 18, 19, et 20 juillet 1976.

n'ont provoqué la mise en réserve que d'environ 50 000 m³.

Date	Lame d'eau précipitée sur le BV en mm	Lame d'eau précipitée sur le BV en m³	Lame d'eau écoulée (crue + décrue) en mm	Lame d'eau écoulée (crue + décrue) en m³	Lame d'eau n'ayant pas atteint la zone saturée en mm	Lame d'eau n'ayant pas atteint la zone saturée en m³	Lame d'eau n'ayant pas atteint la zone saturée en %
17.07.76	12,7	156 000	0,44	5 400	12,26	150600	96,5
18.07.76	38,2	470 000	3,77	46 400	34,42	423600	90,1
19.07.76	19,5	240 000	6,22	76 500	13,28	163500	68,1
Total	70,4	866 000	10,43	128 300	59,98	737700	85,2

Tableau n° III-14 : Données concernant les volumes d'eau précipités et écoulés à l'occasion des épisodes pluvieux des 17, 18 et 19 juillet 1976 sur le système karstique de Bange-l'Eau-Morte. Les pluies ont été mesurées à la station de Leschaux.

La phase de décrue des deux premières crues étant interrompue par la crue suivante, on a supposé que la décroissance des débits suivait une loi du type $\psi = q_0 \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$, ce qui a permis de contruire la décrue théorique* (Fig. n° III-26). Le q_0 a été calculé à la pointe de crue de chaque épisode. Rappelons qu'il est égal à la différence entre Q (débit de l'exutoire) et Q_{R0} (débit de base). On notera que la décroissance rapide du débit au cours de la décrue permet de négliger la contribution de cette dernière au débit de l'exutoire lors de la crue suivante pour le calcul de q_0. Les paramètres η' et ε ont été déterminés à partir de la courbe de récession de la dernière crue qui a été suivie d'un tarissement. Il a semblé que leur utilisation était préférable à celle des valeurs moyennes représentant l'aquifère.

Le planimétrage de chaque courbe de débit de crue-décrue a donc pu être effectué à partir des tracés extrapolés. Les volumes de l'écoulement de crue sont reportés dans le tableau n° III-14. Ils diffèrent légèrement de ceux déjà publiés (M. Lepiller, 1976) qui résultaient d'une extrapolation empirique des courbes de décrue. L'écart, au demeurant, très faible, ne modifie en rien le sens et la portée des constatations qui s'imposent :

* En remarquant le régime non influencé des décrues.

1 - La confrontation des totaux d'entrée et de sortie du système montrent que près de 740 000 m^3 n'ont pas atteint l'exutoire du système. En adoptant les mêmes précautions que pour l'exemple précédent, et en limitant à 10 mm l'évapotranspiration au cours des trois jours de crue, on aboutit à un volume de près de 500 000 m^3 dont il faut envisager le stockage dans l'aquifère. Comme on sait que des courtes crues ne peuvent entraîner la réalimentation des réserves du système, force est d'admettre que ce stockage ne s'effectue pas dans la zone saturée, mais dans la zone non saturée (A. Mangin, 1975).

2 - Du 18 au 20 juillet, le volume d'eau ayant atteint l'exutoire a augmenté régulièrement lors de chaque crue, mais sans présenter de relation directe avec le volume des apports au système résultant de l'épisode pluvieux précédent. Ainsi, la pluie du 19, de moitié inférieure à celle du 18 entraîne une crue près de 2 fois plus forte en volume d'eau écoulé : le volume croissant de l'infiltration est à rapprocher du volume cumulé des apports au système : il se produit une imbibition progressive de la zone non saturée avec comme conséquence essentielle, l'inversion du signe du gradient de charge : la succion devient progressivement négligeable devant les forces de gravité.

3 - Il est intéressant de chercher à savoir quel est le devenir des volumes d'eau stockés dans la zone non saturée à l'occasion de ces trois crues.

D'après ce qui a été dit plus haut (2°), l'imbibition progressive de la zone non saturée doit entraîner, pour des volumes d'apport au système identiques, des crues de plus en plus forte jusqu'à ce que tout apport supplémentaire au système se retrouve intégralement à l'éxutoire (toujours dans l'hypothèse où il n'y a pas de stockage au niveau de la zone saturée) : cela signifie que la saturation maximale est atteinte. Examinons l'influence des précipitations postérieures au 15 juillet sur les débits à l'exutoire (tableau n° III-15) : on constate qu'en dépit d'épisodes pluvieux importants, notamment dans la deuxième quinzaine d'août, les volumes d'eau de crue écoulés à l'exutoire n'ont pas suivi la progression constatée lors des crues successibes des 18, 19 et 20 juillet.

La majeure partie des apports (≈ 1 020 000 m^3) au système a de nouveau été stockée dans la zone non saturée alors que l'état de saturation croissant de cette zone à l'issue des précipitations du 19 juillet semblait ne plus pouvoir permettre la rétention de volumes d'eau importants. On

est amené à conclure que l'état du sous-système infiltration a été profondément et rapidement modifié à partir du 20 juillet dans le sens d'un amenuisement des volumes d'eau mis en place au cours des 3 jours précédents. Cette diminution ne pouvant en aucun cas être imputée à une alimentation de la zone saturée, seules l'évaporation et l'évapotranspiration peuvent être responsables des très importants mouvements de volumes d'eau constatés. Il en résulte que le niveau de stockage ne peut être profond. Ces observations sont en bon accord avec les remarques déjà faites (§ 1-4) à propos de la structure de la partie supérieure de la zone non saturée et de son couvert végétal qui constituent des sites d'élection pour le stockage temporaire d'importantes quantités d'eau. Les observations relatives à l'existence de périodes chaudes au cours desquelles se manifeste une intense évapotranspiration, favorisée par la convection et une surface d'échange accrue par le relief, permettent de comprendre la rapidité des variations du stock d'eau disponible à faible profondeur, et surtout le volume qu'elles concernent.

date de l'épisode	31/7 au 01/8	10/8 au 11/8	15/8 au 16/8	28/8 au 30/8
volume de l'apport au karst par les précipitations en m³	2,6 mm	15,5	26,1	42,4
lame d'eau en mm	31 980	191 000	321 000	521 500
volume de crue écoulé à l'exutoire en m³	Néant	non mesurable	9 626	36 700

Tableau n° III-15 : Données concernant les volumes d'eau précipités et écoulés à l'occasion des épisodes pluvieux du 31 juillet au 30 août 1976, sur le système karstique de Bange-l'Eau-Morte. Les pluies ont été mesurées à la station de Leschaux.

2.2.3.8.3. Estimation de la capacité de stockage au niveau de la zone non saturée du système, dans les conditions du 17 juillet 1976.

Succédant à une période de 10 jours secs et chauds (7,6 mm de précipitations à Lescheraines, soit environ 10 mm sur le bassin versant du système), les épisodes pluvieux des 17,18 et 19 juillet provoquent des crues successives d'ampleur croissante, dont il est facile de déterminer le volume d'eau écoulé à l'exutoire.

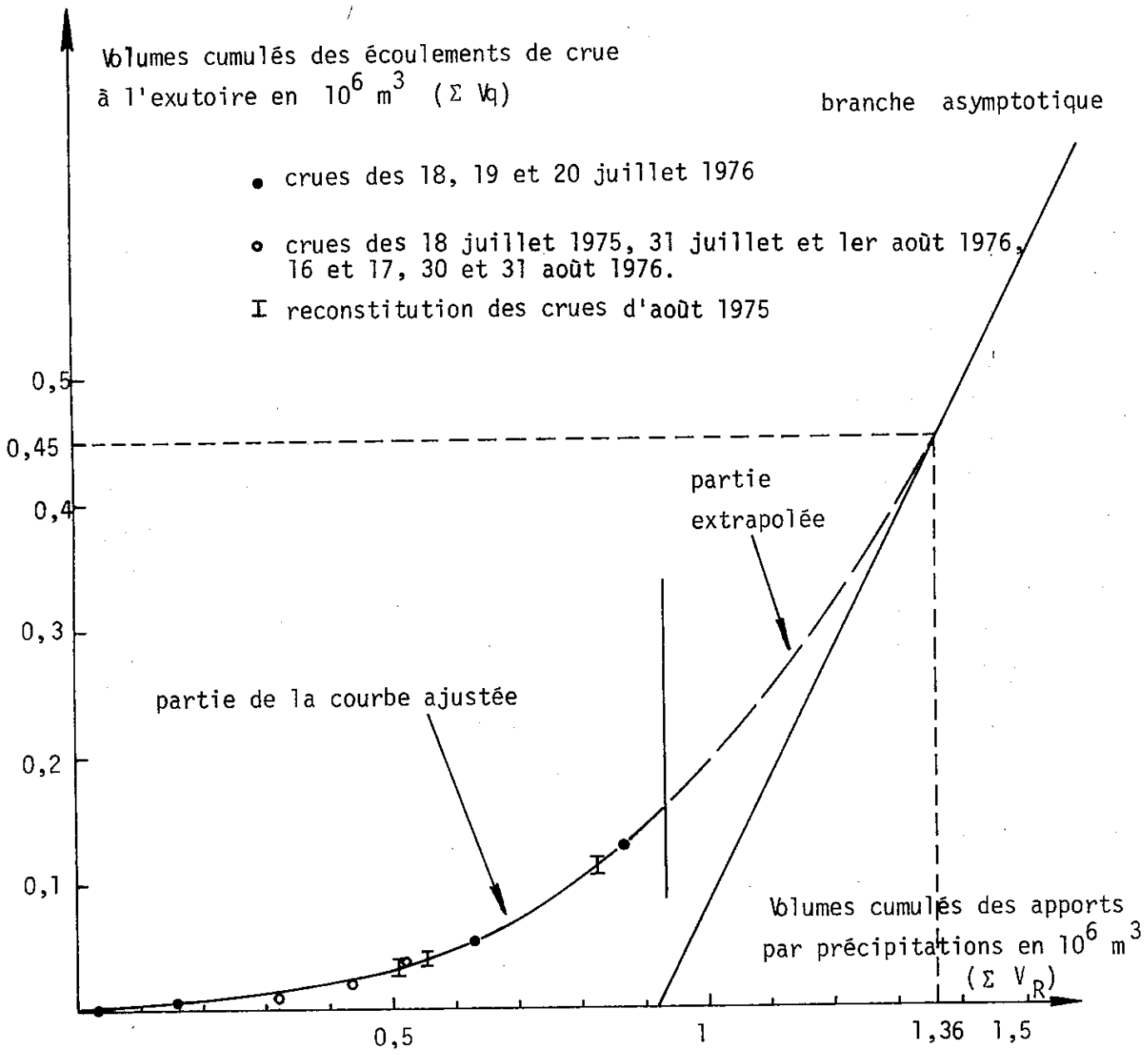


Figure n° III-27 : Système karstique de Bange-l'Eau-Morte. Détermination de la capacité de stockage dans la zone non saturée.

Négligeons l'évapotranspiration entre le début de la première pluie et la fin de la troisième (45 heures ont séparé ces deux instants, dont près de 10 heures de précipitations) : la dégradation des conditions climatiques pendant cette période a dû fortement limiter cette dernière. On admettra donc, en première approche, que la totalité des apports au système a été utilisée en majeure partie pour reconstituer le stock d'eau de la zone non saturée et en faible partie, pour donner des crues à l'exutoire.

L'accroissement du cumul des volumes d'eau des crues à l'exutoire ΣVq, au cours de ces trois jours, a été étudié en fonction de l'accroissement du cumul des volumes des apports au système par les précipitations ΣV_R (Fig. n° III-27).

Trois points correspondant aux trois épisodes observés permettent d'ajuster une courbe, graphe de la fonction $\Sigma Vq = f(\Sigma V_R)$. Cette courbe doit admettre une branche asymptotique traduisant la restitution, sous forme d'écoulement de crue à l'exutoire, de la totalité de l'apport au système à partir du moment où la succion de la zone non saturée devient négligeable devant la gravité. L'asymptote oblique a donc une pente égale à + 1. En dépit de l'incertitude résultant du très petit nombre de points expérimentaux, tentons une extrapolation jusqu'à obtenir une branche asymptotique de pente + 1. L'ajustement de l'asymptote permet de déterminer graphiquement le point à partir duquel la pente de la tangente à la courbe devient proche de 1 : on admettra qu'à partir de cette valeur, tout accroissement de V_R se traduit par un accroissement égal de Vq à l'exutoire. La capacité de stockage de la zone non saturée, dans l'état où elle se trouvait au 17 juillet s'obtient en faisant la différence $\Sigma V_R - \Sigma Vq$ des valeurs lues sur le graphique pour ce point : $\Sigma V_R = 1{,}36.10^6 m^3$, $\Sigma Vq = 0{,}45.10^6 m^3$, d'où une capacité de stockage de l'ordre de 900 000 m^3. Comparée à celle du volume dynamique de la sone saturée, cette valeur, 6 fois supérieure, révèle toute l'importance des mouvements d'eau dans la zone non saturée pendant la saison chaude, où l'évapotranspiration soustrait la plus grande part des apports au transit vers la zone saturée.

Ne pouvant conduire ici, eu égard au petit nombre de données, qu'à une estimation grossière de la capacité de stockage de la zone non saturée, l'application de la méthode proposée appelle quelques remarques :

1 - La méthode repose sur l'exploitation de crues successives. L'intervalle de temps les séparant doit être suffisant pour que la décrue soit amorcée, ce qui permet une extrapolation à partir des paramètres des courbes de décrue observés sur le système. Si la dernière crue est suivie d'un tarissement, on aura tout intérêt à utiliser les paramètres qu'elle permet de calculer, dans la mesure où ils décrivent le mieux les crues observées, pour

l'état du système au moment de l'étude.

2 - L'évapotranspiration doit être nulle du début de la première averse à la fin de la dernière. Cette condition, qui se vérifie facilement en début de saison froide, est beaucoup plus difficile à obtenir en saison chaude.

Pour cette raison, il paraît souhaitable de rechercher l'application de la méthode en septembre ou octobre, sous réserve que les précipitations se fassent sous forme de pluie sur l'ensemble du bassin versant.

3 - S'agissant de déterminer la capacité de stockage dans la zone non saturée, il est important que l'état de la zone saturée ne soit pas modifié sous l'effet des crues étudiées. On sait que des crues passagères de saison chaude ou de début de saison froide ne provoquent pas la réalimentation des réserves du karst noyé (A. Mangin, 1975). On retrouve là l'opportunité de travailler en fin de saison chaude ou au début de la saison froide, au cours d'une succession relativement brève de crues pour que la variation du volume dynamique soit négligeable.

4 - La capacité de stockage dans la zone non saturée déterminée par cette méthode est d'autant plus proche de la capacité maximale de stockage que les épisodes pluvieux donnant lieu à l'étude ont été précédés d'une longue période de sécheresse et de temps chaud.

L'influence de cette variable pourrait être étudiée en comparant les volumes de crue obtenus pour une même averse après des périodes de sécheresse de durée variable. Cela nécessite la constitution d'un catalogue de données. Envisagée sur des systèmes karstiques aux caractéristiques différentes, cette recherche permettrait d'utiles comparaisons conduisant à une connaissance des modalités de circulation dans la zone non saturée.

5 - Les quelques données disponibles sur le système de Bange-l'Eau-Morte permettent de tester la validité du volume de stockage déterminé au cours des épisodes pluvieux des 17, 18 et 19 juillet 1976. Le report, sur le graphique proposé (Fig. n° III-27), des points correspondant aux cinq autres crues ayant donné lieu à un bilan montre qu'ils se répartissent très près de la courbe déterminée à partir des crues des 18, 19 et 20 juillet 1976. Cela signifie que l'état de la zone non saturée devait être sensiblement identique au début des précipitations qui sont à l'origine des 5 crues isolées étudiées.

Afin de tenter une estimation du délai nécessaire à la réalisation de cet état, les hauteurs de précipitations cumulées, tombées au cours des dix jours, puis entre le dizième et le vingtième jour précédant chaque crue étudiée, ont été examinées (tableau n° III-16).

	Hauteur des précipitations cumulées (en mm) à Lescheraines, avant chaque épisode pluvieux, pour	
	t < 10 j	10 j ⩽ t ⩽ 20 j
17.07.75	3,4	23,5
18/19/20 07.76	7,6	58,2
31.07 et 01.08.76	2,9	76,5
10.08 et 11.08.76	2,7	2,9
15.08 et 16.08.76	22,4	2,2
28.08 29.08 30.08.76	1,2	53,8

Tableau n° III-16 : Hauteur de précipitation au cours de la première et de la deuxième décade prédédant les crues étudiées.

Les données de la station de Lescheraines ont été utilisées à cet effet, car la chronique est plus complète que celles des mesures faites à Leschaux. En revanche, la valeur de l'apport au karst calculée à partir de ces données est sous-estimée d'environ 20 % , ce qui ne porte pas préjudice au raisonnement.

On constate que les dix jours précédant chaque épisode de crue ont presque toujours été faiblement arrosés, alors que les quantités d'eau tombées entre le dizième et le vingtième jour précédant l'épisode sont très variables. Si la réaction du système à une précipitation était, en période estivale, influencée par les quantités d'eau tombées entre le dizième et le vingtième jour le précédant, on devrait observer des réponses très différentes suivant qu'il est tombé 2,2 ou 76,5 mm. Dans ces conditions, l'ajustement d'une courbe telle que celle de la figure n° III-27 serait impossible. On est donc

amené à conclure que l'état du système au jour j = 0 est très dépendant des évènements survenus depuis le jour j = - 10 plutôt que de ceux servenus entre j - 10 et j - 20. En période estivale, lorsque l'évapotranspiration est très active, des périodes de beau temps de quelques jours (10 au maximum) suffisent à la réduction de la plus grande partie des réserves de la zone non saturée. Le système se retrouve donc assez rapidement dans un état comparable avant chaque épisode pluvieux.

2.2.3.9. *Conclusion*

L'unité d'un système karstique est une propriété qui ne peut se vérifier qu'à partir d'un recencement complet de tous les exutoires et trop-pleins évacuant des eaux ayant nécessairement transité ou séjourné en un point quelconque du système.

La simplicité de la zone d'évacuation du système de Bange-l'Eau-Morte (1 éxutoire pérenne et un trop-plein) et sa bonne connaissance favorisée par une exploration directe ont permis de pressentir la vérification de cette propriété qui n'a pas été démentie ultérieurement par les traçages effectués : aucune diffluence vers d'autres exutoires n'a été mise en évidence.

Toutes les données hydrométriques recueillies au niveau de ces exutoires reposent sur des lectures d'une échelle installée à l'exutoire pérenne du Nant de la Combe, tarée à l'aide de jaugeages chimiques.

Cette méthode s'est avérée la seule possible en raison du caractère torrentiel de l'écoulement qui interdisait toute mesure au moulinet hydrométrique. L'application de la méthode a permis, moyennant la vérification de la condition de bon mélange et de l'absence de perte avant l'obtention de cette dernière, d'établir une courbe de tarage pour les débits évacués à l'exutoire pérenne. La loi hauteur-débit ainsi obtenue est douée d'une bonne sensibilité.

La relation entre la hauteur lue à l'échelle du Nant de la Combe et le débit du trop-plein de l'Eau-Morte a pu être étudiée par deux jaugeages : l'étude de la loi hauteur à l'échelle - débit total du système montre une forte rupture de pente à partir du débit de 640 l/s. C'est précisément pour cette valeur du débit que le trop-plein de l'Eau-Morte entre en fonctionnement.

Cette particularité, qui s'explique par une très forte croissance du débit total du système au-dessus de 640 l/s pour une faible augmentation des débits à l'exutoire pérenne, ne fait que traduire la facilité de l'écoulement vers le trop-plein, alors que, pour des débits inférieurs à 640 l/s, celui-ci s'effectue avec de fortes pertes de charge vers l'exutoire pérenne, comme on l'a vu au paragraphe 2.2 .

En dépit de l'impossibilité d'obtenir le tracé d'un hydrogramme complet, à partir de données trop ponctuelles, le comportement hydrologique du système caractérisé par une très forte variabilité des débits a pu être étudié au cours d'un cycle hydrologique et certains épisodes particuliers précisés : la période de fonte des neiges de 1975, ainsi que les saisons chaudes de 1975 et 1976 ont donné lieu à des observations détaillées.

Les courbes de récession obtenues, au nombre de 4, ont été soumises à l'analyse proposée par A. Mangin (1975). La valeur maximale du volume dynamique obtenue est de l'ordre de 150 000 m^3. Elle traduit l'absence de réserves importantes au niveau de la zone saturée, dont le coefficient de tarissement, compris entre 2,3 et 7,5 % montre la relative facilité de vidange. Les décrues sont très rapides, avec une décroissance du débit de crue maximal q_0 de 50 % en 1 h 55 mn et de 95 % en 3 jours 1/3.

Le volume d'eau ayant transité dans le système au cours du cycle 1974-75 a pu être estimé à $13,6.10^6 m^3/s$. On voit immédiatement, en comparant ce chiffre à celui du volume dynamique, que l'essentiel du transit s'effectue sous forme de crue, ce que résume la faible valeur (0,010) calculée pour le pouvoir régulateur k de A. Mangin. La détermination du paramètre i, caractéristique de la forme de la courbe de récession moyenne permet de situer ce système dans le repère i = f(k) proposé par cet auteur pour servir à une classification des aquifères carbonates : le système de Bange-l'Eau-Morte s'y place aux côtés de celui d'Aliou (A. Mangin, 1975), dans le domaine des systèmes très karstifiés à faible pouvoir régulateur, où le karst noyé est peu développé, et qui sont le siège d'une intense infiltration.

Une autre application de l'étude des hydrogrammes de crue a été de mettre en évidence l'importance du stockage et des mouvements d'eau dans la zone non saturée. Une méthode d'estimation du volume des réserves de cette zone est proposée. Celui-ci peut atteindre, au minimum 900 000 m^3, soit une quantité 7 fois supérieure à celle de la zone saturée. L'évapotranspiration soustrait la majeure partie de ces réserves au système pendant la saison chaude. L'importance du réservoir et des mouvements de transit qui y ont lieu est une donnée de tout premier intérêt dans l'interprétation du fonctionnement du système et de l'acquisition de la charge dissoute.

2.2.4 Données physico-chimiques et chimiques recueillies sur le système de Bange-l'Eau-Morte au niveau de l'exutoire

2.2.4.1. Fréquence des observations

Les informations en provenance de la zone saturée du système ont été recueillies au niveau de l'exutoire du Nant de la Combe, du 12 septembre 1973 au 30 août 1976. Les observations ont été interrompues du 10 juin au 20 août 1974 et du 28 septembre 1975 au 8 juillet 1976.

La fréquence des mesures (thermiques, physico-chimiques, chimiques) n'a pas été régulière au cours des différentes périodes de prélèvement : du 12 septembre 1973 au 8 juin 1974, le pas de temps a été mensuel sauf pendant la période de fonte des neiges, du 28 février au 8 juin 1974, où les prélèvements destinés à l'analyse chimique ont été journaliers.

Les observations ont été beaucoup plus rapprochées au cours de la deuxième période qui s'étend sur un cycle hydrologique complet (de l'étiage de 1974 aux premières crues de fin de saison chaude de 1975) : les prélèvements ont été quotidiens pendant les principaux épisodes de crue (fin septembre 1974, fonte des neiges en avril-mai 1975, crues estivales de juillet-août 1975), et au moins bimensuels entre ces épisodes.

Les mois de juillet (à partir du 8) et d'août 1976 ont été suivis avec une fréquence au moins horaire lors des variations rapides du débit.

2.2.4.2. *Valeurs de paramètres divers obtenues par des mesures isolées (Tritium, oxygène 18, Eh. O_2 dissous, Carbone organique dissous, bactériologie)*

Les observations des paramètres regroupés ici ne peuvent conduire à elles seules à la compréhension du fonctionnement du système, en raison du très petit nombre de mesures effectuées. Cependant, les valeurs obtenues pourront, dans certains cas, corroborer des interprétations du fonctionnement de l'aquifère, se trouvant ainsi valorisées par les observations plus détaillées menées sur d'autres paramètres. Dans d'autres cas, elles pourront être comparées à celles obtenues sur des systèmes voisins quand des campagnes de mesures synchrones ont été effectuées.

Les renseignements relatifs aux prélèvements et aux précautions particulières à observer pour certains d'entre eux, aux méthodes d'analyse et à la précision des résultats, ainsi qu'à la signification des unités employées, sont réunies à l'annexe n°1 .

2.2.4.2.1 . Les isotopes de la molécule d'eau

De très nombreux travaux ont déjà exposé de manière détaillée les fondements de l'hydrologie isotopique. Il suffira au lecteur de se repor-

ter aux travaux de Ph. Olive (1970) pour le tritium, de J.C. Fontes (1974, 1976) et de B. Blavoux (1978) pour embrasser l'ensemble des connaissances fondamentales acquises sur le sujet. Je me limiterai donc ici à rappeler les éléments essentiels à la compréhension des résultats.

Le Tritium (^3H) : Il s'agit de l'isotope le moins fréquent de l'atome d'hydrogène (entre 10^{-12} et 10^{-15} %). Radioactif (période : 12,26 ans), il émet une radiation β faible, ce qui entraîne des difficultés de mesure pour les concentrations faibles (nécessité d'effectuer un enrichissement électrolytique).

Le tritium présent dans les eaux naturelles et plus particulièrement dans les précipitations, a deux origines : la première, naturelle, résulte du bombardement de l'azote 14 atmosphérique par les neutrons cosmiques :

$$^{14}N + n = {}^3H + {}^{12}C$$

Elle est responsable d'un fond naturel de concentration variant entre 5 et 20 UT suivant les régions et les saisons (B.R. Payne, 1972) ; dans l'hémisphère Nord, ce fond était de l'ordre de 10* unités tritium (UT)** avant 1953 (Blavoux, 1978).

La deuxième, artificielle, résulte de l'injection massive de tritium dans la stratosphère par les explosions thermonucléaires qui ont débuté en 1953. Le maximum de concentration a été atteint en 1963 dans les précipitations (près de 10 000 UT, Thatcher et Payne, 1965). Celle-ci a décru ensuite rapidement jusqu'en 1966, et beaucoup plus lentement ensuite.

Il est probable que l'on s'achemine vers une stabilisation des concentrations du fait de la production de tritium par les réacteurs nucléaires actuellement en service.

Un certain nombre de stations de prélèvements fonctionnent dans le monde sous l'égide de l'agence internationale de l'énergie atomique et de l'office météorologique mondial depuis 1960. On dispose ainsi d'un historique des concentrations en tritium dans les précipitations indispensable pour l'interprétation des concentrations mesurées dans les aquifères. J'utiliserai à cette fin les données mensuelles accumulées depuis 1963 par le Centre de Recherches

---

* C'est dire qu'actuellement, la concentration en ^3H d'une eau d'aquifère ne recevant pas de recharge annuelle depuis 1953 serait pratiquement nulle.

** 1 unité tritium (1 UT) signifie qu'il y a un atome de tritium pour 10^{18} atomes d'hydrogène.

	3.9.74	12.10.74	27.10.74	30.11.74	25.5.75	10.1.76	30.5.76	17.9.78	31.5.79
^{3}H en UT	131±11	147±32	104 ±20	140 ±23					
^{18}O en δ						- 11,7			
O_2 dissous mg/l % de saturation							9,20 à 7,75°C 84 %	10,0à 7,6°C 89 %	7,9 à 6,9°C 70 %
Eh en mV /H_2							+ 434 à 7.75°C		+ 366 à + 6.9°C
Carbone organique total en mg/l de C			2,2		1,1				
Conditions hydrologiques Débit m^3/s	forte crue pluviale 3,7	crue faible fonte de neige Q < 0,6	crue faible fonte Q < 0,6	crue faible fonte Q < 0,6	fin de fonte nivale 0,090	basses eaux d'hiver 0,080	faible crue pluviale Q < 0,6	Etiage 0,070	fin de fonte nivale Q ≃ 0,5

Tableau n° III-17 : Valeurs des paramètres divers mesurés à l'exutoire du système de Bange-l'Eau-Morte.

Géodynamiques à Thonon-les-Bains, station distante d'une soixantaine de kilomètres des Bauges.

Variations saisonnières affectant les teneurs en tritium :

Ces variations sont dues aux transferts saisonniers de ^3H de la stratosphère vers la troposphère. A Thonon-les-Bains (Blavoux, 1978) les variations sont de l'ordre de 250 UT. Les teneurs les plus fortes s'observent d'avril à juillet (maximum en mai) et les plus basses d'octobre à janvier (minimum en décembre). Ces variations constituent un signal intéressant pouvant être utilisé en hydrogéologie dans l'étude des aquifères dont les réserves ont un fort taux de renouvellement au cours d'un cycle hydrologique ou qui restituent à leur exutoire une forte proportion d'eau de l'année lors des crues par exemple. C'est précisément le cas pour le système de Bange-l'Eau-Morte avec un coefficient k = 0,010 (§ 2.2.3.7.1).

4 mesures de tritium ont été effectuées sur ce système au début du cycle 1974-1975 (tableau n° III-17). On se bornera à observer, dans un premier temps, que ces valeurs ne sont pas très différentes des teneures annuelles pondérées dans les précipitations à Thonon, des années 1973 (126 UT) et 1974 (113 UT) (Blavoux, 1978). Les mesures effectuées sur les eaux d'autres systèmes permettront, dans la suite de ce travail, d'utiles comparaisons.

L'oxygène 18 (^{18}O). Isotope stable de l'oxygène, l'^{18}O est le plus fréquent (0,2 %) après l'oxygène 16 (99,76 %). L'oxygène 17, pas assez fréquent (0,04 %)ne peut donner lieu à des mesures précises de son abondance, et les études concernant le fractionnement isotopique de l'oxygène ne s'adressent qu'au rapport $R = \frac{^{18}O}{^{16}O}$. L'abondance isotopique d'un échantillon s'exprime par rapport à celle d'un standard (cf. annexe n° 1) en δ :

$$\delta = \frac{R \text{ échantillon} - R \text{ standard}}{R \text{ standard}} \times 1\ 000$$

Le $\delta^{18}O$ de l'eau océanique choisie comme standard est 0 par définition.

Mécanismes du fractionnement isotopique de l'oxygène

Les différences de tension de vapeur et de vitesse de diffusion dans l'air des deux isotopes concernés, ^{16}O et ^{18}O, entraînent un fractionnement isotopique intervenant lors d'un changement partiel de phase : l'évaporation donne naissance à une vapeur appauvrie en isotopes lourds ($\delta^{18}O$ négatif) par rapport à la source liquide. Ainsi, la vapeur qui s'élève au-dessus des océans a-t-elle un $\delta^{18}O$ de - 12 à - 15 ‰. A l'inverse, la condensation de la vapeur donne naissance à un liquide enrichi en isotopes lourds, la vapeur résiduelle

s'en trouvant appauvrie.

Ces effets se manifestent lors de la progression d'une perturbation accompagnée de précipitations sur un continent : il se produit un appauvrissement progressif de la masse nuageuse en isotopes lourds dû à la formation de gouttes de pluie : c'est l'effet de continentalité, qui ne sera pas utilisé ici, les systèmes étudiés étant bien regroupés géographiquement. Il existe également une relation entre la composition isotopique des précipitations et la température au sol. Elle est la conséquence de la relation existant entre la température de condensation et le degré de condensation du nuage d'une part, et le facteur de fractionnement d'autre part, qui varie en fonction inverse de cette dernière. C'est par l'intermédiaire de la liaison existant entre la température au sol et la température de condensation à la base du nuage que des relations ont été cherchées entre l'abondance isotopique d'^{18}O et la température au sol. Deux paramètres doivent alors être pris en compte : le paramètre climatique induisant des variations saisonnières de $\delta^{18}O$, et le paramètre géographique qui peut intervenir par la latitude et l'altitude. C'est cette dernière qui sera retenue ici comme cause de variation de $\delta^{18}O$ puisque les seules mesures d'^{18}O disponibles sont relatives à une série de prélèvements synchrones sur les systèmes étudiés. L'analyse du signal constitué par les variations saisonnières d'^{18}O nécessite en effet un échantillonnage des précipitations et des eaux d'aquifères suivi dans le temps.

Une seule mesure d'^{18}O est disponible sur le système de Bange-l'Eau-Morte (Tableau n° III-17). Elle sera exploitée avec celles qui ont été obtenues sur d'autres systèmes karstiques et aquifères de milieu poreux au cours de la campagne évoquée ci-dessus.

2.2.4.2.2. L'Oxygène dissous

Les trois mesures effectuées montrent des eaux légèrement sous-saturées (pour la température mesurée à l'exutoire), ce caractère étant particulièrement marqué pour les eaux évacuées en fin de fonte des neiges. Le maximum de concentration s'observe en étiage.

2.2.4.2.3. Le Eh

Comme le montrent les valeurs de Eh obtenues, les eaux du système constituent un milieu oxydant. Cette constatation est en bon accord avec les concentrations d'oxygène dissous mesurées. Il semble que le couple redox intervenant de façon privilégiée est le couple H_2O/O_2 puisque les recherches de Fe

et Mn se sont révélées négatives. Par conséquent, ce potentiel mesuré est certainement très proche de la valeur du Eh vrai (Treuil, 1970).

2.2.4.2.4. Le carbone organique total dissous

Les deux valeurs disponibles révèlent de faibles teneurs en carbone organique dissous. Ce résultat est important à souligner dans la mesure où la quantité de calcium éventuellement complexé par la matière organique est négligeable devant les quantités dont la mise en solution est régie par les lois de l'équilibre des carbonates.

2.2.4.2.5. Bactériologie

Captée pour l'alimentation en eau potable, la résurgence pérenne du Nant de la Combe est soumise à des prélèvements annuels destinés à des analyses de contrôle de type II (mesure de la température et de la résistivité, recherche de germes bactériens). Les résultats traduisent la présence fréquente de coliformes totaux (jusqu'à 31 pour 100 ml) et de coliformes fécaux (E. Coli). 5 prélèvements sur 9 conduisent ainsi à reconnaître la non-conformité de ces eaux avec les normes de potabilité bactériologique en vigueur.

2.2.4.3. *Analyse des variations des paramètres mesurés, à l'échelle du cycle.* (*Fig. n° III 21*)

Les méthodes de mesures sont décrites en annexe n° 1.

2.2.4.3.1. La température de l'eau

Sur l'ensemble de la période d'observation, les valeurs extrêmes mesurées sont + 6,90°C pour le minimum, et + 8,30°C pour le maximum, soit une amplitude de variation de 2,40°C.

Au cours des deux cycles successifs étudiés, les températures les plus basses s'observent en période de fonte des neiges. Mais, comme le montre l'évolution des débits et de la température de l'eau au cours de la fonte de 1975, le premier minimum thermique mesuré le 26 avril ne correspond pas au maximum de crue de fonte (plus de $3m^3/s$) qui se situe aux alentours du 21 avril. Cette première phase de fonte est fortement ralentie à partir du 26 avril par un refroidissement de l'air qui entraîne des températures négatives en altitude le 3 mai. La température de l'eau remonte alors légèrement jusqu'à 7,15°C le 9 mai. A partir de cette date, la température moyenne journalière de l'air demeurée faiblement positive recommence à croître jusqu'au 20 mai, provoquant une reprise de la fonte, beaucoup moins importante que lors

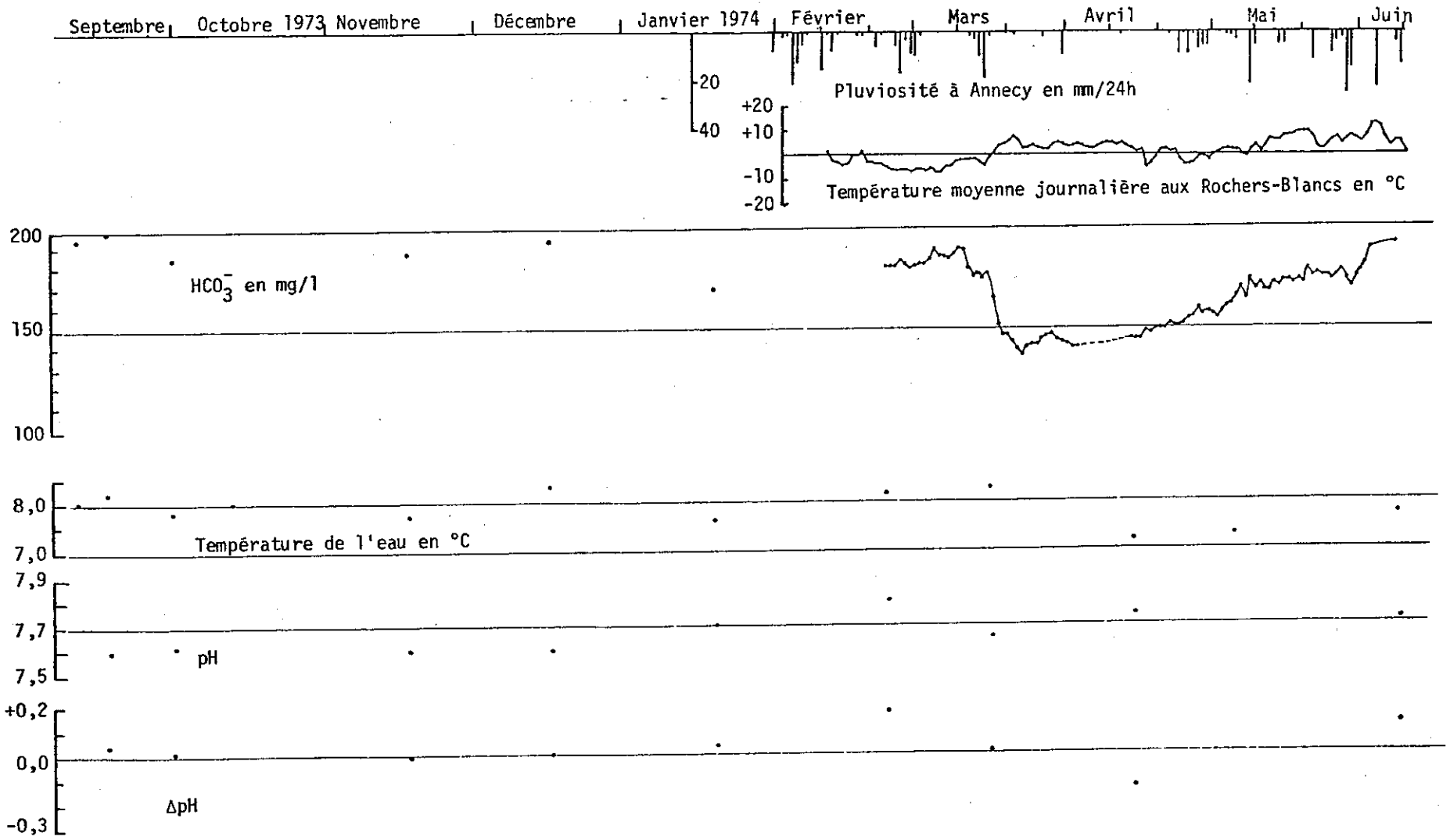


Figure n° III-28 : Système de Bange-l'Eau-Morte. Variations des principaux paramètres physiques et chimiques au cours de la première moitié du cycle 1973-1974.

de la première phase, puisque le débit ne dépasse jamais 500 l/s. La température de l'eau décroît alors jusqu'au 2ème minimum thermique mesuré le 19 mai. La fonte des neiges est en cours depuis 37 jours, pratiquement sans avoir été influencée par les précipitations, et le débit est déjà retombé à 390 l/s. A la suite d'un nouveau refroidissement de l'air qui débute le 22 mai, les débits décroissent et la température de l'eau remonte légèrement. Cette remontée s'accentue avec la petite crue des 26 et 27 mai, provoquée par de faibles précipitations, et surtout lors de la forte crue pluviale du 30 mai. La température de l'eau se stabilise ensuite à partir du 11 juin, à + 7,60°C.

Les températures maximales de l'eau ont été mesurées entre le 10 mars et le 12 avril 1975, au cours d'une période froide et neigeuse jusqu'en plaine qui a interrompu toute alimentation du système par fonte de neige à basse altitude et précipitations liquides. On observe une décroissance des débits entre le 10 mars (350 l/s) et le 7 avril (100 l/s) traduisant un régime de tarissement qui rend compte du blocage total de l'infiltration pendant cette période, situation qui ne s'était pas rencontrée auparavant au cours de l'hiver (tout au plus avait-on pu noter des températures avoisinant + 8,0°C au cours des périodes froides d'octobre et décembre 1974).

Au cours de cette période, la température de l'eau est passée de + 7,75°C à + 8,30°C, et il est important de noter que le maximum thermique n'a pas été mesuré pour le débit le plus faible observé, mais alors que celui-ci était déjà remonté à 200 l/s, le 12 avril, au tout début de la crue de fonte des neiges. La température de l'eau connaît ainsi sa variation de plus forte amplitude au cours de la première phase de fonte nivale.

En dépit d'une fréquence de mesure beaucoup plus faible, il semble que ce comportement thermique s'observe également au cours du cycle 1974 (Fig. n° III-28) : les températures maximales ont été relevées en hiver (+ 8,30°C le 15 décembre 1973) et à la fin de la période froide (+ 8,25°C le 16 mars 1974) qui a précédé la fonte des neiges. Le minimum thermique a été mesuré le 14 avril, alors que la fonte des neiges était très avancée, et non influencée par les précipitations.

En dehors de ces deux périodes remarquables par le contraste thermique qui les caractérise, on n'observe pas, à l'échelle du cycle, de variations de la température de l'eau d'une aussi forte amplitude. Au contraire, une certaine stabilité thermique semble s'instaurer pendant la phase de tarissement qui, en 1975, débute le 28 juin et se poursuit jusqu'au 31 août. La diminution de température consécutive aux crues successives d'août atteint 0,5°C, et les crues de septembre provoquent son augmentation régulière. On notera enfin

que la crue du 3 septembre 1974, qui marque le début du cycle, s'accompagne d'oscillations thermiques dont l'amplitude atteint 0,5°C.

L'évolution thermique des eaux au cours des crues estivales est étudiée plus loin. Il est intéressant de noter, dès maintenant, qu'elles entraînent parfois des variations de température importantes et durables, alors que les crues de début de saison chaude (crue pluviale des 31 mai 1erjuin 1975) ou de début de saison froide (crues de septembre 1975) généralement plus fortes n'en entraînent que de plus faibles, et non durables.

2.2.4.3.2. Le pH

Le pH, cologarithine de l'activité en ions H^+ d'une solution, revêt dans le cadre de cette étude une importance primordiale puisqu'il a été choisi comme paramètre d'entrée du système carbonaté. Sa mesure (cf. annexe n° 1) présente en effet moins de difficultés techniques que celle de la pression partielle de CO_2 dissous dans l'eau, et, bien que l'adaptation de ce paramètre aux variations de la pCO_2 ne soit pas immédiate (Aminot , 1975) c'est lui qui permettra de calculer les valeurs de saturation des paramètres de l'équilibre (cf. annexe n° 2).

L'exploitation détaillée de l'information fournie par le pH en liaison avec les autres paramètres de l'équilibre carbonaté est faite au § 2.2.4.3.6. Je me bornerai ici à un bref commentaire des variations observées. Au cours du cycle 1975, les valeurs extrêmes du pH (tableau n° III-18, Figure n° III-21) s'observent, pour le minimum, à l'occasion des crues du début de la saison froide, au cours de la première quinzaine d'octobre 1974 (pH = 7,50), et pour le maximum, à la suite de la première crue pluviale des 31 mai et 1er juin 1975 (pH = 8,10).

En dépit du petit nombre de mesures réalisées au cours du cycle 1974, en dehors de la période de fonte des neiges où elles ont été journalières, il semble qu'on puisse faire les mêmes observations : faibles valeurs de pH en début de saison froide, et maximum en fin de période de fonte des neiges.

En dehors de ces valeurs remarquables, le pH présente des variations parfois de forte amplitude qu'il est impossible de mettre en relation avec celles du débit de l'exutoire ou de paramètres climatiques extérieurs : il faut avoir recours à l'étude synthétique de l'équilibre des carbonates pour dégager une interprétation des variations observées à l'échelle du cycle ou des crues.

2.2.4.3.3. Matières en suspension

La présence de matières en suspension dans les eaux à l'exutoire du système est exceptionnelle et sans liaison avec les débits importants : les crues de début de cycle ou de fonte des neiges n'en transportent pas et leur présence s'observe essentiellement à l'occasion des crues survenant en saison chaude, à la suite d'une phase de tarissement. Comme on le verra d'après l'étude des crues estivales de 1975 et 1976, une forte intensité de l'épisode pluvieux responsable de la crue, et la faiblesse des débits avant la crue paraissent constituer des conditions nécessaires à l'apparition de matières en suspension. La concentration maximale mesurée est de 37 mg/l (crue du 20 juillet 1976).

2.2.4.3.4. La conductivité

La conductivité a été mesurée sur presque tous les prélèvements ayant donné lieu à une analyse complète de la charge dissoute. En raison de l'importance prépondérante de la concentration en HCO_3^- et Ca^{++} sur celle des autres ions (tableau n° III-18), je me suis limité à rechercher l'intensité de la relation existant entre la conductivité et la concentration en HCO_3^-. Les valeurs du coefficient de corrélation et des paramètres de la droite de régression sont données par le tableau n° III-19 ; on constate que la relation entre les deux variables est très significative, à mieux que 1 % de risque. Dans le cadre de l'étude spécifique du système de Bange-l'Eau-Morte, la conductivité n'apporte donc pas de renseignement supplémentaire puisque sa courbe de variation reproduit fidèlement celle de la concentration en HCO_3^-. Elle sera par contre utilisée lors de la discussion des résultats et de leur comparaison avec ceux d'autres auteurs qui ont largement utilisé ce paramètre.

2.2.4.3.5. La minéralisation des eaux : caractères généraux

Le tableau n° III-18 réunit les valeurs limites des concentrations mesurées pour les ions constituant la charge dissoute des eaux, et pour la silice qui s'y trouve probablement à l'état colloïdal.

Les ions de l'équilibre carbonaté, HCO_3^- et Ca^{++}, apparaissent largement majoritaires puisqu'ils représentent entre 95 et 97 % de la masse de la charge dissoute. Les concentrations en magnésium sont si faibles que j'ai dû rejeter les résultats de dosages complexométriques de cet ion, entachés d'une trop grande erreur, et seuls les dosages effectués par absorption atomique ont été retenus pour ce qui est des valeurs absolues de leur intervalle de

	Ca^{++}	Mg^{++}	Sr^{++}	Na^{+}	K^{+}	NH_4^{+}(N)	Si^{4+}	r $\frac{Ca^{++}}{Mg^{++}}$	pH	ΔpH
Mini	39,5	0,52	0,02	0,16	0,035	0,001	0,12	30,0	7,50	-0,31
Maxi	70,7 (386)	1,20 (20)	0,06 (65)	0,65 (235)	0,51 (224)	0,007 (10)	2,32 (121)	79,2 (20)	8,10 (210)	+0,42 (210)

	HCO_3^{-}	SO_4^{--}	cl^{-}	NO_3^{-}(N)	NO_2^{-}(N)	PO_4^{---}(P)	P total	Conductivité en µS. cm-1 à 10°C
Mini	119	9,0	0,29	0,04	0,000	0,001	0,001	158
Maxi	207 (386)	6,8 (22)	2,44 (150)	0,38 (17)	0,045 (12)	0,012 (13)	0,010 (11)	291 (337)

Tableau n° III.18 - Système karstique de Bange-l'Eau-Morte. Intervalles de variation des principaux paramètres physico-chimiques et chimiques (concentrations exprimées en mg/l). Le nombre de mesures est indiqué entre parenthèses.

a	16,89
b	+ 7,30
r	1,00
$\overline{TAC}$	13
TAC mini	9,75
TAC maxi	17,0
conductivité en $\mu S.cm^{-1}$ à +18°C	227
cond. mini	158
cond. maxi	291
n	337

Tableau n° III-19 : Valeur des paramètres de la régression linéaire entre la conductivité et la concentration en HCO_3^- (exprimée en ° français), et coefficient de corrélation.
a = pente de la droite de régression ; b = ordonnée à l'origine (conductivité = a TAC + b) ; r = coefficient de corrélation linéaire ; n = nombre de couples de valeurs.
Conductivité exprimée en $\mu.S.cm^{-1}$.

variation..

On verra que les résultats de dosages complexométriques peuvent être utilisés quand il s'agit d'étudier des variations relatives de concentration.

Le niveau de concentration du strontium est trop faible pour qu'on puisse tirer beaucoup de ses variations : celles qui ont été constatées sont de l'ordre de grandeur de l'incertitude sur ce dosage. On en retiendra donc surtout les valeurs limites.

D'autre part, il semble, étant données les faibles teneurs observées, que les alcalins (Na^+, K^+) et les chlorures proviennent essentiellement de précipitations (cf. tableau n° III-1). Il en est de même pour les sulfates, les calcaires urgoniens ne renfermant pas de pyrite.

Quant aux ions nutritifs, leur concentration extrêmement faible témoigne de la très bonne qualité chimique des eaux de ce système, et l'absence de NH_4^+ et les faibles concentrations de NO_2^- sont à mettre au compte de leur caractère oxydant.

Au total, la matrice chimique des eaux apparaît très simple. Cette concentration est liée à l'homogénéité chimique du matériau aquifère. Elle constitue une condition favorable au traitement de l'équilibre des carbonates puisque les interférences des autres ions sont très faibles.

2.2.4.3.6. Analyse des variations de concentration à l'échelle du cycle

. Les ions de l'équilibre des carbonates : Ca^{++} et HCO_3^-

Les concentrations ces deux ions, qui proviennent essentiellement de la dissolution de la roche aquifère, sont liés par une relation quasi fonctionnelle puisque le calcium provenant de l'apport des sulfates est négligeable. Aussi a-t-il paru inutile de tracer les deux courbes de variation et de se référer uniquement à celle des hydrogénocarbonates. Les concentrations en HCO_3^- sont maximales au début de la saison froide: les premières crues de fin de saison chaude et de début de saison froide entraînent une augmentation marquée de la teneur en HCO_3^- (crues de septembre 1975). Les fortes crues qui surviennent ensuite peuvent s'accompagner de baisses de concentration (crues des 3, 25 et 27 septembre 1974). Cependant, si on compare ces baisses à celles provoquées par les crues plus modérées de saison chaude (crue d'août 1975 et de juillet 1976), on constate qu'elles sont beaucoup moins importantes que ces dernières.

Les variations observées au cours de l'hiver sont plus complexes à analyser : lorsque la fonte des neiges est limitée aux basses altitudes, lors des périodes de redoux, on observe des baisses assez marquées de la concentration en HCO_3^- suivies d'une lente remontée au cours de la période froide suivante. Cette remontée s'accentue à l'occasion du réchauffement suivant, avant de décroître de nouveau. Cette évolution est particulièrement nette lors de la période froide qui s'étend du 6 mars au 12 avril 1975 : un premier réchauffement relatif ayant son maximum le 27 mars, entraîne une accentuation de la minéralisation. Elle est suivie d'une première baisse. Le deuxième réchauffement, qui intervient le 13 avril, est à l'origine de la fonte des neiges. Il provoque une augmentation analogue à la précédente suivie de la baisse de concentration la plus importante du cycle. Celle-ci se poursuit, à quelques oscillations près, jusqu'au 26 mars (minimum absolu de concentration du cycle). La crue pluviale des 31 mai et 1er juin entraîne une remontée spectaculaire de la minéralisation. Au contraire, la crue suivante (15 juin) provoque une nouvelle baisse de concentration. Il est intéressant de noter que cette crue succède à une période de temps chaud. Les crues suivantes (22 et 23 juin) sont suivies d'une nouvelle remontée de la minéralisation. Elles succèdent à une période plus froide. Les crues d'août entraînent toutes une baisse de concentration en HCO_3^-, et il faut attendre les premières crues de septembre, alors que la température de l'air décroît régulièrement, pour assister à une nouvelle augmentation importante de la minéralisation.

Des observations analogues peuvent être faites au cours de l'épisode de fonte des neiges de 1974. La fonte a débuté à basse altitude le 12 mars, soit un mois plus tôt qu'en 1975. Le réchauffement du 16 mars entraîne une débâcle responsable d'une forte diminution de la concentration en HCO_3^-. Au cours des jours précédant la première fonte, on a observé, comme en 1975, des concentrations relativement élevées. La fonte se poursuit jusqu'au 29 mai sans être pratiquement influencée par les précipitations, la température de l'air constituant son seul facteur de contrôle. La remontée de la minéralisation est assez régulière, seulement accidentée par quelques oscillations, et se poursuit jusqu'au 30 mai. Les précipitations des 29 et 30, qui se produisent au cours d'une période plutôt froide, sont alors suivies d'une augmentation sensible de la minéralisation. Ce phénomène, bien que d'une ampleur moindre, est comparable à celui qui a été engendré par la crue des 31 mai et 1er juin 1975.

Les observations concernant les variations de la minéra-

lisation carbonatée à l'échelle du cycle peuvent être résumées comme suit :

- La minéralisation est en perpétuelle évolution. Les variations rapides et de grande amplitude se produisent à l'occasion des crues. En période de tarissement, les variations sont beaucoup plus lentes.

- Il n'y a pas de relation simple entre la réponse hydrodynamique du système aux impulsions qu'engendrent les crues et l'évolution de la minéralisation : les fortes crues n'entraînent pas systématiquement une baisse de minéralisation ; l'amplitude des variations n'est pas proportionnelle à l'ampleur des crues, c'est-à-dire au volume d'eau arrivant sur la zone saturée.

- Les crues de fonte des neiges, qui maintiennent pendant plusieurs jours des débits importants aux exutoires, entraînent à leur déclenchement l'apparition d'eaux plus minéralisées que les eaux qui sortaient auparavant, puis une baisse très importante de la concentration en HCO_3^- (amplitude maximale des variations observées au cours du cycle).

- Les crues pluviales qui surviennent après la fonte des neiges et avant les périodes de temps chaud, de même que les crues de fin de saison chaude et de début de saison froide, s'accompagnent d'une augmentation importante de la minéralisation (crue des 31 mai et 1er juin 1975).

- Les crues survenant pendant les mois les plus chauds de la saison chaude (juillet-août), bien que souvent de faible amplitude, provoquent des diminutions importantes de la minéralisation (crues des 15 et 27 juin 1975, crue d'août 1975 et deux premières crues de juillet 1976).

. <u>L'indice de saturation des eaux vis-à-vis de la calcite</u>

Il s'agit, rappelons-le, de la différence, ΔpH, entre le pH mesuré et le pH d'équilibre déterminé par la méthode de Roques (cf. annexe n° 2) . Un ΔpH négatif indique une sous-saturation de l'eau vis-à-vis de la calcite, un ΔpH positif une sursaturation. ΔpH = 0 correspond à l'équilibre.

En raison de l'importante incertitude - de l'ordre de ± 0,10 ΔpH - qui affecte la valeur de cet indice, je ne prendrai en considération que les variations les plus importantes qu'il présente.

Les variations observables entre le 23 septembre 1974 et le 17 mars 1975 sont à considérer avec prudence en raison du pas de temps de mesure irrégulier et assez large (plusieurs jours) : excepté pendant la période du 20 décembre au 12 janvier où les valeurs du ΔpH indiquent une assez nette sursaturation des eaux, l'état des eaux est proche de la saturation.

A partir du 17 mars 1975, les mesures de pH ont été plus fréquentes et la structuration des variations du ΔpH devient plus facile à saisir. Pendant la période de froid assez intense qui précède la fonte des neiges, l'eau est sursaturée. Rappelons qu'il s'agit d'eau assez minéralisée. Avec la fonte des neiges, le ΔpH amorce une diminution qui se poursuit jusqu'au 1er mai. Son évolution est comparable à celle de la minéralisation en HCO_3^-, il existe, pour cette période du cycle, une bonne corrélation entre l'indice de saturation et la minéralisation.

Le maximum de sous-saturation intervient le 24 mai, pour les eaux les moins minéralisées du cycle. Une remontée assez rapide ramène l'indice à des valeurs proches de la saturation jusqu'au 30 mai : la crue pluviale des 31 mai et 1er juin entraîne l'apparition d'eaux franchement sursaturées. Cette situation se poursuit jusqu'au début du mois de juillet. Apparaissent alors des eaux proches de l'équilibre, puis sous-saturées. Après la petite crue du 17 juillet, la tendance s'inverse, et l'indice évolue par une succession de variations d'assez grande amplitude vers la sursaturation. La dernière mesure effectuée lors de la crue du 15 septembre semble indiquer un retour vers un état de saturation.

Compte-tenu des remarques faites concernant la précision admise sur les valeurs de ΔpH, on retiendra essentiellement les points suivants :

- Sursaturation des eaux avant la fonte des neiges,

- Sous-saturation prononcée pendant la fonte, avec un maximum à la fin de cette période,

- Retour à une sursaturation très marquée provoquée par la crue pluviale des 31 mai-1er juin.

- Nouvelle baisse pendant la phase de tarissement précédant la crue du 17 juillet, suivie d'une remontée irrégulière jusqu'aux premières crues de fin de saison chaude.

. Le magnésium (Fig. III-29)

Si les valeurs absolues de concentration de Mg^{++} obtenues par complexométrie se révèlent fortement surestimées par rapport aux résultats de dosages effectués en absorption atomique (cette surestimation pouvant atteindre 2 mg/l sur les plus fortes valeurs), l'utilisation des variations relatives des concentrations mesurées par complexométrie reste possible au prix d'un lissage de la courbe qui élimine les variations relevant de l'incertitude sur les dosages. On peut ainsi mettre en évidence les points suivants :

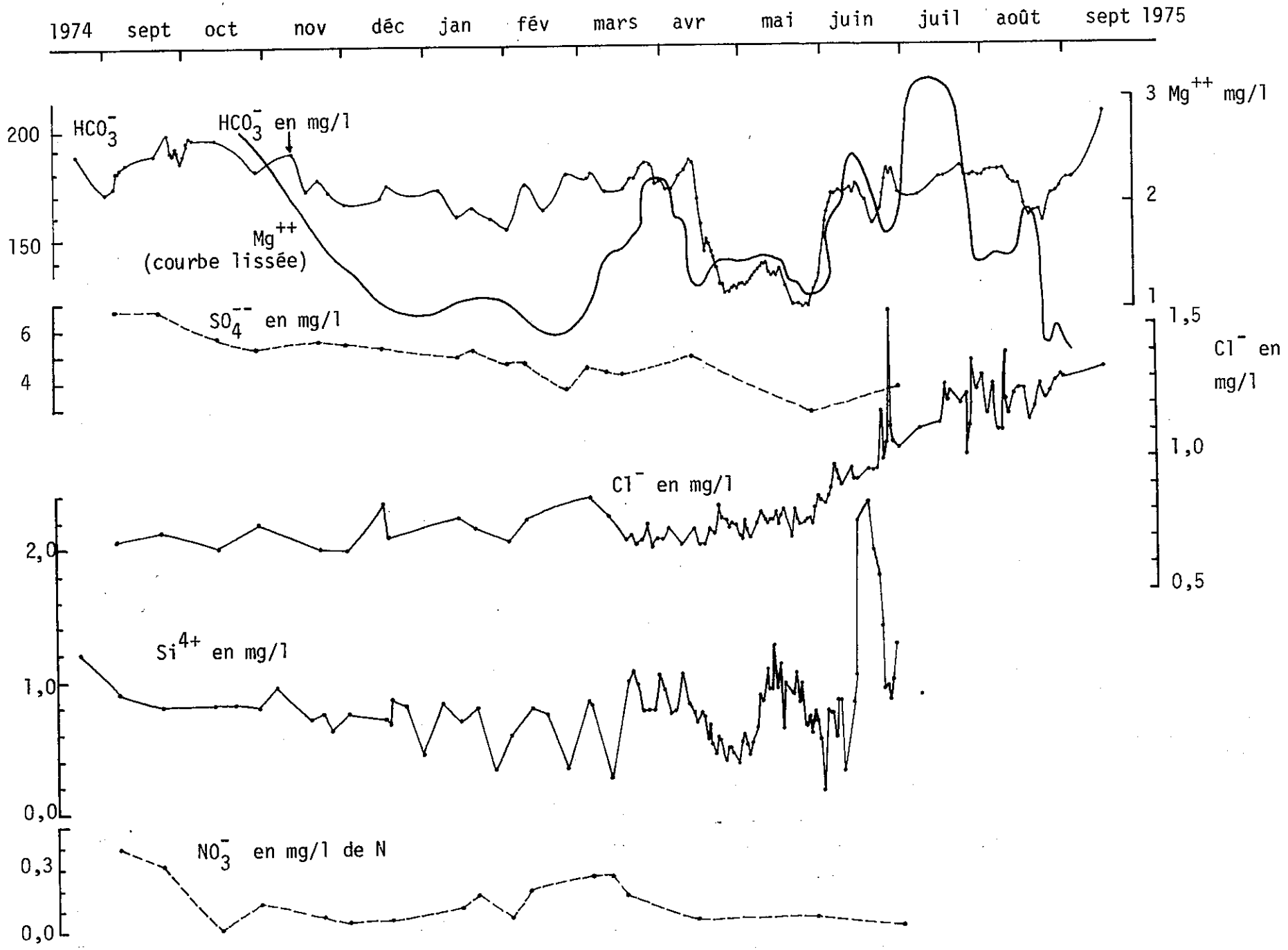


Figure n° III-29 : Variations de quelques paramètres chimiques au cours du cycle 1974-1975.

- Les concentrations maximales s'observent en début de saison froide, en début de crue.

- Pendant la saison froide, en dehors de la période de fonte des neiges, les concentrations en Mg^{++} subissent une forte baisse lorsque les redoux entraînent des fusions nivales à basse et moyenne altitude. Au contraire, la période froide de mars-début avril entraîne une forte remontée de la concentration.

- La période de fonte des neiges est caractérisée par une baisse des concentrations moins accentuée que la précédente.

- La forte crue pluviale des 31 mai et 1er juin provoque une importante remontée de la concentration.

- Les crues du mois d'août s'accompagnent d'une forte baisse de la concentration.

. Le rapport $\frac{r\,Ca^{++}}{r\,Mg^{++}}$. A la saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomite, pour une température inférieure à 25°C, le rapport $\frac{r\,Ca^{++}}{r\,Mg^{++}}$ d'une eau tend vers 1 (Wigley T.M.L., 1973). Ce rapport est donc d'un grand intérêt géochimique puisqu'il permet, de par la lenteur des réactions de mise à l'équilibre (Hanshaw B.B. et al, 1971) de distinguer, pour un système aquifère donné, des eaux à temps de séjour bref (faible concentration en Mg^{++}, forte valeur du rapport $\frac{r\,Ca^{++}}{r\,Mg^{++}}$) d'eaux à temps de séjour long, à forte concentration en Mg^{++} et faible valeur du rapport. Plusieurs auteurs ont utilisé ce rapport dans l'étude d'aquifères de milieu poreux (Blavoux B., 1966, 1978) ou carbonatés (Lepiller M., 1975, Puyoô S., 1976, Dessèvre-Delepoule A., 1978). L'emploi de ce paramètre géochimique est donc banal. On sait cependant qu'il peut se présenter des difficultés lorsqu'on souhaite comparer des résultats relatifs à des systèmes dont l'environnement minéralogique n'est pas identique.

Dans le cadre du système de Bange-l'Eau-Morte, le rapport $\frac{r\,Ca^{++}}{r\,Mg^{++}}$ ne sera pas étudié à l'échelle du cycle, faute de mesures précises de Mg^{++}. Je renvoie donc au tableau n° III-18 pour les valeurs extrêmes du rapport calculées à partir des données obtenues en spectrométrie d'absorption atomique. Elles serviront à une comparaison des valeurs obtenues sur l'ensemble des systèmes.

. Le strontium

A l'échelle du cycle, il n'apparaît pas de variation importante et structurée de la concentration en Sr^{++}. Les 15 mesures réalisées varient de 0,03 à 0,05 mg/l. La variation est donc de l'ordre de grandeur de l'incertitude.

. Les alcalins : Na^+ et K^+

Les concentrations de ces deux alcalins sont dans l'ensemble assez faibles (tableau n° III-18) et présentent une bonne corrélation, sauf pendant la période qui s'étend du 26 mai au 25 juin 1975, au cours de laquelle le potassium présente des concentrations très faibles, presque nulles pour les valeurs les plus basses. Ce phénomène coïncide avec la sortie, à la fin de la fonte des neiges, d'eaux de plus en plus minéralisées en HCO_3^-, notamment à la suite de la crue pluviale des 31 mai et 1er juin 1975.

Les concentrations maximales interviennent à l'occasion des pics qu'il est difficile de relier à des évènements hydrodynamiques. Il serait illusoire de chercher une signification à des variations très rapides, qui ne trouvent pas leur confirmation dans la durée, en raison de l'incertitude assez grande qui affecte les mesures réalisées avant le 18 avril 1975. Ces résultats, obtenus par spectrométrie d'émission de flamme à l'aide d'un appareil peu performant, sont en effet probablement surestimés, de l'ordre de 0,10 mg/l et soumis à des interférences dont l'effet est mal maîtrisé même si on utilise des solutions synthétiques très voisines des eaux naturelles pour préparer les étalons.

Par contre, les mesures effectuées après cette date en spectrométrie d'absorption atomique, sont beaucoup plus fiables.

Malgré cette surestimation probable des concentrations, il apparaît que la fonte des neiges entraîne une baisse sensible des concentrations. Avec la fin de cet épisode, et l'arrivée des crues pluviales, la concentration en Na^+ remonte, alors que celle de K^+, comme cela a déjà été dit, connaît un minimum absolu pour le cycle, le 7 juin, après une quinzaine de jours de diminution régulière. La remontée s'effectue ensuite aussi régulièrement et le 25 juin, on retrouve des valeurs identiques à celles qui précédaient la diminution des concentrations. Au cours des mois de juillet et d'août, les concentrations présentent une tendance à l'augmentation, et les crues d'août provoquent une diminution significative de ces dernières.

. Les sulfates (Fig. III-29)

Les mesures effectuées sont peu nombreuses et ne couvrent pas la totalité du cycle. On notera seulement que les concentrations maximales s'observent lors des crues de fin de saison chaude - début de saison froide, et les minimales lors de la fonte des neiges.

. Les chlorures (Fig. n° III-29)

Les concentrations de chlorure sont stables du début du cycle à la fin de la fonte des neiges. Les teneurs augmentent ensuite régulièrement, en présentant des variations très rapides et de grande amplitude. Ces pics de concentration sont souvent corrélables avec les crues (crues des 22 et 23 juin, notamment). Sachant que l'origine des chlorures est à rechercher essentiellement dans les précipitations, cette augmentation des teneurs pendant la saison chaude peut s'expliquer par une concentration résultant de l'effet de l'évapotranspiration sur les volumes d'eau qui séjournent au niveau de la zone non saturée.

. La silice

Comme pour les sulfates et les nitrates, les mesures de concentration de silice ne couvrent pas l'ensemble du cycle. On ne s'intéressera qu'aux variations survenant à partir de la fonte des neiges, en raison du faible nombre de mesures disponibles avant cet évènement.

La fonte des neiges provoque une diminution marquée de la concentration, mais les valeurs minimales, comme pour le potassium, ne s'observent qu'à la suite de la petite crue des 26 et 27 mai, et de la forte crue pluviale des 31 mai et 1er juin. La corrélation avec cet alcalin ne peut être poursuivie plus loin, car une forte augmentation de concentration intervient à la fin de la première période très chaude du cycle, alors que l'eau sortant à l'exutoire est assez minéralisée. Elle est suivie d'une baisse tout aussi importante, décalée par rapport à la sortie d'eau moins minéralisée consécutive à la crue des 14 et 15 juin.

. Les nitrates

Là encore, l'indigence des données ne permet pas d'observation décisive sur le comportement de cet ion. On notera seulement des valeurs maximales en fin de saison chaude, et des valeurs minimales pouvant survenir tout au long de la saison froide et en début de saison chaude.

2.2.4.4. *Analyse des variations des paramètres mesurés lors des crues estivales*

Comme l'a montré l'étude des variations observées à l'échelle du cycle, les crues de saison chaude peuvent provoquer des variation très importantes du chimisme des eaux à l'exutoire.

Les crues survenues au cours des saisons chaudes de 1975 et 1976 ont donné lieu à des observations détaillées qui sont d'un grand intérêt pour l'étude du transit des eaux dans le système au cours de cette période, alors que la zone non saturée est largement soumise à l'évapotranspiration.

2.2.4.4.1. Saison chaude de 1975

1° La crue du 18 juillet 1975 (Figure n° III-30)

Cette crue a fait l'objet d'un traitement destiné à déterminer ses principaux paramètres (§ 2.2.3)

Caractères généraux de la crue

Je ne les rappelerai pas ici. Elle fait suite à une assez longue période de tarissement (20 jours). Le débit au départ de la crue est de 45 l/s.

Les précipitations à l'origine de la crue sont parfaitement connues à partir de l'enregistrement pluviographique de la station des Rochers-Blancs (1 650 m), qui surestime de 11 % environ les lames d'eau précipitées sur l'ensemble du bassin-versant du système. Ces précipitations ont été relativement homogènes comme le montrent les hauteurs d'eau mesurées sur la moitié Ouest du massif des Bauges (tableau n° III-20). Elles se répartissent en deux épisodes principaux suivis de quelques averses beaucoup plus faibles (Fig. n° III-31) : les lames d'eau moyennes précipitées sur le bassin versant sont de 15,5 mm le 17 juillet de 23 H 35 à 2 H 15, de 17,8 mm le 18 juillet de 8 H 40 à 9 H 25 (avec une chute principale, 12,8 mm, de 9 H 20 à 9 H 25) et de 2 mm dans l'après-midi du 18. On rappellera l'intensité particulièrement élevée du second épisode, comme cela a déjà été noté (ch. II, § 1.3.1.6.2.). Il en a résulté un fort ruissellement superficiel et le fonctionnement des pertes du Villard (cf. § 1.2.).

	17.07.1975	18.07.1975
Aillon-le-Jeune	2,1	17,9
Les Déserts	4,3	23,9
Lescheraines	9,0	27,9
Chambéry-Joppet	2,0	25,4
Saint-Jorioz	10,5	15,4
Cusy	7,1	16,0
Annecy	3,5	23,0

Tableau n° III-20 : Hauteurs de précipitation (en mm) recueillies dans diverses stations des Bauges occidentales et de la périphérie, les 17 et 18 juillet 1975.

Le volume d'eau apporté au karst est d'environ 440 000 m^3 (valeur corrigée en prenant 11 % de surestimation). Le volume d'eau de crue écoulé à l'exutoire est de 18 950 m^3. La presque totalité de l'apport au karst est donc restée stockée au niveau de la zone non saturée (cf. § 2.2.3.8).

La réponse à l'exutoire est intervenue le 18 juillet à 13 H 40, soit 14 H après le début du premier épisode pluvieux ou 5 H après celui du second, sous forme d'un hydrogramme unique, comportant toutefois une pointe secondaire le 19 juillet à 1 H, et de forme générale assez trapue*.

La phase de crue a été très rapide, puisque le débit est passé de 45 l/s à 330 l/s en 20 minutes. La pointe de crue (385 l/s) s'est inscrite le 18 à 16 H 30. Cette célérité dans la croissance des débits est à rapprocher de la grande intensité du second épisode pluvieux.

Il s'agit au total d'une petite crue, très brutale, dont les effets sur le chimisme et les caractéristiques physiques de l'eau vont être étudiées maintenant.

Conséquences de la crue sur les caractéristiques physiques et chimiques de l'eau

5 paramètres ont été étudiés en détail avec un pas de temps adapté à la rapidité des variations de débit constatées (Fig. n° III-30).

Les matières en suspension (M.E.S.) : la phase de crue a provoqué l'apparition brutale de matières en suspension. D'une limpidité parfaite avant la crue, les eaux sont devenues très turbides en quelques minutes. Le maximum de concentration (27 unités J.T.U, soit environ 25 mg/l cf. annexe n° 1) est apparu pour un débit de 265 l/s, 20 minutes après le début de la crue, cette onde de turbidité s'est ensuite très vite amortie : après une rapide décroissance la concentration de M.E.S. est redevenue presque nulle au maximum de la crue, à 16 H 30. Les eaux sont ensuite restées limpides jusqu'au 9 août suivant.

L'apparition de l'onde de turbidité paraît bien liée aux tous premiers instants de la phase de crue. Le volume d'eau turbide expulsé est de 3 500 m^3, et la masse de transports solides d'environ 25,6 kg. Leur nature est essentiellement limoneuse.

---

* Ces particularités seront commentées lors de la comparaison avec l'hydrogramme observé sur le système de Prérouge à l'occasion de la crue qu'il a connue simultanément.

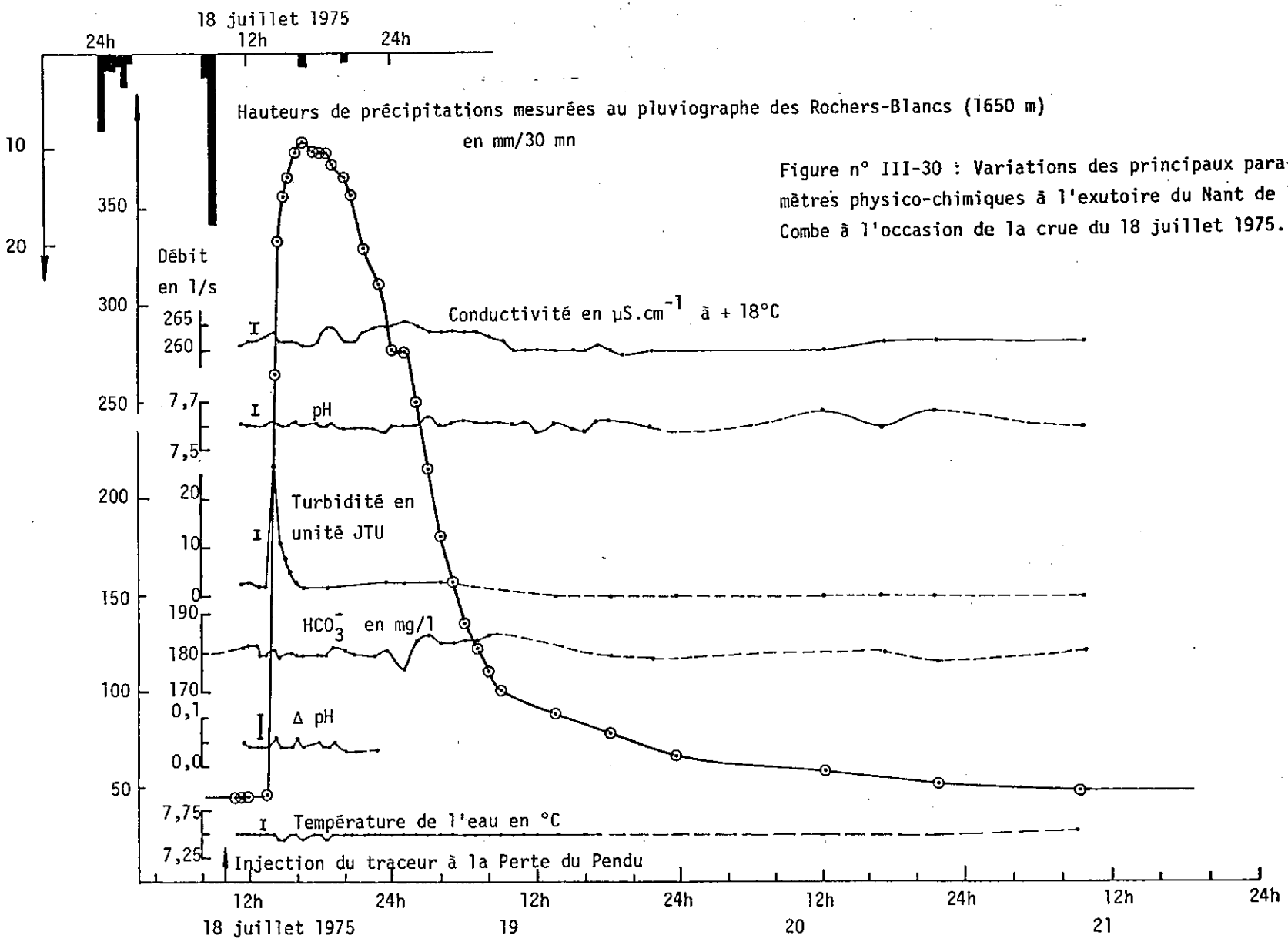


Figure n° III-30 : Variations des principaux paramètres physico-chimiques à l'exutoire du Nant de la Combe à l'occasion de la crue du 18 juillet 1975.

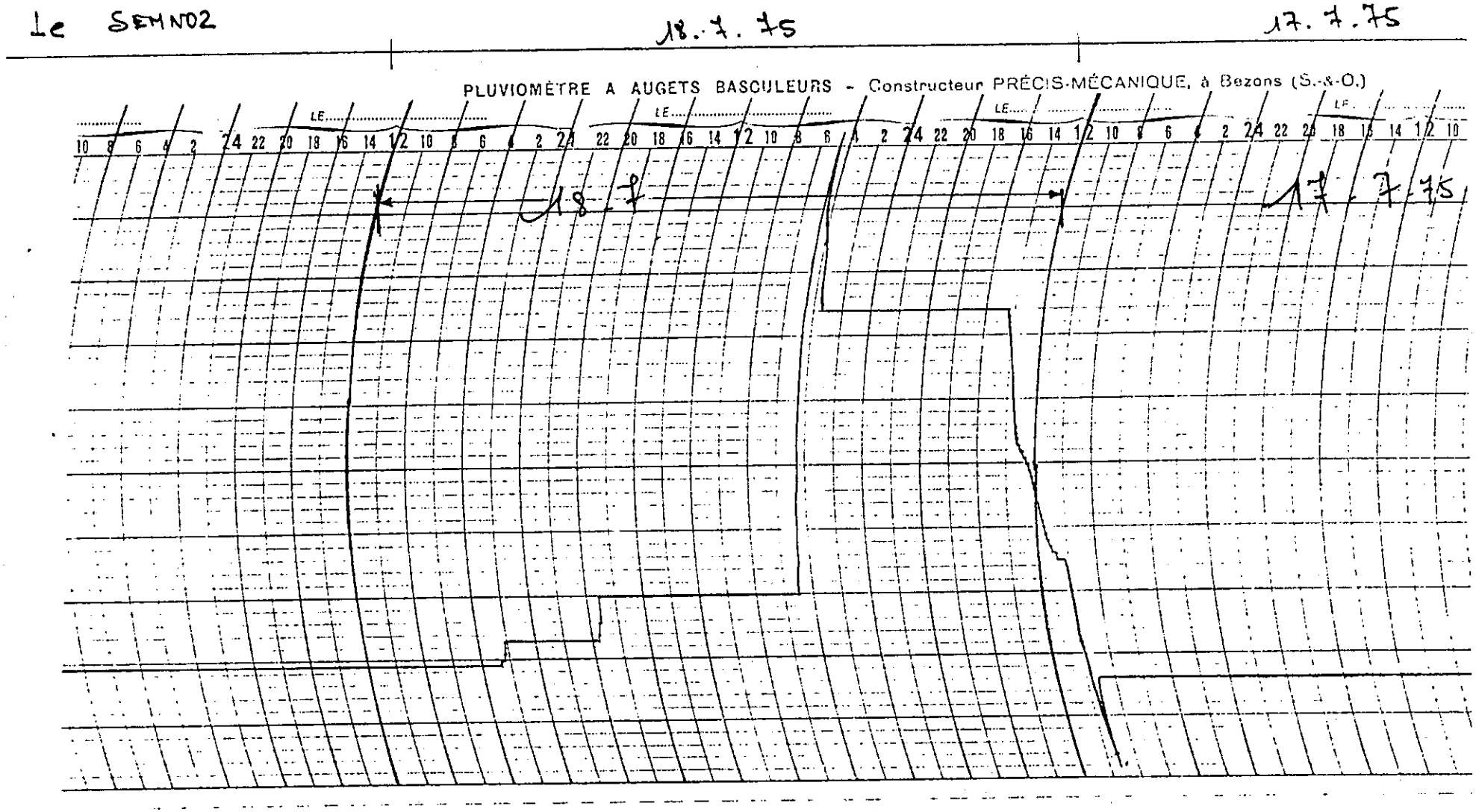


Figure n° III-31 : Enregistrement pluviographique des 17 et 18 juillet 1975 aux Rochers-Blancs (massif du Semnoz - système karstique de Bange-l'Eau-Morte). Etalonnage : un trait fort tous les deux millimètres de pluie. Surface réceptrice : 1000 cm^2.

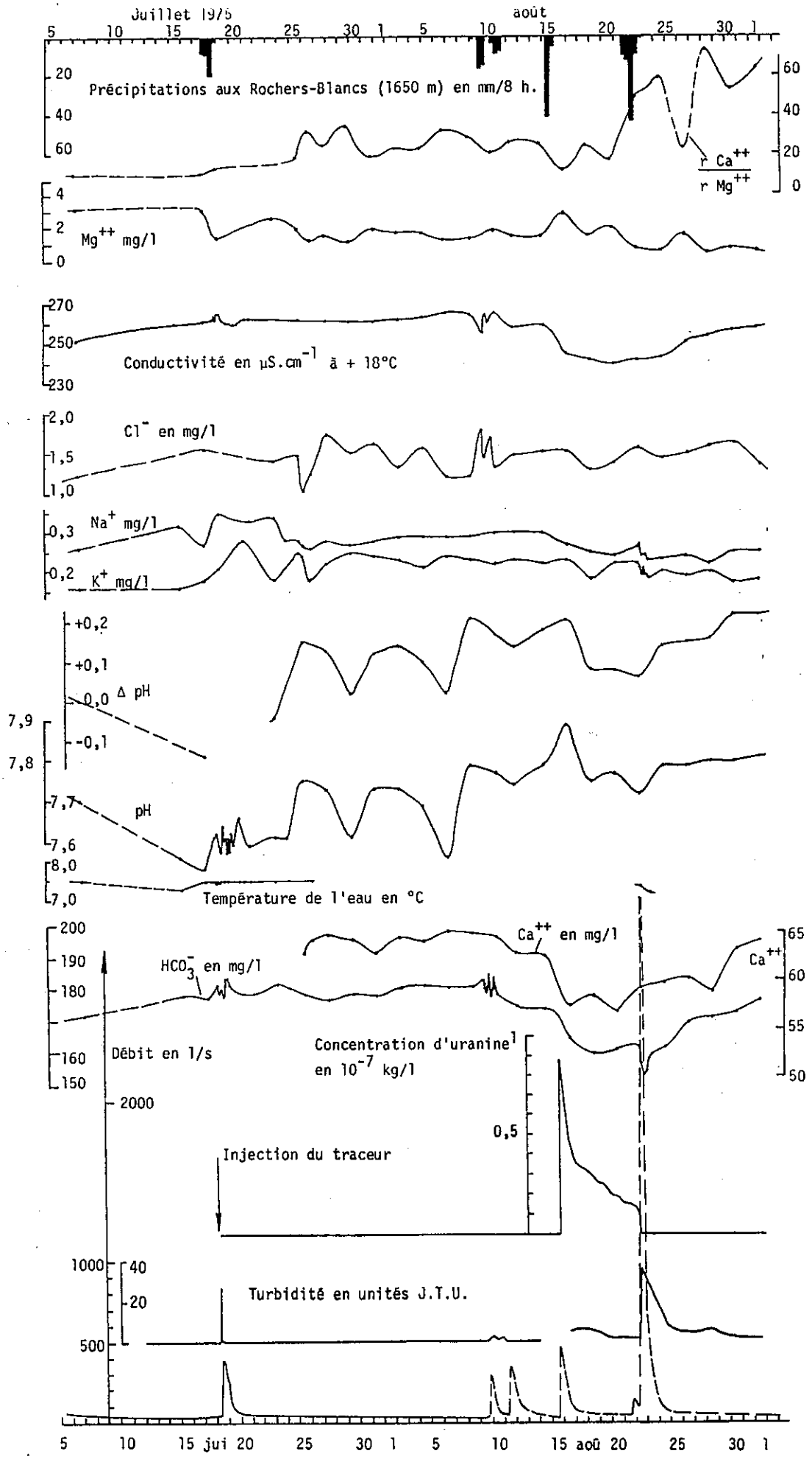


Figure n° III-32 : Système de Bange-L'Eau-Morte. Variations des paramètres physiques et chimiques à l'exutoire du Nant de la Combe au cours de la saison chaude

La température

Quelques oscillations négatives de très faible amplitude se manifestent lors de la phase de crue, jusqu'à la pointe. Ultérieurement, la température est très stable.

La conductivité

L'amplitude des oscillations constatées, de l'ordre de grandeur de l'incertitude sur la mesure (environ 2 %) est trop faible pour être significative.

Le pH

La même remarque peut être faite pour le pH qui présente des oscillations de l'ordre de ± 0,03 unités.

La minéralisation en HCO_3^-

Les variations de teneur en HCO_3^-, bien que faibles, sont d'une amplitude suffisante pour être significatives. Elles atteignent une amplitude de 0,20 français, soit 0,14 méq/l. Elles consistent en une succession d'oscillations traduisant l'expulsion d'eaux un peu plus minéralisées, dans l'ensemble, que les eaux sortant avant la crue (Fig. n° III-30 et III-32).

L'indice de saturation

Il a été calculé pour quelques prélèvements couvrant la crue et l'amorce de la récession. Les eaux sont très légèrement sous-saturées vis-à-vis de la calcite, et l'indice conserve une valeur assez stable.

Conclusion

La crue étudiée, de faible ampleur, se caractérise par l'absence de variations importantes de la température ou du chimisme pouvant traduire l'arrivée à l'exutoire d'eau d'infiltration rapide : on observe seulement quelques oscillations positives de la minéralisation hydrogénocarbonatée et de la conductivité.

L'apparition de M.E.S. pendant la phase de crue résulte de l'augmentation brutale du débit succédant à une période de basses eaux, et cette propriété, au demeurant très momentanée, s'acquiert à proximité immédiate de l'exutoire, dans le drain, partie de la zone saturée la plus exposée à des variations brutales de débit.

Il apparaît ainsi que l'augmentation rapide de la charge provoquée par l'arrivée brutale de l'impulsion sur la zone saturée a entraîné l'expulsion d'eau contenue dans le drain, ou dans des parties de la zone saturée en relation facile avec lui ; les faibles oscillations positives de minéralisation observées semblent en effet constituer la réponse du karst noyé à la variation de charge subie.

Cette crue illustre parfaitement la notion de transfert de charge, le transit dans le drain s'étant limité au déplacement d'un petit volume d'eau qui y était déjà contenu.

Je signalerai enfin que l'uranine injectée à 10 H le 18 juillet, à la perte du Pendu, après l'orage, n'est pas ressortie non plus au cours de la crue ou de la décrue.

2. Variations des paramètres observées au cours du tarissement consécutif à la crue du 18.07.1975 (Fig. n° III-32)

On vient de voir que les observations effectuées à l'occasion de cette petite crue ne permettent pas d'identifier, comme on pourra le faire lors de crues plus importantes, l'arrivée à l'exutoire d'eaux ayant transité rapidement depuis la surface de la zone non saturée jusqu'à la zone saturée, et d'en étudier les caractéristiques.

Il n'en reste pas moins vrai qu'un volume de ce type d'eau équivalent au volume de crue*, a atteint le karst noyé où il a séjourné plusieurs jours, avant de parvenir à l'exutoire.

En effet, à partir du 23 juillet, plusieurs paramètres commencent à présenter des variations significatives, alors qu'on est en phase de tarissement : la concentration en HCO_3^-, qui montrait avant la crue du 18 juillet, une croissance régulière depuis le 30 juin, se poursuivant après les oscillations positives provoquées par cette crue jusqu'au 23 juillet, commence à décroître jusqu'au 31 juillet. L'amplitude de la variation est de 0,4° français, soit 0,08 méq/l ou 5 mg/l. On n'observe des concentrations comparables à celle du 23 juillet qu'à partir du 4 août. La baisse de conductivité corrobore la variation de HCO_3^-.

Le pH et l'indice de saturation présentent une nette augmentation, comportant toutefois des pics relativement négatifs. La sursaturation des eaux s'affirme nettement à partir du 23 juillet.

---

* On peut admettre l'absence de recharge des réserves au cours de cette crue de faible ampleur et peu durable.

Le sodium et le potassium, qui avaient subi une augmentation sensible à la suite de la crue du 18 juillet, connaissent à partir du 23, une diminution importante qui ramène les concentrations aux valeurs qu'elles avaient avant la crue. Cette baisse est durable pour le sodium, dont la teneur ne recommence à croître très lentement qu'à partir du 29 juillet, et beaucoup plus fugace pour le potassium qui atteint rapidement un niveau de concentration très supérieur à celui qu'il avait avant la crue.

On peut encore citer le magnésium, dont la concentration décroît à partir du 23. Cette baisse est durable, et s'accentuera avec les crues du mois d'août.

3. Les crues d'août 1975

Les données disponibles sur ces crues sont beaucoup moins nombreuses que celles recueillies à l'occasion de la crue du 18 juillet. En particulier, manquent les données hydrométriques dont une estimation sera tentée à partir des conclusions auxquelles l'étude du volume de l'infiltration rapide a abouti. (§ 2.2.3.8).

. Pluviométrie et hydrométrie ; essai d'estimation des volumes de crue à partir des précipitations

Faisant suite à la crue du 18 juillet, une longue période de beau temps s'est instaurée jusqu'au 8 août. Du 9 au 11 août, 2 épisodes pluvieux d'intensité modérée se succèdent. Connaissant avec une bonne précision le volume des apports au système par les précipitations, (tableau n° III-21), j'ai déterminé le volume d'eau déplacé sur le karst noyé à la suite des mouvements dans la zone non saturée, à l'aide de la courbe de la figure n° III-27. Cette estimation s'effectue au prix de simplifications qui ont déjà été exposées. Elle trouve dans cet exemple des conditions d'application favorables, aucune précipitation importante n'étant venue recharger la zone non saturée au cours des 21 jours précédant la crue.

Le débit maximal des crues a été déterminé de la façon suivante* : à l'aide des données concernant les crues du 18 juillet 1975 et des mois de juillet et août 1976, le graphe de la relation existant entre le débit maximal de crue et le volume de l'écoulement de crue correspondant a été tracé (Figure n° III-33).

---

* Les crues étudiées correspondent à des précipitations relativement brèves qui seront assimilées à des averses unitaires.

	Pluviométrie Rochers-Blancs (1650 m) en mm	Pluviométrie sur le bassin-versant en mm	Volume de l'apport au système en m^3	Volume de la crue correspondante en m^3	Débit maximal de crue en l/s
Episode des 9 et 10 août 1975	34,3	30,6	376 000	18 000	300
Episode du 11 août 1975	16,4	14,6	180 000	22 000	350
Cumul des 2 épisodes	50,7	45,2	556 000	40 000	
Episode du 15 août 1975	46,9	41,7	513 000	32 000	470
Episode du 21 août 1975	10,0	9,0	110 700	5 000	140
Episode du 22 août 1975	65,4	58,2	715 900	107 000	3660
Cumul des 2 épisodes	75,4	67,2	826 600	112 000	

Tableau n° III-21 : Pluviosité sur le système de Bange-L'Eau-Morte au cours du mois d'août 1975 et volume de crue correspondant estimé.

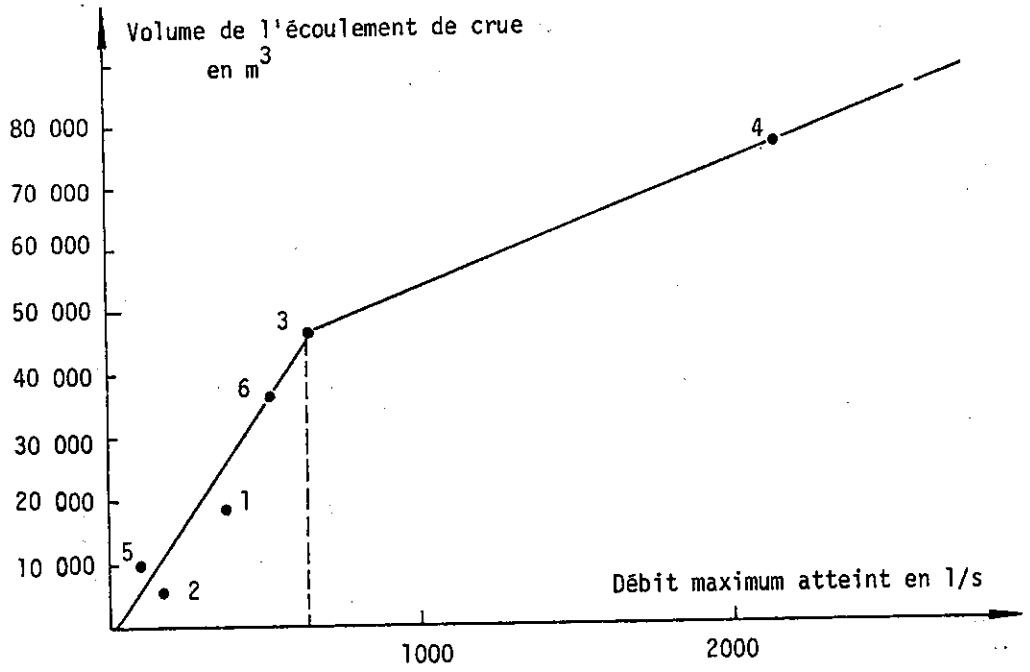


Figure n° III-33 : Relation entre le débit maximal de crue et le volume de l'écoulement de crue pour des épisodes pluvieux assez brefs. 1 : crue du 18 juillet 1975; 2, 3, 4 : crues des 18, 19 et 20 juillet 1976; 5 : crue du 15 août 1976; 6 : crue des 29-30 août 1976.

Ce graphe se caractérise par un alignement assez bon des points pour des valeurs du débit comprises entre 0 et 650 l/s. Le point 4, correspondant à un débit de 2 150 l/s est en dehors de la droite. Cette particularité s'interprète parfaitement en fonction de ce que l'on sait du fonctionnement du système : jusqu'à 640 l/s, l'évacuation des débits s'effectue par un conduit à fortes pertes de charge (cf. § 2.2.2.4.), et les débits croissent lentement en fonction de la charge (qui est liée au volume total de l'écoulement de crue pour des réponses unitaires). Au-dessus de 640 l/s, l'évacuation s'effectue par le trop-plein de l'Eau-Morte, ce qui facilite la croissance rapide des débits en fonction du volume total de crue. Malgré l'absence de points intermédiaires entre les points 3 et 4, on admettra que la brisure qui affecte le graphe se situe à la valeur de 640 l/s.

Le graphe étant ainsi construit, il suffit de déterminer le débit maximal en fonction du volume des crues déterminé par l'utilisation de la figure n° III-27. Cela permet de reconstituer un peu plus précisément les hydrogrammes.

. Conséquences sur les caractéristiques physiques et chimiques de l'eau

Les crues engendrées par ces épisodes pluvieux sont de petite ampleur. Elles provoquent d'abord, comme la précédente, l'apparition de petites oscillations de la résistivité et de la minéralisation en HCO_3^-, puis une baisse marquée (0,7° français ou 0,14 méq/l, soit 8,5 mg/l) de cette dernière. Les mesures de turbidité effectuées sur des prélèvements horaires du 9 (18 H 45) au 10 août (18 H 45), et de fréquence 2 jours en dehors de cette période, n'ont pas révélé l'apparition massive de matières en suspension. Mais il est possible que des évènements importants aient échappé à l'examen en raison du pas de temps de prélèvement trop grand après le 10 août à 18 H 45.

On retiendra donc surtout la similitude d'évolution de la minéralisation avec celle de la crue du 18 juillet, au début de la réponse à l'exutoire, puis la diminution de concentration qui suit les oscillations initiales. Cette tendance s'accentuera au cours des crues suivantes.

Le 15 août, après trois jours sans précipitations, un violent orage s'abat sur le Semnoz. En quinze minutes, la station des Rochers Blancs reçoit 37,9 mm .

Le volume de la crue déterminé comme précédemment est proba-

blement, cette fois, très sous-estimé. Les trois jours séparant cet orage de la fin des précipitations antérieures n'ont pas permis un épuisement très poussé des réserves de la zone non saturée par l'évapotranspiration. Néanmoins, on n'a pas observé de crue aussi élevée que celle qui se produit 7 jours plus tard, à la suite de nouvelles et très fortes précipitations (tableau n° III-21).

Les conséquences de ces crues vont dans le sens d'une accentuation de la baisse de minéralisation amorcée à la suite des crues des 10-11 août. Le minimum intervient à la suite de la crue du 22 août, et l'amplitude de la variation depuis le 10 août est de 2,4° français, soit 0,48 méq/l ou 28 mg/l. Elle est suivie d'une remontée qui se poursuit pendant la phase de récession, et s'accentue fortement lors des crues de septembre.

La fréquence des prélèvements n'a pas permis de vérifier si la crue du 15 août avait entraîné l'apparition de M.E.S. à l'exutoire. Les mesures isolées semblent montrer qu'il en a bien été ainsi. Les prélèvements horaires effectués à l'occasion de la crue du 22 ont par contre montré l'existence de fortes teneurs de M.E.S., dont le maximum (33 mg/l) coïncide avec le minimum de minéralisation. La durée du phénomène le différencie de celui, très transitoire, qui avait été observé à l'occasion de la crue du 18 juillet précédent. La masse de matière exportée, probablement très supérieure à celle du 18 juillet, également.

. Conclusion

D'après les observations effectuées, on peut dès maintenant distinguer, pendant la saison chaude, les petites crues ne provoquant pas de variation immédiate et importante du chimisme de l'eau à l'exutoire sous forme d'une diminution de la minéralisation, celle-ci se produisant cependant au cours du tarissement qui suit, des crues plus fortes qui entraînent une diminution prononcée de la minéralisation.

2.2.4.4.2. Saison chaude de 1976

Les observations ont débuté le 10 juillet au cours d'une phase de tarissement qui s'est poursuivie jusqu'au 17 juillet (Fig. n° III-34). Les principales données relatives au volume des précipitations et des crues résultantes ont été étudiées au paragraphe 2.2.3.8.

1. Observations effectuées pendant les crues des 18, 19 et 20 juillet 1976 (Fig. n° III-35)

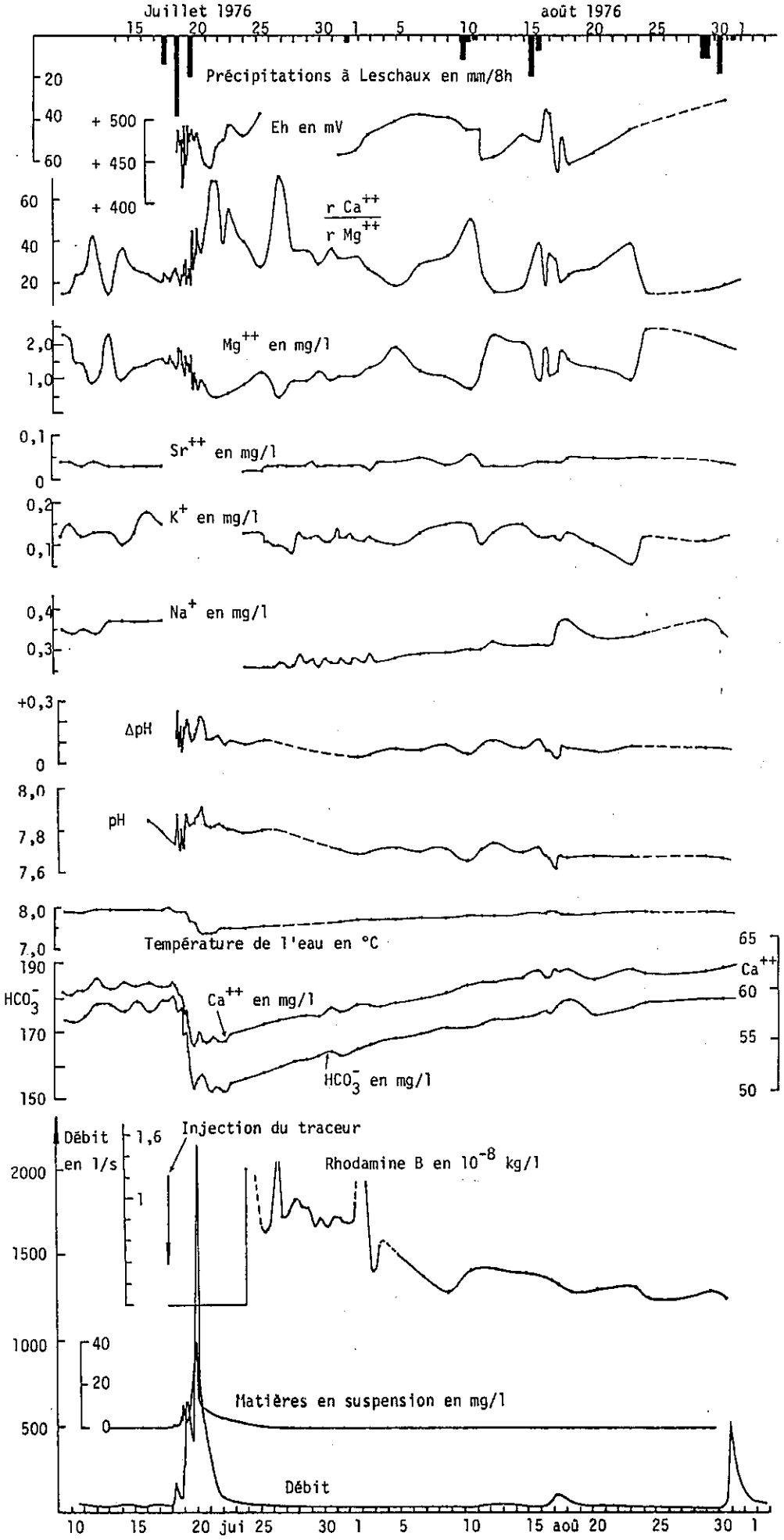


Figure n° III-34 : Système de Bange-L'Eau-Morte. Variations des paramètres physiques et chimiques à l'exutoire du Nant de la Combe au cours de la saison chaude

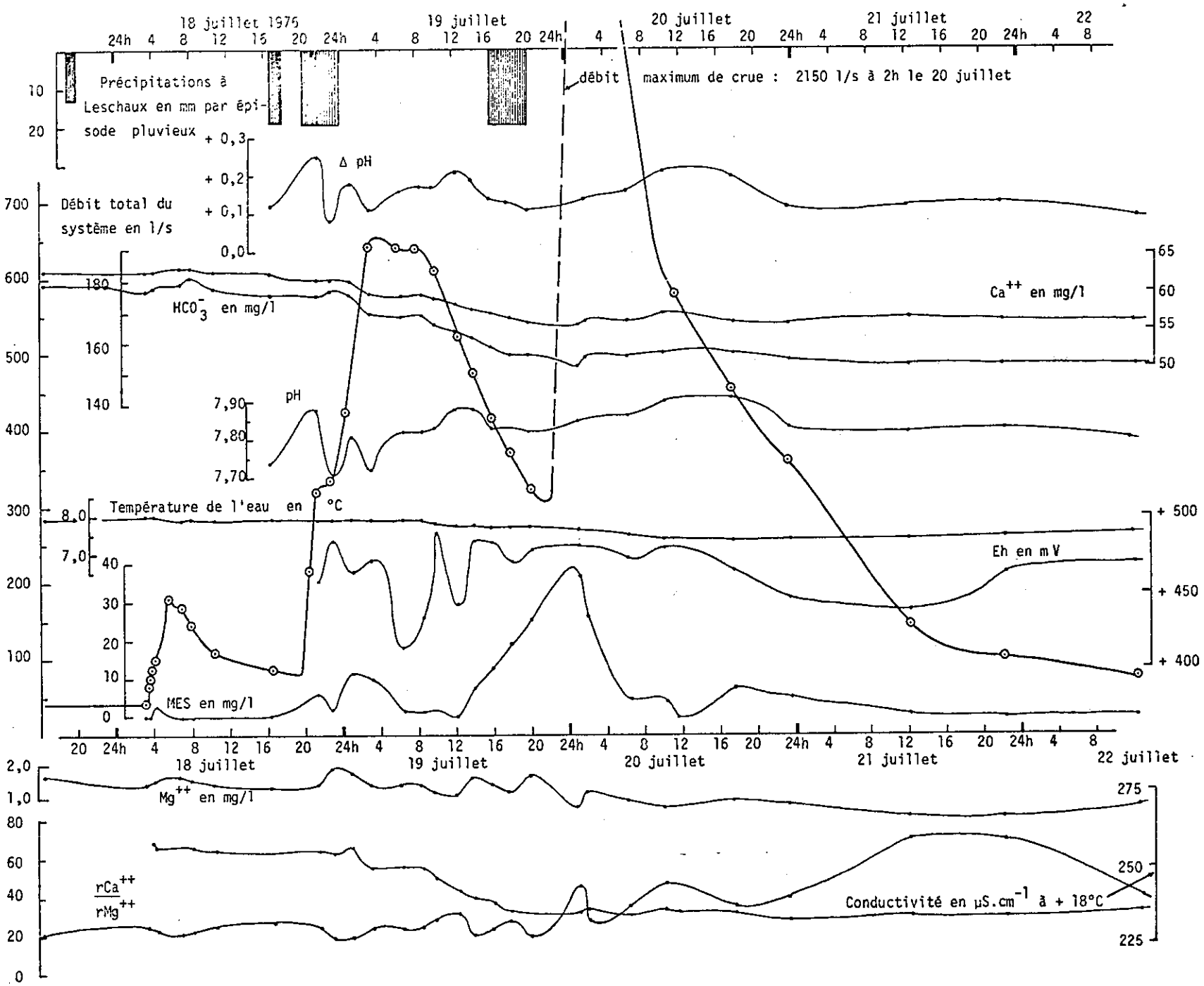


Figure n° III-35 : Système karstique de Bange-l'Eau-Morte. Evolution des paramètres physiques et chimiques à l'exutoire du Nant de la Combe au cours des crues des 18, 19 et 20 juillet 1976.

Une première crue, très faible (5 400 m³), commence le 18 juillet, 8 heures et demie après le début des précipitations. La phase de crue est peu rapide, et entraîne une faible remise en suspension (3 mg/l aux tous premiers moments de la crue). Une légère baisse de la température (0,1°C) et une augmentation de la concentration en HCO_3^- (0,3° français, soit 0,06 méq/l ou 4 mg/l), du calcium et du magnésium, se produisent ensuite. Par sa faible amplitude et ses effets, cette première crue est donc tout-à-fait comparable aux crues des 18 juillet et des 10-11 août 1975.

La crue suivante intervient le même jour à 20 H, 3 heures et demie après le début du premier épisode pluvieux de ce jour. Le débit initial est de 80 l/s. Après un palier à 22 H, la crue reprend jusqu'à 4 H le lendemain. Cette nouvelle phase est provoquée par le deuxième épisode pluvieux et débute 3 heures après son commencement.

L'hydrogramme présente une forme assez massive comme cela a déjà été signalé à propos de la crue du 18 juillet 1975. Le débit ne dépasse pas 650 l/s et le trop-plein de l'Eau-Morte n'est pratiquement pas entré en fonctionnement.

La troisième crue débute le 19 juillet entre 20 H et 22 H : il existe là une imprécision résultant d'un hiatus d'observation qui n'affecte pas gravement le tracé de l'hydrogramme et le calcul du volume de crue. Au cours de cette crue, dont le débit initial est d'environ 300 l/s, le débit maximal atteint 2 150 l/s, et le trop-plein fonctionne pendant environ 11 H. Le volume d'eau qui s'y écoule est d'environ 21 000 m³ (volume de la crue : 76 500 m³). La phase de décrue permet d'observer sur l'hydrogramme une rupture de pente qui s'inscrit au moment où le débit total atteint 640 l/s. On se souvient que c'est précisément pour cette valeur du débit que le trop-plein entre en fonctionnement. Il apparaît donc que la forme trapue, massive, des hydrogrammes de crues, même provoquées par des averses très courtes, "unitaires", dont le débit maximal ne dépasse pas 640 l/s, est bien lié aux fortes pertes de charge existant au niveau de l'exutoire pérenne du Nant-de-la-Combe. Lorsque le débit devient supérieur à cette valeur, l'écoulement s'effectue plus facilement vers le trop-plein et permet une croissance importante du débit au détriment de la largeur de l'hydrogramme.

Conséquences des deux dernières crues sur les caractéristiques physiques chimiques de l'eau

Les prélèvements effectués au cours des deux dernières crues sont assez nombreux et permettent une analyse fine des variations des para-

mètres observés, au moins pour certains d'entre eux.

La température, qui avait subi une très légère baisse pendant la première crue, reste stable jusqu'au maximum de la seconde crue. Elle connaît ensuite une forte diminution qui l'amène à un minimum au cours de la récession de la troisième crue. L'amplitude de cette variation est de 0,55°C. Une lente remontée lui succède en phase de tarissement.

La conductivité présente une variation qui se corrèle bien avec celle des concentrations en HCO_3^- et Ca^{++}. Elle débute au cours de la deuxième crue, et présente deux paliers de valeurs minimales décalés par rapport aux pointes de crue. Le minimum absolu correspond au deuxième palier.

Ces paliers traduisent la sortie à l'exutoire d'un mélange où participent des eaux moins minéralisées que celles qui sortaient avant la crue. La minéralisation croît ensuite régulièrement, en phase de tarissement.

Les matières en supension

Les deux phases de crue du deuxième épisode de crue entraînent l'apparition de matières en suspension non liées à une variation des autres paramètres. Au cours de la récession de cette deuxième crue, apparaissent de fortes concentrations de M.E.S., dont le maximum (39 mg/l) correspond au premier minimum de minéralisation. On notera enfin que le deuxième minimum de minéralisation n'entraîne qu'un faible regain de M.E.S., et que la phase de crue de la troisième crue ne semble pas s'être accompagnée de remise en suspension à proximité de l'exutoire. Le volume d'eau turbide est de 65 100 m^3. La masse de matières en suspension ainsi expulsée est d'environ 1 250 kg. Le problème de leur origine sera évoqué plus loin. Soulignons dès maintenant l'absence de corrélation systématique entre l'apparition d'eau à transit rapide et celle de M.E.S.

Le Eh a été mesuré a titre tout-à-fait expérimental au cours de ces crues. Les variations observées sont d'une assez grande amplitude, mais l'incertitude sur la mesure d'une part, l'aspect peu structuré de la variation d'autre part, invitent à la plus grande circonspection dans la recherche de sa signification. A l'échelle des deux mois étudiés, il semble que les crues soient génératrices de variations très rapides précédant une baisse assez marquée au cours des décrues. Les périodes de tarissement sont des périodes de croissance du Eh.

Le pH et l'indice de saturation ΔpH

Après quelques oscillations se situant en phase de montée

du second épisode de crue, et traduisant l'expulsion de volumes d'eau plus ou moins sursaturés vis-à-vis de la calcite, le pH et le ΔpH offrent une évolution assez comparable au cours des deux dernières crues : tout d'abord une augmentation qui débute en phase de crue et sensiblement corrélée avec les périodes de plus fortes variations de la température et de la minéralisation, suivie d'une diminution intervenant en décrue et précédant les minima de minéralisation. Cette succession se répète deux fois à partir de l'instant où la diminution de la minéralisation commence. Il est tentant d'y voir le résultat de la succession des deux crues. Les eaux apparaissent toujours sursaturées.

Le magnésium subit une diminution régulière et significative de concentration qui se manifeste surtout au cours de la troisième crue. Les phases de montée des deux premières crues entraînent des augmentations passagères de la concentration. Corrélativement, le rapport $\frac{rCa^{++}}{rMg^{++}}$ augmente pour atteindre une valeur maximale au cours de la récession de la troisième crue : aux eaux les moins minéralisées correspondent aussi les valeurs les plus élevées de ce rapport.

2. Observations effectuées pendant le tarissement

Le tarissement consécutif à la dernière crue débute le 28 juillet et se poursuit jusqu'au 30 août. Il est accidenté de deux petites crues les 11-12 et 16-17 août (Fig. n° III-34). La crue du 30 août met un terme aux observations.

La température de l'eau

La température de l'eau connaît un lent réchauffement qui ne lui permettra pas de retrouver la valeur qu'elle avait avant les crues. La très faible crue des 11 et 12 août est sans effet mesurable sur ce paramètre. Par contre, la crue des 16 et 17 août (9 600 m^3) entraîne une très légère augmentation de la température (+ 0,05°C) suivie d'une baisse relative qui la ramène à la valeur de départs (7,85°C).

Les M.E.S.

Aucune apparition de M.E.S. n'est constatée pendant le tarissement et les faibles crues qui l'accidentent.

Le Eh

Les variations du Eh ont déjà fait l'objet de commentaires, je n'y reviens donc pas.

Le pH

Après avoir atteint un maximum à la suite de la dernière crue, le pH décroît ensuite pour atteindre un palier à 7,70 du 1er au 15 août. Les oscillations constatées autour du 11 août sont trop discrètes pour être interprétées. La crue des 16 et 17 août provoque une baisse passagère et significative du pH qui se stabilise ensuite à 7,68.

L'indice de saturation ΔpH

Il suit une évolution assez semblable à celle du pH mais le palier observé entre le 1er et le 15 août pour ce paramètre n'existe pas : le ΔpH subit une augmentation sensible interrompue par la crue des 16 et 17 août. Il semble se stabiliser ensuite dans un domaine de légère sursaturation.

La minéralisation en HCO_3^- et Ca^{++} croît lentement au cours du tarissement, et retrouve le 11 août une valeur identique à celle qu'elle avait avant la crue. On peut rappeler que la diminution causée par les crues des 19 et 20 juillet était de 1,4° français, soit 0,28 méq/l ou 17 mg/l. La crue des 16 et 17 août entraîne l'apparition d'oscillations suivies d'une baisse relative de minéralisation, la croissance de cette dernière paraissant se ralentir ultérieurement.

La courbe de variation du magnésium suit, après les crues de juillet, une évolution traduisant, en moyenne, une croissance des concentrations. Les nombreuses oscillations observées ne peuvent être considérées comme significatives pour des raisons déjà exposées qui tiennent à la méthode de dosage utilisée. Cela ne veut pas dire que certaines d'entre elles ne traduisent pas des variations réelles survenant en cours de tarissement. La restitution du traceur injecté dans ce système au cours de cette période montrera que des variations très significatives de sa concentration peuvent avoir lieu en l'absence de variations irrégulières de débit. L'observation des oscillations en cours de tarissement doit par conséquent être menée selon un pas de temps plus court et avec des méthodes assurant une plus grande précision.

Ces remarques sont bien entendu valables pour le rapport $\frac{r\ Ca^{++}}{r\ Mg^{++}}$ dont on notera seulement la décroissance globale à partir de la dernière crue de juillet.

Le strontium (comme Na^+ et K^+) n'a malheureusement pas été dosé pendant les crues, les premières mesures effectuées après ces évènements (le 24 juillet) montrent des concentrations légèrement inférieures à celles qui les précédaient. La tendance est ensuite à une augmentation régulière de la concentration.

Le sodium a subi au cours des crues une baisse importante de concentration (0,11 mg/l). Les teneurs augmentent ensuite régulièrement pour retrouver la valeur initiale à la fin du mois d'août. La crue des 16 et 17 août provoque une importante oscillation positive de la concentration.

Les variations du potassium ne sont pas corrélables avec celles du sodium. Exceptée une légère baisse de concentration imputable aux crues de juillet, la courbe de variation n'offre pas une évolution structurée, et il est impossible de relier les variations observées à celles d'autres paramètres. L'exemple de cet alcalin illustre les difficultés qu'on rencontre dans l'analyse du comportement d'un ion dont la concentration est très faible : des oscillations qui peuvent apparaître comme des variations de détails lorsque le niveau de concentration est élevé deviennent prépondérantes pour les très faibles valeurs. L'incertitude sur le dosage, relativement importante dans ce cas, apporte sa contribution à cette difficulté.

Les chlorures

Les mesures sont trop peu nombreuses pour être interprétées finement. On notera le maximum correspondant à l'augmentation transitoire de minéralisation séparant les deux minima déjà signalés.

2.2.4.4.3. Conclusion

La première crue de juillet 1976 et celle du 17 août suivant s'apparentent à celles des 18 juillet et 10 et 11 août 1975 : elles donnent lieu aux mêmes oscillations positives et de faible amplitude de la minéralisation, et à la même absence de variation thermique prononcée. C'est peu après le début de la deuxième crue de juillet 1976 que s'amorce une baisse très significative de la minéralisation. Le volume écoulé à l'exutoire depuis le début de la première crue est alors de 13 000 m^3. On peut comparer ce volume à celui qui s'écoule entre le début de la crue du 18 juillet 1975 et le 23 juillet 1975, date où commence la baisse de minéralisation déjà évoquée : ce volume est de l'ordre de 40 000 m^3. La différence est d'une importance suffisante pour être significative. Il apparaît que le volume d'eau expulsé pendant et après les crues, entre le début de celles-ci (réponse hydrodynamique du système) et le début de la diminution importante de la minéralisation (réponse hydrochimique du système) n'est pas constant.

Les deux crues suivantes de juillet 1976 sont à rapprocher de celles d'août 1975. Comme ces dernières, ces crues entraînent de fortes baisses de minéralisation et de température qui traduisent le transit jusqu'à l'exutoire, d'un mélange où un type d'eau nouveau apporte sa contribution.

L'opposition entre ces deux types de crues n'est qu'apparente, puisqu'elle ne repose que sur la non-simultanéïté des réponses hydrodynamiques et chimiques dans le premier cas, opposée à la simultanéïté relative des deux réponses dans la deuxième : en effet, dans le premier cas, la réponse chimique n'est que différée. Ce différé paraît pouvoir être mis en relation avec le faible volume de crue expulsé à l'exutoire, comparé au volume d'eau contenu dans la zone saturée et notamment dans le drain, susceptible d'être facilement sollicité par la variation de charge résultant de l'impulsion. On a vu que ce volume d'eau n'était pas constant, et semblait plus important dans le cas d'une petite crue isolée que lorsque cette crue est rapidement suivie d'autres de plus forte amplitude.

2.2.5. Interprétation des observations réalisées. Apports à la connaissance de l'organisation et du fonctionnement du système

2.2.5.1. *Principes observés*

La démarche suivie pour interpréter les observations réalisées sur le système de Bange-l'Eau-Morte est fondée sur l'analyse de l'information recueillie à l'exutoire sur l'ensemble des eaux ayant transité dans le système. Plusieurs raisons motivent ce choix :

- l'exutoire et ses éventuels trop-plein représentent la sortie du système. Là, se retrouvent en un mélange aux proportions variables, toutes les eaux qui, ayant transité ou séjourné dans les deux grandes parties du système (zone non saturée et zone saturée) y ont acquis tout ou partie de leurs caractéristiques, les véhiculant ensuite de manière plus ou moins conservative.

- Ce n'est pas anticiper les conclusions de l'interprétation des résultats que de reconnaître le rôle fondamental des conditions hydrodynamiques dans l'acheminement de l'information jusqu'à l'exutoire. La simple analyse des courbes de variations des paramètres étudiés à l'échelle du cycle nous montre en effet que leur pente est maximale à l'occasion des crues. Or, la surveillance des débits à l'exutoire est la meilleure façon de déceler des variations faibles dans les écoulements du système.

- Le refus de privilégier les informations recueillies dans telle ou telle partie de l'aquifère et d'étendre à l'ensemble du système les conceptions édifiées à partir d'observations ponctuelles conduit nécessairement à une appréhension globale des problèmes posés par le système. Je pense particulièrement, à ce sujet, aux conclusions qui ont pu être tirées des observations

menées sur l'infiltration et le ruissellement dans les galeries de la Grotte de Bange (§ 2.1.3.5.). Les paramètres labiles de l'écoulement peuvent être fortement affectés par des conditions aux limites locales. Des observations effectuées dans ces conditions, dont le poids statistique est négligeable, conduisent à des conclusions dont l'extension à l'ensemble du système est erronée. Les informations recueillies ponctuellement doivent être replacés dans le contexte général du système. Elles ne peuvent conduire seules à la compréhension de son fonctionnement.

- La transmission, jusqu'à l'exutoire, des informations acquises dans différentes parties de l'aquifère est fonction des conditions hydrodynamiques. On sait (A. Mangin, 1975) que l'information hydrodynamique qui consiste essentiellement en l'apparition de crues est d'autant plus modulée et mieux restituée que le système est karstifié, et que son organisation est poussée. On peut donc s'attendre à ce que l'ensemble des informations en provenance de divers points du système, constitué par les caractéristiques physiques, physico-chimiques et chimiques acquises par l'eau, soit d'autant moins dénaturé que sa transmission est facile.

Cette dernière remarque permet d'évoquer le problème de la représentativité des observations. A l'exutoire, l'interface entre le système et le milieu extérieur constitue une discontinuité majeure tout-à-fait comparable à celle que constitue une galerie dans le massif rocheux. Il en résulte que lorsque la vitesse d'écoulement est faible, (en étiage), certaines caractéristiques physiques et physico-chimiques labiles risquent d'évoluer, à proximité de l'exutoire, sous la dépendance des conditions extérieures. Cela a pour conséquence que les mesures effectuées au niveau de l'exutoire ne sont pas toujours représentatives de phénomènes ayant leur siège dans le système. Se pose ainsi le problème général de la concurrence entre la vitesse de transit de l'information - c'est-à-dire celle de l'eau - et la vitesse des transformations qu'elle peut subir pour s'adapter aux conditions locales. Aussi est-il indispensable avant toute interprétation, de bien définir les conditions aux limites des champs étudiés (champ thermique, champ chimique, etc.). Cela permet d'effectuer éventuellement un filtrage de l'information qui permettra d'éliminer les valeurs non représentatives de phénomènes internes au système.

Si elle est parfois cause d'interférences préjudiciables à l'exploitation de l'information, notamment dans le cas où les conditions aux limites locales à l'exutoire modifient son intensité ou même sa nature, les conséquences de la concurrence évoquée sont en fin de compte d'une portée irremplaçable lorsqu'elle s'exerce, comme on va le voir, au sein du système. On peut

illuster cette constatation en disant, par exemple, que certaines caractéristiques acquises dans la zone non saturée ne pourront être conservées jusqu'à l'exutoire que si le transit dans la zone saturée est rapide et n'entraîne pas un mélange tel qu'il occulte ces dernières.

Déjà apparaissent dans cette proposition deux notions importantes : celle de vitesse de transit, et celle de développement de la zone saturée. La conservation de l'information, qui implique la modulation des courbes de variation des paramètres observés à l'exutoire apparaît comme un critère fondamental d'étude de l'organisation et du fonctionnement d'un système karstique.

2.2.5.2. *Rappels concernant la structure de l'aquifère*

Deux sous-systèmes ont été distingués dans le système karstique. Ils correspondent à la zone non saturée et à la zone saturée. Je rappelle ici les principaux paramètres de ces parties de l'aquifère et les modalités d'alimentation des réservoirs qu'elles constituent.

2.2.5.2.1. La zone non saturée

Elle représente l'essentiel du volume de matériau aquifère, soit environ 2 . 10^9 m^3. Les observations réalisées sur le volume de l'infiltration rapide (§ 2.2.3.8.) permettent d'avancer une estimation du volume de stockage correspondant à la capacité au champ : $10^6 m^3$. La facilité avec laquelle ce stock est entraîné par l'évapotranspiration au cours des périodes de beau temps estival permet d'affirmer que ces réserves sont localisées à faible profondeur ; la végétation en retient une partie ; le reste étant contenu dans la tranche relativement superficielle de roche altérée, décomprimée, où l'écoulement est essentiellement diphasique. Aucun indice de l'existence de nappe d'une certaine extension (aquifère épikarstique au sens strict) n'a été mis en évidence malgré l'existence de très nombreux puits naturels et gouffres.

Son alimentation s'effectue uniquement par les précipitations. Les volumes d'eau, d'ailleurs restreints, qui s'engouffrent dans les pertes drainant des zones où le ruissellement superficiel est intense, ne font que traverser cette zone et gagnent rapidement la zone saturée en suivant le pendage du substratum imperméable. L'évapotranspiration constitue le seul poste de prélèvement au système à partir de cette zone.

2.2.5.2.2. La zone saturée

L'évaluation du volume de la zone saturée est difficile. Nous n'en connaissons que le volume dynamique, qu'on peut assimiler au volume des réserves. Celui-ci est de l'ordre de 150 000 m^3 au maximum. Il apparaît donc un facteur de 1 à 7 dans les volumes des réserves mises en place dans les deux zones.

L'alimentation de la zone saturée (réserves + drain) se fait, dans le cas du système de Bange-l'Eau-Morte, essentiellement à travers la zone non saturée. La part du ruissellement souterrain directement alimenté par les pertes de cours d'eau est en effet très faible. Les observations effectuées au cours des crues de saison chaude (§ 2.2.3.8.) montrent qu'une faible part des précipitations alimente l'infiltration rapide vers la zone saturée.

L'autre partie des précipitations reste stockée dans la zone non saturée d'où elle peut repartir sous l'effet de l'évapotranspiration. Si ce mouvement n'a pas lieu, l'eau peut séjourner longtemps dans la zone non saturée. Son transit vers la zone saturée ne pourra se faire que sous l'effet de précipitations ultérieures provoquant un déplacement des volumes d'eau vers le bas, dont l'importance est en proportion de l'apport au karst. Ce mode de transit, ou infiltration différée, qui subit un retard consécutif au séjour de l'eau dans la zone non saturée, ne supprime pas le transit rapide (infiltration rapide). Les crues de forte ampleur qui en résultent restituent un mélange où l'eau de transit différé est largement prépondérante par rapport à celle de transit rapide.

En raison des plus ou moins grandes pertes de charge qui affectent les liaisons entre les réserves et le drain, et de l'inertie que peut présenter l'écoulement de ces réserves, on sait à la suite de A. Mangin (1975) que leur reconstitution intervient surtout pendant les périodes de hautes eaux continues.

Dans le système de Bange-d'Eau-Morte, comme dans tous les systèmes où une part importante de l'apport annuel par les précipitations est stockée sous forme de neige (35 % en 1973-74 et 50 % en 1974-75, ch. II, § 3.1.7.4.), la période la plus favorable à la reconstitution des réserves de la zone saturée se situe pendant la fonte des neiges.

Les débits écoulés à l'exutoire constituent la seule sortie du système au niveau de la zone saturée, l'évapotranspiration n'ayant aucune action sur les réserves le plus souvent abritées par 200 m de roches calcaires.

2.2.5.3. *Interprétation des observations concernant la thermique des eaux*

2.2.5.3.1. Conditions aux limites du champ thermique

Cl. Andrieux (1972, 1976, 1977) a considérablement précisé les conditions aux limites du champ thermique règnant dans les systèmes karstiques. Ce champ est le résultat de l'équilibre entre le flux géothermique considéré comme constant et le flux d'origine solaire qui varie d'une manière périodique ; d'après H. Schoeller (1962), les variations thermiques annuelles les plus importantes ne se font plus sentir au-delà d'une vingtaine de mètres. On en déduit qu'en l'absence de tout apport thermique venant de la surface de la zone non saturée, l'eau de la zone saturée du système de Bange serait soumise au seul flux géothermique et, en l'absence de toute influence de conditions locales à proximité de l'exutoire (donc en dehors des périodes d'étiage où elles risquent d'y être le plus sensible en raison des faibles vitesse d'écoulement), devrait présenter une température constante ou faiblement et uniformément variable. Il n'en est rien, et la cause des variations de température les plus importantes présentées par l'eau en dehors de ces périodes est à rechercher dans l'apport de chaleur* par les eaux d'infiltration venant de la zone non saturée.

On retiendra, pour conclure, qu'un gradient thermique existe à l'intérieur du massif rocheux et qu'aucun point de la zone saturée n'est à la même température. En vertu de ce gradient, l'eau située derrière l'exutoire présente, en période de tarissement où les circulations s'effectuent lentement, une température inférieure à celle d'eaux situées plus profondément dans le massif.

Les influences thermiques extérieures peuvent se faire sentir jusqu'à 20 mètres à l'intérieur du massif. Cela signifie qu'en période de tarissement et en hiver, le gradient thermique voit sa pente augmenter à proximité de l'exutoire. La géométrie de la zone d'évacuation joue un grand rôle dans l'installation de ce gradient local. En été, le gradient s'inverse et l'eau subit un réchauffement à proximité de l'eau, l'information thermique acquise en un point donné du système sera plus ou moins altérée par la mise à l'équilibre avec les conditions locales de température rencontrées sur son acheminement.

---

* Chaleur étant pris ici dans son acception large : chaleur négative ou positive.

2.2.5.3.2. Interprétation des variations thermiques

Les maxima thermiques s'observent à l'exutoire lors des périodes de froid hivernal. Les apports en provenance de la zone non saturée sont alors interrompus par le gel et la couche de neige, comme on l'a déjà vu (ch II, § 3.1.7.1.) isole parfaitement le sol d'un point de vue thermique. Il est intéressant de souligner qu'au cours de ces périodes de froid, particulièrement intense à basse altitude du fait de l'existence d'inversions thermiques (ch. II § 3.2.2.4.), la température de l'eau continue d'augmenter, ce qui paraît traduire la faible influence des conditions extérieures sur l'eau, à proximité de l'exutoire. Les conditions d'émergence du Nant de la Combe, au pied de la falaise, à la base d'un important éboulis bien colmaté par la végétation, et dans une situation (au fond de la cluse du Chéran) qui limite l'amplitude des variations thermiques, sont favorables à une certaine stabilité thermique de la zone d'émergence. Les températures mesurées en hiver dans ces conditions, sont représentatives, certes non de la température maximale de la zone saturée, mais d'une information acquise à son niveau, et peu altérée par les conditions aux limites locales à l'exutoire. Il faut ajouter que les débits restent, au cours de cette période, supérieurs au débit d'étiage estival, ce qui favorise aussi la transmission conservative de l'information thermique.

Le maximum thermique absolu est mesuré au tout début de la crue de fonte des neiges. L'augmentation significative de température qui accompagne cet évènement traduit vraisemblablement l'arrivée à l'exutoire d'eau contenue dans les zones profondes de l'aquifère, où la température est la plus élevée. L'augmentation brutale des vitesses de circulation soustrait cette eau aux effets du gradient thermique et apporte une information peu altérée dans des conditions très transitoires d'observation. Le gisement d'origine de cette eau peut être placé soit dans la zone saturée, soit à la partie inférieure de la zone non saturée. L'eau en est expulsée par l'arrivée d'eau de fonte des neiges aux caractéristiques très différentes.

L'infiltration massive d'eau de fonte provoque un refroidissement général, brutal et durable de l'aquifère. La baisse des débits à partir du 2 mai 1975, consécutive à un refroidissemnt de la température en altitude entraîne une légère remontée de la température de l'eau : elle est imputable à l'action du flux géothermique dont l'effet est d'autant plus sensible que les vitesses de circulation sont lentes. Elle s'accentue avec les quelques précipitations qui s'effectuent sous forme liquide aux basses altitudes du 6 au 12 mai,

provoquant l'alimentation du système en eau moins froide que l'eau de fonte, cette fonte étant par ailleurs ralentie au cours de cette période.

La crue du 26 mai, et surtout celle des 31 mai et 19 juin 1975 provoquent une augmentation importante de la température. On montrera que cette dernière crue a provoqué l'arrivée sur la zone saturée d'eau ayant séjourné quelques jours dans la zone non saturée. On peut en déduire que l'équilibre thermique était atteint, et que le réchauffement de la zone non saturée s'effectue plus vite que celui de la zone saturée. Il est d'ailleurs intéressant de noter qu'à la suite de la crue du 1er juin, alors que l'influence de l'infiltration décroît entre le 2 et le 12 juin, la pente de la courbe de variation de la température diminue, traduisant un réchauffement plus lent de l'eau contenue dans la sone saturée qui participe alors de plus en plus à l'écoulement.

Au cours de la période qui suit, et jusqu'à la crue du 18 juillet 1975, la zone saturée est influencée à plusieurs reprises par l'infiltration provenant de la zone non saturée. Il s'instaure un certain équilibre thermique, que traduit la stabilité de la courbe de température de l'eau. Seules, la forte crue des 15 et 16 juin et les crues successives de la troisième décade de juin entraînent une faible baisse de cette dernière.

La crue du 18 juillet n'entraîne, comme on la vu (§ 2.2.4.4.1) aucun baisse notable de la température, pas plus que la première des trois crues successives de juillet 1976 ou que celles d'août suivant. Tout au plus peut-on noter quelques oscillations dont l'amplitude est de l'ordre de grandeur de l'incertitude. C'est bien là la preuve une nouvelle fois que les influences extérieures se font peu sentir au niveau et en amont immédiat de l'exutoire ; on pourrait en effet s'attendre, dans le cas contraire, à voir chuter rapidement la température lors des tous premiers instants de ces crues en dehors de toute variation de minéralisation, puisqu'elles ne provoquent pas l'expulsion d'eau d'infiltration* rapide. L'absence de croissance de cette température, avant la crue, est également un argument en faveur de cette interprétation.

En revanche, les crues plus fortes (celles d'août 1975 ou les 2ème et 3ème crues de juillet 1976) entraînent des baisses importantes de température, accompagnées de baisses de minéralisation. Dans ce cas, les variations constatées sont dues à l'arrivée à l'exutoire d'un mélange où domine de l'eau de précipitations, assez froides en altitude, ayant transité rapidement dans le système, sans avoir eu le temps de s'équilibrer thermiquement dans l'une

---

* Ce phénomène est particulièrement net sur le système de Prérouge comme on le verra.

ou l'autre des deux zones traversées. Les baisses enregistrées sont alors particulièrement sensibles parce que la proportion, dans le mélange, d'eau déjà présente dans la zone non saturée où elle a pu s'équilibrer thermiquement, est faible en raison de l'évapotranspiration.

Au cours de la saison chaude, dans tous les cas où l'écoulement est peu influencé par l'infiltration venant de la zone non saturée (quelques jours après les crues) ou pas du tout (en phase de tarissement), on observe que le réchauffement des eaux est lent. Ainsi, à la suite des crues de juillet 1976, la température n'augmente que de 0,6°C en 40 jours. L'interprétation qu'on peut donner de ce fait est la suivante : la capacité thermique de la roche étant plus élevée que celle de l'eau, il faut un renouvellement important d'eau "chaude" pour réchauffer de la roche "froide". On sait que les mouvements d'eau à travers la totalité de la zone non saturée sont particulièrements importants au début de la saison chaude, alors que l'évapotranspiration commence seulement à faire sentir ses effets. Après la fonte des neiges, le flux d'eau de précipitation plus chaude que l'eau de fonte à travers cette zone facilite son réchauffement par apport et cession de calories. Il n'en est pas de même dans la zone saturée, où les réserves, relativement isolées du drain où s'effectue l'essentiel du transit vers l'exutoire sont soumises au seul flux géothermique, par l'intermédiaire de la roche considérablement refroidie au cours de la fonte nivale.

A l'inverse, en fin de saison froide, avant la fonte des neiges, alors que l'eau des réserves de la zone saturée atteint sa température maximale, toute infiltration d'eau froide provoque une baisse thermique à l'exutoire, suivie d'une augmentation assez rapide quand l'influence cesse. Dans ce cas, l'augmentation rapide de température (par exemple, celle qui survient du 10 au 17 mars 1975), est due à la contribution croissante d'eau relativement chaude des réserves.

2.2.5.4. *Origine et signification du transport en suspension*

Les observations portant sur l'apparition du transport en suspension ont montré que celui-ci n'a lieu qu'au cours des crues survenant à l'issue d'une période de basses eaux, suivant deux modalités distinctes :

La première est liée à l'augmentation brutale du débit, donc à la forte pente de la courbe de crue provoquée par des précipitations intenses. Ce phénomène peut se produire lors de petites crues. L'onde de turbidité est très fugace, et s'amortit rapidement. La masse de matières en suspension

exportées est faible, de l'ordre de quelques dizaines de kg. La stabilité des autres paramètres traduit l'absence de participation à l'écoulement d'eaux ayant transité rapidement.

La deuxième modalité est liée à l'apparition à l'exutoire, d'eaux ayant transité rapidement dans l'aquifère, comme le prouvent les variations concomitantes de tous les paramètres physiques et chimiques de l'eau. Dans ce cas, l'apparition de matières en suspension n'est pas liée directement à une croissance du débit à l'exutoire : elle peut intervenir en cours de décrue. La masse de produits exportée est importante, de l'ordre de plusieurs centaines de Kg.

Origine du phénomène

L'interprétation de ces observations nécessite de connaître l'origine de ce transport en suspension.

Pour ce qui est de la première modalité d'apparition, le phénomène observé à plusieurs reprises avec une intensité variable semble avoir son origine à proximité immédiate de l'exutoire puisqu'il se manifeste au cours des tous premiers instants de la crue. Sa cause est donc hydrodynamique. L'explication qu'on peut en donner est la suivante :

L'impulsion induite sur le karst noyé par l'arrivée d'eau d'infiltration, d'autant plus brutale que l'averse est intense, provoque le déplacement rapide d'une onde de crue jusqu'à l'exutoire. Lorsque l'écoulement est à surface libre, ce qui est le cas dans les tronçons de drain situés derrière l'exutoire, la vitesse de propagation de l'onde v (en m/s) peut s'exprimer comme suit :

$v = V + \sqrt{gh}$ avec V = vitesse de l'écoulement en m/s, g = accélération de la pesanteur, h = profondeur de l'écoulement en m. L'écoulement est dit subcritique lorsque $V < \sqrt{gh}$. C'est le régime d'écoulement d'une rivière tranquille, dont une onde peut remonter le courant.

Pour la valeur critique de $V = \sqrt{gh}$, l'écoulement cesse d'être subcritique et il apparaît pour $V > \sqrt{gh}$ un régime supercritique, ou torrentiel, qui se caractérise par l'existence d'un ressaut hydraulique qu'une onde ne peut pas remonter. Ce phénomène s'accompagne d'une onde de choc énergétique capable de remettre en suspension des sédiments limono-argileux déposés derrière l'exutoire, dans le drain (A. Mangin, 1975). L'exploration spéléologique a montré l'existence de tels dépôts.

Pour une vitesse donnée, ce phénomène pourra apparaître

sur le karst noyé partout où la profondeur de l'écoulement est inférieure ou égale à la profondeur critique.

En période d'étiage, où le niveau de l'écoulement est bas, toute augmentation rapide de vitesse résultant de l'arrivée de l'onde de crue risque de s'accompagner de ce phénomène.

Lorsque la charge en suspension est acquise, en un point quelconque de la zone saturée, le maintien de particules en suspension dans l'eau jusqu'à l'exutoire dépend de la vitesse de sédimentation, donc de leur taille, et de la vitesse de l'écoulement. Le régime de l'écoulement joue également un rôle important dans le maintien de cette charge en suspension. En écoulement laminaire, la sédimentation est la règle. Si la vitesse de sédimentation est grande, et la vitesse de l'écoulement faible, l'information constituée par la présence de M.E.S. risque de disparaître avant de parvenir à l'exutoire. La distance séparant le lieu de la zone saturée où la charge est acquise de l'exutoire est un paramètre important à prendre en considération.

En écoulement turbulent, la sédimentation est contrariée par les mouvements de l'eau qui confèrent, par frottement, de l'énergie aux particules en suspension. Si l'écoulement devient critique, une nouvelle remise en suspension peut intervenir.

Ainsi, au cours d'une petite crue comme celle du 18 juillet 1975, seule l'information concernant l'apparition du phénomène derrière l'exutoire est parvenue à l'extérieur. Il est possible que le processus se soit également déroulé en d'autres points de la zone saturée, en particulier au débouché des voies de ruissellement de la zone non saturée.

L'expulsion d'un faible volume d'eau contenu dans le drain n'a pas permis d'en déceler la trace à l'exutoire, la vitesse d'écoulement ayant vite décru avec le débit. Dans ces conditions, l'éventuelle information a disparu avant d'atteindre l'exutoire.

L'origine des M.E.S. est plus difficile à établir lorsqu'on examine la crue des 18-19 et 20 juillet 1976. La concomitance de leur apparition avec les variations de tous les paramètres physiques et chimiques montrant qu'une partie du mélange turbide est constituée d'eau ayant transité rapidement dans le système, pourrait conduire à admettre qu'elles ont été transportées par celle-ci depuis la partie supérieure de la zone non saturée et plus précisément depuis les zones du bassin versant où le ruissellement superficiel

énergétique est actif. Cette hypothèse paraît peu probable, pour plusieurs raisons :

1° Le volume d'eau injecté dans les pertes à l'occasion d'épisodes de ruissellement est peu important devant le volume de la crue. Même s'il est très turbide, les concentrations en M.E.S. mesurées à l'exutoire peuvent difficielement s'expliquer à partir de cette seule source d'apport.

2° Comme le montreront les résultats des traçages effectués sur ces volumes d'eau perdus, leur restitution s'effectue avec retard par rapport à l'eau infiltrée sur l'ensemble du bassin-versant et le mélange qui constitue alors l'écoulement à l'exutoire n'est pas turbide.

3° L'examen organoleptique des M.E.S. exportées au cours de la décrue du 19 juillet 1976 n'a pas permis, en première approche, de déceler de différence importante avec les M.E.S. exportées le 18 juillet 1975.

L'origine des M.E.S. serait donc à rechercher à l'intérieur même du système, et l'interprétation qu'on peut donner des phénomènes est la suivante :

La crue du 18 juillet, assez progressive, ne provoque qu'une très faible remise en suspension derrière l'exutoire : l'augmentation de la vitesse d'écoulement a été lente et il n'en est pas résulté un changement de régime d'écoulement prononcé, bien que l'on se situe en période de basses eaux.

La crue du 19 juillet, se produit alors que la décrue précédente est bien entamée (Q = 85 l/s). Les deux phases de crue provoquent derrière l'exutoire l'apparition de matières en suspension. L'information est immédiatement transmise à l'extérieur, en même temps que commence à diminuer la minéralisation des eaux. On peut y voir là le début de la contribution au débit à l'exutoire d'eau de transit rapide infiltrée au cours de la première crue. Au cours de la récession de la deuxième crue, commence à apparaître l'eau turbide et de moins en moins minéralisée. Je propose d'y voir l'arrivée à l'exutoire d'un mélange d'eau de la zone saturée et d'eau de transit rapide portant l'information d'un brusque changement de régime d'écoulement. Ce changement de régime se serait produit au moment même de l'arrivée sur le karst noyé du mélange d'eaux d'infiltration rapide et retardée, sous l'effet de l'impulsion qui en a découlé et qui est l'origine de la deuxième crue.

Cette hypothèse paraît d'autant plus plausible que la troisième crue n'a pas provoqué de remise en suspension aussi importante que la deuxiè-

me, malgré un débit élevé et une phase de montée assez rapide : cette troisième crue a débuté alors que le débit du système était encore de 310 l/s, c'est-à-dire que le niveau de l'eau dans la zone saturée était supérieur de 2 à 3 m au niveau d'étiage. La profondeur de l'écoulement, supérieure à la profondeur critique ne permettait pas, dans ces conditions, l'apparition d'un changement de régime. On remarquera que l'information d'un tel évènement survenant assez loin de l'exutoire n'y est parvenu que grace à la vitesse de circulation assez grande et à l'arrivée à l'exutoire de l'eau ayant transité rapidement dans l'aquifère.

2.2.5.5. *Interprétation des observations concernant le chimisme des eaux*

2.2.5.5.1. Les facteurs de contrôle de la minéralisation

Les observations effectuées à l'exutoire ont montré que la minéralisation des eaux était en perpétuelle modification, les variations de grande amplitude se produisant à l'occasion de crues. En période de tarissement, l'évolution est généralement plus lente.

Il n'est pas apparu de relation simple entre la réponse hydrodynamique du système aux impulsions et l'évolution de la minéralisation : les fortes crues n'entraînent pas systématiquement une baisse de minéralisation, et l'amplitude des variations n'est pas proportionnelle à l'ampleur des crues (ou au volume d'eau atteignant la zone saturée).

Parmi les constituants de la charge dissoute des eaux, il y a lieu de distinguer ceux dont le passage et le maintien en solution dépendent fortement d'un facteur limitant, aux concentrations où on les observe, et ceux dont les teneurs sont infiniment plus faibles que les teneurs limites possibles dans les conditions de température, pression et d'environnement gazeux règnant dans le système. Le niveau de concentration de ces derniers dépend essentiellement de quantités disponibles dans l'environnement géochimique.

Les ions du premier groupe revêtent une importance capitale puisqu'ils représentent l'essentiel de la minéralisation : il s'agit des ions HCO_3^-, Ca^{++}, Mg^{++}, (et accessoirement Sr^{++}) dont la présence dans l'eau résulte de la dissolution de la roche carbonatée constituant l'aquifère (§ 2.1.3.1.) comme l'a montré le faible niveau de minéralisation des précipitations.

Les teneurs en sulfates étant faibles, il ne peut résulter d'apport important de Ca^{++} par la dissolution de gypse.

Une remarque importante est que la source des carbonates peut être considérée comme infinie à l'échelle de quelques milliers d'années devant les possibilités de dissolution, eu égard aux concentrations observées. Sans répéter la théorie développée à l'annexe n°2 , je rappellerai que la mise en solution des carbonates est le résultat d'une série d'équilibres chimiques au sein d'un système où trois phases sont présentes simultanément : la phase solide, carbonatée, qui peut être considérée comme infinie, la phase gazeuse (pression partielle de CO_2 dans l'air, ou pCO_2) et l'eau.

En système naturel ouvert, et à l'équilibre, la pression partielle de CO_2 dans la phase gazeuse commande la capacité de dissolution des carbonates, et leur transformation sous forme soluble, en hydrogénocarbonates. La pCO_2 est donc le facteur limitant principal de la dissolution des carbonates. La température, la force ionique de la solution, la présence de sels de calcium étrangers au système, de complexes magnésiens, constituent certes des variables capables de déplacer l'équilibre, mais l'ordre de grandeur des modifications induites est souvent négligeable devant celles qui résultent des variations naturelles de la pCO_2. Ainsi, pour ne parler que du rôle de la température dans la solubilité du CO_2, on peut rappeler les faits suivants : pour une pression partielle du CO_2 atmosphérique de $3{,}3.10^{-4}$ atmosphère, la masse de CO_2 dissous dans l'eau varie (loi de Henry) de 1,11 mg/l à 0°C à 0,57 mg/l à 20°C ; mais aux mêmes températures, si l'eau est soumise à une pCO_2 voisine de $1{,}5.10^{-2}$, valeur très banale dans un sol, les masses de CO_2 dissous s'élèvent alors respectivement à 35,5 mg/l et 25,8 mg/l. La pCO_2 des sols étant produite par divers mécanismes biologiques liés à la vie végétale (respiration, fermentation), l'influence de la température sur l'acquisition de la charge en CO_2 est bien plus considérable comme facteur de contrôle de l'activité biologique c'est-à-dire de la production de CO_2, que comme paramètre faisant varier la solubilité du CO_2 dans l'eau.

Il n'en reste pas moins que l'incidence des variations des divers paramètres cités ne peut être ignorée dans une étude de l'équilibre : chaque type d'eau possède un ensemble de caractères qui empêche de faire correspondre à une valeur donnée du pH ou de la pCO_2, une valeur unique de la concentration en HCO_3^- par exemple. La méthode de traitement des données de l'équilibre des carbonates proposée par H. Roques, où chaque type d'eau est représenté par une droite graphe de la fonction pH d'équilibre = f $[HCO_3^-]$ dans un repère approprié illustre la prise en compte de ces paramètres.

Si les réactions qui régissent les équilibres entre les constituants du système "carbonates" étaient toutes instantanées, l'équilibre serait réalisé en tous points du système karstique, à tout instant, et les

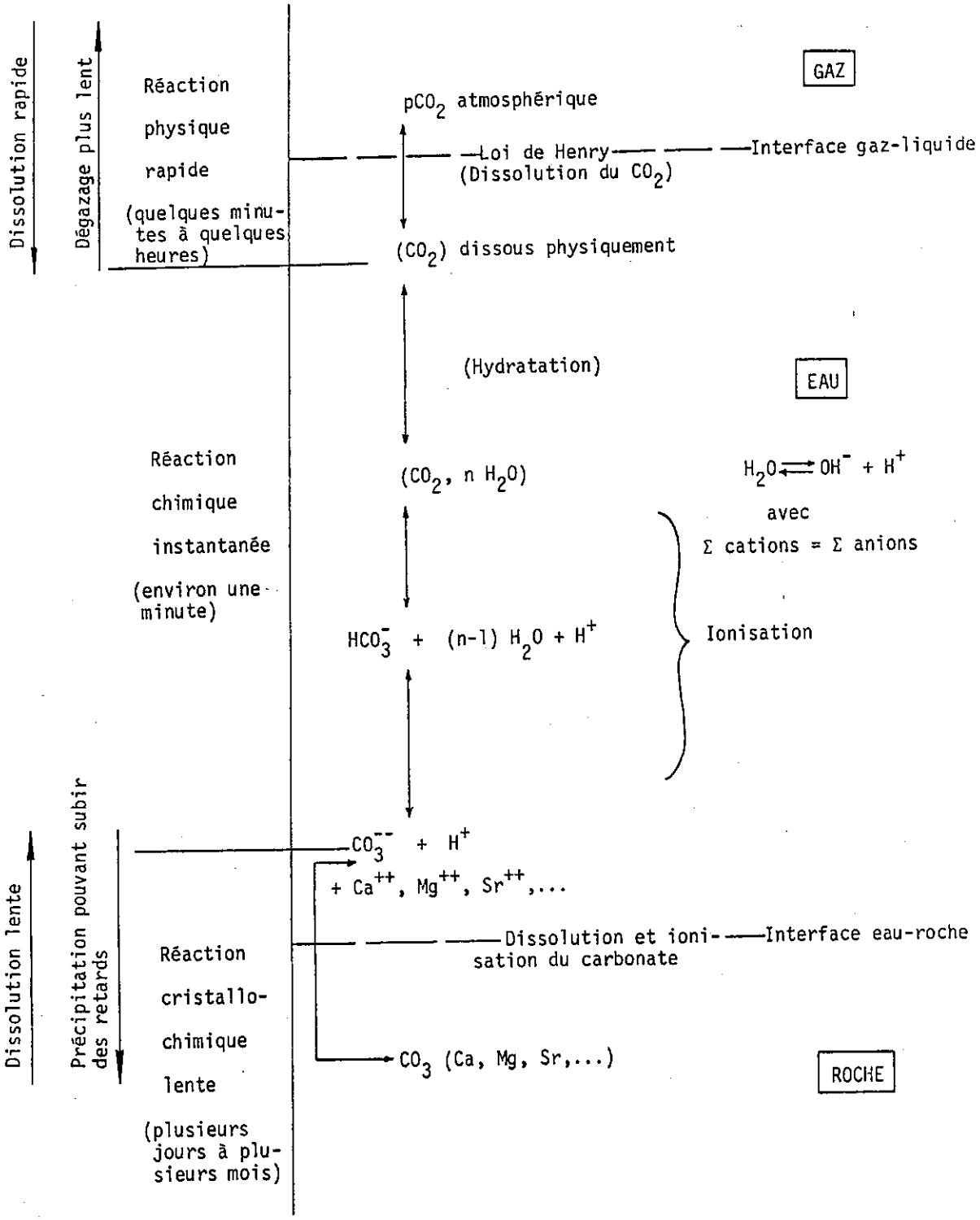


Figure n° III-36 : Schématisation de l'enchaînement des réactions régissant l'équilibre dans le système CO_2 - H_2O - CO_3 (Ca, Mg, Sr,..), d'après Roques H. (1969) et Miserez J.J. (1973), et complété.

ajustements de paramètres tels que le pH ou la concentration en HCO_3^- seraient assez rapides pour que leur valeur soit celle correspondant aux conditions règnant à l'exutoire. Or, il n'en est rien, et tout l'intérêt de l'étude de l'équilibre réside, une fois de plus, dans la concurrence qui peut exister entre les vitesses de réaction et la vitesse de transit de l'eau.

D'après H. Roques (1969) et J.J. Miserez (1973), la série d'équilibres régissant la mise en solution des carbonates dans l'eau peut être schématisée comme suit (Fig. n° III-36). Trois groupes de réactions se différencient par leur nature et leur cinétique (H. Roques, 1964) : la dissolution du CO_2 est rapide et l'équilibre entre la phase gazeuse et la phase aqueuse est atteint en quelques minutes ; la réaction inverse (départ de CO_2) serait plus lente (quelques heures).

- Les réactions chimiques en phase aqueuses sont instantanées.

- La réaction cristallochimique de dissolution du carbonate est longue et la réalisation de l'équilibre demanderait plusieurs jours à plusieurs mois selon la teneur en CO_2 dissous.

On peut ajouter à cela (Bakalowicz, 1979) que la cinétique des réactions est d'autant plus rapide que la pCO_2 est élevée, et signaler l'existence de phénomènes d'inertie dans le système, qu'il ne faut pas confondre avec des cinétiques lentes : il s'agit de véritables retards constatés dans la mise en route d'une réaction. Ils affectent particulièrement la réaction de précipitation de la calcite, ce qui a conduit H. Roques (1964) à envisager l'existence d'un domaine de métastabilité de ce minéral.

A partir de ces données, pour approximatives qu'elles soient, on voit que l'eau acquiert très vite, à la partie supérieure de la zone non saturée, une concentration en CO_2 dissous qui dépend essentiellement du niveau de production biologique, et de la pCO_2 qui y règne.

L'utilisation de la potentialité acquise dépend ensuite des modalités du transit dans l'aquifère. On a vu que celui-ci s'effectuait à travers deux zones capables de mettre en réserve des quantités d'eau très différentes. L'importance de la dissolution dans l'une ou l'autre de ces zones sera fonction, pour un même type d'eau, du temps de séjour, mais également du volume d'eau contenu, et de la facilité des échanges entre l'eau et la roche.

Au niveau de la zone non saturée, l'écoulement s'effectue

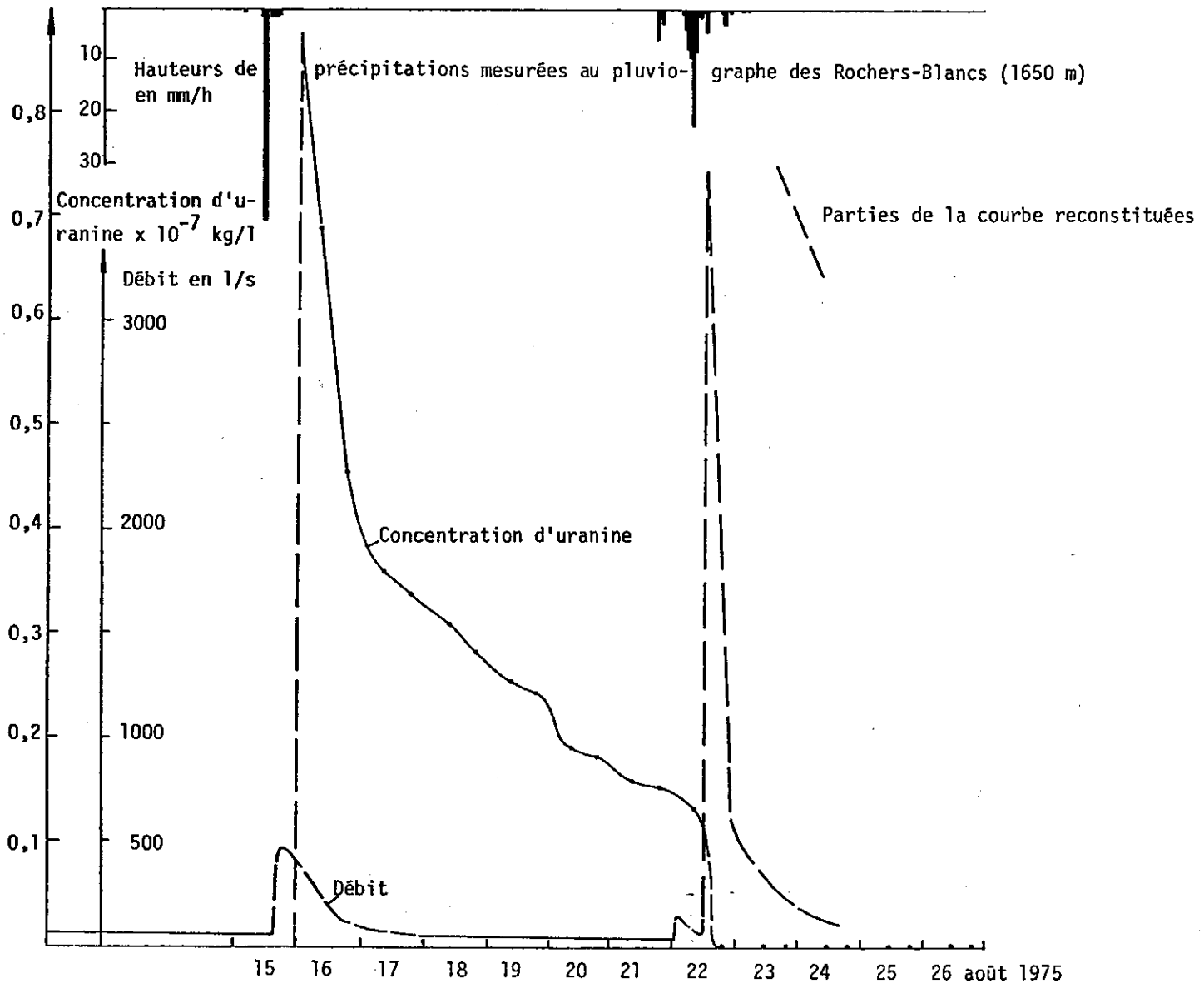


Figure n° III-38 : Restitution du traceur au Nant de la Combe à la suite du traçage du 18 juillet 1975.

l'Est, selon la direction du pendage du flanc de l'anticlinal, puis vers le Sud, selon une direction parallèle à l'axe du synclinal de Leschaux. La distance ainsi estimée, 8 500 m, est inférieure à la distance réelle, puisqu'elle ne tient pas compte d'inévitables sinuosités du parcours. En remarquant qu'une distance de 1 470 m sépare le trop-plein de l'Eau-Morte du point extrême atteint en plongée dans le drain, pour une distance réelle de 1 940 m (§ 2.2.1. , Fig. n° III-18), il semble qu'on puisse admettre une longueur de 11 à 12 km pour le trajet parcouru par le traceur.

Ces données permettent de calculer une pente moyenne de l'ordre de 8 %. Cette valeur ne traduit que très grossièrement la réalité. En fait, la partie amont de l'écoulement s'effectue selon le pendage avec une pente voisine de 50 %. La seconde partie, la plus longue, a une pente faible comme l'a montré l'exploration de l'extrêmité aval du drain.

Cela a pour conséquence de susciter une réflexion concernant la signification du calcul d'une vitesse globale de transit (moyenne, maximale, ou modale):dans la partie amont de l'écoulement, le traceur véhiculé par un débit de plusieurs l/s a transité rapidement du fait de la forte pente. Il est intéressant de rappeler que le temps de réponse du système aux précipitations n'excède pas quelques heures. Sachant que la propagation de l'impulsion sur le karst noyé est très rapide, que l'écoulement soit en charge ou à surface libre (A. Mangin, 1975), on peut assimiler ce temps de réponse au temps de transit de l'infiltration rapide dans la zone non saturée, dont l'arrivée sur la zone saturée provoque l'impulsion à l'origine des crues. Or, les données du tableau n° III-23 montrent que la durée de transit du traceur dans le système a été dans les deux cas très supérieure au temps de réponse du système aux précipitations, et surtout variable d'un essai à l'autre. Il en résulte que les indications fournies par l'utilisation des traceurs artificiels injectés dans des pertes concernent essentiellement leurs conditions de transit dans la zone saturée du système.

2.2.6.2. *Etude et interprétation des données fournies par les traçages*

Les tableaux n° III-23 et III-24 contiennent l'ensemble des données recueillies à l'occasion des traçages effectués.

Le premier traçage (Fig. n° III-32) se caractérise par une durée de transit longue, une courbe de restitution unimodale (Fig. n° III-38), une dilution du traceur plus faible que dans le cas du second traçage, et une restitution écourtée par une variation importante de débit (crue du 22 août).

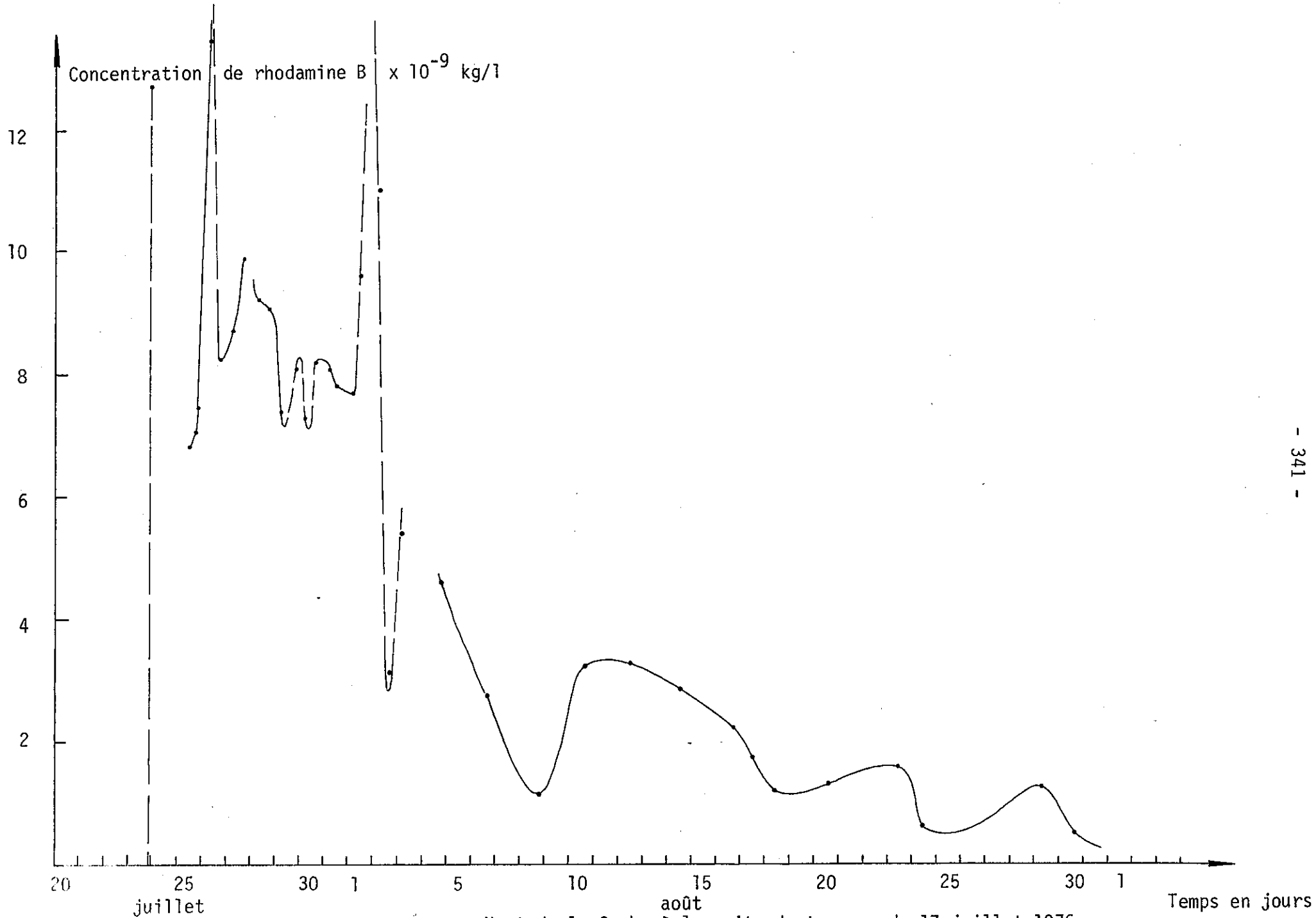


Figure n° III- 39 : Restitution du traceur au Nant de la Combe à la suite du traçage du 17 juillet 1976.

Entre l'injection et le début de la restitution, les conditions hydrodynamiques ont été peu variées : les seules variations, de faible ampleur, ont été dues aux crues des 10 et 11 août. Le volume total ayant transité à l'exutoire au cours de cette période a donc essentiellement été représenté par de l'écoulement de base.

Le second traçage (Fig. n° III-34) présente au contraire un temps de transit beaucoup plus court, une courbe de restitution plurimodale (Fig. n° III-39), une dilution accentuée du traceur, et une restitution très longue, non perturbée par des crues moyennes ou fortes. Quant au volume d'eau ayant transité jusqu'à l'exutoire, entre le moment de l'injection et le début de la restitution, il est identique à celui du premier traçage, mais la contribution de l'écoulement de crue y est prépondérante.

Pour l'interprétation de ces observations, il y a lieu de distinguer les évènements hydrodynamiques survenant alors que le traceur vient d'arriver dans la zone saturée (cas du second traçage), de ceux qui interviennent alors que le traceur est près de l'exutoire (cas du premier traçage : le volume d'eau écoulé entre le début de la crue du 15 août et celui de la restitution est faible, ce qui prouve que le traceur était très près de l'exutoire avant le début de la crue, et que le début de la restitution était imminent, même en absence de crue).

Dans le cas du premier traçage, l'absence de crue de moyenne à forte ampleur a entraîné une faible variabilité du régime d'écoulement dans la zone saturée, alors que le traceur y séjournait. Cela peut rendre compte de l'aspect unimodal de la courbe de restitution et de la faible dilution subie par ce dernier. D'autre part, étant donné les faibles débits observés à l'exutoire, entre l'injection et le début de la restitution, il semble logique d'admettre qu'une durée plus longue que dans le cas du second traçage a été nécessaire pour que transite le même volume d'eau pendant cet intervalle.

Le second traçage offre au contraire l'exemple d'un régime d'écoulement extrêmement varié, sous l'effet de crues de moyenne à forte ampleur, alors que le traceur est dans la zone saturée du système. Il en résulte une "fragmentation" de la courbe de restitution, et surtout une dilution assez poussée du traceur, la variabilité du débit et l'apport d'eau de crue étant des éléments favorables au mélange et à la dilution. Quant à la durée assez faible du transit, elle peut s'expliquer par les forts débits écoulés à l'exutoire lors des crues.

La durée de restitution du traceur a été relativement courte

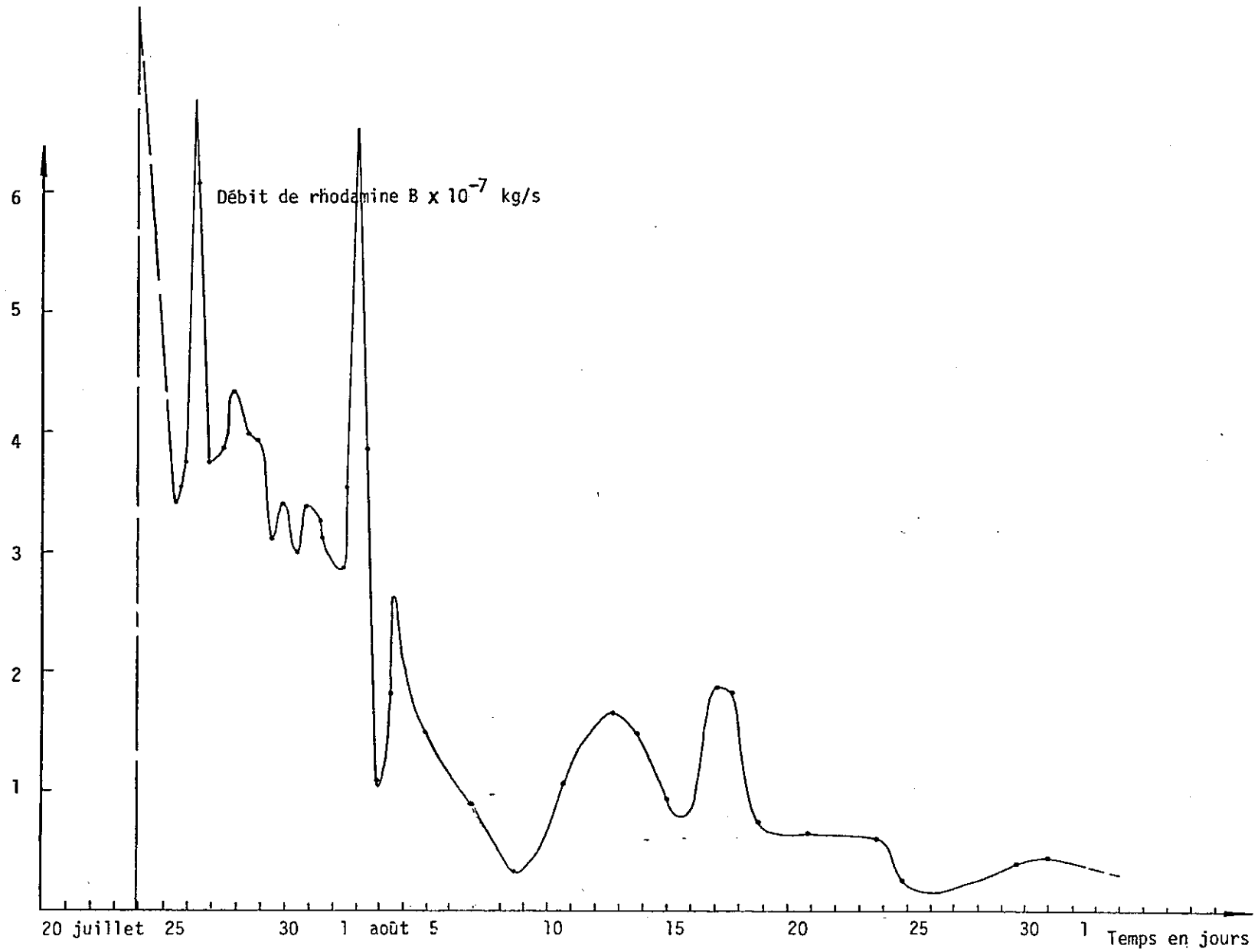


Figure n° III-40 : Débit du traceur au Nart de la Combe à la suite du traçage du 17 juillet 1976.

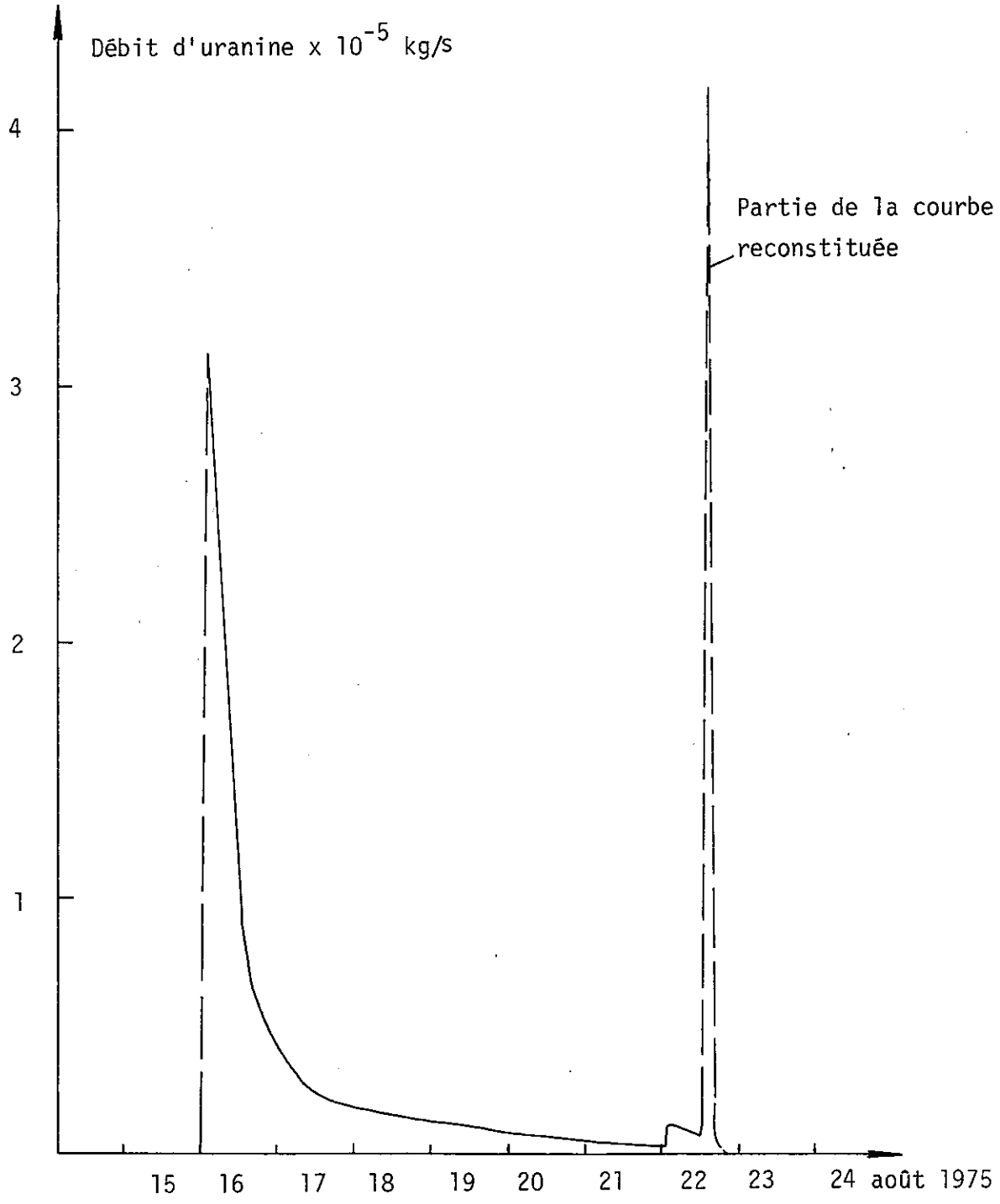


Figure n° III-41 : Débit du traceur au Nant de la Combe à la suite du traçage du 18 juillet 1975.

dans le cas du premier traçage : on peut y voir la conséquence de la crue du 22 août qui semble avoir expulsé rapidement, par effet piston et sans dilution importante, le volume d'eau faiblement tracée qui se trouvait en amont immédiat de l'exutoire avant la crue*.

Au contraire, la restitution du traceur lors de la première expérience, non perturbée par des crues, s'est étalée sur plusieurs semaines.

Un fait important à signaler concerne le retard subi par la restitution du volume d'eau tracé : au cours des deux expériences, le traceur est ressorti après l'eau d'infiltration rapide et différée. Il n'est pas exclu que la situation du point d'injection, dans la partie distale du bassin versant par rapport à l'exutoire, soit à l'origine de ce stockage temporaire qui ne peut s'effectuer qu'au niveau de la zone saturée du fait de la vitesse et des facilités de circulation du traceur dans la zone non saturée : la plus grande partie de l'alimentation de la zone saturée s'effectue, lors des crues, à partir des surfaces situées en aval du point de perte, ce qui peut entraîner une inversion temporaire du gradient hydraulique sur le karst noyé, et le blocage du volume d'eau tracé.

Quant au bilan de restitution du traceur s'il a pu être effectué à l'occasion du deuxième traçage avec une précision acceptable (Fig. n° III-40), il n'a pu donner lieu qu'à une estimation grossière pour le premier traçage, basée sur la reconstitution de la crue du 15 août 1975 (§ 2.2.4.4.1.).

Suivant le tracé adopté pour le début et notamment la fin de la courbe de restitution, la masse d'uranine restituée varie de 2,1 à 2,6 kg (Fig. n° III-41). Ces deux valeurs sont supérieures à la masse de traceur injecté (1,625 kg). Ce résultat montre la précarité des bilans de restitution de traceur lorsque le pas de temps de prélèvement n'est pas assez court, et l'incertitude sur les débits importante, notamment en étiage. Quoi qu'il en soit, il semble qu'une part importante du traceur injecté soit restituée à l'exutoire du système. Mais de nouvelles recherches sont indispensables pour évaluer précisément les taux de restitution de traceurs dans les systèmes karstiques.

2.2.6.3. *Conclusion*

Les enseignements apportés par les expériences réalisées sont de deux ordres, principalement :

- Elles prouvent la possibilité de séjour assez long, dans

---

* Les prélèvements ultérieurs au 22 août n'ont pas montré trace de colorant.

la zone saturée, des volumes d'eau injectés dans le système à partir des pertes. Ces volumes sont certes faibles, mais peuvent être très sous-saturés vis-à-vis de la calcite (§ 2.1.3.2.).

L'exploitation de la potentialité de dissolution ainsi portée dans la zone saturée ne doit pas être négligée dans l'évaluation de la contribution des différentes zones du système à l'exportation carbonatée.

- Elles permettent de mettre en évidence la grande diversité des conditions de transit et de restitution des volumes d'eau eventuellement pollués.

Ces résultats suggèrent de poursuivre ces investigations sur un système expérimental afin d'établir un catalogue des réponses du signal traceur du système dans des contextes hydrodynamiques très divers et à partir de perte diversements situées sur le bassin versant.

3 - CONCLUSION GENERALE

Le système de Bange-l'Eau-Morte est un système très karstifié à faible volume dynamique (Vd maximum : 150 000 m^3), et capable de stocker des quantités d'eau 7 à 8 fois plus importantes au niveau de sa zone non saturée.

Ces données, essentielles pour la compréhension des processus de dissolution et la localisation des lieux où elle s'exerce préférentiellement dans le système, conduisent à lui reconnaître une efficacité particulière au niveau de la zone saturée, dans l'état actuel du système.

Cette conclusion, ne saurait être étendue à n'importe quel système, dont l'état de karstification ou les modalités d'alimentation seraient différents. Il importe absolument, dans une démarche comparative, de comparer des objets qui soient comparables.

Or, un système aquifère de formation carbonatée, en raison des modifications constantes que subit l'organisation des circulations qui le parcourent du fait de la dissolution, est en évolution permanente et tous les systèmes n'ont pas actuellement atteint le même stade d'évolution. Il importe donc de bien caractériser les systèmes de point de vue hydrodynamique en recherchant les critères permettant de les situer dans l'évolution type des systèmes karstiques. Le système de Bange-l'Eau-Morte est à l'évidence parvenu à un stade

d'évolution très avancé et le développement de la karstification vers l'aval est tel qu'il ne permet plus l'accumulation de réserves importantes derrière l'exutoire. Cela a pour conséquence de limiter fortement la dissolution au niveau de la zone saturée puisque les eaux d'infiltration rapide ne peuvent plus y séjourner assez longtemps pour y mettre à profit leur capacité de dissolution, compte-tenu de la cinétique de mise à l'équilibre entre la phase aqueuse et la phase solide. Il semble logique d'admettre que cette potentialité de dissolution puisse être mieux utilisée, au profit de la zone saturée, lorsque les possibilités d'évacuation des eaux sont plus faibles et le temps de séjour des eaux plus grand. Un tel état caractérise un système moins karstifié, donc moins évolué, où la contribution respective des deux zones à l'exportation carbonatée n'est pas aussi déséquilibrée que sur le système de Bange-l'Eau-Morte : même en admettant une contribution de la zone non saturée identique, les eaux pourront acquérir un supplément de minéralisation au niveau de la zone saturée, en particulier les eaux d'infiltration rapide, et se saturer vis-à-vis de la calcite.

Ne permettant tout au plus qu'une vision instantanée d'une période bien précise de son existence, l'étude menée sur le système de Bange-l'Eau-Morte suggérait de s'intéresser à d'autres systèmes parvenus à des stades d'évolution divers. Cette étude a pu être réalisée grâce aux enseignements tirés de celle-ci et fait l'objet du chapitre IV.

Chapitre IV

DONNEES OBTENUES SUR D'AUTRES SYSTEMES DES BAUGES ET DE LA REGION D'ANNECY. APPORT A LA CONNAISSANCE DES PROCESSUS DE KARSTIFICATION.

Les observations recueillies sur les systèmes étudiés dans ce chapitre sont nombreuses, et il n'est pas possible de les livrer toutes. Certaines d'entre elles ont déjà fait l'objet de notes (Lepiller, 1975, 1976, 1979, 1980). Je ne livrerai ici que les résultats essentiels, souvent sous forme de tableaux.

Ce chapitre se veut surtout être le résultat de l'extension à d'autres systèmes de la démarche méthodologique suivie sur celui de Bange-l'Eau-Morte, démarche qui a permis de saisir les valeurs extrêmes des domaines de variations des principaux paramètres, tout en allégeant considérablement le protocole de visites et de prélèvements.

1 - PRESENTATION DES SYSTEMES ETUDIES

Le tableau n ° IV-1 regroupe les caractéristiques physiques essentielles des aquifères étudiés, et, pour certains d'entre-eux, les données climatologiques concernant la température moyenne annuelle de l'air et la hauteur de précipitation sur le bassin versant.

La plupart des systèmes étudiés sont localisés dans les formations mésozoïques des Bauges et des Bornes, dont la lithologie est variée : calcaires compacts et massifs de l'Urgonien ; calcaires oolithiques en gros bancs séparés par des vires marneuses du Valanginien, et calcaires à pâte micritique du jurassique supérieur (faciès tithonique). La couverture sédimentaire tertiaire est pratiquement inexistante. Un seul (système de Lovagny) est établi dans l'ossature urgonienne de la dépression molassique de l'Albanais, où la couverture tertiaire atteint 2 000 m d'épaisseur (Caillon G., et Michel P., 1957). Les eaux de ce système doivent leur thermalité à la profondeur à laquelle l'aquifère se développe sous la molasse tertiaire.

Les limites de ces systèmes ont été déterminées à partir d'une analyse géologique et de levers cartographiques complémentaires détaillés, et, dans certains cas ambigus, à l'aide d'essais de traçages dont les résultats ont été publiés par ailleurs (Lepiller M., 1976 ; Lemordant Y., 1976). Elles sont représentées sur les figures II-12 et II-13, sauf pour les systèmes de Prérouge (Bois de Prépoulain) et du Petit-Pont-de-l'Ile-de-Bourbouillon qui ont été cartographiés par Y. Lemordant (thèse 3ème cycle - 1977).

L'altitude moyenne des bassins versants varie de 555 m à 1 312 m. Il en résulte que les plus élevés d'entre eux sont recouverts par la neige pendant 5 à 7 mois de l'année.

Système	Niveau géologique	Superficie du bassin versant en km²	Altitude moyenne du bassin versant en m	Altitudes extrêmes du bassin versant en m	Température moyenne annuelle de l'air et lame d'eau précipitée du 25/11/73 au 25/11/74 (Méthode des isohyètes) en mm
Bange- l'Eau-Morte 1	Urgonien	12,3	1224	650 1698	+ 5,0°C 1770
Prérouge 2	Urgonien	20,7	1030	580 1437	+ 6,1°C 1665
Petit-Pont-de-l'Ile Bourbouillon 3	Urgonien et Valanginien	29,5 } 34,3	1246 } 1275	550 1562 } 550 1698	
La Carrière 4	Valanginien	4,8	1378	550 1698	+ 4,7°C 1830
Bourneau 5	Urgonien	7,0	1255	725 1698	+ 4,7°C 1750
Barbouillot-Vivier 6	Urgonien	6,3	866	457 1485	
La Thuile 7	Urgonien	4,8	1312	650 1774	
Marquisats-La Puya 8	Urgonien	3,7	685	450 873	+ 8,2°C 1300
Etang 9	Urgonien	6,3	1010	540 1384	1487
Angon 10	Tithonique	1,9	702	450 982	
Menthon 11	Urgonien et Priabonien	2,2	564	475 670	
Lovagny 12	Urgonien	3,9	555	400 670	

Tableau n° IV-1 : Caractéristiques physiques et climatologiques des systèmes étudiés.

Le ruissellement de surface n'intéresse que des surfaces très limitées du bassin versant des systèmes et l'alimentation de ces derniers s'effectue donc essentiellement par les précipitations.

L'étagement de la végétation est homogène sur tous les systèmes étudiés : en dessous de 1 000 m, prédominance des feuillus où dominent les hêtres ; entre 1 000 et 1 200 m, forêt mixte passant au-dessus à des forêts d'épicéas ; les alpages se développent au-dessus de 1 500 m.

1.1. Système de Prérouge

Le bassin versant de ce système, entièrement établi dans l'Urgonien, est constitué de deux parties de superficies voisines. La partie Nord (Montagne de Bange , courbe hypsométrique Fig. n° IV-1a) correspond à un vaste polje d'origine structurale (aire synclinale à l'Ouest) flanqué d'une voussure anticlinale à l'Est. Le fond du polje est tapissé de formations tertiaires et quaternaires (moraines, alluvions) imperméables qui favorisent le ruissellement superficiel vers des pertes.

La partie méridionale (Bois de Prépoulain), séparée de la précédente par la faille d'Arith-Montagny, correspond à une dalle monoclinale de calcaire urgonien très comparable au flanc oriental de l'anticlinal du Semnoz (courbe hypsométrique Fig. n° IV-1b). La courbe hypsométrique de l'ensemble du bassin versant est donnée figure n° IV-2 ; elle montre une répartition assez régulière des surfaces avec l'altitude.

La zone d'évacuation du système est bien connue : l'enfoncement récent du Chéran (Fig. n° III-1) dans les calcaires urgoniens au droit de l'exutoire a provoqué l'abaissement du niveau de base local et l'exondation d'une partie du réseau de drainage. Il existe actuellement un exutoire pérenne el, avec sorties multiples à la base d'une petite terrasse de matériel fluvioglaciaire mise en place derrière un ancien seuil Urgonien, et un exutoire de trop plein qui constitue la Grotte de Prérouge, vaste réseau spéléologique de plusieurs kilomètres de développement. L'entrée en fonctionnement de ce trop plein s'effectue pour des débits supérieurs à 2 050 l/s. La faible mise en charge (2 à 3 mètres) en résultant montre que l'évacuation des débits de petite et moyenne crue s'effectue plus facilement que sur le système de Bange-l'Eau-Morte. La mise en place d'une échelle limnimétrique à l'exutoire pérenne a permis l'étude de quelques crues de saison chaude (courbe de tarage, Fig. n° IV-3).

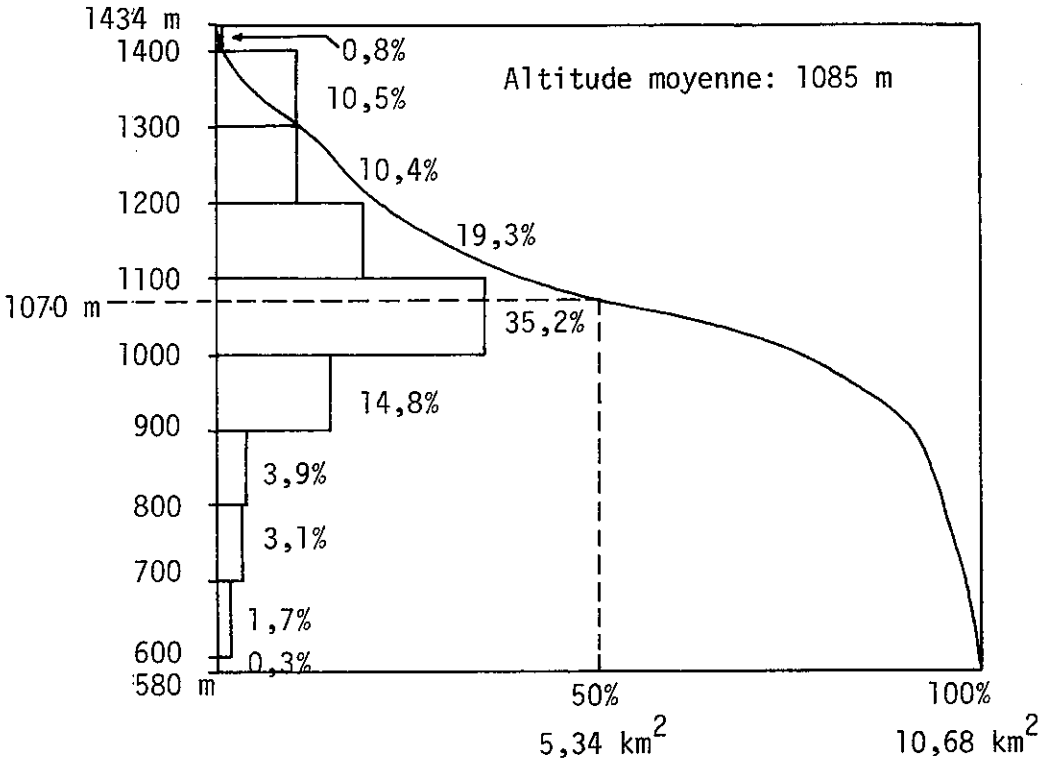


Figure n° IV-1a : Système karstique de Prérouge. Courbe hypsométrique de la contribution Montagne de Bange au bassin versant.

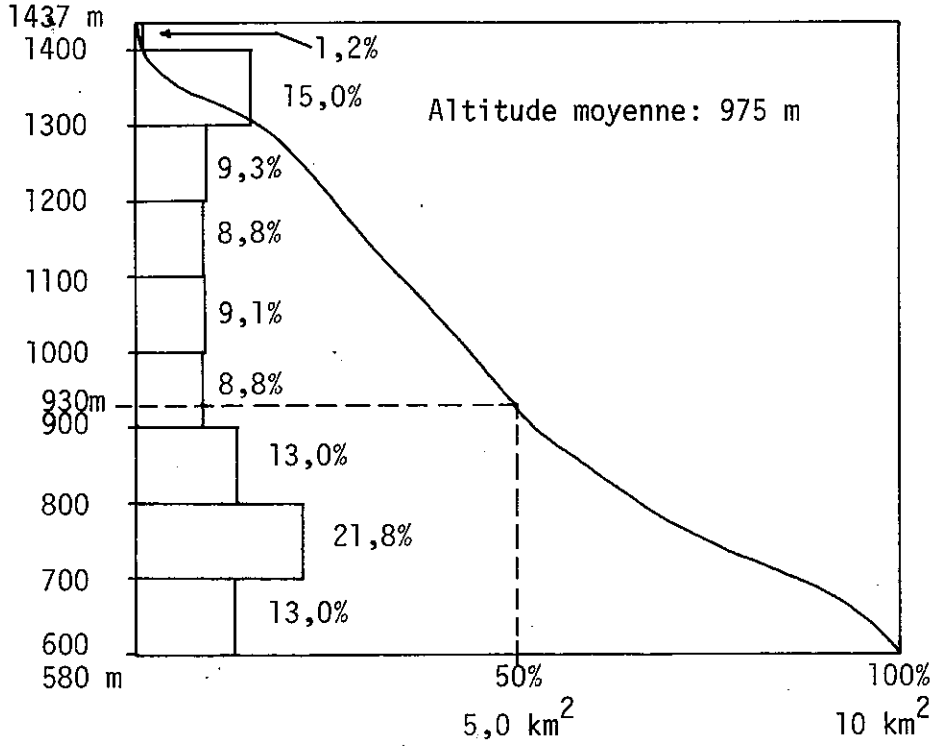


Figure n° IV-1b : Système karstique de Prérouge. Courbe hypsométrique de la contribution Bois de Prépoulain au bassin versant.

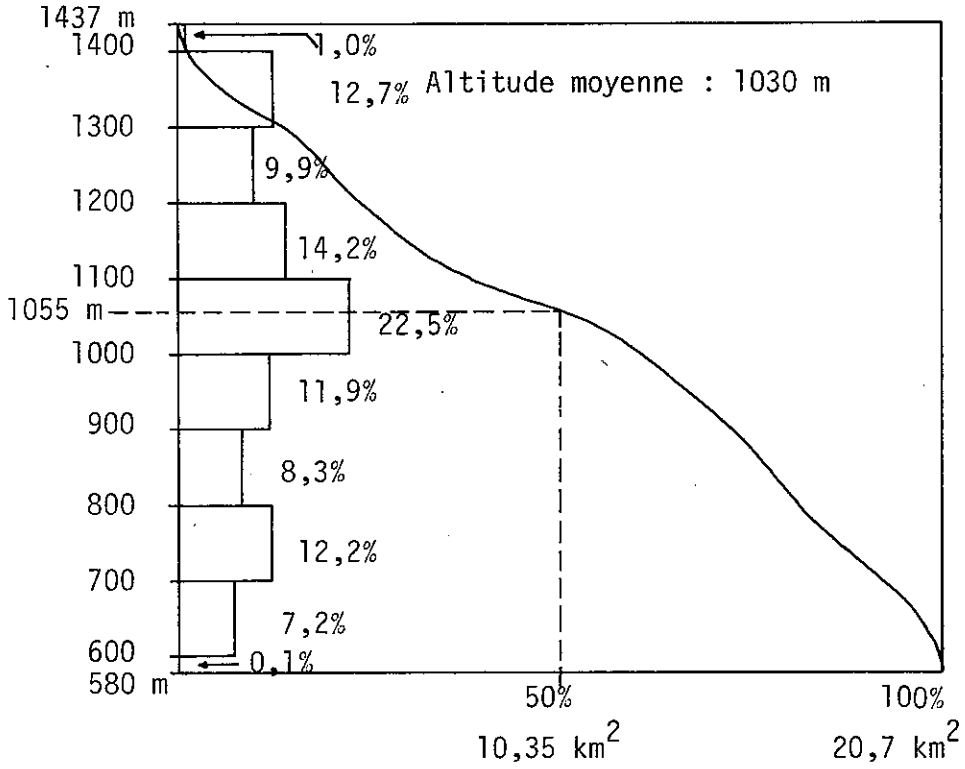


Figure n° IV-2 : Système karstique de Prérouge. Courbe hypsométrique de l'ensemble du bassin versant.

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

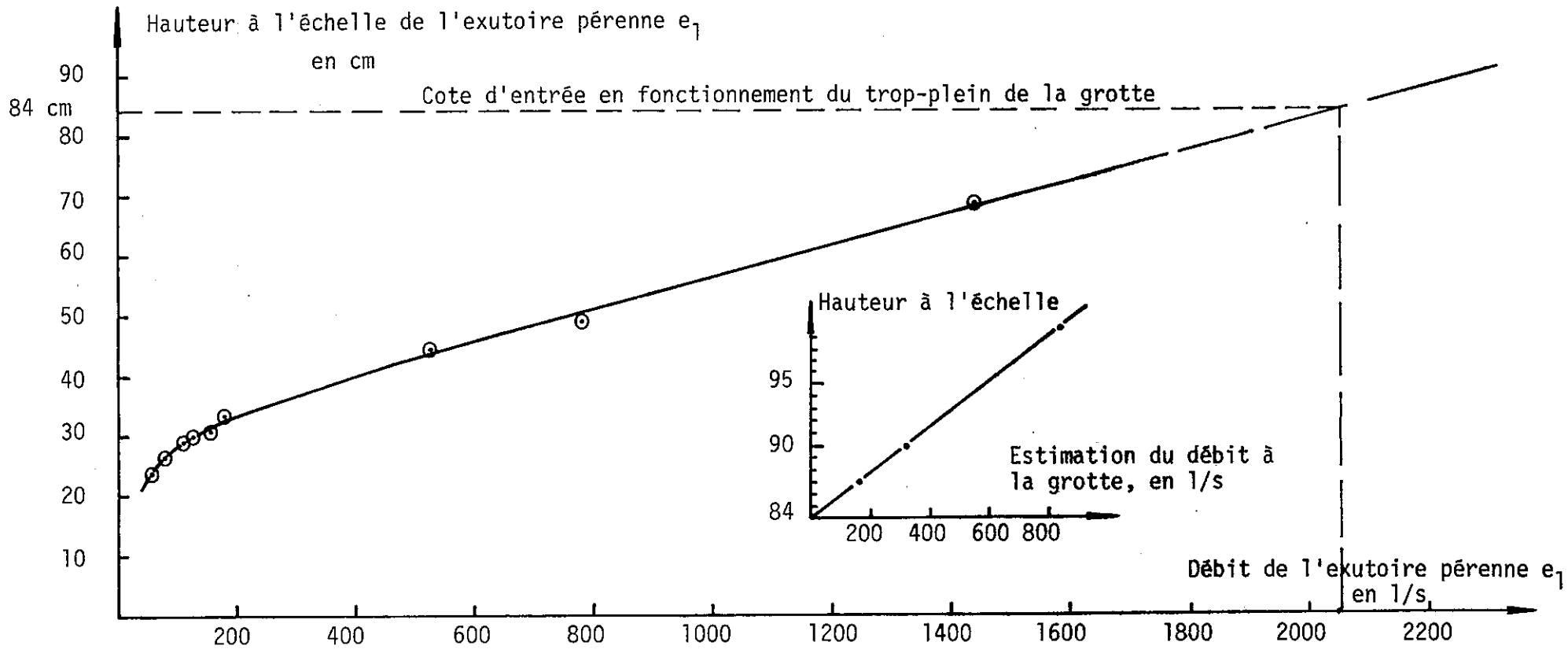


Figure n° IV-3 : Système karstique de Prérouge. Courbe de tarage de l'échelle de l'exutoire pérenne e_1.

1.1.1. Données hydrométriques recueillies sur le système de Prérouge ; place dans la classification de A. Mangin

D'une façon générale, les hydrogrammes de crues obtenus à Prérouge sont plus pointus que ceux obtenus sur le système de Bange-l'Eau-Morte. Cette caractéristique est mise en évidence par la figure n° IV-4 : la croissance des débits en fonction du volume de l'écoulement de crue est plus rapide que pour ce système (Fig. n° III-33), ce qui est en bon accord avec les facilités d'évacuation déjà signalées. Il en résulte que les crues se succèdant rapidement sont souvent mieux séparées : c'est le cas de l'hydrogramme de la crue des 18 et 19 juillet 1975 (Figure n° IV-5) qui montre clairement l'existence de deux pics de crue, alors que l'hydrogramme obtenu au Nant de la Combe permettait à peine de déceler le second pic (Fig. n° III-30).

Il faut signaler que les faibles débits sont très difficilement mesurables, l'écoulement se faisant de manière diffuse à travers les alluvions récentes du Chéran.

Les principales caractéristiques hydrodynamiques du système ont pu être déterminées à l'occasion de la forte crue du 15 septembre 1975 et du tarissement qui a suivi (tableau n° IV-2). On remarquera la forte valeur du coefficient de tarissement, la faiblesse du volume dynamique, par rapport à celui du système de Bange-l'Eau-Morte (150 000 m^3) dont le bassin versant est près de deux fois moins étendu, et, comme conséquence, malgré un débit spécifique plus faible en raison de l'altitude moyenne plus basse, un pouvoir régulateur deux fois plus petit que celui de Bange-l'Eau-Morte. Il faut ajouter une très forte variabilité des débits, ce qui achève de dresser le tableau d'un système extrêmement karstifié, à faible volume dynamique, et à grande capacité d'évacuation des débits de crue.

Sa position dans le graphe $i = f(k)$ de A. Mangin résume parfaitement ces caractéristiques (Fig. n° IV-6).

1.1.2. Données physiques et chimiques recueillies sur le système de Prérouge

1.1.2.1. Paramètres divers (tableau n° IV-3)

On notera les concentrations en ^3H très voisines de celles qui ont été mesurées à l'exutoire du système de Bange-l'Eau-Morte, et qui traduisent la forte participation d'eau récente à l'écoulement au moment des prélèvements. Les autres paramètres n'appellent pas de remarque particulière : ils

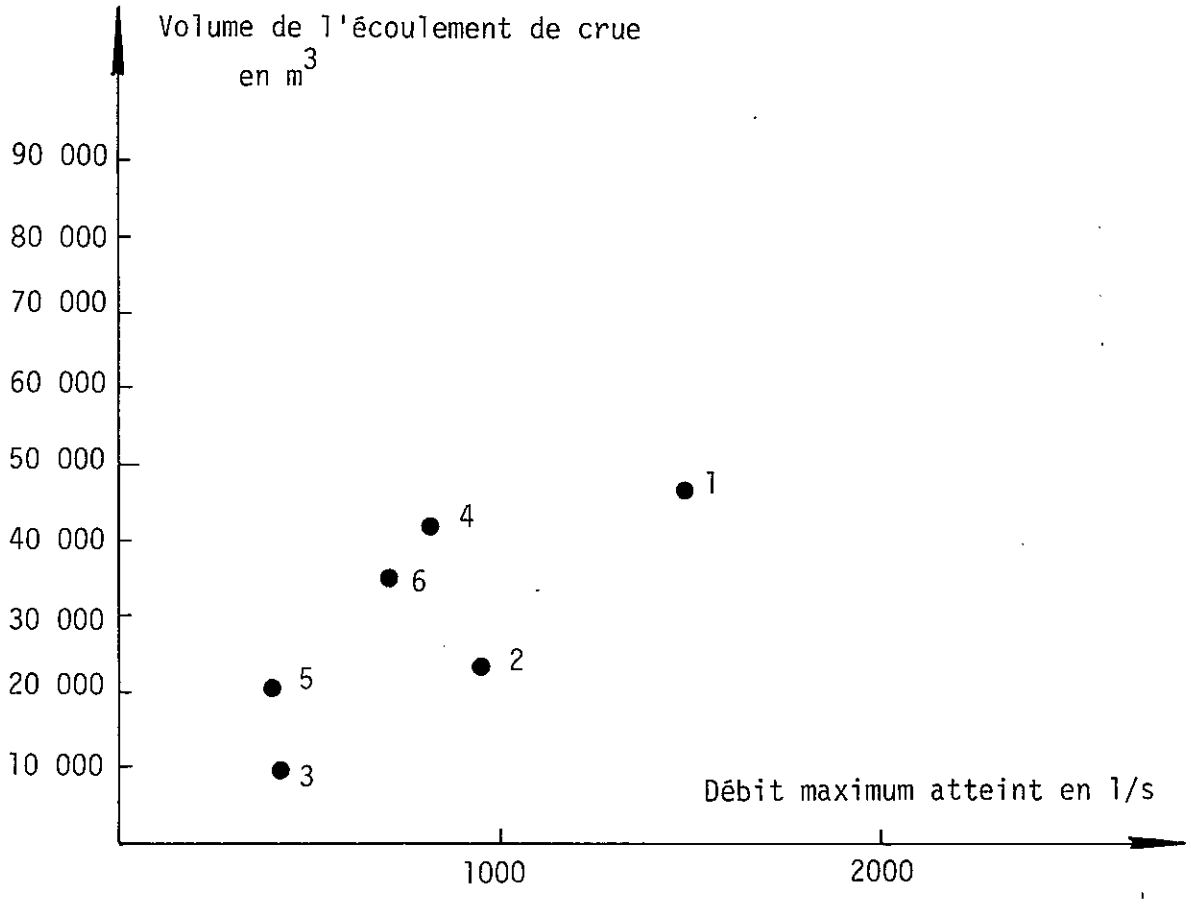


Figure n° IV-4 : Système karstique de Prérouge. Relation entre le débit maximal de crue et le volume de l'écoulement de crue pour des épisodes pluvieux assez brefs. 1 et 2 : crue du 18 juillet 1975, 2 pointes de crue; 3 et 4 : crues des 19 et 20 juillet 1976; 5 et 6 : crues des 16 et 17 août 1976.

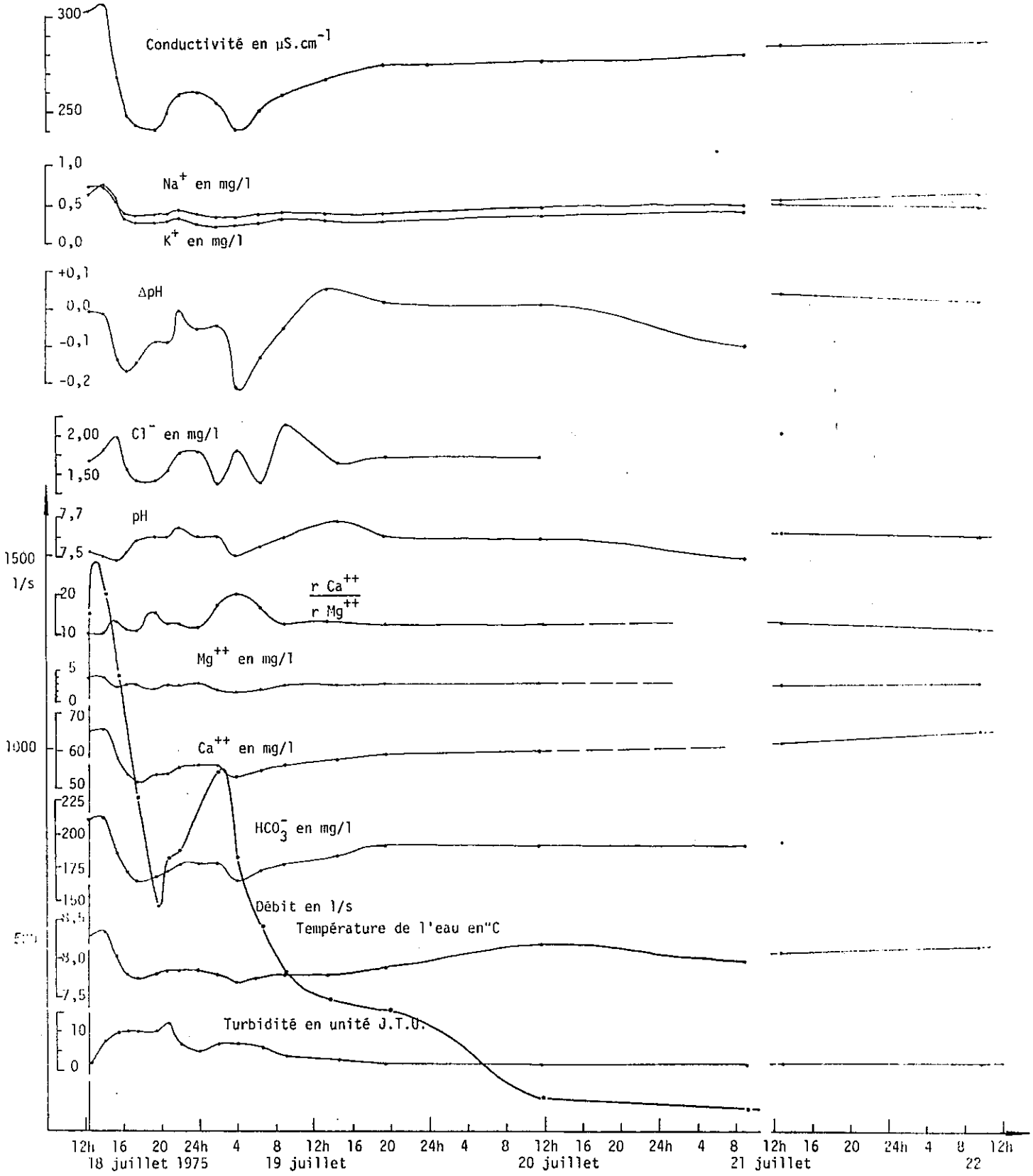


Figure n° IV-5 : Système karstique de Prérouge. Evolution des paramètres physiques et chimiques de l'eau à l'exutoire pérenne e_1 au cours de la crue du 18 juillet 1975.

	Décrue Tarissement	Q_o m^3/s	QR_o m^3/s	q_o m^3/s	Q'_o m^3/s	ti jours	α	η'	ε	Vd m^3	i	Vt	$k = \frac{Vd}{Vt}$
Prérouge	du 15/09 au 2 octobre 1975	5,000	0,290	4,710	0,130	7	0,115	0,143	6,865	97 669	0,050	pour 27 l/s/km² 17,26.10⁶ m³/an	0,005
Bourneau	du 18 octobre au 4 novembre 1975	0,900	0,030	0,870	0,016	11,3	0,059	0,088	2,06	23 431	0,161	pour 37 l/s/km² 8,16.10⁶ m³/an	0,002
Barbouillot	du 6 mai au 16 juin 1969	1,140	0,018	1,122	0,014	15,6	0,036	0,064	1,434	32 400	0,225	pour 21 l/s/km² 4,17.10⁶ m³/an	0,007

Tableau n° IV-2 : Paramètres des récessions étudiées sur les systèmes de Prérouge, du Bourneau et du Vivier-Barbouillot.

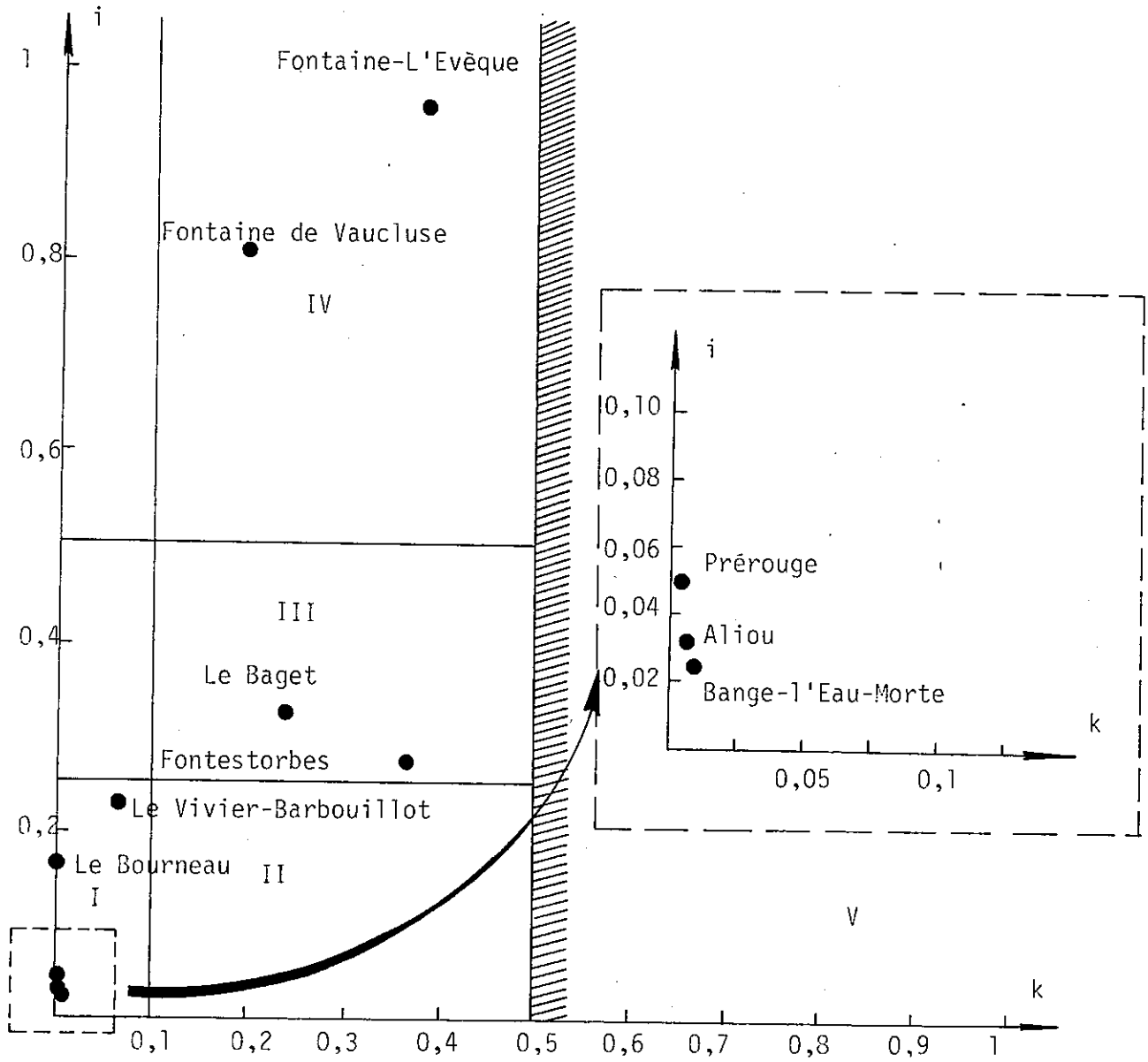


Figure n°IV-6 : Situation des systèmes étudiés dans le repère de classification de A. Mangin.

	3.9.74	27.10.74	25.5.75	10.1.76	30.5.76	17.9.78	31.5.79
^{3}H en UT	131 ± 11	131 ± 28					
^{18}O en δ	- 7,7			- 11,00			
O_2 dissous mg/l % de saturation					7,50 à 8,30°C 64 %	9,30 à 8,35°C 79 %	8,45 à 7,8°C 71 %
Eh en mV /H_2					+ 400 à 8,30°C		+ 370 à 7,8°C
Carbone organique total en mg/l de C		1,8	2,5				
Conditions hydrologiques Débit en m^3/s	forte crue pluviale le trop plein coule	débit faible	débit très faible tarissement		faible crue pluviale 0,085	étiage Q < 0,030	petite crue

Tableau n° IV-3 : Valeurs des paramètres divers mesurés à l'exutoire du système de Prérouge.

caractérisent un système très aéré (oxygène dissous), et un environnement oxydant (Eh). La teneur en ^{18}O sera utilisée ultérieurement.

1.1.2.2. *Données thermiques et hydrochimiques : analyse et interprétation*

Le tableau n° IV-4 regroupe les valeurs extrêmes des domaines de variations des paramètres étudiés sur l'ensemble des systèmes abordés dans ce chapitre. Ces données serviront à une discussion concernant les modalités de la karstification. Seules seront analysées et interprétées ici les variations observées à l'échelle du cycle et des crues estivales.

1.1.2.2.1. Données thermiques et hydrochimiques recueillies à l'échelle du cycle (fig. n° IV-7).

Je n'aborderai ici que les variations de la température et de la minéralisation en HCO_3^-.

A l'échelle du cycle, l'allure générale des variations de ces paramètres est identique à celle des variations observées à l'exutoire du système de Bange-l'Eau-Morte (Fig. n° III-30). Malgré un pas de temps de prélèvement plus grand, on note la parfaite simultanéité des valeurs maximales de minéralisation lors des crues de fin de saison chaude-début de saison froide, et des valeurs minimales à l'occasion des crues de fonte nivale en avril 1975. Il en est de même pour la température de l'eau.

Plusieurs points permettent pourtant de différencier les deux systèmes d'après le comportement des paramètres étudiés : tout d'abord l'amplitude plus grande des variations (thermique, de minéralisation) observées à Prérouge lors des crues (fonte des neiges, crues de fin de saison chaude) ; ensuite l'absence de croissance spectaculaire de la minéralisation lors de la crue des 31 mai-1er juin 1975. Ces constatations conduisent à reconnaître que l'infiltration rapide est mieux caractérisée à l'exutoire de Prérouge. Deux explications peuvent être apportées à ce fait : le faible volume dynamique ne permet pas un mélange important de l'eau d'infiltration rapide avec l'eau des réserves, et les possibilités d'évacuation facile des débits de crue non plus ; l'infiltration différée pourrait être moins importante que sur le système de Bange-l'Eau-Morte. Cette proposition restant à vérifier par une analyse fine des entrées et des sorties à l'échelle des crues estivales.

Système	Température ± 0,025 °C		pH ± 0,03 pH		HCO_3^- ± 0,04 méq/l		Conductivité électrique ± 2 % en µS à 18°C		Indice de saturation pH - pHs	
	mini	maxi	mini	maxi	mini	maxi	mini	maxi	mini	maxi
Bange- l'Eau-Morte 1	6,90	8,30	7,50	8,10 (210)	1,95	3,40 (386)	158	291 (337)	- 0,31	+ 0,42 (210)
Prérouge 2	7,35	9,00	7,43	7,87 (96)	2,36	3,76 (162)	210	325 (76)	- 0,21	+ 0,31 (96)
Petit-Pont-de l'Ile-Bourbouillon 3	6,90	8,35	7,55	7,89 (52)	2,06	3,32 (80)	186	295 (61)	- 0,32	+ 0,56 (52)
La Carrière 4	7,00	8,30	7,59	7,80 (7)	2,23	3,24 (11)	203	299 (11)	- 0,24	+ 0,11 (7)
Bourneau 5	6,70	7,70	7,63	7,99 (30)	1,98	3,14 (39)	178	272 (31)	- 0,06	+ 0,29 (30)
Barbouillot-Vivfer 6	9,00	10,10	7,18	7,65 (36)	3,02	4,33 (49)	287	391 (42)	- 0,26	+ 0,20 (36)
La Thuile 7	8,20	8,90	7,94	8,15 (11)	2,12	2,78 (12)	190	226 (12)	+ 0,10	+ 0,37 (11)
Marquisats-La Puya 8	8,30	10,85	7,30	7,70 (26)	2,86	4,39 (30)	260	404 (30)	- 0,17	+ 0,10 (26)
Etang 9	8,50	9,40	7,45	7,82 (24)	2,94	3,88 (29)	264	332 (27)	- 0,02	+ 0,34 (24)
Angon 10	9,80	10,35	7,30	7,50 (12)	4,00	4,82 (13)	338	428 (14)	- 0,08	+ 0,23 (12)
Menthon 11	9,65	10,95	7,11	7,47 (8)	4,60	5,42 (9)	394	475 (9)	- 0,10	+ 0,34 (8)
Lovagny 12	12,6	18,8	7,05	7,40 (17)	4,98	5,26 (19)	420	458 (17)	- 0,10	+ 0,31 (17)

Tableau n° IV-4 : Valeurs extrêmes des domaines de variation des paramètres étudiés sur l'ensemble des systèmes.

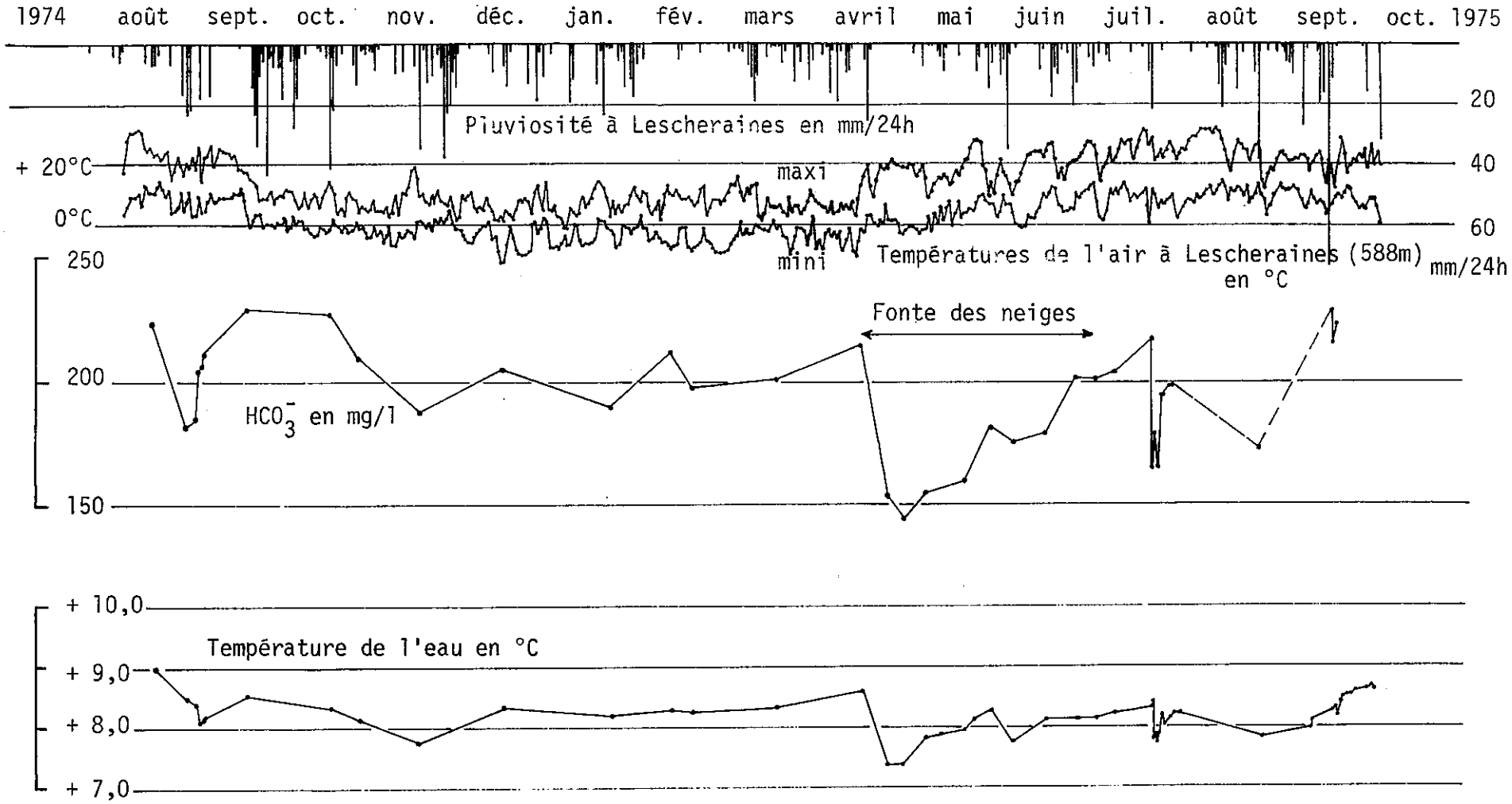


Figure n° IV-7 : Système karstique de Prérouge. Evolution de la concentration en HCO_3^- et de la température de l'eau à l'exutoire pérenne e_1 au cours du cycle 1974-1975.

1.1.2.2.2. Données thermiques et hydrochimiques recueillies à l'échelle des crues estivales

- Crue du 18 juillet 1975 (Fig. n° IV-5) : cette crue permet d'observer la succession d'eaux d'abord chargées en Na^+, K^+, HCO_3^-, et saturées vis-à-vis de la calcite, provenant de la zone non saturée (infiltration différée) et ensuite beaucoup moins minéralisées, plus froides, et largement sous-saturées vis-à-vis de la calcite, représentant l'infiltration rapide.

On notera le caractère accusé des variations, notamment de l'indice de saturation et de la température.

- Crues de juillet et août 1976 (Fig. n° IV-8, IV-9, IV-10) : ces crues reproduisent le même schéma que précédemment, mais il est possible, en outre (Fig. n° IV-10) de mettre en évidence des variations de grande amplitude de la température de l'eau qui se produisent lors des tous premiers instants de la crue, et qui précèdent immédiatement l'arrivée d'eau chargée en Na^+ et K^+, en provenance de la zone non saturée. Nous interprétons ces variations comme le résultat de l'expulsion brutale d'eau contenue dans la zone saturée, immédiatement en amont de l'exutoire, et qui s'est trouvée réchauffée localement avant la crue : la grotte de Prérouge met en contact en plusieurs endroits, la zone saturée et l'air extérieur plus chaud qui y pénètre à cette période du cycle. Il en résulte, en tarissement, une élévation anormale de la température de l'eau à l'exutoire, qui ne peut donc pas être considérée comme représentative de la zone saturée. Cet exemple illustre parfaitement les difficultés rencontrées dans la mesure de la température d'eaux de systèmes karstiques et la nécessité observations très critiques pour obtenir des résultats représentatifs.

Une autre remarque concerne les augmentations rapides de Na^+ et K^+ qui se produisent parfois au début des crues de saison chaude. On peut tout d'abord remarquer que lors d'une succession de crues (crues des 19 et 20 juillet 1976), ces augmentations ne se produisent que pour la première crue. La cause de l'apparition du phénomène étant la concentration des eaux contenues dans la zone non saturée par évaporation et évapotranspiration, la nécessité d'un délai suffisant pour l'exercice de cette reconcentration explique l'absence de pics de minéralisation en alcalins au début de la deuxième crue.

On remarque d'autre part que ces pics n'apparaissent pas avant la baisse de minéralisation consécutive à la très faible augmentation de débits des 11 et 12 août 1976. L'interprétation que l'on peut donner de cette absence est la suivante : pour qu'apparaisse de l'eau d'infiltration différée, il faut que la zone non saturée ait comporté des réserves, même faibles, avant

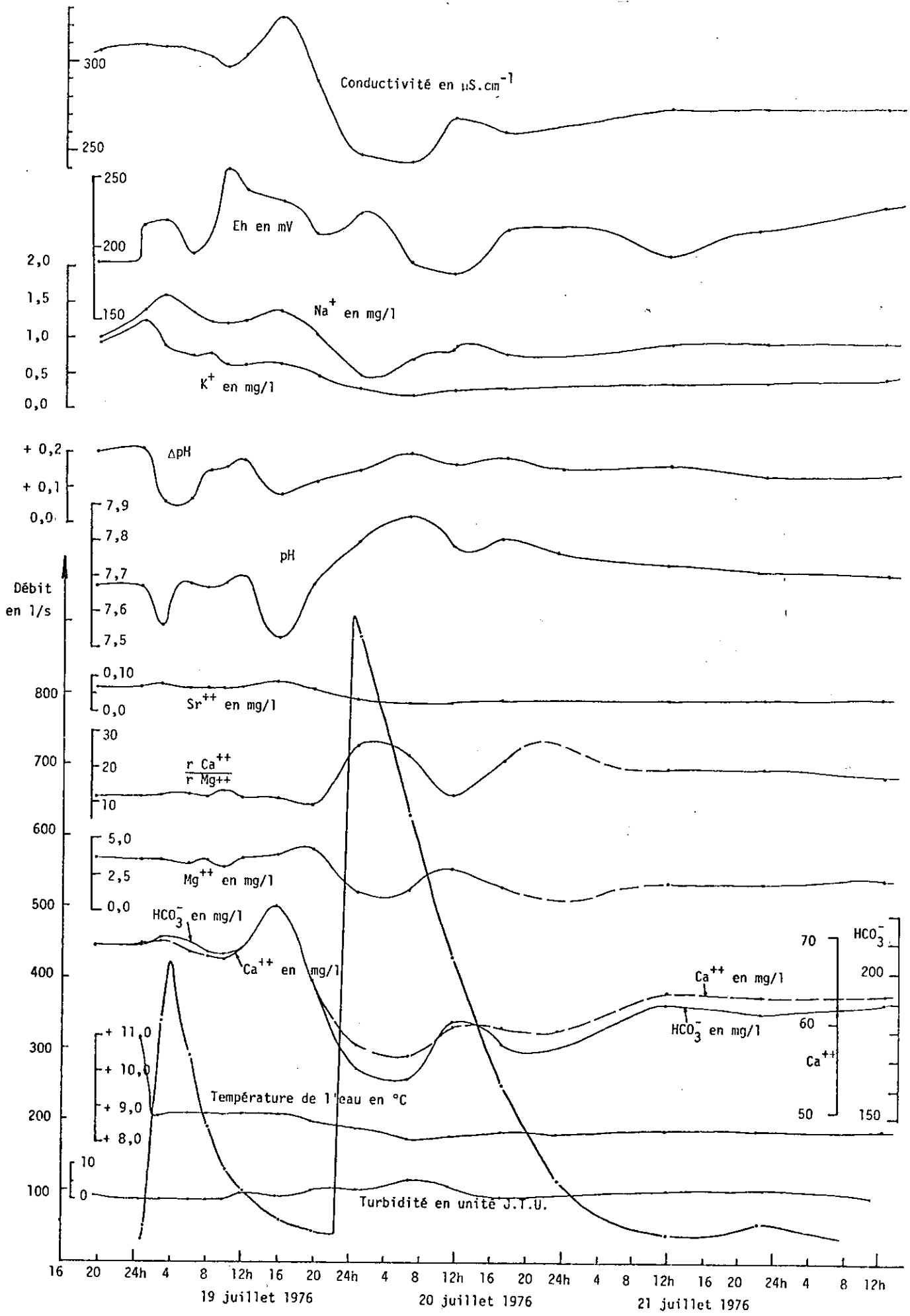


Figure n° IV-8 : Système karstique de Prérouge. Evolution des paramètres physiques et chimiques de l'eau à l'exutoire pérenne e_1 au cours des crues des 19 et 20 juillet 1976.

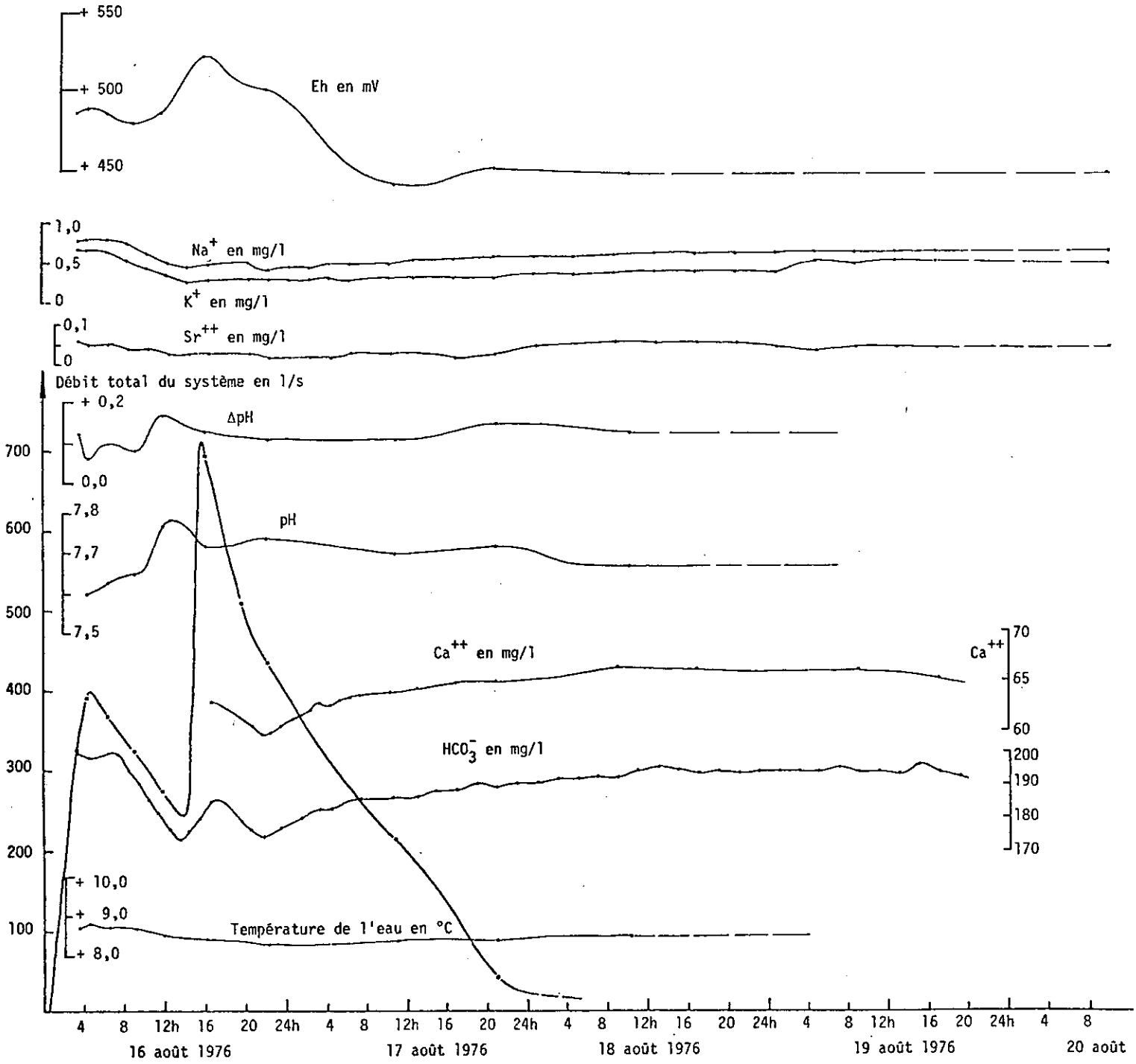


Figure n° IV-9 : Système karstique de Prérouge. Variations des paramètres physiques et chimiques de l'eau de l'exutoire e_1 au cours des crues des 16 et 17 août 1976.

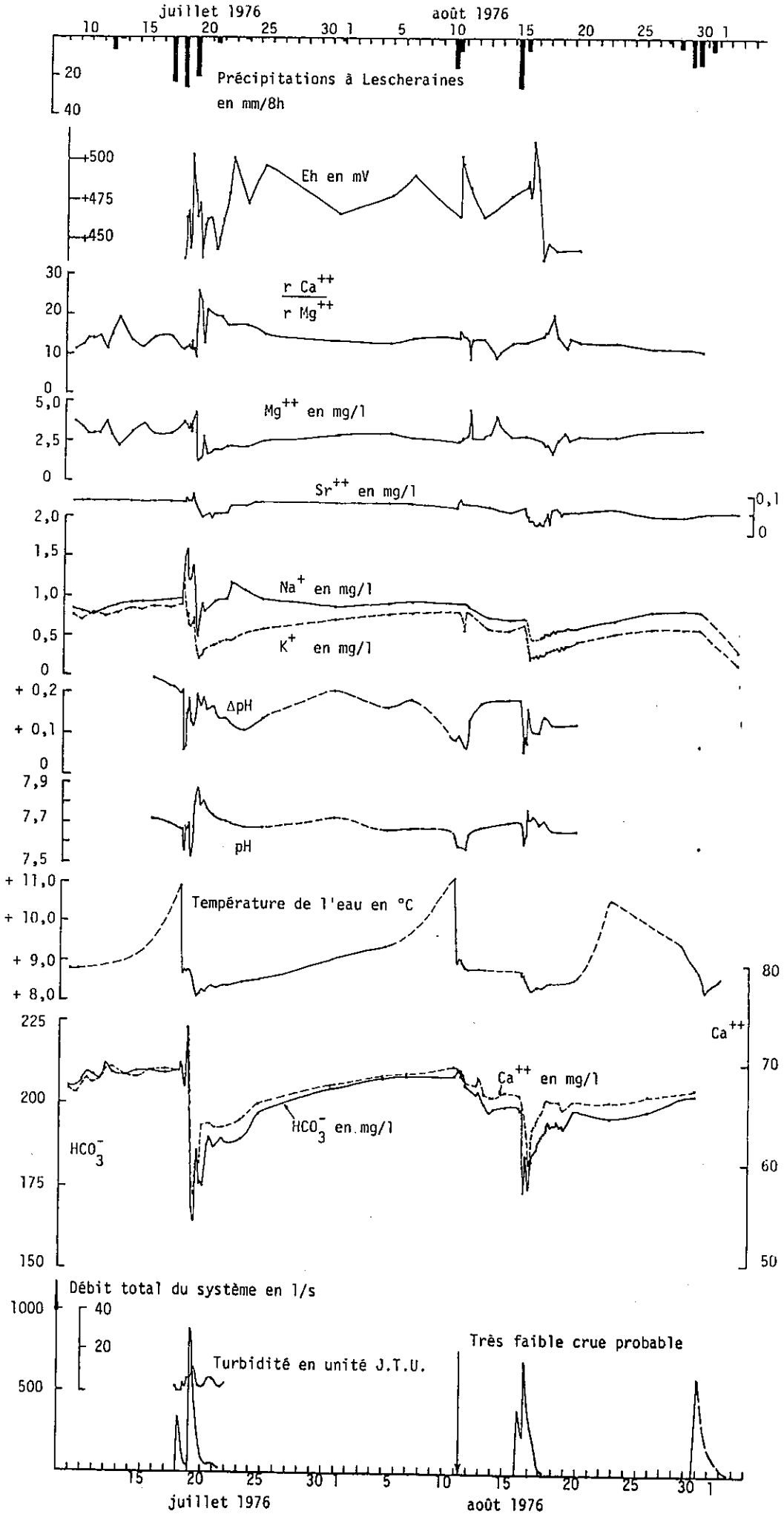


Figure n° IV-10 : Système karstique de Prérouge. Variations des paramètres physiques et chimiques de l'eau à l'exutoire pérenne e_1 au cours de la saison chaude de 1976.

l'épisode pluvieux, pour permettre leur progression vers la zone saturée, soit par effet piston, soit par mélange avec les apports météoriques. Il semble que le 10 août, la zone non saturée du système n'était pas suffisamment imbibée pour permettre l'arrivée d'un tel type d'eau sur le karst noyé, et seule l'eau d'infiltration rapide a pu transiter vers l'exutoire. L'absence de précipitations pendant une vingtaine de jours avant la crue explique ce fait.

Une dernière remarque concerne la baisse de minéralisation en HCO_3^- et Ca^{++} ; on constate encore une fois que les baisses les plus fortes sont provoquées par la première crue d'une succession, la deuxième n'entraînant qu'une diminution plus faible ou identique si le débit est beaucoup plus fort. Il semble que le séjour de l'eau apportée par la première précipitation, dans la zone non saturée, même s'il a été court (1 jour) ait suffi dans le cas des deux successions de crues étudiées pour permettre à l'infiltration différée l'acquisition d'une charge en HCO_3^- déjà importante qui a limité la diminution consécutive à la deuxième crue.

Toutes ces observations corroborent celles effectuées sur le système de Bange-l'Eau-Morte et la faiblesse du volume dynamique apparaît comme un élément très favorable à la transmission conservative de l'information en provenance de la zone non saturée.

- Crue des 15 et 16 septembre 1975 (Fig. n° IV-11) : mise en évidence d'une hétérogénéïté chimique spatiale des écoulements lors des très fortes crues :

Cette crue a été provoquée par les très fortes précipitations du 14 septembre (72 mm à Lescheraines). Le débit maximal a pu être estimé à 5 m^3/s, ce qui a assuré le fonctionnement intense du trop-plein de la grotte de Prérouge. Les prélèvements effectués (tableau n° IV-5) ont permis de mettre en évidence des différences très significatives de minéralisation et d'indice de saturation entre l'émergence pérenne et le trop-plein de la grotte. Ces deux exutoires sont distants de 65 m, et les explorations en plongée ont montré que les relations hydrauliques étaient très faciles entre les deux points. Le trop plein a débité des eaux moins minéralisées qu'à l'exutoire, et surtout nettement plus sursaturées vis-à-vis de la calcite, la sursaturation étant générale par ailleurs. Il apparaît donc, en conditions de très forte crue, une hétérogénéïté chimique des eaux à des exutoires ayant pourtant des communications faciles entre eux. Il semble que cette hétérogénéïté puisse être rapprochée de l'hétérogénéïté hydraulique qui règne dans les mêmes conditions : au cours des très fortes crues, les vitesses les plus élevées s'observent au niveau des

	15.09.1975 11 H 45		15.09.1975 20 H		16.09.1975 2 H	
	e1	grotte	e1	grotte	e1	grotte
Température de l'eau en °C	+ 8,25	+ 8,20	+ 8,30	+ 8,35	+ 8,15	+ 8,30
Conductivité à + 18°C	318	282	301	290	311	272
pH	7,60	7,77	7,63	7,79		
HCO_3^- mg/l	228	206	215	207	222	194
Ca^{++} mg/l	81	72	76	72	78	69
Na^+ mg/l	0,47	0,35	0,46	0,39	0,45	0,33
K^+ mg/l	0,29	0,12	0,23	0,16	0,23	0,10
ΔpH	+ 0,23	+ 0,30	+ 0,19	+ 0,31		

Tableau n° IV-5 : Système karstique de Prérouge - Valeur des principaux paramètres physiques et chimiques mesurés à l'exutoire pérenne e_1 et au trop-plein de la grotte à l'occasion de la forte crue pluviale des 15 et 16 septembre 1975.

conduits qui aboutissent au trop plein puisque celui-ci évacue la plus grande partie de l'écoulement de crue. Les parties de la zone saturée en relation avec l'exutoire pérenne sont le siège d'une dynamique des eaux moins prononcée du fait des pertes de charge qui règnent à son niveau. Il paraît donc logique d'envisager qu'au plus fort de la crue, l'exutoire de trop plein évacue préférentiellement un mélange d'eau d'infiltration différée et d'infiltration rapide où la contribution de ce dernier type d'eau est la plus forte comme le montre la baisse de minéralisation observée. Quant à la plus forte sursaturation des eaux de l'exutoire de trop plein, elle paraît pouvoir s'expliquer par un dégazage plus prononcé des volumes d'eau circulant avec de fortes turbulences dans des galeries ou l'aération est importante.

Une stratification de nature hydraulique et chimique des écoulements apparaît donc au niveau de la zone saturée lors des très fortes crues.

1.1.3. Données fournies par le traçage du Trou des Casses (Montagne de Bange)

Ce traçage a été réalisé à l'occasion de la crue du 15 septembre 1975. L'injection du traceur a eu lieu à la perte du Trou des Casses, galerie qui draine avec de nombreuses autres pertes, le fond imperméable du polje de la Montagne de Bange, c'est-à-dire en position relativement distale par rapport à l'exutoire du système. Le système était déjà en phase de décrue au moment de l'injection. Le traceur est ressorti le lendemain, sous forme unimodale, mais la poursuite des prélèvements a montré l'existence d'un second mode plusieurs jours après le premier, à l'occasion d'une nouvelle crue (Fig. n° IV-11). Les données relatives au transit et à la restitution du traceur figurent dans les tableaux n° IV-6 et IV-7.

La restitution rapide du traceur paraît liée à l'important volume d'eau qui a transité dans le système à l'occasion de cette crue, entre le moment de l'injection et celui de la restitution. Quant à l'allure simple de la courbe de restitution, elle résulte vraisemblablement du caractère non influencé de la décrue et du tarissement qui ont suivi la crue.

Cet essai de traçage présente à la fois les caractéristiques du traçage n° 2 (17 juillet 1976) effectué sur le système de Bange-l'Eau-Morte pour ce qui est de la durée du transit minimal et de la restitution, et du traçage n° 1 (18 juillet 1975) pour ce qui est de la forme de la courbe.

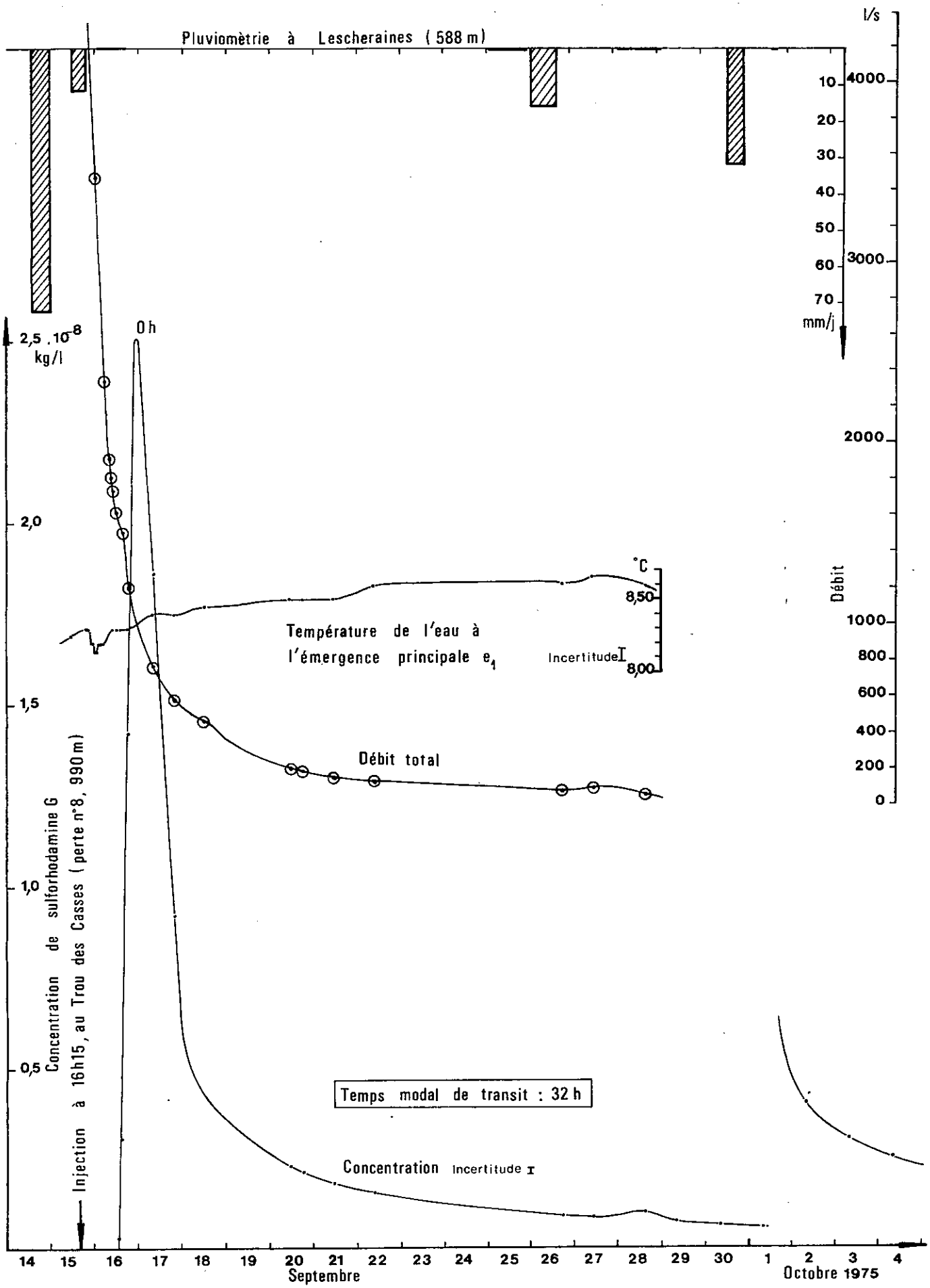


Figure n° IV-11 : Système karstique de Prérouge. Traçage du 15 septembre 1975. Restitution du traceur.

Date de l'injection	Nature du traceur masse injectée (en g) et dilution	Débit de la perte en l/s	1ère réapparition date et heure	Durée minimale du transit	Durée modale de transit	Durée de la restitution	Vitesse maximale de transit en m/h	Vitesse modale de transit en m/h	Vitesse minimale de transit en m/h
(1) 15.9.75 16 h 15	Sulforhodamine G 3000 g dans 10 l d'eau	2 à 3	16.9.75 13 h	21 h	32 h	> 18 jours	198	130	9,6
(2) 3.5.75 13 h	Uranine 2100 g dans 7 l d'eau	1	4.5.75 10 h	21 h	25 h	12 heures	238	200	151
(3) 15.9.75 8 h 45	Uranine 3000 g dans 10 l d'eau	3 à 5	16.9.75 0 h 40	16 h	17 heures et 30 min.	20 heures	300	274	139
(4) 19.10.75 20 h 10	Uranine 3000 g dans 10 l d'eau	0,25 à 0,50	21.10.75 22 h	50 h	59 h	> 11 jours	42	36	< 8

Tableau n° IV-6 : Données relatives au transit du traceur lors des expériences réalisées sur les systèmes de Prérouge, du Petit-Pont-de l'Ile-Bourbouillon et du Bourneau.
(1) : Traçage du Trou des Casses (système de Prérouge) ; (2) : Traçage du p. 73.70 ;
(3) : Traçage de la perte des chalets Daviet (ou Dagand) ; (4) : Traçage du p. 50.69.

	date de l'injection	valeurs extrêmes du débit à l'exutoire pendant la restitution en l/s	masse de traceur restituée %	concentration de traceur à l'injection	concentration maximale à la restitution	dilution minimale	volume d'eau en transit à l'exutoire entre l'injection et la première restitution			aspect de la courbe de restitution	volume d'eau tracé en m^3
							total	écoulement de crue	écoulement de base		
1	15.09.1975 16 H 15	1 610 ≥Q≥ 60	> 1,895 kg 63 %	0,300 kg/l	$2,5.10^{-8}$ kg/l	$11,9.10^{6}$	* 295 000	* 295 000	* 0	bimodal	* >283 000
2	03.05.1975 13 H	carrière Q ≃ 300 total > 1 000		0,300 kg/l	$3,8.10^{-7}$ kg/l	$7,9.10^{6}$				unimodal	
3	15.09.1975 8 H 45	10 000 ≥Q≥ 1 000		0,300 kg/l	$5,7.10^{-8}$ kg/l	$5,3.10^{7}$				polymodal	
4	19.10.1975 20 H 10	90 ≥Q≥ 15	> 1,530 kg > 51 %	0,300 kg/l	$3,1.10^{-7}$ kg/l	$9,7.10^{6}$	26 000	26 000	0	polymodal	29 000

Tableau n° IV-7 : Données relatives à la restitution du traceur lors des expériences réalisées sur les systèmes de Prérouge, du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon et du Bourneau.

1- Traçage du trou des Casses (système de Prérouge)

2- Traçage du P.73.70

3- Traçage de la perte des Chalets Daviet (ou Dagand)

4- Traçage du P.50.69

Quant à la dilution minimale, elle est intermédiaire entre les valeurs observées à l'occasion de ces deux traçages.

1.1.4. Conclusions sur le système de Prérouge.

Le système de Prérouge est un système très karstifié, dont la zone d'évacuation est le siège de pertes de charge moins importantes que celle du système de Bange-l'Eau-Morte. Son volume dynamique est faible, ce qui favorise la transmission conservative de l'information en provenance de la zone non saturée. Une restriction majeure doit cependant être faite en ce qui concerne la température de l'eau de la zone saturée qui est fortement altérée en période de tarissement au voisinage des exutoires par la température extérieure. Cette altération est le résultat d'échanges favorisés par la circulation de l'air extérieur dans les galeries de la grotte de Prérouge.

En période de très forte crue, il apparaît une hétérogénéité spatiale de la thermique et de la chimie de l'eau entre l'exutoire pérenne et l'exutoire de trop plein. Cette hétérogénéité est interprétée comme la conséquence de l'hétérogénéité hydraulique qui caractérise la vitesse de l'écoulement au niveau de la zone saturée au cours de ces périodes. La notion de stratification des écoulements est proposée pour rendre compte des différences thermiques et chimiques constatées entre les deux exutoires.

Un essai de traçage réalisé en période de décrue non influencée met en évidence la rapidité du transit de l'eau de ruissellement, l'étalement de sa restitution et l'allure unimodale de la majeure partie de celle-ci. La présence d'un mode secondaire montre la possibilité de stockage temporaire de traceur et sa remobilisation à l'occasion d'une crue.

1.2. Système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon

Ce système est le plus vaste de ceux étudiés ici. Son bassin versant, d'une superficie totale de 34,3 km^2 est très composite (Lemordant Y., 1977). Au Nord du Chéran (Fig. n° III-1) il inclut, sur le Semnoz, la totalité des surfaces hauteriviennes et valanginiennes, à l'Ouest du système de Bange-l'Eau-Morte, et au Sud de l'accident du Crêt de Tertère (4,8 km^2, courbe hypsométrique Fig. n° IV-12). Il en est de même, au Sud du Chéran, pour les affleurements de ces terrains situés sur le pourtour de la Montagne de Bange et dans la partie sommitale du Bois de Prépoulain. Mais c'est au Sud de l'accident de Prépoulain que, par suite du rejet de ce dernier qui met en contact Barrémien inférieur du versant de Saint-François-de-Sales et Valanginien du Bois

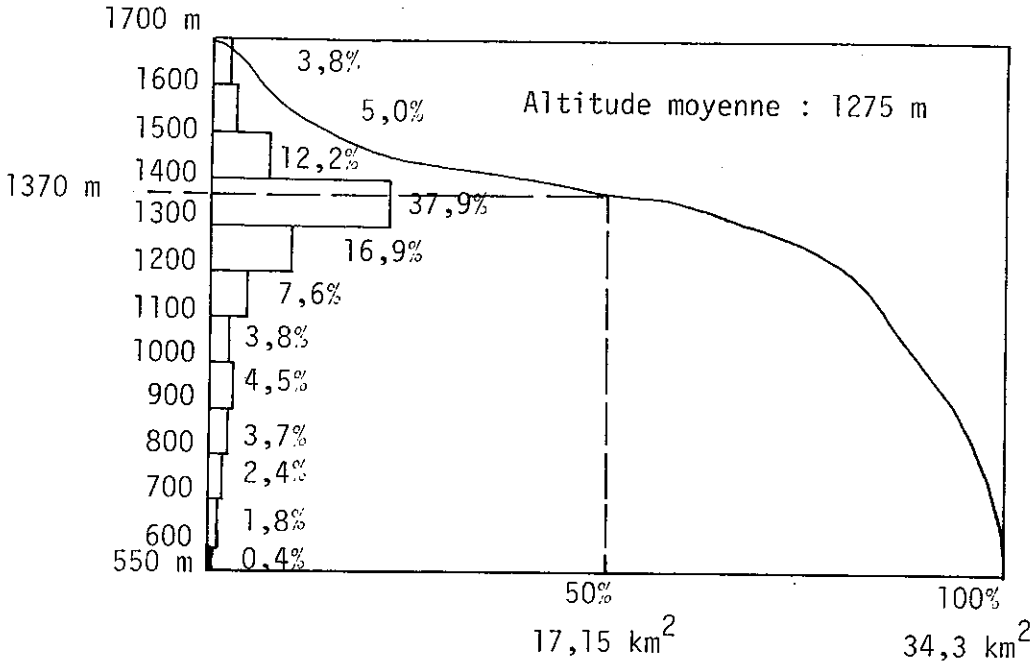


Figure n° IV-13 : Système karstique du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon. Courbe hypsométrique de l'ensemble du bassin versant (d'après Y. Lemordant, 1977).

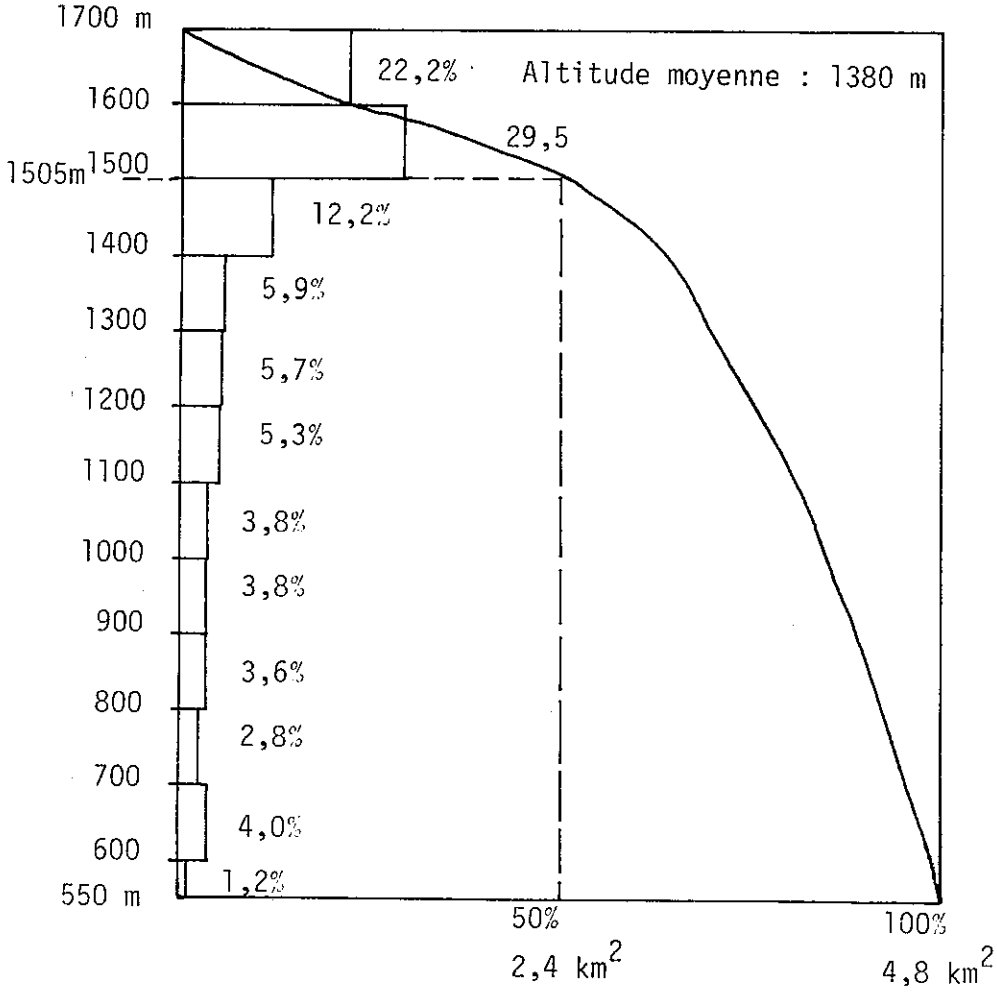


Figure n° IV-12 : Système karstique du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon. Courbe hypsométrique de la contribution Semnoz au bassin versant.

de Prépoulain, se développe la majeure partie du bassin versant, dans l'Urgonien. La contribution des différentes unités structurales a été démontrée par traçages (M. Lepiller, 1976 pour le Semnoz, Lemordant Y., 1976 et 1977 pour les unités situées au Sud du Chéran).

Il faut ajouter à ces zones qui constituent des impluvium directs pour le système, une alimentation latérale à partir d'un petit système dont la zone saturée se développe à l'Est du Mont Revard, comme cela a été montré par Y. Lemordant.

D'ores et déjà, le système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon apparaît comme un système complexe. Sa courbe hypsométrique est donnée figure n° IV-13.

1.2.1. Fonctionnement du système

La zone saturée du système se développe dans la cluse du Chéran (Fig. n° III-1), sous le torrent, et ses nombreux exutoires de trop plein se situent de part et d'autre de la vallée (Fig. n° IV-14). En étiage, aucun écoulement n'est visible et seules les mesures de température de l'eau du torrent indiquent l'existence d'une venue d'eau froide sous les chutes de la scierie de Bange. Les exutoires situés au-dessus des chutes et dans le lit du torrent fonctionnent alors comme pertes (points I et J). En faible crue, l'eau sort à travers les alluvions du Chéran aux points I, J, K, et en aval du point E (Bourbouillon). En moyenne crue, l'exutoire du Petit-Pont-de-l'Ile débite, de même que le point E.

L'exploration en plongée à partir du Petit-Pont-de-l'Ile a permis d'explorer un drain développé selon un joint de strates jusqu'à - 30 m, et sur 250 m de longueur, se dirigeant vers le groupe de trop-pleins A,B,C,D,F,G,H, dont le fonctionnement n'intervient qu'à l'occasion des très fortes crues.* Il faut ajouter à ces sorties un exutoire situé en rive droite, une centaine de mètres en amont du Petit-Pont-de-l'Ile, l'émergence de la Carrière qui draine préférentiellement la partie du bassin versant du système qui s'étend sur le Semnoz ; mais comme l'ont montré les traçages, le Petit-Pont-de-l'Ile et le Bourbouillon restituent également de l'eau en provenance de cette partie.

En raison de la complexité de la zone d'évacuation aucune mesure de débit n'a pu être effectuée. Celui-ci dépasse certainement 15 m^3/s lors des plus fortes crues.

---

* La grotte de la scierie, trop-plein supérieur du système, n'entre en fonctionnement qu'à l'occasion des crues exceptionnelles.

1.2.2. Données physiques et chimiques recueillies sur le système

Ces données sont assez nombreuses, notamment en ce qui concerne la zone non saturée. Leur exploitation fera l'objet d'un travail détaillé. Elles sont relatives à la chimie des eaux qui disparaissent dans la perte du Villard (contribution Semnoz du bassin versant) et à l'infiltration et au ruissellement dans la grotte de l'Ours, cavité parcourue par un ruisseau provenant de pertes d'un cours d'eau superficiel (Fig. n° III-1). Les résultats obtenus confirment ceux déjà acquis sur le système de Bange-l'Eau-Morte. Je signalerai seulement la très forte sous-saturation des eaux circulant dans la grotte de l'Ours en période de fonte des neiges ($-0,47 > \Delta pH > -0,92$).

En ce qui concerne la zone saturée, outre les prélèvements effectués dans le cadre d'un suivi à fréquence bimensuelle, dont les résultats sont donnés sous forme de valeurs extrêmes de domaines de variation (tableau n° IV-4), un échantillonnage complet des différents exutoires a été effectué à l'occasion des très fortes crues des 1er juin 1975 et 15 septembre 1975 (tableau n° IV-8). Comme sur le système de Prérouge, une hétérogénéité chimique marquée apparaît entre les différents exutoires, notamment au cours de la crue du 15 septembre 1975 qui a vu fonctionner tous les trop-pleins. Cette hétérogénéité se manifeste essentiellement au niveau de l'indice de saturation qui indique des sursaturations vis-à-vis de la calcite très élevées pour les trop-pleins supérieurs (points C et H).

Les observations effectuées sur le système de Prérouge se confirment donc, et l'interprétation proposée est identique, à savoir un dégazage prononcé des eaux qui circulent dans les drains à fonctionnement temporaire, au-dessus du niveau moyen actuel de la zone saturée.

Quelques mesures d'oxygène dissous et de Eh ont été effectuées. Les résultats sont indiqués au tableau n° IV-9.

1.2.3. Données fournies par les traçages

Je n'utiliserai ici que les données fournies par les traçages réalisés à partir du Semnoz. Y. Lemordant (1976-1977) a procédé à d'autres essais à partir des surfaces du bassin versant situées au Sud du Chéran. On se reportera à ses travaux pour plus de précisions. Les résultats d'un traçage effectué depuis la perte des Chalets Reuguéras (Bois de Prépoulain) ne seront pas utilisés ici, en raison de l'absence de courbe de restitution utilisable.

Deux traçages ont été réalisés à partir de pertes collectant les écoulements sur les marnes hauteriviennes (Perte du Chalet Daviet ou

	1er juin 1975					15 septembre 1975						
	point L	point E	point B	point C	La Carrière	point L	point E	point B	point C	point A	point H	La Carrière
Température de l'eau en °C	+7,25	+7,25	+7,25	+7,25	+7,55	+7,75	+7,60	+7,60	+7,65	+7,65	+7,65	+7,75
Conductivité à 18°C	217	212	210	213	233	260	260	261	259	260	258	265
pH	7,88	7,89	7,86	7,93	7,80	7,79	7,60	7,59	8,14	7,71	8,02	7,68
HCO_3^- mg/l	146	146	145	145	160	181	183	180	181	183	181	184
Ca^{++} mg/l	49	49	49	49	53	64	63	64	65	64	65	65
Na^+ mg/l	0,67	0,66	0,51	0,58	0,37	0,61	0,61	0,62	0,61	0,61	0,60	0,68
K^+ mg/l	0,14	0,12	0,14	0,15	0,29	0,13	0,14	0,15	0,17	0,16	0,15	0,15
ΔpH	+0,09	+0,10	+0,06	+0,14	+0,07	+0,19	-0,01	0,00	+0,56	+0,12	+0,44	+0,11
cl^- mg/l		1,32	1,36	1,48	0,76		1,78	1,84	1,88	1,76	1,86	2,20

Tableau n° IV-8 : Système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon - Valeur des principaux paramètres mesurés aux exutoires du système à l'occasion des crues des 1er juin et 15 septembre 1975.

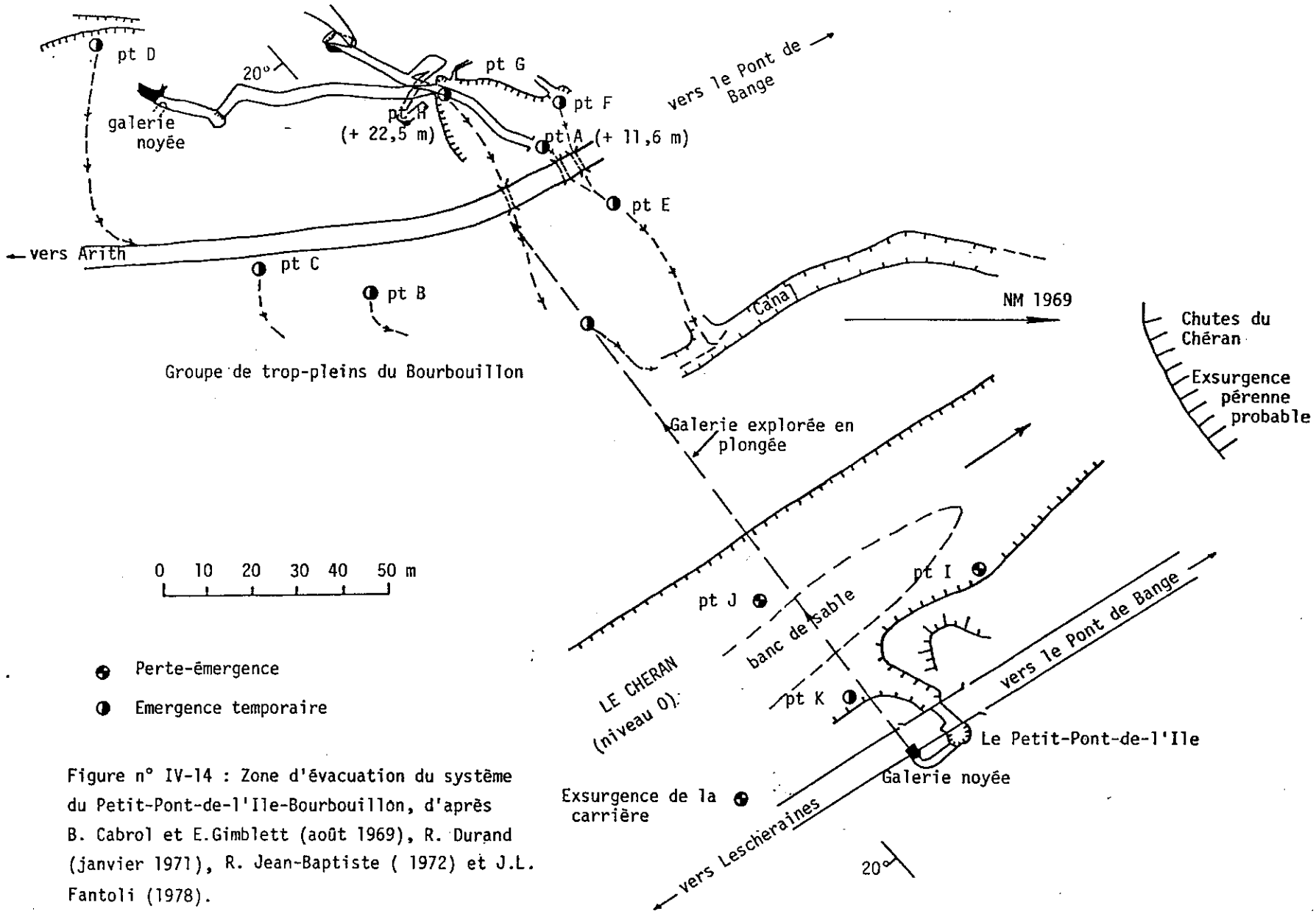


Figure n° IV-14 : Zone d'évacuation du système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon, d'après B. Cabrol et E.Gimblett (août 1969), R. Durand (janvier 1971), R. Jean-Baptiste (1972) et J.L. Fantoli (1978).

	30-5-76	31-5-79
O_2 dissous en mg/l % de saturation	7,05 à + 7,70°C 63 %	8,60 à + 6,9°C 77 %
Eh en mV/H_2		+ 347 à + 6,9°C

Tableau n° IV-9 - Valeurs des paramètres divers mesurés à l'exutoire du système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon.

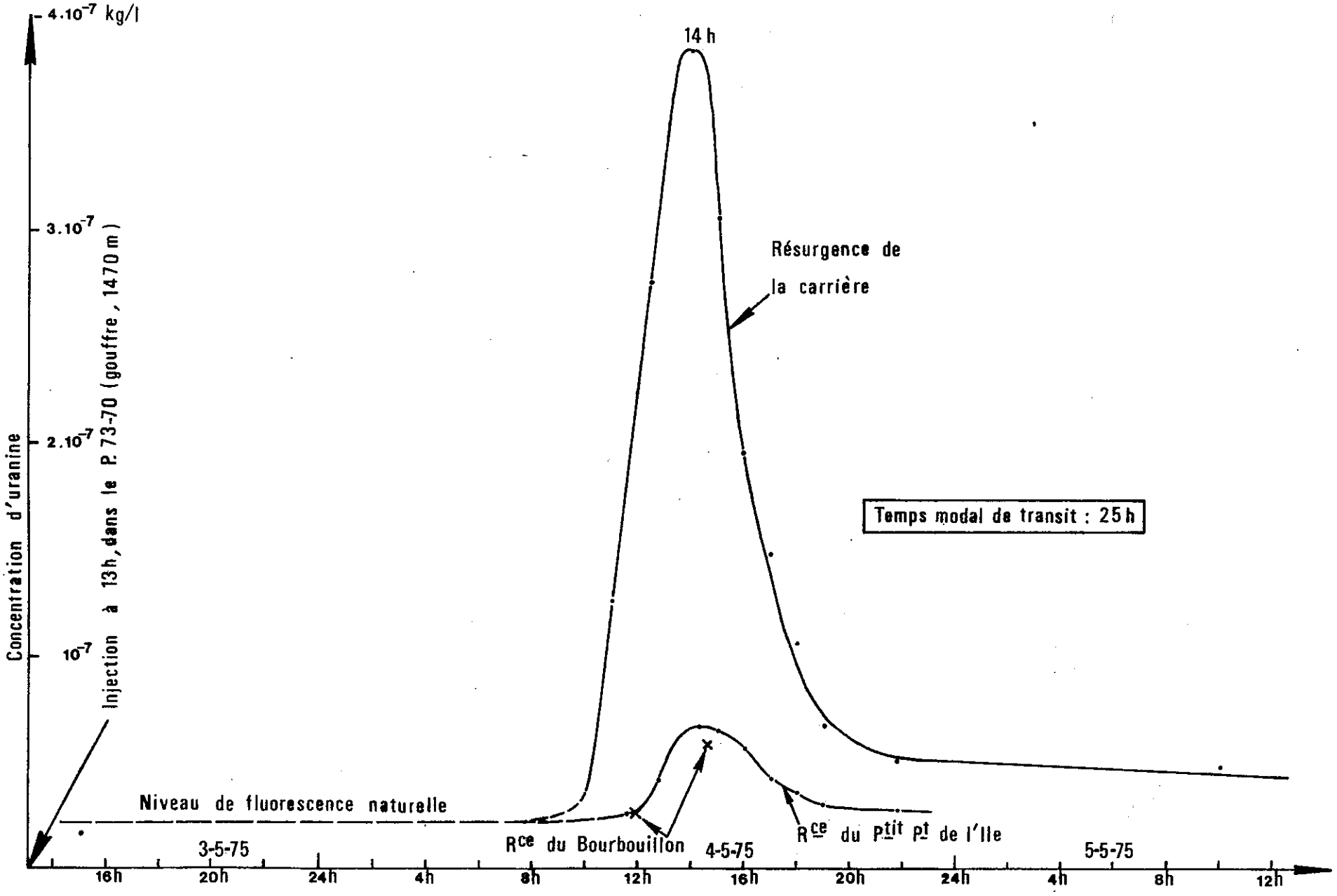


Figure n° IV-15 : Système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon. Traçage du 3 mai 1975. Restitution du traceur.

Dagand-, gouffre P 73.70, Fig. n° III-1). Dans les deux cas (Fig. n° IV-15 et IV-16). Le traceur est ressorti rapidement et fortement concentré à la résurgence de la carrière qui semble donc drainer préférentiellement la partie du bassin versant située sur le Semnoz. Le traceur est également ressorti, de manière synchrone, aux exutoires du Petit-Pont-de-l'Ile et du Bourbouillon, mais en concentrations beaucoup plus faibles. Les conditions hydrologiques régnant (fonte des neiges assurant un flux d'eau intense dans le système pour le 1er traçage, récession de forte crue pour le second) expliquent la faible durée du transit.

L'aspect polymodal de la courbe de restitution de traçage du 15.09.1975 ne trouve pas d'explication dans l'existence d'une succession de crues : la courbe de restitution obtenue sur le système de Prérouge à l'occasion du même épisode pluvieux était beaucoup plus régulière (Fig. n° IV-11).

Il est possible que la complexité du fonctionnement du système explique celle de la courbe de restitution par un processus de stockage temporaire du traceur dans certaines parties de la zone saturée, et restitution de celui-ci lors de la décrue.

1.2.4. Conclusion

Le système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon est un système complexe, dont le bassin versant est composite, géographiquement et lithologiquement. La karstification y est très développée, tant dans la zone non saturée où le ruissellement est bien représenté du fait de l'existence de pertes qui absorbent des écoulements superficiels, qu'au niveau de la zone d'évacuation, comme le montrent les nombreux exutoires de trop-plein. La variabilité des débits est importante, mais ne peut être estimée du fait de l'impossibilité de mesurer les débits d'étiage. L'observation d'une hétérogénéité chimique de la zone saturée, pendant les très fortes crues, est corroborée par le mode de restitution des traceurs qui montre l'absence de bon mélange entre tous les types d'eau qui l'alimentent.

1.3. Autres systèmes étudiés

Deux de ces systèmes ont permis d'obtenir les paramètres d'une courbe de récession. Le calcul du pouvoir régulateur a été effectué à l'aide de la connaissance régionale du débit spécifique pour l'altitude moyenne des bassins versants. La récession observée sur le système du Bourneau (tableau n° IV-2) a été influencée par la fonte des neiges, et celle en provenance du système

du Vivier-Barbouillot par du ruissellement superficiel (données de débits tirées du travail de E. Benedetti-Crouzet, 1972). Il en résulte des valeurs de i paraissant un peu fortes, et vraisemblablement assez différentes des valeurs moyennes qu'on pourrait calculer à l'aide de plusieurs analyses de récessions.

Quoi qu'il en soit, les valeurs du pouvoir régulateur montrent que l'organisation de ces systèmes n'est pas très différente, et comparable à celle des systèmes de Bange-l'Eau-Morte et de Prérouge (Fig. n° IV-6) : il s'agit de systèmes très karstifiés, à forte variabilité du débit, et à volume dynamique très faible.

Le système du Bourneau a donné lieu à une expérience de traçage (Fig. n° IV-17 et IV-18) réalisée en période de fonte des premières neiges. On notera l'aspect polymodal de la coube de restitution qui peut être mis en relation avec des variations du débit survenues au cours de la décrue, dont l'hydrogramme simplifié ne peut rendre compte. Le contrôle de la fusion nivale par la température de l'air est en effet de nature à permettre une alimentation variable du système qui peut retentir sur l'allure de la courbe de restitution, comme on l'a vu sur le système de Bange-l'Eau-Morte.

Le système de Lovagny mérite qu'on s'y attarde. Il s'agit d'un petit système dont le bassin versant englobe la moitié Sud du chaînon urgonien de la Montagne d'Age. Du point de vue hydrodynamique, ce système ne présente pas une forte variabilité des débits : les débits extrêmes qui ont pu être estimés à 10 et 100 l/s permettent d'avancer un ordre de grandeur de cette variabilité $\simeq$ 10.

Comparée à celle de tous les autres systèmes étudiés, elle caractérise un système à pouvoir régulateur assez élevé.

Les observations portant sur la thermique des eaux montrent une forte amplitude de variation. Les températures maximales (tableau n° IV-4) s'observent en période de tarissement. L'apparition des crues entraîne une forte baisse thermique. Au vu de ce comportement thermique, la zone saturée du système paraît se développer assez profondément dans l'Urgonien, sous la couverture tertiaire. La forte baisse de température observée lors des crues résulte vraisemblablement du contraste thermique très important entre une zone saturée profonde et un bassin versant qui se développe à l'altitude moyenne de 555 m.

Du point de vue chimique, on constate la faible variabilité des concentrations en HCO_3^-, et des teneurs en Mg^{++} assez élevées, comme le mon-

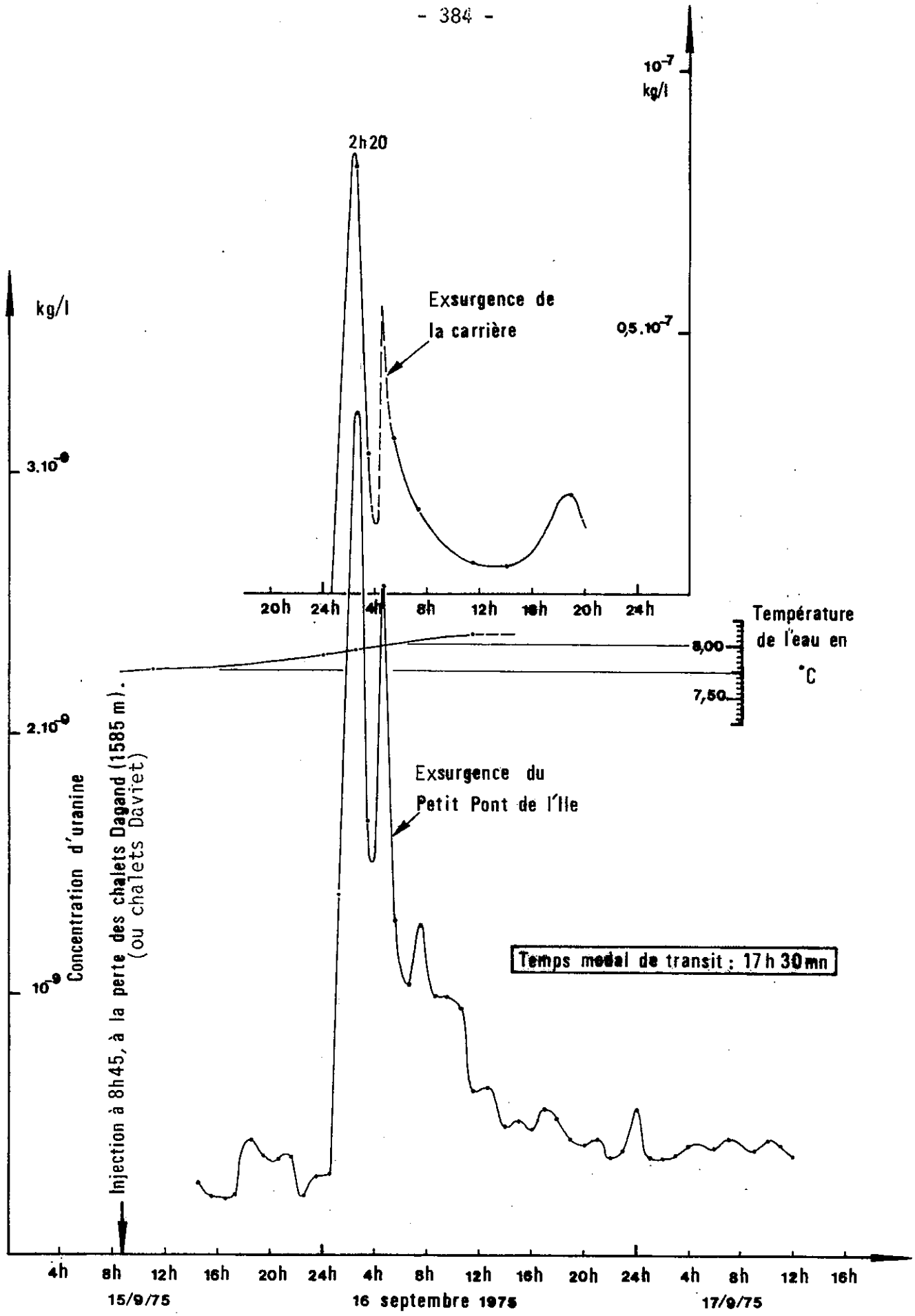


Figure n° IV-16 : Système karstique du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon. Traçage du 15 septembre 1975. Courbe de restitution du traceur.

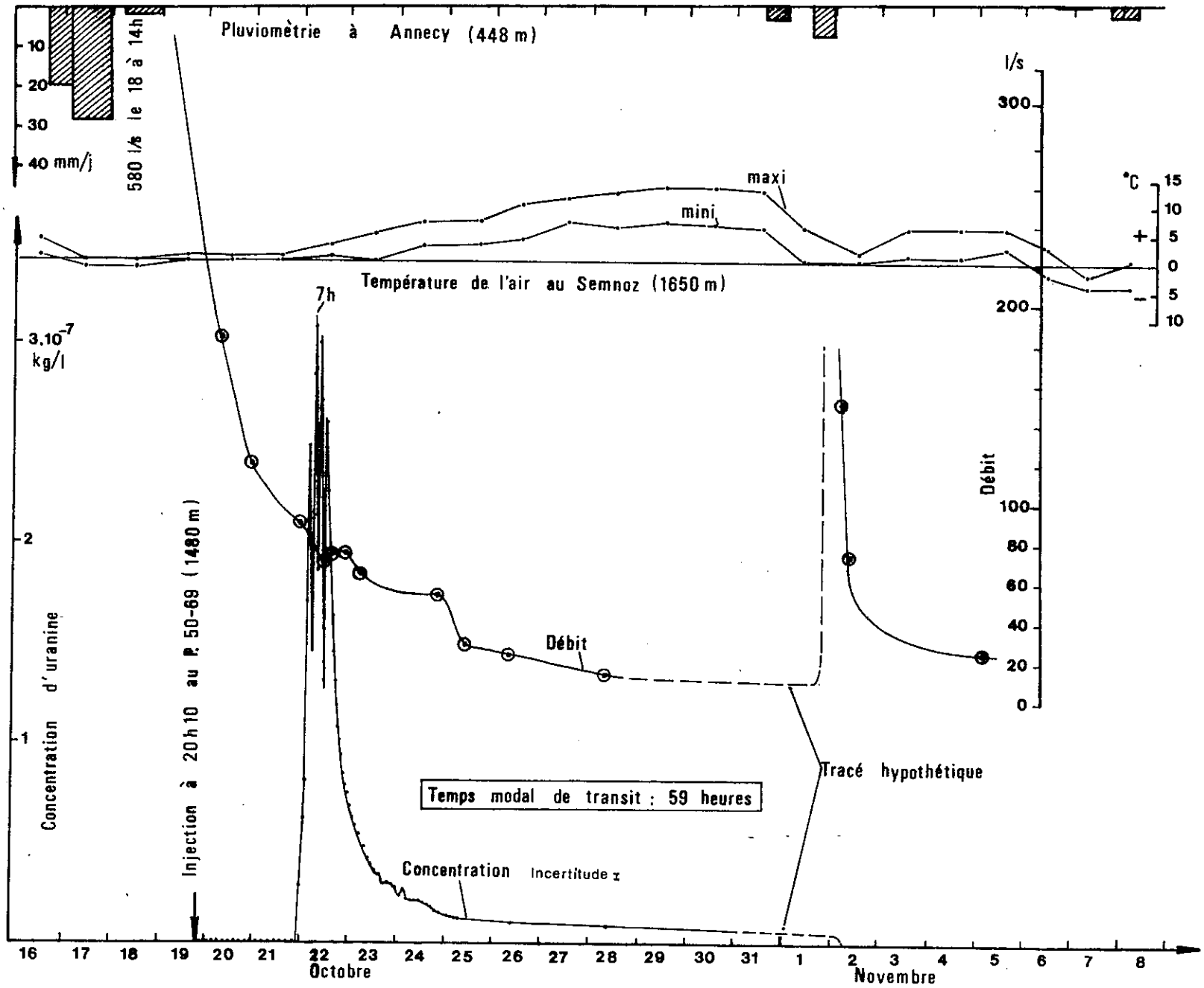


Figure n° IV-17 : Système karstique du Bourneau. Traçage du 19 octobre 1975. Restitution du traceur.

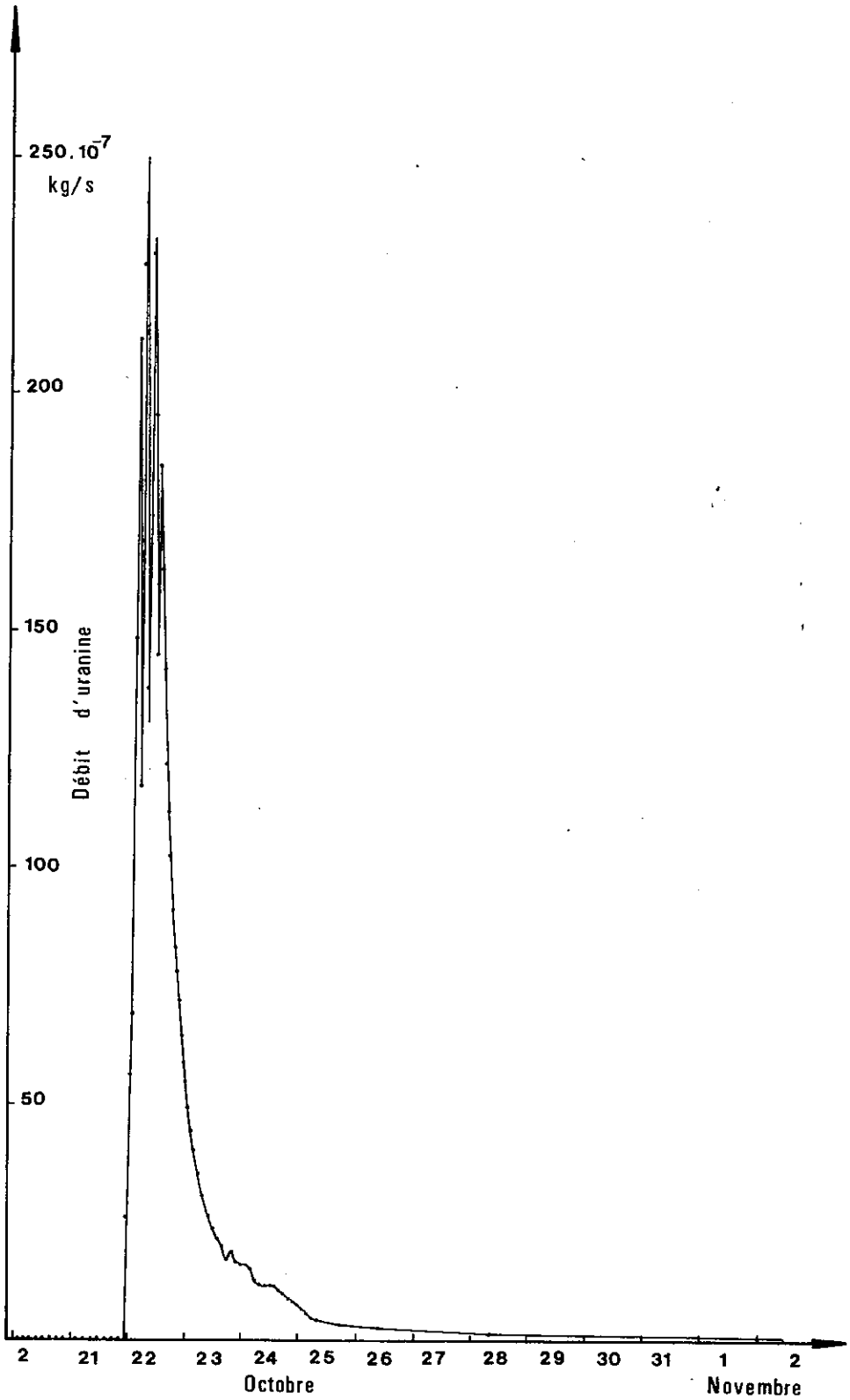


Figure n° IV-18 : Système karstique du Bourneau. Traçage du 19-10-75 : bilan de restitution du traceur.

trent les valeurs du rapport $\frac{r\ Ca^{++}}{r\ Mg^{++}}$ (Lepiller M., 1975).

Trois mesures de tritium (tableau n° IV-10) montrent la contribution importante d'eaux relativement anciennes au débit, surtout en période de tarissement (5 septembre 1974). La concentration en ^3H se relève un peu en crue (1er décembre 1974) mais sans égaler celles qui ont été mesurées sur les systèmes très karstifiés.

1.4. Conclusion

L'extension allégée de la démarche suivie pour l'étude du système de Bange-l'Eau-Morte à une dizaine de systèmes karstiques a permis de déterminer les domaines de variations de leurs principaux paramètres (thermique et physico-chimiques).

Ces systèmes karstiques présentent, pour la plupart, un degré de karstification assez semblable. Le système de Lovagny se distinque cependant par un ensemble de caractères qui traduisent une karstification moins développée.

L'utilisation de l'ensemble des données réunies peut désormais être envisagée pour une meilleure compréhension des conditions de la karstification dans la région étudiée.

2 - CONTRIBUTION DES RESULTATS ACQUIS A LA CONNAISSANCE DES MODALITES DE LA KARSTIFICATION EN REGION MONTAGNEUSE

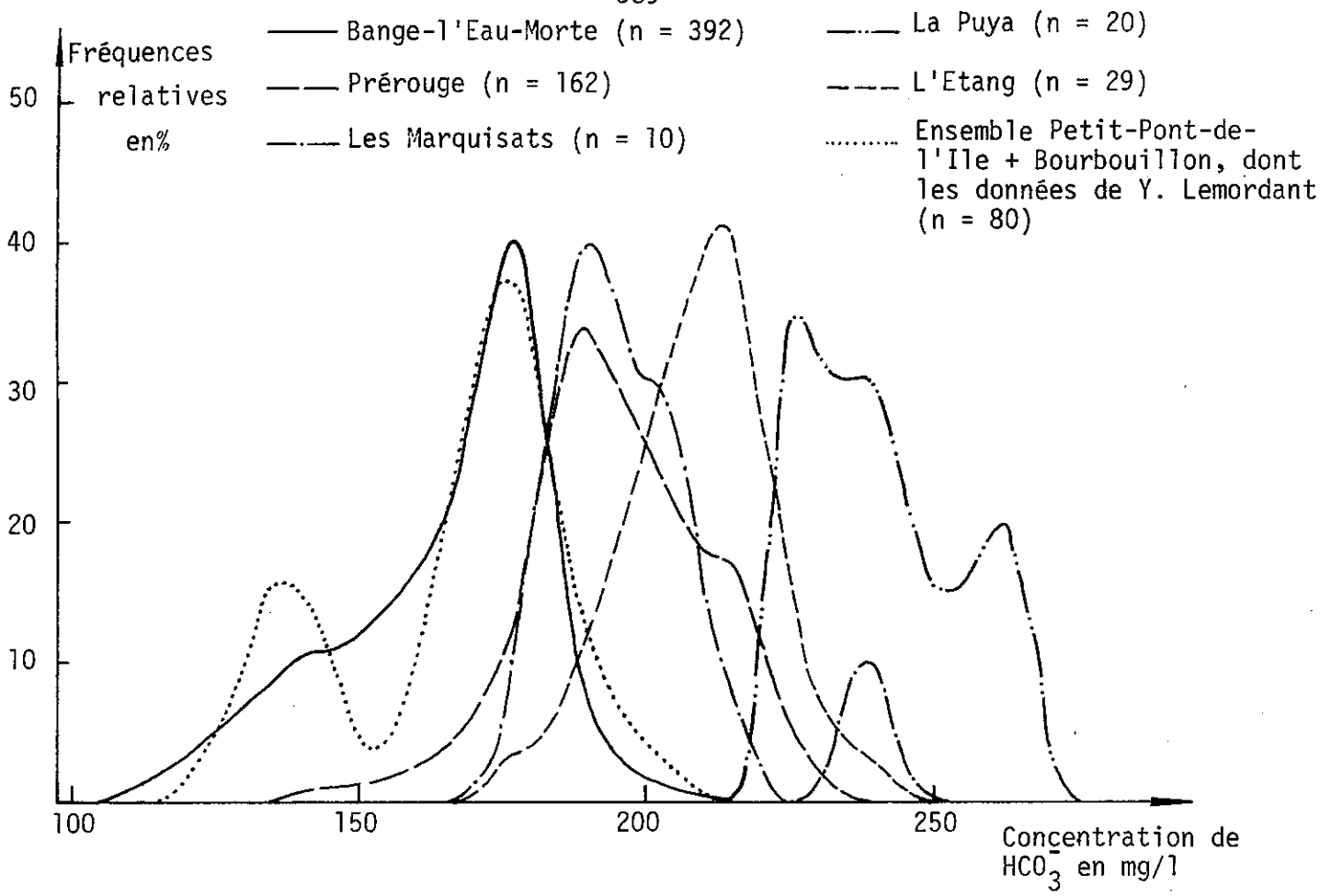
J'aborderai successivement dans ce paragraphe la relation existant entre le contenu chimique des eaux (essentiellement les ions de l'équilibre des carbonates) et la karstification, le contrôle de la minéralisation et celui de l'exportation carbonatée, et enfin le problème de la localisation de la dissolution dans le système karstique.

2.1. Relation entre minéralisation carbonatée et karstification : analyse des courbes de distribution de la concentration en HCO_3^-

On s'intéressera ici à l'allure des distributions et non au niveau de minéralisation. Les bases de l'analyse des courbes de distribution de la minéralisation des aquifères de formations carbonatées ont été établies par M. Bakalowicz (1976). Elles concernent l'étalement de la courbe, et son allure uni -ou polymodale-. La réalisation de ces courbes exige l'obtention d'un

		^{3}H en UT	^{18}O en ‰ ± 0,2 campagne des 10 et 11.1.1976
Systèmes karstiques	Bange-l'Eau-Morte	03.09.74 : 131 ± 11 12.10.74 : 147 ± 32 27.10.74 : 104 ± 20 30.11.74 : 140 ± 23	- 11,7
	Bourneau		- 11,9
	Etang		- 10,6
	Prérouge	03.09.74 : 131 ± 11 27.10.74 : 131 ± 28	- 11,0
	Lovagny	05.09.74 : 47 ± 6 01.10.74 : 87 ± 31 01.12.74 : 76 ± 18	
	Enfers (exutoire du système des Beuglions)		- 10,0
Milieu poreux	Source de la cote 660		- 10,4
	Source de Vouvray		- 9,9
	Fontaine de chez Martinod		- 9,6

Tableau n° IV-10 : Tritium et oxygène 18 à l'exutoire de quelques systèmes karstiques et sources de formations superficielles poreuses.



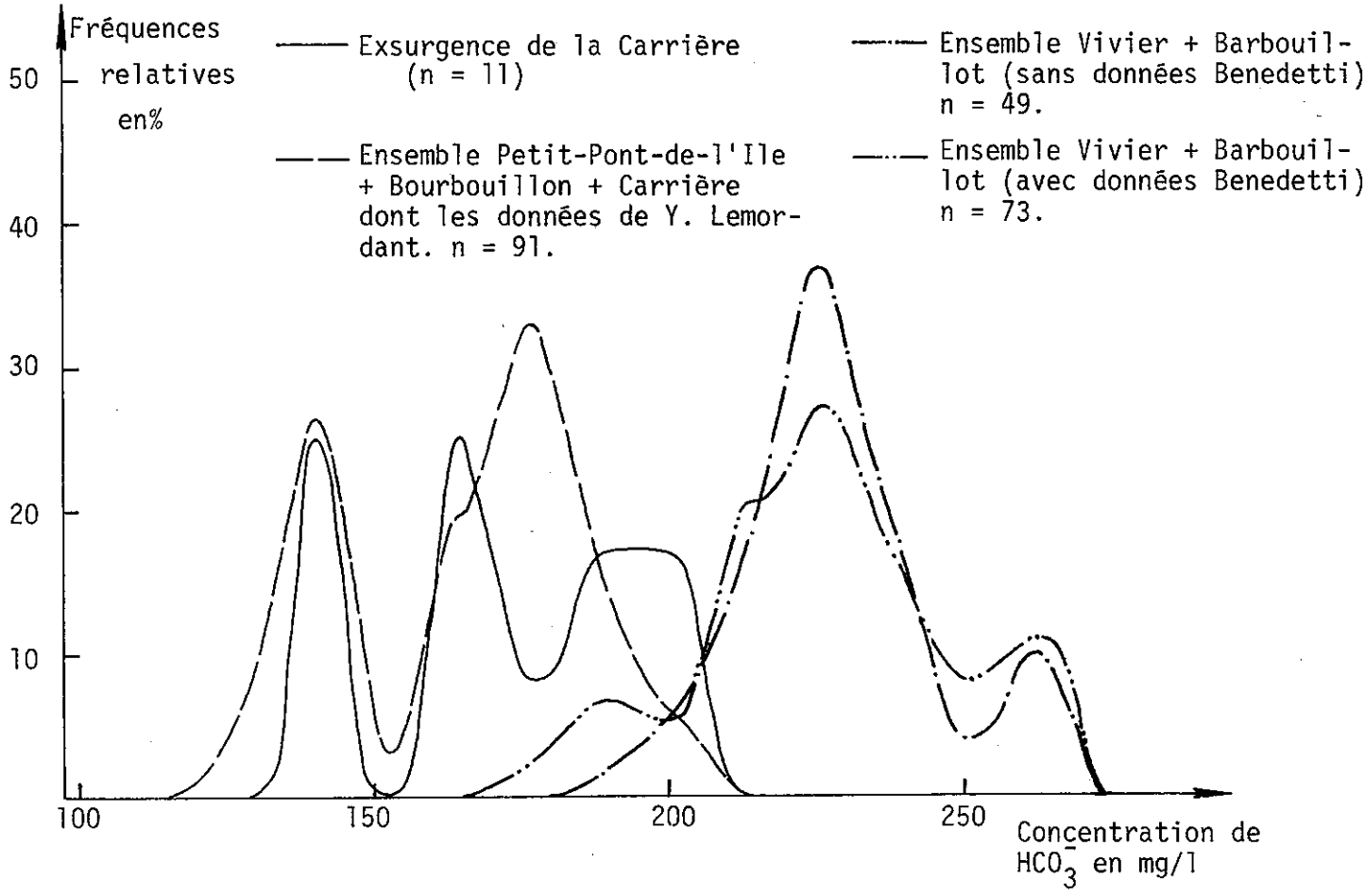


Figure n° IV-19 : Courbes de distribution des fréquences relatives de concentrations en HCO_3^- mesurées aux exutoires des systèmes étudiés.

échantillonnage représentatif des différentes familles d'eau qui apparaissent à l'exutoire. L'étude semi-intensive menée sur le système de Bange-l'Eau-Morte a permis de réaliser un programme de prélèvements adapté à cette nécessité.

Les coubes de distribution les plus étalées (Fig. n° IV-19 et 20) correspondent à des systèmes dont les caractéristiques hydrodynamiques (pouvoir régulateur en particulier) et les observations de terrain ont montré qu'ils étaient très karstifiés : Bange-l'Eau-Morte, Prérouge, Bourneau, Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon, Barbouillot-Vivier, Etang. Les courbes des deux exutoires du système de la Puya-Marquisats ont été tracées car le fort étalement de la courbe totale est le résultat d'une dilution par l'eau du lac d'Annecy (ou de sa nappe phréatique de bordure) des eaux de l'exutoire des Marquisats. Les deux courbes obtenues sont très voisines, à un décalage de 50 mg près. Il est donc préférable de ne prendre en considération que la courbe relative à l'exutoire de la Puya.

J'ai fait de même pour les deux exutoires du système du Barbouillot-Vivier : on voit, cette fois, qu'en dépit de petites différences portant sur la répartition des modes, le niveau de minéralisation est identique.

Quelques systèmes (Menthon, Angon, La Thuile) présentent une courbe moins étalée : il s'agit de systèmes moins karstifiés comme le montre la plus faible variabilité des débits. L'étalement minimal est observé pour le système de Lovagny dont on a vu qu'il présentait de nombreux caractères d'un système peu karstifié, les valeurs relativement faibles de concentrations en tritium indiquant un temps de séjour moyen des eaux dans la zone saturée assez élevé, avec comme conséquence importante la possibilité pour les eaux de s'équilibrer vis-à-vis de la calcite et de dissoudre des quantités plus importantes de magnésium.

Dans tous les cas étudiés, il existe donc une relation satisfaisante entre l'étalement de la courbe de distribution et la capacité du système à restituer rapidement les différents types d'eau qui parviennent au niveau de la zone saturée : une karstification développée permet l'apparition à l'exutoire d'eaux de types différents (Bange-l'Eau-Morte, Prérouge, etc.) alors qu'une organisation peu développée du réseau de drainage entraîne l'accumulation et l'homogénéïsation de ces eaux derrière l'exutoire (Lovagny) et la réduction du domaine de variation de la minéralisation.

L'allure proprement dite des courbes de distribution apporte également des renseignements sur la fréquence respective d'apparition à l'exutoire des différents types d'eau. L'interprétation est conduite en fonction des

observations de terrain et des paramètres hydrodynamiques lorsqu'ils ont pu être calculés.

La plupart des courbes obtenues présentent un aspect subunimodal, avec un mode principal qui correspond surtout comme on l'a vu au cours de l'étude semi-intensive menée sur le système de Bange-l'Eau-Morte, à l'apparition à l'exutoire d'eau ayant subi une infiltration différée. Cette interprétation est en bon accord avec la capacité de stockage des zones saturée et non saturée, respectivement faible et forte. L'allure de ces courbes est très comparable à celle obtenue par M. Bakalowicz (1976) sur le système karstique d'Aliou qui présente lui aussi un volume dynamique très faible. On peut affirmer que l'aspect unimodal de la courbe de distribution des fréquences de la minéralisation n'est pas la conséquence d'une homogénéïsation intervenant au niveau de la zone saturée entre les différents types d'eau qui y parviennent : la faiblesse des réserves à ce niveau ne permet pas de retenir cette explication. Elle traduit au contraire la prédominance de l'infiltration différée, avec toutes les conséquences que cela comporte sur la position de la dissolution dans les systèmes qui présentent ce type de courbe : la dissolution intervient préférentiellement au niveau de la zone non saturée.

Les courbes du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon et de la Carrière présentent un aspect polymodal qu'on peut mettre en relation avec la complexité du système. Le caractère composite du bassin versant a été démontré et l'hétérogénéïté chimique et hydraulique de la zone saturée mise en évidence par les traçages et les prélèvements lors des très fortes crues.

Le système de Lovagny se caractérise par une courbe unimodale où apparaît cependant l'amorce d'une bimodalité : ce caractère peut être rapproché de l'existence d'un début d'organisation du réseau de drainage. Le caractère unimodal de la distribution traduit, dans ce cas, une homogénéïsation poussée des réserves de la zone saturée.

Les autres courbes (Barbouillot-Vivier, Angon, Marquisats-la Puya) présentent des courbes où domine un mode principal, mais ou s'individualisent assez nettement un mode secondaire correspondant à des eaux très minéralisées. Comme il s'agit de systèmes de basse altitude, on peut penser qu'il y a là la marque d'une concentration particulièrement efficace des eaux d'infiltration différée, par l'évapotranspiration. Mais il est possible aussi que la position plus centrale du mode principal indique une participation plus importante à l'exutoire d'eaux mises en réserve dans la zone saturée, ce qui permet aux eaux d'infiltration différée de mieux s'individualiser dans la courbe de distribution. L'absence des paramètres hydrodynamiques, ou la faible précision de ceux

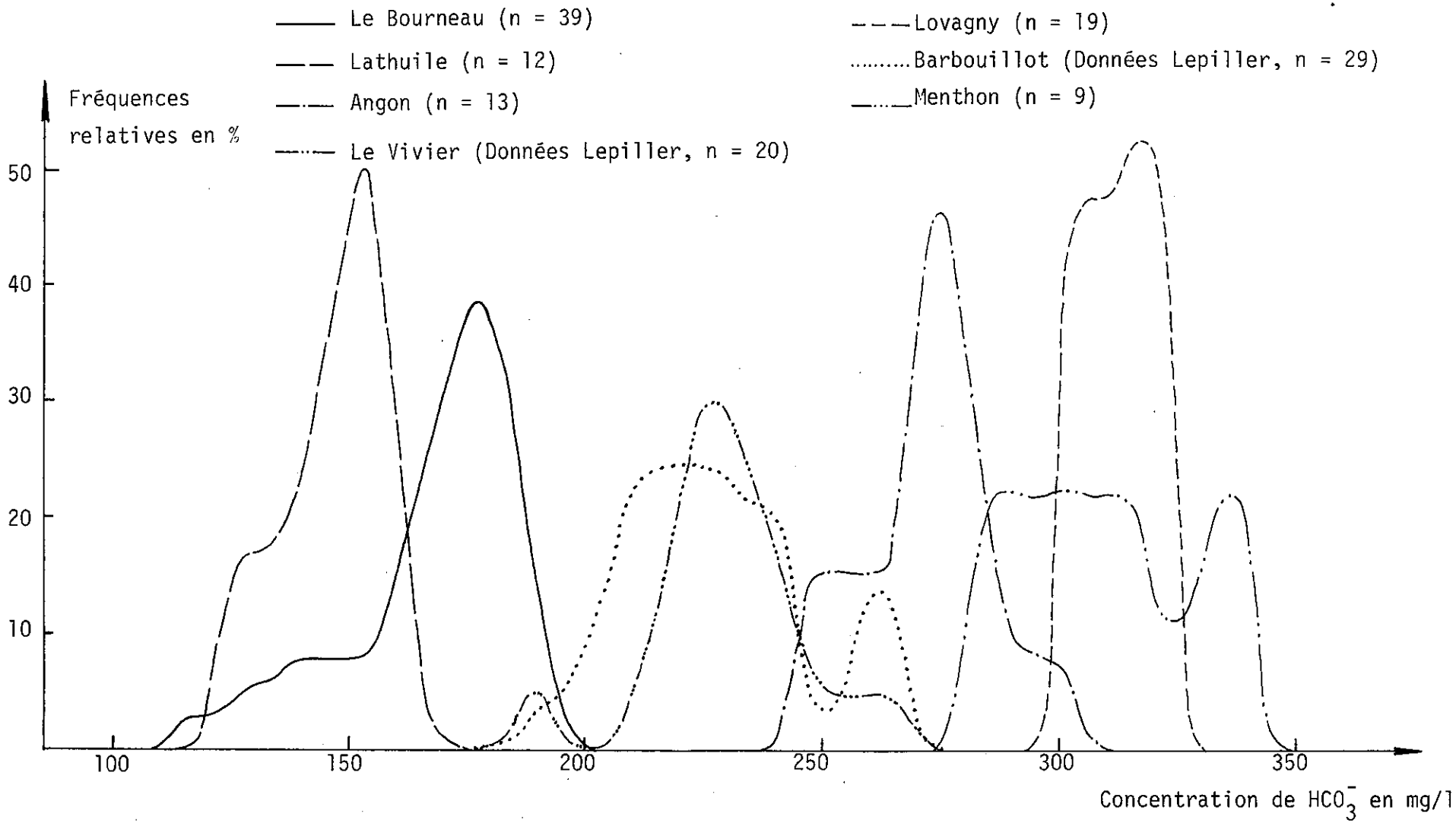


Figure n° IV-20 : Courbes de distribution des fréquences relatives de concentrations en HCO_3^- mesurées aux exutoires des systèmes karstiques étudiés. Pour les systèmes dont n est inférieur à 15 mesures, la forme de la courbe n'est qu'une indication; par contre, son étalement est représentatif, l'échantillonnage incluant des mesures effectuées en crue de début de saison froide (minéralisation maximale) et en période de fonte nivale (minéralisation minimale).

qui ont pu être calculés pour le système du Vivier-Barbouillot ne permet pas d'aller plus loin dans l'interprétation.

2.2. Observations concernant le niveau de minéralisation des eaux : l'acquisition de la potentialité de dissolution

L'examen des résultats relatifs à la concentration en HCO_3^- appelle les commentaires suivants (tableau n° IV-4) : Il ne semble pas exister de relation simple entre le niveau de concentration en HCO_3^- et le niveau géologique où est établi l'aquifère. Cela se conçoit bien quand on sait que la mise en solution du carbonate de Ca^{++} dépend essentiellement de la quantité de CO_2 dissous dans l'eau, donc de la pression partielle de ce gaz dans l'atmosphère avec laquelle elle est en contact (Roques H., 1962 a et b). En système naturel ouvert, le matériau carbonaté aquifère constitue une réserve infinie de CO_3Ca dont la mise en solution est uniquement contrôlée par la concentration en CO_2 dissous des eaux qui le traversent*, dans l'hypothèse où le temps de transit est assez long pour que la dissolution du carbonate soit complète, soit plusieurs jours (Roques H., 1964). Il paraît, dans ces conditions, d'autant plus illusoire de vouloir rechercher une méthode d'identification du matériau aquifère à partir de la seule considération des teneurs en HCO_3^- que le temps de contact nécessaire à la saturation n'est souvent pas atteint par les eaux circulant rapidement, lors des crues de saison chaude par exemple.

- Partant de ces remarques, une relation a été recherchée entre les concentrations en HCO_3^- et l'altitude moyenne des bassins versants des systèmes étudiés (Fig. n° IV-21) : il apparaît nettement que la concentration diminue avec les altitudes moyennes croissantes.

Paramètre fondamental dans l'étude de l'équilibre des carbonates, le pH permet de calculer la quantité de CO_2 dissous dans l'eau, la pCO_2 atmosphérique équilibrant cette quantité, ainsi que l'indice de saturation des eaux vis-à-vis de la calcite, constituant minéral largement dominant dans les systèmes karstiques étudiés.

L'exploitation des mesures de pH et des résultats des calculs qui en découlent se justifie par la nécessité de vérifier si la relation inverse constatée entre la minéralisation et l'altitude moyenne des bassins versants n'est pas due à une sous-saturation des eaux croissant fortement avec l'altitude. L'accroissement des précipitations avec l'altitude est en effet de nature

* La température des eaux n'intervient que très faiblement dans le déplacement de l'équilibre étant donné les faibles variations qu'elle présente.

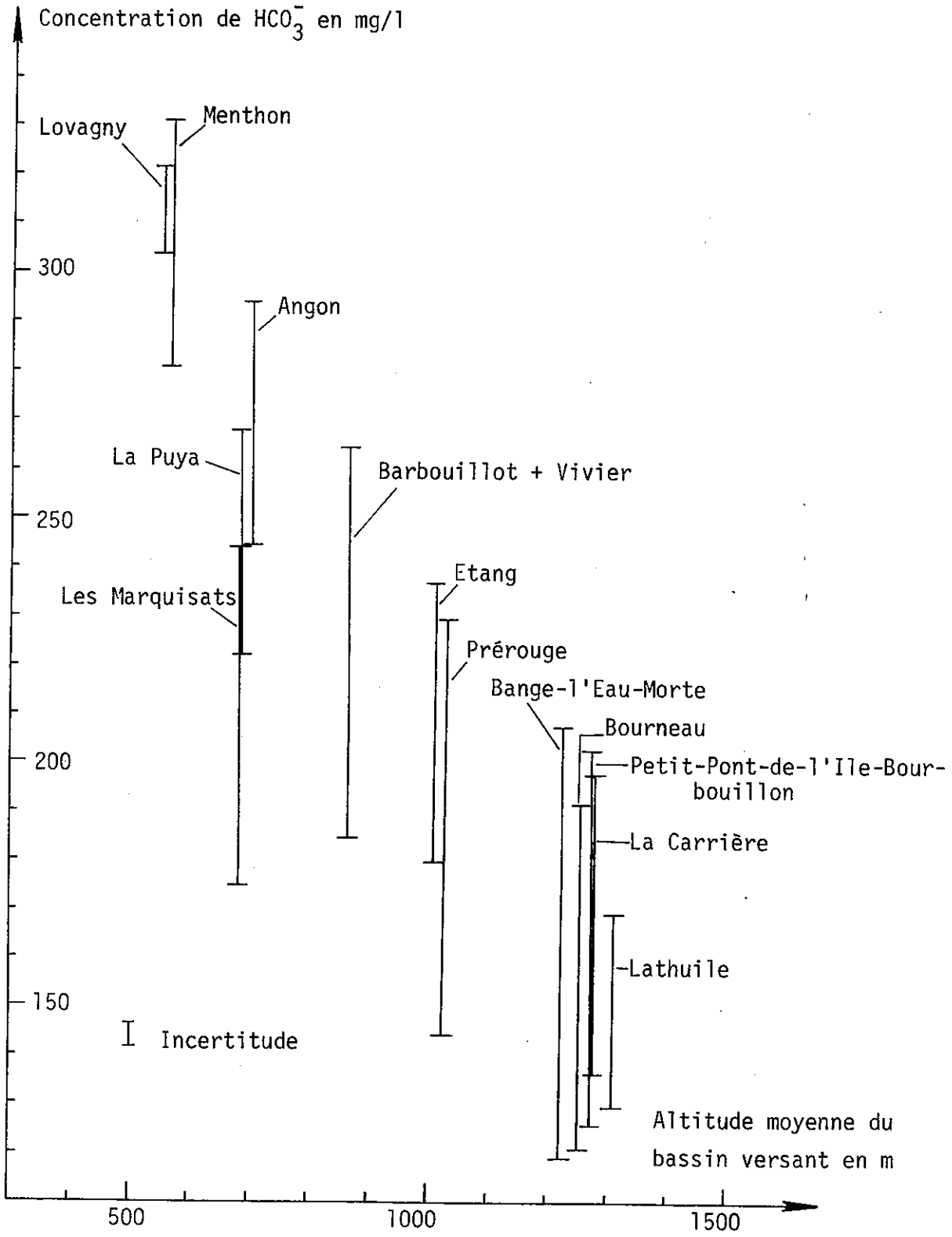


Figure n° IV-21 : Relation entre les domaines de variation de la concentration en HCO_3^- et l'altitude moyenne des bassins versants.

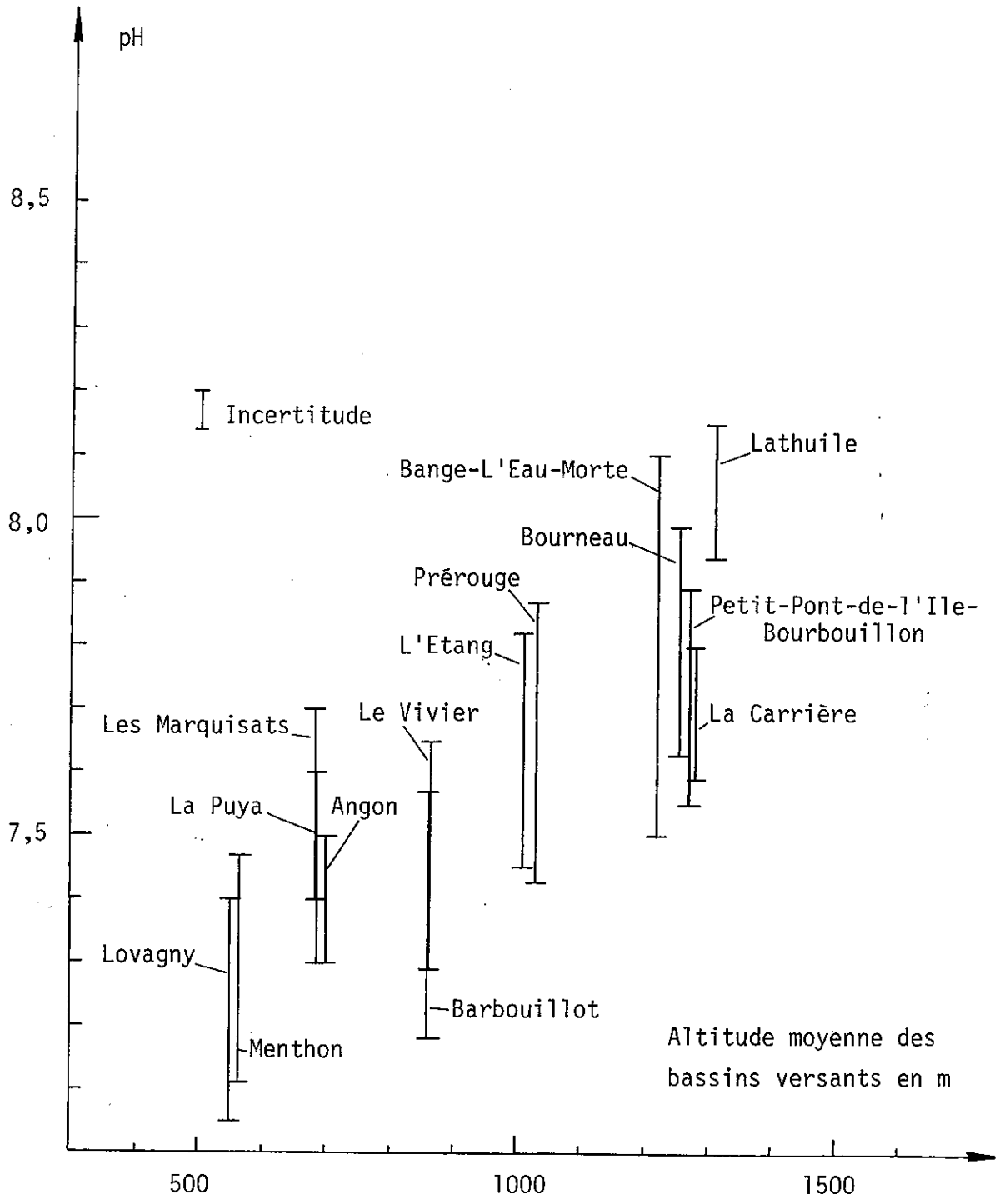


Figure n° IV-22 : Relation entre les domaines de variation du pH et l'altitude moyenne des bassins versants.

à provoquer une augmentation du volume d'eau transitant dans les systèmes, avec pour corollaire possible une augmentation des vitesses de transit empêchant la réalisation complète de l'équilibre : entre le système de Bange-l'Eau-Morte, par exemple, et celui du Vivier Barbouillot, le rapport des débits spécifiques est de l'ordre de 1,7 au cours de la période étudiée.

Une autre conséquence peut être une dilution du CO_2 disponible à la partie supérieure de la zone non saturée (sol). Dans les deux cas, on doit observer une décroissance de la minéralisation avec l'altitude sans qu'il soit nécessaire d'incriminer une diminution de la production de CO_2 dans le sol.

Le pH présente une augmentation très sensible avec les altitudes croissantes (Fig. n° IV-22) : entre 550 m et 1 300 m d'altitude, la différence atteint une unité pH, ce qui correspond à une décroissance des concentrations en CO_2 dissous d'un facteur 10, et des pCO_2 équilibrantes d'un facteur 15. Quant à l'indice de saturation, ses domaines de variation (Fig. n° IV-23) ne sont pas fondamentalement distincts d'un système à l'autre, en première approximation. La décroissance de minéralisation avec l'altitude n'est donc pas à mettre au compte d'une diminution du temps de transit des eaux dans les aquifères.

Le rapport 10 entre les concentrations en CO_2 dissous des systèmes les plus bas et les plus élevés ne peut trouver d'explication dans un effet de dilution qui résulterait de l'accroissement du volume de transit.

L'ensemble des observations rapportées ici permet de conclure à une décroissance de la potentialité de dissolution avec l'extension en altitude du bassin versant des systèmes. Tous les auteurs chimistes (Miserez J.J, 1973 ; Aminot A., 1975 ; Roques H., 1962 b ; Caro P., 1965), pédologues (Aubert D., 1969) ou hydrogéologues (Bakalowicz M., 1977) travaillant sur le karst s'accordent pour situer dans le sol l'origine de cette potentialité : les concentrations de l'atmosphère interstitielle en CO_2 biologique y sont jusqu'à plusieurs centaines de fois supérieures à celle du CO_2 atmosphérique (Caro P., 1965). On sait d'autre part que l'ensemble des réactions qui constituent l'activité biochimique du sol s'accélèrent avec la température. Il paraît donc normal de constater une diminution de cette activité, donc de la production de CO_2, sur des bassins versants étagés en altitude, soumis à un gradient altimétrique de température de -0,6°C/100 m.

Les réactions de transfert du CO_2 à l'interface entre l'atmosphère interstitielle du sol et l'eau de précipitation étant rapides

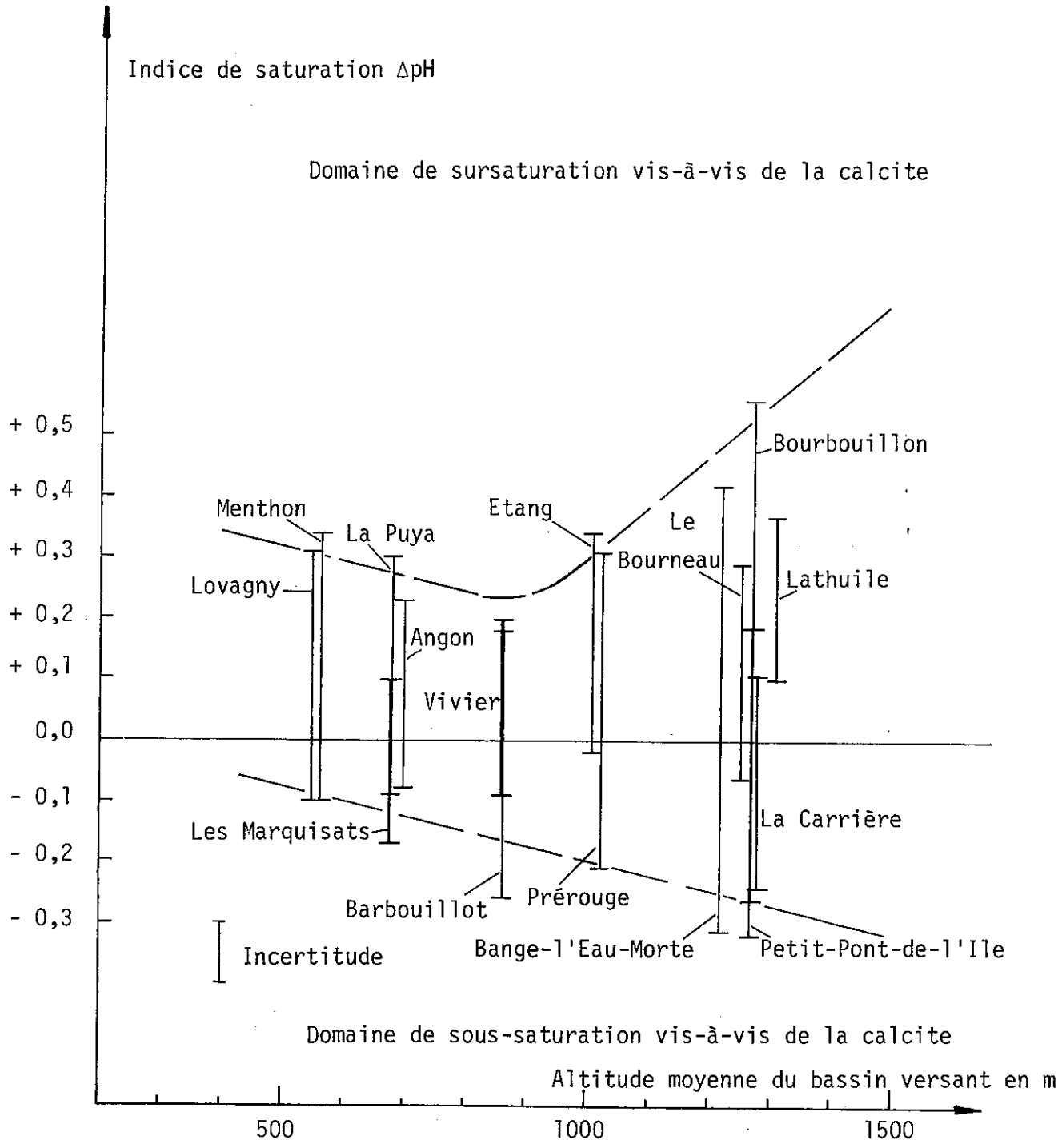


Figure n° IV-23 : Relation entre les domaines de variation de l'indice de saturation et l'altitude moyenne des bassins versants.

(quelques minutes pour réaliser 90 % de l'équilibre dans le sens de la dissolution, quelques heures dans le sens du dégazage, Roques H., 1964), il n'est pas possible d'expliquer le gradient de pH observé par une limitation progressive des réactions de transfert, consécutive à une augmentation des vitesses de transit de l'eau d'infiltration dans la partie supérieure de la zone non saturée, augmentation qui serait liée à une hydraulicité croissant avec l'altitude (gradient altimétrique de précipitation : + 55 mm/100 m) : toutes les observations effectuées sur les systèmes karstiques étudiés montrent que l'infiltration rapide n'est pas l'apanage des systèmes d'altitude, et qu'à l'inverse, d'importants volumes d'eau peuvent être stockés au niveau de leur zone non saturée pendant des durées très supérieures au délai nécessaire à la réalisation complète de l'équilibre.

La relation existant entre la minéralisation des eaux et l'altitude moyenne du bassin versant conduit à proposer la figure n° IV-24 comme représentation globale du champ de variation de la minéralisation.

2.3. L'utilisation de la potentialité de dissolution : analyse des domaines de variations de l'indice de saturation

L'indice de saturation exprime, par définition, le degré d'adéquation existant entre une potentialité de dissolution et la charge en HCO_3^- effectivement dissoute. Une difficulté d'interprétation du domaine de variation de cet indice vient de ce qu'il n'a de sens que pour les conditions régnant à l'exutoire. Cela signifie que toute transmission non conservative de l'information en provenance de la zone non saturée risque d'induire des conclusions erronées sur l'utilisation de la capacité de dissolution des eaux. Un exemple en a été donné à propos des eaux très sursaturées qui apparaissent aux exutoires de trop-pleins en période de très forte crue, sur les systèmes de Prérouge et du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon : le mode de circulation des eaux dans des galeries très aérées conduit à leur dégazage prononcé, et la capacité de dissolution qui peut leur être reconnue aux exutoires est très inférieure à celle qui a permis la mise en solution des concentrations en HCO_3^- mesurées.

On constate justement (Fig. n° IV-23), à côté d'une décroissance régulière des valeurs maximales de ΔpH entre les systèmes de Lovagny et celui du Vivier-Barbouillot, une augmentation très importante pour les systèmes les plus karstifiés, dont la zone non saturée se développe largement en altitude, et possédant souvent des trop-pleins. Toutes ces conditions sont favo-

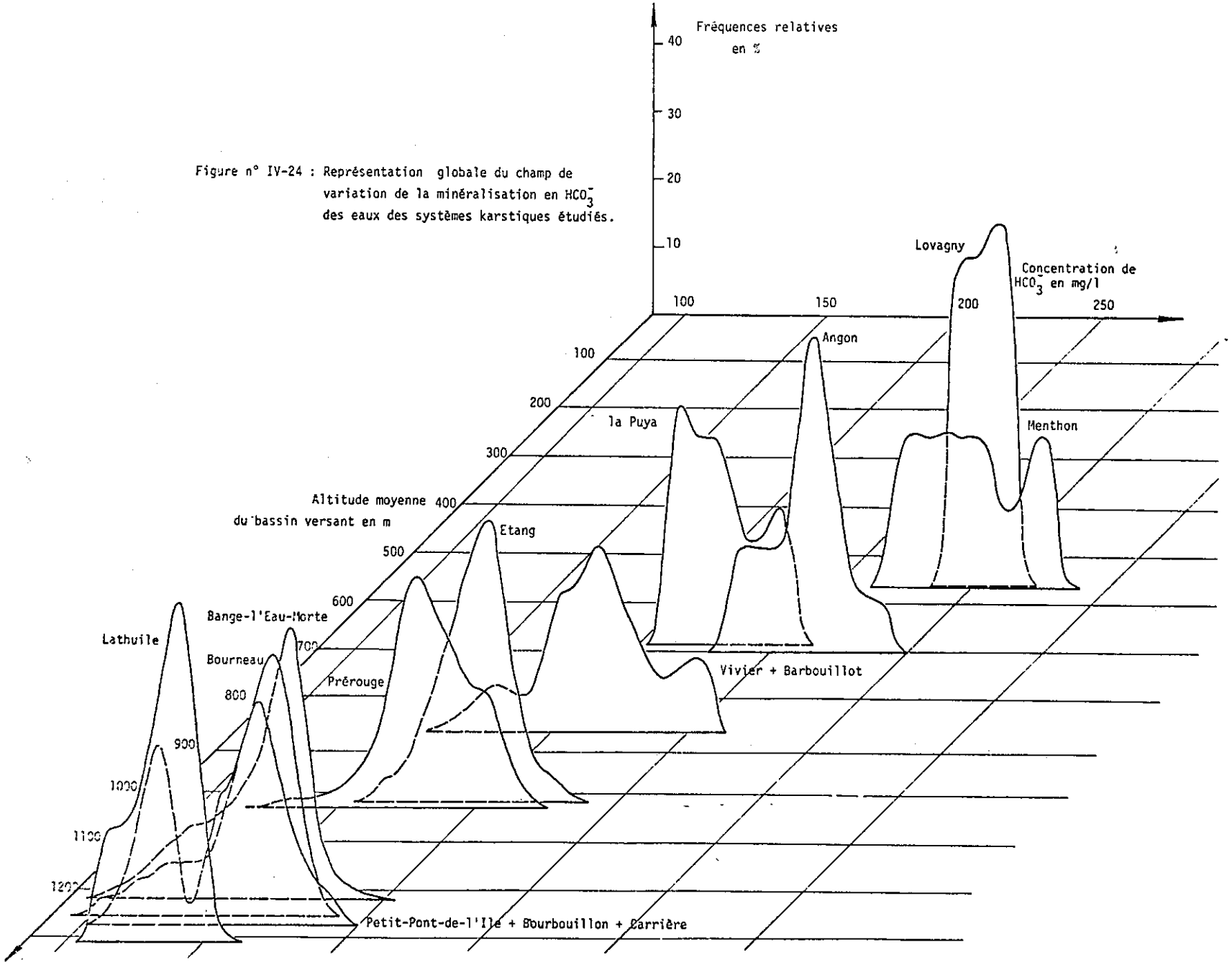


Figure n° IV-24 : Représentation globale du champ de variation de la minéralisation en HCO_3^- des eaux des systèmes karstiques étudiés.

rables à une aération très poussée de la zone non saturée et au dégazage des eaux qui circulent abondemment par ruissellement lors des très fortes crues. Mais il faut inclure aussi dans ces valeurs élevées du ΔpH, celles qui résultent d'une concentration des eaux par évapotranpiration (infiltration différée).

En ce qui concerne les valeurs minimales du ΔpH, on observe globalement une décroissance entre le système de Lovagny et celui du Petit-pont-de-l'Ile-Bourbouillon. On sait que les indices négatifs sont liés à l'infiltration rapide (en période de fonte des neiges ou en crues de saison chaude). Il apparaît ainsi que les systèmes d'altitudes, les plus karstifiés, délivrent facilement ce type d'eau à leur exutoire ; au contraire, un système peu karstifié comme celui de Lovagny utilise mieux la potentialité de dissolution acquise au niveau du sol, ce que traduit la répartition des indices nettement en faveur des sursaturations : l'infiltration rapide y est peu représentée. La sursaturation constatée est à rapprocher de la faible amplitude des variations de la minéralisation (Fig. n° IV-21).

Au total, la potentialité de dissolution est bien utilisée, au niveau de la zone saturée, dans les systèmes en voie de karstification. A la part de minéralisation, certainement importante, acquise dans la zone non saturée, s'ajoute un complément de minéralisation au niveau de la zone saturée.

Au contraire, dans les systèmes très karstifiés, le développement du réseau de drainage facilite l'évacuation des eaux qui arrivent sur la zone saturée. Lorsque ces eaux ont séjourné quelques jours dans la zone non saturée, elles sont très minéralisées, et le dégazage qui peut accompagner leur circulation dans des galeries très aérées, ne remet pas en cause l'exportation de leur contenu hydrogénocarbonaté. En revanche, la mise à profit de la potentialité de dissolution des eaux d'infiltration rapide, au niveau de la zone saturée, est fortement compromise par ces facilités d'évacuation.

Il apparaît ainsi que la part relative de la zone saturée et de la zone non saturée à l'exportation carbonatée varie considérablement au cours de l'évolution du système karstique. Très importante dans la zone saturée lorsque les réserves du système sont très étendues (c'est-à-dire quand le réseau de drainage n'est pas très développé), la dissolution tend à devenir négligeable quand, le drainage s'organisant, le stockage d'eau derrière l'exutoire s'amenuise.

En revanche, il apparaît que la dissolution dans la zone non saturée peut se poursuivre beaucoup plus longtemps avec efficacité. Elle peut s'exercer notamment alors que les processus de comblement dans les galeries ont débuté, par suite de la ventilation qui diminue la pCO_2 et provoque la précipitation du carbonate transporté par les eaux depuis la zone non saturée

(M. Lepiller et B. Talour, 1980).

L'apparition d'un réseau de drainage de plus en plus organisé et hiérarchisé de l'amont vers l'aval tend donc à détériorer les conditions d'une dissolution efficace vers l'aval et à repousser vers l'amont (zone non saturée) la prépondérance de cette dernière.

La mise en évidence de cette migration spatiale de la dissolution prépondérante dans le système karstique au cours de son évolution conduit à la réflexion suivante : la durée nécessaire à l'évolution d'un système karstique pouvant être exprimée, moyennant certaines hypothèses (M. Bakalowicz, 1975), en termes de durée nécessaire à l'évidement karstique, il est tout-à-fait justifié de rechercher des valeurs d'exportation carbonatée qui ne sont en fait que des dérivées de la fonction d'évolution du système par rapport au temps. Comme il semble que cette fonction n'ait aucune raison d'être linéaire, (on sait qu'en fin d'évolution le système *tend vers* un état d'équilibre), et comme il est exclu de suivre l'évolution complète d'un système de sa naissance à sa mort, le problème ne peut trouver sa solution que dans l'acquisition de nombreuses valeurs de l'exportation sur des systèmes parvenus à des stades d'évolution divers, et dans la détermination de la contribution respective des zones saturée et non saturée à l'exportation carbonatée.

2.4. L'exportation carbonatée sur les systèmes les plus karstifiés : évolution avec l'altitude moyenne du bassin versant

Le problème des bilans d'exportation des matières dissoutes lié à celui de la vitesse de karstification ne saurait trouver de solution dans la simple exploitation des valeurs de concentration ou de pH observées : dire que la dissolution karstique est plus importante dans les systèmes de basse altitude que dans les systèmes de haute altitude constituerait une erreur que la considération des débits spécifiques calculés sur les systèmes de Bange et du Barbouillot pour le cycle 1974-1975, d'une durée de 12 mois, permet d'éviter. En prenant pour valeurs de concentration moyennes en HCO_3^- respectivement 164 et 224 mg/l et en négligeant les apports carbonatés par les précipitations qui ne représentent au maximum que quelques % des sorties, on aboutit à des masses de carbonate de calcium exportées de 1 825 et 770 tonnes pour les systèmes de Bange et du Barbouillot. Cela représente en volume de roche calcaire (densité ≃ 2,5) 730 et 308 m^3.

Etant donné la nature même de l'érosion karstique dont les manifestations de surface (dissolution superficielle) ou profondes (creusement de réseaux spéléologiques dans la zone non saturée où s'exerce le ruissellement,

création d'un réseau de drainage et de réserves dans la zone saturée) montre qu'elle s'effectue de matière hétérogène, mais organisée et focalisée, il n'est pas souhaitable, d'une façon générale, de traduire les quantités exportées en termes d'érosion spécifique.

Dans le cas qui nous occupe, en précisant que le niveau de développement et d'organisation de la karstification dans les 4 systèmes pour lesquels on possède une valeur du pouvoir régulateur k est comparable, il peut être justifié d'avoir recours à cette formulation. L'érosion spécifique carbonatée est dans ces conditions (tableau n° IV-11) de 60 $m^3/km^2/an$ pour le système du Bourneau (le plus élevé) et de 49 $m^3/km^2/an$ pour celui du Barbouillot (le plus bas, figure n° IV-25)

3. Conclusion

L'étude des paramètres de l'équilibre des carbonates a permis de mettre en évidence des différences importantes dans la contribution respective des zones saturée et non saturée à l'exportation carbonatée, sur des systèmes parvenus à des stades d'évolution différents. Il apparaît ainsi que la part relative d'exportation carbonatée en provenance de la zone non saturée peut devenir prépondérante lorsque le développement du réseau de drainage ne permet plus l'accumulation de réserves au niveau de la zone saturée et la mise à profit de la potentialité de dissolution de l'infiltration rapide.

En dépit d'une potentialité de dissolution inférieure à celle de systèmes de basse altitude, les systèmes karstiques de haute altitude donnent lieu, globalement, à une exportation carbonatée supérieure. Le handicap constitué par une production de CO_2 plus faible sur ces bassins versants est compensé par l'importance du volume d'eau transitant dans le système.

L'existence d'un gradient altimétrique négatif de minéralisation est intéressante à noter : outre son intérêt dans la discussion portant sur l'intensité de l'érosion karstique, une application pratique immédiate de cette observation mérite d'être signalée : il s'agit de l'utilisation de la loi naturelle observée pour déterminer l'altitude moyenne du bassin versant d'un exutoire. Cette démarche n'est envisageable qu'à partir d'un échantillonnage synchrone réalisé par exemple en période de fonte des neiges ou en étiage, et incluant des systèmes étalons assez nombreux. A titre de vérification, on pourra comparer la figure n° IV-19 à la figure n° IV-26 qui représente l'évolution des concentrations en oxygène 18 en fonction de l'altitude moyenne du bassin versant pour quatre systèmes karstiques.

Système	Concentration moyenne de HCO_3^- en mg/l	Débit spécifique en l/s/km² Volume de transit en m³	Masse de CO_3Ca exportée en tonne/an	Volume de CO_3Ca en m³ (d≃ 2,5)	Surface du bassin versant en km²	Exportation spécifique en m³/km²/an
Bange-L'Eau-Morte	164	35 $13,6.10^6$	1825	730	12,3	59
Prérouge	187	27 $17,3.10^6$	2650	1060	20,7	51
Bourneau	156	37 $8,3.10^6$	1050	420	7,0	60
Barbouillot-Vivier	224	21 $4,2.10^6$	770	308	6,3	49

Tableau n° IV-11 : Données nécessaires pour le calcul de l'exportation carbonatée sur les 4 systèmes les mieux connus.

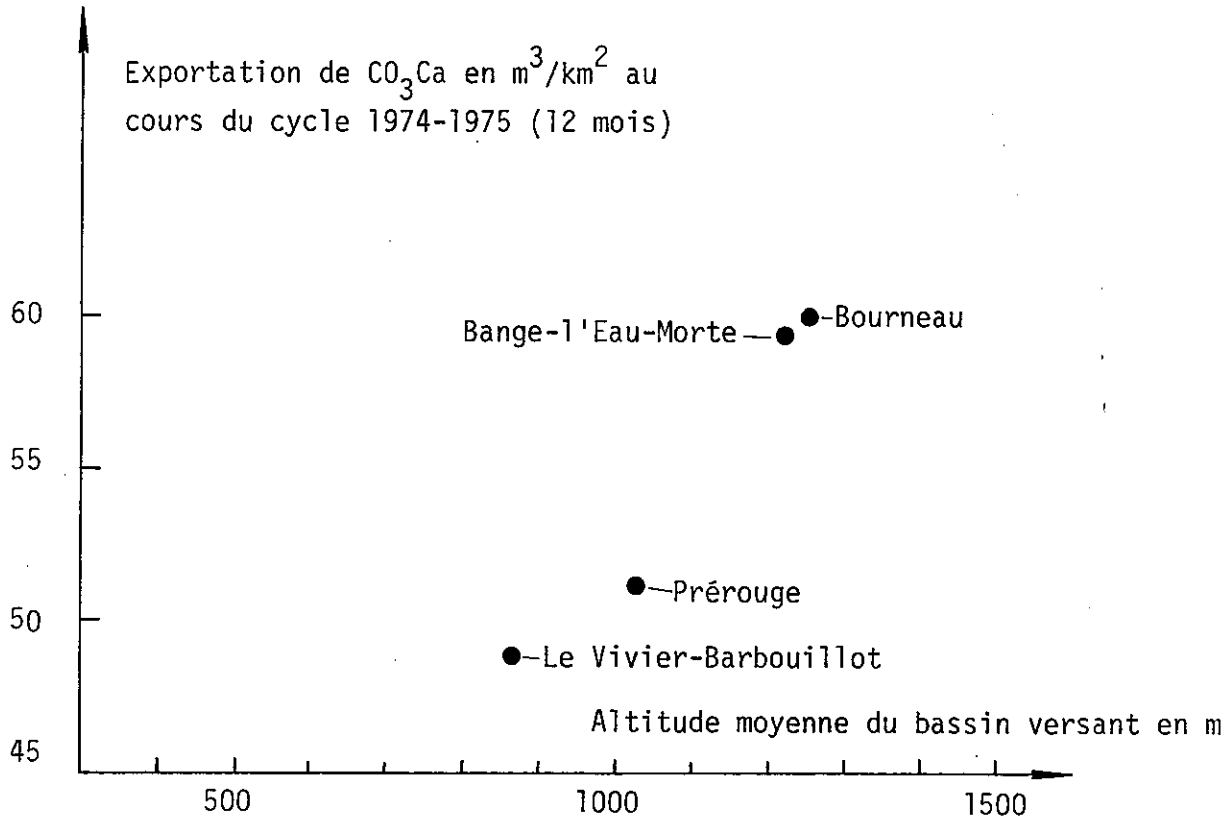


Figure n° IV-25 : Relation entre la quantité de CO_3Ca exportée à l'exutoire des systèmes karstiques et l'altitude moyenne de leur bassin versant.

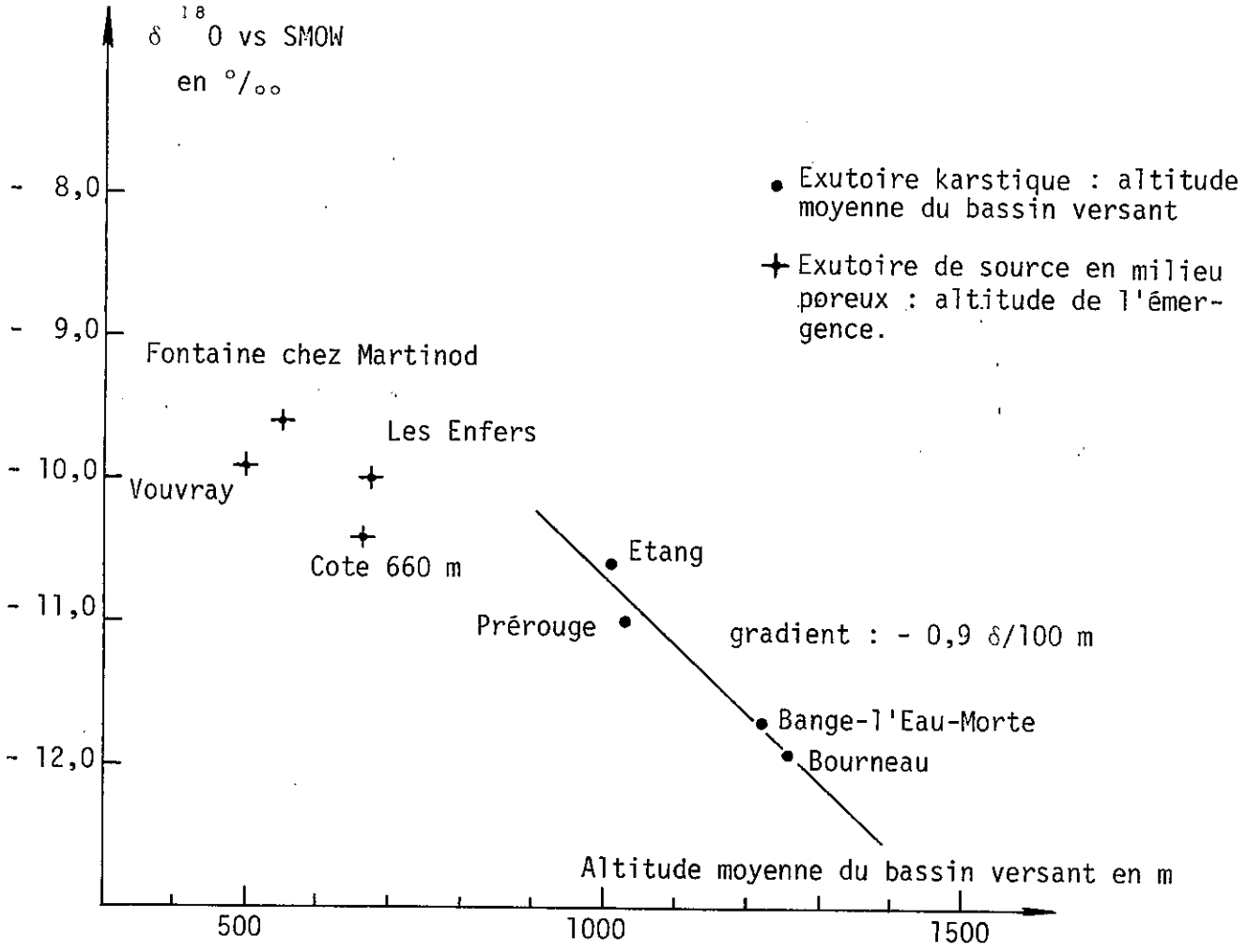


Figure n° IV-26 : Relation entre l'abondance en oxygène 18 et l'altitude moyenne du bassin versant pour quelques sources karstiques ou de formations poreuses. Dans ce dernier cas, l'altitude moyenne du bassin versant est proche de celle de l'exutoire (bassins versants de faible étendue). Campagne des 10 et 11 janvier 1976.

Les prélèvements ont été effectués le même jour, en période de tarissement. La figure a été complétée par les valeurs provenant de quatre sources de formations superficielles (milieu poreux) et dont l'une comporte une forte alimentation par une émergence karstique pérenne occulte (Enfers, exutoire du système des Beuglions). Hormis une légère distorsion imputable aux modalités de circulation très différentes entre les deux groupes de sources, on constate l'existence d'un gradient qui confirme celui mis en évidence à partir de la minéralisation. Pour les Bornes et les Bauges, les données disponibles sont suffisantes pour que la méthode puisse être considérée comme opérationnelle.

Il conviendra à l'avenir d'examiner les caractéristiques chimiques de systèmes karstiques soumis à des conditions climatiques et biologiques variées pour envisager l'extension de cette méthode.

Rappelons enfin que l'ensemble des conclusions auxquelles les observations rapportées dans ce travail permettent d'aboutir ne concernent que des systèmes karstiques ne comportant pas d'alimentation massive par perte de cours d'eau superficiels et dont le bassin versant n'offre qu'une faible part de sa superficie au ruissellement superficiel.

CONCLUSION GENERALE

L'ensemble des résultats obtenus au cours de cette étude, sur des systèmes karstiques essentiellement alimentés par les apports météoriques, permet de formuler les propositions suivantes, relatives au phénomène de la karstification :

- La karstification est le résultat d'un processus d'exportation de carbonate où le transport sous forme dissoute prédomine largement. Le transport solide intéresse surtout les parties insolubles de la roche, ou les sédiments introduits dans le système par le ruissellement souterrain provenant de pertes de cours d'eau superficiels. Ce transport solide semble particulièrement favorisé par de brusques variations du type d'écoulement, lorsque celui-ci s'effectue à surface libre. On peut en conclure que le transport solide doit être mieux représenté dans les systèmes très karstifiés, où l'amenuisement des réserves a provoqué l'exondation de la partie supérieure du karst noyé, que dans les systèmes où l'importance de ce dernier ne permet pas l'apparition de ce type de conditions hydrauliques.

- L'exportation de carbonates peut se faire à partir des deux zones de l'aquifère : zone saturée ou zone non saturée. Les observations recueillies sur le système très karstifié de Bange-l'Eau-Morte ont montré que l'exportation en provenance de la zone non saturée était largement prédominante. Cela s'explique par la forte capacité de mise en réserve dans la zone non saturée, qui favorise le transit différé vers la zone saturée d'eau déjà très minéralisée. Cette capacité est très élevée devant les possibilités restreintes d'accumulation en amont de l'exutoire, qui ne permettent pas l'exercice, au profit de la zone saturée, de la potentialité de dissolution transportée à ce niveau par l'eau ayant transité rapidement depuis la surface supérieure de la zone non saturée.

Cette répartition de l'exportation au profit essentiel de la zone non saturée ne peut être considérée comme immuable au cours de l'évolution du système : les observations effectuées à l'exutoire du système peu karstifié de Lovagny montrent bien, notamment par l'étude du domaine de variation de l'indice de saturation des eaux vis-à-vis de la calcite, comment la potentialité de dissolution peut être mieux utilisée au niveau de la zone saturée quand les possibilités d'évacuation facile des eaux n'existent pas, ce qui favorise par conséquent l'existence d'un karst noyé important, où le temps de séjour moyen des eaux est élevé .

- Il ressort donc que la contribution relative des deux zones à l'exportation carbonatée globale est variable au cours de l'évolution du système, et que toute tentative d'évaluation de la durée nécessaire à l'établissement du réseau de drainage d'un aquifère de formation carbonatée doit tenir compte de cefait.

- L'apparition d'un tel réseau de drainage est le résultat d'une organisation des écoulements, et par conséquent des vides qui les permettent. A la partie aval du système, un petit nombre de ces vides présentent une organisation maximale, une continuité et un développement remarquables au niveau des drains. Au contraire, à la partie supérieure de la zone non saturée, de nombreux vides (puits, conduits de faibles dimensions) sont peu ou mal reliés entre eux. A cette distribution des vides dans l'espace, on peut superposer celle de la dissolution : généralisée, et par conséquent difficilement créatrice de vides importants au niveau de la zone non saturée, celle-ci s'exerce de manière plus focalisée dans la zone saturée, notamment lorsque la création d'un exutoire drainant une formation carbonatée saturée entraine l'apparition de lignes de courant le long desquelles elle s'exerce préférentiellement.

- La présence de grands vides à la partie supérieure de la zone non saturée relève précisément de cette focalisation de la dissolution : Ces vides sont fréquemment en relation avec des écoulements déjà organisés drainant des surfaces imperméables à l'amont du système karstique, et qui se perdent en atteignant les affleurements calcaires.

- Ces observations permettent d'évoquer le rôle fondamental du débit liquide dans l'exportation carbonatée. La mise en solution du carbonate est régie, à l'équilibre, par la pression partielle de CO_2 régnant au-dessus de la solution : celle-ci contrôle le niveau de concentration . Admettons que cette pression partielle résulte d'une accumulation temporaire, et non d'une production continue : elle s'effondre avec la dissolution de CO_2 dans l'eau jusqu'à ce que l'équilibre soit atteint. Au contraire, si la pCO_2 résulte d'une production massive et relativement continue, ce qui est le cas dans la nature, au niveau de la strate biologique, aux variations saisonnières près, la dissolution du CO_2 dans l'eau n'affecte pas cette dernière : la source de CO_2 peut être considérée comme infinie, et le flux de ce gaz entrainé en profondeur dépend uniquement de la quantité d'eau soumise à la pCO_2 correspondante.

La production de CO_2 est essentiellement réglée par la température, paramètre climatique dont la moyenne annuelle offre une très faible variabilité. Cela explique pourquoi les domaines de variation de la concentration en HCO_3^- sont remarquablement constants d'un cycle à l'autre, à l'exutoire des systèmes karstiques, malgré une distribution des précipitations parfois très dissemblable. La différence de température affectant des bassins versants d'altitude moyenne variée rend compte

des écarts constatés dans les domaines de variation des concentrations en HCO_3^- d'un système à l'autre.

En revanche, la quantité de précipitations est une donnée climatique très variable, et l'étude des distributions de modules annuels de précipitations a montré que ceux-ci pouvaient différer dans une proportion de 1 à 2. L'évapotranspiration réelle présentant une certaine constance d'un cycle à l'autre, la variabilité du volume d'eau transitant dans le système est encore plus élevée (le débit spécifique du Chéran à la Charnia varie dans une proportion de 1 à 3). Il en résulte que l'exportation carbonatée subit des fluctuations importantes, de l'ordre de celles du volume d'eau transitant dans le système.

- Cette variabilité de l'exportation carbonatée entraine une difficulté supplémentaire pour l'évaluation de la durée nécessaire à la création d'un réseau de drainage : la nécessité de disposer de valeurs moyennes pour se livrer à une extrapolation dans le temps entraine l'obligation de poursuivre les observations sur plusieurs cycles incluant, si possible, les valeurs extrêmes de la variabilité.

L'utilisation des données concernant la valeur locale du débit spécifique peut rendre de grands services si l'on connait bien l'extension du bassin versant. Les concentrations moyennes de HCO_3^- offrant peu de variabilité d'un cycle à l'autre, leur produit par le volume de transit moyen permet d'évaluer l'exportation carbonatée moyenne

- L'application de cette méthode à quatre des systèmes étudiés a montré le rôle éminent joué par le volume de transit dans l'exportation carbonatée : le potentiel de karstification croit avec l'altitude moyenne des bassins versants, en dépit de conditions thermiques de moins en moins favorables à l'activité biologique (gradient vertical de température de - 0,6 °C/100 m) et cela en raison d'un gradient vertical de précipitations assez élevé (+ 65 mm/100 m).

La formulation de ces propositions résulte de l'interprétation de nombreuses données obtenues à la suite de l'investigation hydrochimique de plusieurs systèmes karstiques. Elle représente l'aboutissement d'une approche à la fois hydrochimique et hydrodynamique des phénomènes complexes de la karstification et suggère de poursuivre les recherches sur des systèmes à alimentation variée.

- B I B L I O G R A P H I E -

AMINOT A. (1974) - Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. 2. Analyses chimiques en hydrogéologie karstique.
Ann. de Spéléologie, t. 29, 4, p. 462-484.

AMINOT A. (1975) - Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. 4. Le pH : aspect théorique, mesure et interprétation géochimique.
Ann. de Spéléologie, t. 30, 1, p. 7-20.

ANDRE H. (1964) - Hydrométrie pratique des cours d'eau. Jaugeages par la méthode de dilution.
EDF - Division technique générale du Service de la Production Hydraulique. Grenoble, 1964, 88 p.

ANDRE H. (1969) - Méthodes par traceurs utilisées en 1969 pour la mesure des débits liquides.
La Houille Blanche, n°5, p. 535-539.

ANDRIEUX C. (1972) - Le système karstique du Baget (Ariège). 1. Sur la thermique des eaux au niveau de l'exutoire principal (note préliminaire).
Ann. de Spéléologie, t. 27, 3, p. 525-541.

ANDRIEUX C. (1976) - Le système karstique du Baget. 2. Géothermie des eaux à l'exutoire principal selon les cycles hydrologiques 1974 et 1975.
Ann. Sc. de l'Univ. de Besançon (2è coll. d'Hydrologie en pays calcaire), Géologie, fasc. 25, 3è sér., p. 1-26.

ANDRIEUX C., BAKALOWICZ M., MANGIN A., ROUCH R. (1976) - L'aquifère karstique, structure et dynamique (résumé).
4è réunion annuelle des Sc. de la Terre (13-16 avril 1976).

ANDRIEUX C. (1977) - Etude du climat des cavités naturelles dans les roches calcaires (Grotte de Niaux).
Gallia préhistoire, t. 20, 1, p. 301-322.

ANTOINE P., CHOQUET C., PAIRIS J.L. (1978) - Sur une particularité structurale du Mont du Chat révélée par la galerie du Bourget du Lac (Savoie).
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 286, sér. D, p. 1241-1244.

ARDESTANI H. (1965) - Monographie hydrologique du bassin de la Dranse d'Abondance.
Thèse d'Ingénieur-Docteur, Paris, 272 p.

AUBERT D. (1969) - Phénomènes et formes du karst jurassien.
Eclogae Geol. helvet., 62, 2, p. 325-399.

BAKALOWICZ M. (1974-a) - L'évapotranspiration réelle. Recherche d'une méthode opérationnelle d'évaluation journalière.
C.T.-G.R.E.F. - Division hydrologie, Août 1974, 89 p.

BAKALOWICZ M. (1974-b) - Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. 1. Relation entre minéralisation et conductivité.
Ann. de Spéléologie, t. 29, 2, p. 167-173.

BAKALOWICZ M. et ANDRIEUX C. (1974) - Le système karstique du Baget (Ariège). Les éléments du climat.
Ann. de Spéléologie, t. 29, 3, p. 267-282.

BAKALOWICZ M. (1975-a) - Variations de la conductivité d'une eau en fonction de la température et précision des mesures.
Ann. de Spéléologie, t. 30, f. 1, p. 3-6.

BAKALOWICZ M. (1975-b) - Géochimie des eaux karstiques et karstification.
Symposium international sur la physico-chimie du karst, Grenade, sept. 1975, publié in "Annales de Spéléologie", t. 30, fasc.4, p. 581-589.

BAKALOWICZ M. (1976) - Géochimie des eaux karstiques. Une méthode d'étude de l'organisation des écoulements souterrains.
Ann. scientifiques de l'Université de Besançon. 2ème Colloque d'Hydrologie en pays calcaire. Géologie, 25, 3ème série, p. 49-50.

BAKALOWICZ M. (1977-a)- Relations entre la dynamique des eaux du karst et les processus de karstification.
In Int. Spéléol. Congr. 7, Proc. Sheffield, 1977. Bridgewater, Br., Cave Research Assoc., p. 10-12, bibl (16 réf.).

BAKALOWICZ M. (1977-b)- Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle.
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 284, série D, p. 2463-2466.

BAKALOWICZ M. (1979) - Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification.
Thèse de doctorat d'Etat, Université de Paris VI, 269 p.

BENEDETTI-CROUZET E. (1972) - Etude géodynamique du Lac d'Annecy et de son bassin versant.
Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Université de Paris VI, 227 p.

BENEVENT E. (1926) - Le climat des Alpes françaises.
Paris, office national de la météorologie, mémorial n° 14.

BLAVOUX B. (1966) - Les sources minérales d'Evian. Etude climatologique, hydrogéologique et hydrochimique des formations fluvio-glaciaires quaternaires du Bas-Chablais.
Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Paris, 366 p.

BLAVOUX B. (1978) - Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium. - Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée.
Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris VI, 333 p.

BOTTNER P. (1971) - La pédogénèse sur roches mères calcaires dans une séquence bioclimatique méditerranéo-alpine du sud de la France.
Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Montpellier, 278 p.

BOUCHET R.S. (1963) - Evapotranspiration réelle et potentielle : signification climatique.
A.I.H.S., Publ. 62, Berkeley, p. 134-142.

BOUVARD M. (1971-72) - Hydrologie.
Document de cours - Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique, Institut Polytechnique de Grenoble, 123 p.

BURGER A. (1975) - Chimisme des roches et de l'eau karstique.
Hydrology of karstic terrains, Intern. Union Geol. Sci. A.I.H.
B 3, p. 79-89.

CARO P. (1965) - La chimie du gaz carbonique et des carbonates, et les phénomènes hydrogéologiques karstiques.
Chronique d'hydrogéologie n° 7, septembre 1965, p. 51-78.

CHABERTY L. (1961) - La cluse du Chéran.
D.E.S. de Géologie, Université de Grenoble, 26 pages.

CHEVALIER P. (1937) - Explorations dans les Alpes de Savoie et du Dauphiné en 1936 et 1937.
Spelunca bulletin, n° 8, p. 85-93.

CHEVALIER P. (1942) - Explorations souterraines dans les Alpes de Savoie et du Dauphiné.
Travaux scientifiques du Club Alpin Français, Paris, t. I, p. 18-21.

COUTAGNE A. (1942) - Hydrométéorologie des bassins de haute montagne.
Société hydrotechnique de France, Grenoble.

COUTAGNE A. (1952) - Le pouvoir évaporant de l'atmosphère (potential évapotranspiration). Exposé sommaire des travaux et formules de C.W. Thornthwaite.
Note ronéotypée (Bibl. CERAFER).

DESSEVRE-DELEPOULE A. (1978) - "Les eaux de la région rouennaise - Contaminations et inter-relations des pluies, nappes et rivières d'après leurs caractéristiques chimiques et isotopiques".
Thèse Doctorat de Spécialité, Université de Paris VI, 237 p.

DOUDOUX B. (1967) - Nouvelle étude de la montagne du Semnoz, près d'Annecy.
Annales du Centre d'Enseignement Supérieur de Chambéry, Section Sciences, n° 5, p. 121-143.

DOUDOUX B. (1969) - La cluse du Chéran (massif des Bauges, Savoie).
Annales du Centre d'Enseignement Supérieur de Chambéry, Section Sciences, n° 7, p. 9-19.

DUCHAUFOUR Ph. (1976) - Atlas écologique des sols du monde.
Masson éd. 178 p.

DURAND Rémi (1978) - "La pédogenèse en pays de craie, dans le Nord-Est de la France".
Thèse d'Etat INRA, Station agronomique de Chalons/Marne.

EK C. et PISSART A. (1965) - "Dépôt de carbonate de calcium par congélation et teneur en bicarbonate des eaux résiduelles".
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 260, N° 3 (18 Janvier 1965), Groupe 9, p. 929-932.

FANTOLI J.L. (1978) - Plongées souterraines dans la Savoie et l'Ain. Siphon 78; Bulletin de la Commission Plongée souterraine de la Fédération Française de Spéléologie, p. 95-108.

FLOHN H. (1968) - Le temps et le climat.
Collection "L'univers des connaissances", Hachette, 248 p.

FONTES J.C. (1974) - Quelques aspects isotopiques du cycle des eaux naturelles.
C.R. Coll. Intern. Isot. Oxygène, CEA Cadarache, p. 197-225.

FONTES J.C. (1976) - Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles.
La Houille Blanche, 3, 4, p. 205-221.

GAUSSEN H. (1954) - Géographie des plantes.
A. Colin, éd. Paris.

GUILLOT P. (1968) - Les précipitations dans le Vercors.
Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors, Grenoble, 16 Novembre 1968, Tome II, p. 135-140.

HAMON W.R. (1963) - Computation of direct Runoffamounts from storm, rainfall.
A.I.H.S. Publ. 63, Berkeley, P. 52-62.

HANSHAW B.B., BACK W., DEIKE R.G. (1971) - A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water.
Economic geology, 66, p. 710-724.

HAUBERT Michel (1975) - Bilan hydrochimique d'un bassin versant de moyenne montagne : La Dranse de Bellevaux (Brevon) Haute-Savoie.
Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Université P. et M. Curie, 331 p.

HAUBERT M. (1975) - Importance des apports atmosphériques dans le bilan hydrochimique d'un bassin versant de moyenne montagne.
Arch. Sc. Genève, 29, 2.

JEAN-BAPTISTE R. (1972) - Travaux et recherches du Groupe d'Etudes d'hydrologie souterraine du Semnoz.
N° 1, Annecy, p. 7-11.

JOHNSON N.M., LIKENS G.E., BORMANN F.H., FISHER D.W., PIERCE R.S. (1969) - A working model for the variation in stream water chemistry at the Hubbard Brook Experimental forest, New-Hampshire.
Water Res. Res. vol. 5, n° 6, p. 1353-1363.

KAZO S. (1975) - Sédimentologie du tertiaire du massif des Bauges (Alpes de Savoie) France.
Thèse de doctorat de 3ème cycle, Université de Grenoble, 165 p.

KERCKHOVE C. et ANTOINE B. (1964) - Sur l'existence de failles de décrochement dans le massif des Bauges (zone subalpine, Savoie).
Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble, t. 40, p. 81-89.

LEMORDANT Y. (1976) - Etude de circulations karstiques par l'utilisation de traceurs. Un exemple de diffluence karstique. Le plateau du Mont-Revard (Savoie).
Ann. Scientifiques de l'Université de Besançon. 2ème Colloque d'Hydrologie en pays calcaire, Géologie, f. 25, 3ème série, p. 241-250.

LEMORDANT Y. (1977) - Infiltration et transfert des eaux souterraines en pays karstique. Le plateau du Mont Revard (Savoie).
Thèse de doctorat de 3ème cycle, Université de Grenoble, 203 p.

LEPILLER M. (1967) - Le massif du Semnoz (Haute-Savoie).
Spelunca Bulletin, n° 3, p. 202-210.

LEPILLER M. (1971) - Le massif du Semnoz (Haute-Savoie). Bilan de 5 années de recherches et travaux spéléologiques (1966-1970). Inventaire des cavités naturelles du massif du Semnoz dressé par le Groupe Spéléologique de la J.J.C. du Havre. Spéléo Drack n° 4, 98 p et n° 5, 112 p.

LEPILLER M. (1975) - Données nouvelles concernant les émergences thermales ou sulfureuses de la région d'Annecy (Haute-Savoie). Comparaison avec les eaux thermales de la région d'Aix-les-Bains (Savoie). C.R. du 100ème Congrès National des Soc. Sav. (Paris, 1975), p. 100-112.

LEPILLER M. (1976) - Résultats et interprétation de cinq opérations de traçages effectuées sur les systèmes karstiques du Semnoz et de la Montagne de Bange-Prépoulain (Massif subalpin des Bauges, Savoie et Haute-Savoie, France). Ann. Scientifiques de l'Université de Besançon (2ème Colloque d'Hydrologie en pays calcaire), Géologie, fascicule 25, 3ème série, p. 251-262.

LEPILLER M. et al. (1976) - Données nouvelles sur quelques sources thermominérales des Alpes françaises. Actes du Congrès Hydrogéologique International d'Athènes (Octobre 1976) p. 32-40.

LEPILLER M. (1979) - Le rôle de l'activité biologique dans l'acquisition de la charge dissoute des eaux d'aquifères carbonatés. Etude sur 12 systèmes karstiques des Bauges et des Bornes (massifs subalpins septentrionaux, Alpes françaises). Actes du Colloque International CNRS "Migrations organo-minérales dans les sols tempérés". Nancy, 1979, 16 p.

LEPILLER M. (1980) - La dissolution des carbonates dans un système aquifère très karstifié, à alimentation essentiellement météorique. Conséquences pour l'estimation de la vitesse de karstification. Actes du Colloque "Carbonates", Bordeaux, Novembre 1980, à paraître.

LEPILLER M. et TALOUR B. (1980) - Différenciation thermique et chimique des eaux dans un système très karstifié, à alimentation essentiellement météorique (système de la Diau Alpes Françaises du Nord). Actes du 105ème Congrès National des Soc. Savantes, Caen, 16 p.

LE ROUX M. (1897) - Quelques points de détail concernant la géologie du Semnoz. Revue Savoisienne, f. 1, p. 9.

LE ROUX M., MORET L. et REVIL J. (1922) - Les régions jurassienne, subalpine et alpine de la Savoie. Réunion extraordinaire de la Soc. Géol. de France du 14 au 20 septembre 1921, p. 37-54.

MANGIN A. (1975) - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Ann. de Spéléologie, t. 29, 3, p. 283-332, t. 29, 4, p. 495-601, t. 30, 1, p. 21-124.

MARGAT J. (1965) - Terminologie hydrogéologique. Propositions pour un dictionnaire (3). Chronique d'hydrogéologie n° 7, septembre 1965, p. 127-130.

MARJOLET G. et SALADO J. (1976) - Contribution à l'étude de l'aquifère karstique de la source du Lez (Hérault). Aspect hydrochimique et aspect hydrodynamique.
Thèse de doctorat de 3è cycle. Univ. de Montpellier, 240 p.

MICHEL P., CAILLON G. (1957) - Quelques résultats des sondages exécutés en Savoie par la Régie Autonome des Pétroles.
Bull. Soc. Géol. Fr., (6), VII, p. 995-1008.

MISEREZ J.J. (1973) - Géochimie des eaux du karst jurassien. Contribution physico-chimique à l'étude des altérations.
Thèse de Doctorat ès sciences, Univ. de Neuchatel, 313 p.

MORET L.(1926-a)- Monographie géologique du Roc de Chère (Lac d'Anecy).
Bull. du Service de la Carte Géol. de Fr. et des topographies souterraines, n° 159, t. XXIV.

MORET L. (1926-b) - Promenades géologiques au Roc de Chère.
Revue Savoisienne, t. LXIII, p. 65-78.

MORET L. (1931) - Découverte du Purbeckien dans la chaîne du Semnoz près d'Annecy (Haute Savoie).
C.R. Acad. sc., t. 192, p. 431-432.

MORET L. (1932) - Sur la géologie de l'extrémité septentrionale du Semnoz près d'Annecy.
Revue Savoisienne, 2è trimestre 1932, p. 3-8.

MORET L. (1933) - Sur la géologie de l'extrémité septentrionale du Semnoz près d'Annecy, et sur les limites méridionales des lagunes purbeckiennes.
Trav. Labo. de Géol. Univ. Grenoble, t. XVII, 1, p. 76-83.

MORET L. (1939) - Sur l'âge des failles du Roc de Chère (Lac Annecy).
C.R. somm. Soc. géol. Fr., n° 9, p. 135-136.

MUGNIER C. (1965) - Les karstifications antépliocènes et plioquaternaires dans les Bauges, la Chartreuse septentrionale et les chaînons jurassiens voisins (Savoie, Haute-Savoie, Isère).
Ann. de Spéléologie, t. XX, 1, p. 15-46 ; t. XX, 2, p. 167-208.

NICOUD G. (1973) - Hydrogéologie de la haute vallée du Chéran. Massif des Bauges (Savoie).
Thèse de doctorat de 3è cycle, Univ. de Grenoble, 181 p.

OLIVE Ph. (1970) - Contribution à l'étude géodynamique du cycle de l'eau dans l'hémisphère nord par la méthode du tritium.
Thèse de doctorat d'Etat, Paris, 138 p.

OLIVE Ph. (1976) - Le système CO_2 /H_2O/$CaCO_3$: mémento pratique.
Publication n° 178 du Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon, 43 p.

PAIRIS B. (1975) - Contributions à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie).
Thèse de Doctorat de 3è cycle, Univ. de Grenoble, 151 p.

PAYNE B.R. (1972) - Isotope hydrology.
Advance in Hydroscience, 8, p. 95-138.

PENMAN H.L. (1948) - Natural evaporation from open water, hare soil and grass. Proceedings of the Royal Society, Londres, série A, 193, p. 120-145.

PENMAN H.L. et al. (1956) - Discussion of evaporation. Netherlands Journal of Agricultural Science, 4, p. 9-29.

PUYOÔ S. (1976) - Le massif d'Arbas (Haute-Garonne). Géochimie des eaux de sources karstiques. Ann. Scientifiques de l'Univ. de Besançon (2è Coll. d'Hydrologie en pays calcaire), Géologie, fasc. 25, 3è sér., p. 341-351.

RAMPNOUX J.P., CARRILLO-MARTINEZ M. (1978) - Le front des chaînes subalpines au niveau du Lac d'Annecy. Le problème de la liaison structurale Bauges-Bornes (Haute-Savoie). C.R. Acad. sc. Paris, t. 286, sér. D, p. 821-824.

RANCON D. (1972) - Structures sèches et barrières capillaires en milieu poreux. Application au stockage dans le sol. Rapport CEAR 4310, 28 p.

RENAULT Ph.(1967-a)- Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. I. Introduction. Le problème de la spélépgenèse. Ann. De Spéléologie, 22, 1, p. 1-17.

RENAULT Ph. (1967-b) - Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse (suite). Première partie: les actions mécaniques à l'échelle du massif. Ann. de Spéléologie, 22, 2, p. 209-267.

RENAULT Ph. (1968-a)-Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. Deuxième partie : les effets mécaniques à l'échelle de la cavité. Ann. de Spéléologie, 23, 1, p. 259-307.

RENAULT Ph. (1968-b) - Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. Troisième partie : les facteurs sédimentologiques. Ann. de Spéléologie, 23, 3, p. 530-596.

RENAULT Ph. (1969) - Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléologenèse. Répertoire géographique. Ann. de Spéléologie, 24, 2, p. 317-337.

REMENIERAS G. (1965) - L'hydrologie de l'ingénieur. Ed. Eyrolles.

REVIL J., LE ROUX M. (1906) - Observations nouvelles sur la terminaison septentrionale de la chaîne du Semnoz-Nivolet. Revue Savoisienne, fasc. 3 & 4, p. 173-182 et 247-254.

RICHARD L., BACONNAIS G. (1973) - Contribution à l'étude des facteurs climatiques dans l'avant pays en Haute-Savoie. Ann. du Centre Universitaire de Savoie, t. I, 1973, Sciences Naturelles, p. 65-77.

ROQUES H. (1962-a) - Considérations théoriques sur la chimie des carbonates (1er mémoire). Ann. de Spéléologie, t. 17, 1, p. 11-41.

ROQUES H. (1962-b) - Considérations théoriques sur la chimie des carbonates (2è mémoire).
Ann. de Spéléologie, t. 17, 2, p. 241-284.

ROQUES H. (1964) - Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes CO_2- H_2O - Carbonates.
Ann. de Spéléologie, t. 19, 2, p. 255-484.

ROQUES H. (1969) - Problèmes de transfert de masse posés par l'évolution des eaux souterraines.
Ann. de Spéléologie, 24, 3, p. 455-494.

ROQUES H. (1972) - Sur une nouvelle méthode graphique d'étude des eaux naturelles.
Ann. de Spéléologie, t. 27, 1, p. 79-92.

SARROT-REYNAULD J. (1960) - Le rôle des failles transverses dans la structure de la bordure est du massif du Vercors au Sud de Grenoble.
C.R. somm. Soc. géol. Fr., p. 185.

SARROT-REYNAULD J. (1968) - Hydrogéologie du synclinal de Villard-de-Lans.
Coll. sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors, Grenoble, 16 novembre 1968, t. II, p. 171-181.

SAYAR M. (1966) - Etude géologique, hydrologique, hydrogéologique, climatologique, limnologique hydrochimique, du bassin de la Dranse de Morzine.
Thèse de Doctorat de 3è cycle, Paris, 434 p.

SCHOELLER H. (1962) - Les eaux souterraines.
Masson, Paris, 642 p.

SERRA L. (1954-a) - La précision des mesures pluviométriques.
Assemblée générale de l'U.G.G.I. Section d'Hydrologie Scientifique, Rome, 1954, t. II, p. 312-321.

SERRA L. (1954-b) - Le contrôle hydrologique d'un bassin versant.
La Houille Blanche, 3 journées de l'hydraulique de la Société hydrotechnique de France, p. 29-35.

SIWERTZ E. (1973) - Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène 18 de l'infiltration sur les lysimètres et le bassin de Thonon.
Thèse de Doctorat de 3è cycle, Paris, 291 p.

TALOUR B. (1976) - Hydrogéologie karstique du massif du Grand Som (Chartreuse, Isère).
Thèse de Doctorat 3è cycle, Univ. de Grenoble, 166 p.

THATCHER L.L., PAYNE B.R. (1965) - The distribution of tritium in precipitation over continents and its significance to ground-water dating.
Proceed. 6 th. Int. Conf. Radiocarbon and Tritium Dating, Pullman, Washington, D.C., 604 p.

THORNTHWAITE C.W. (1954) - The measurement of potential evapotranspiration.
Seabrook, New-Jersey, 225 p.

TISSOT G., TRESSE P. (1978) - Etude des systèmes karstiques du Lison et du Verneau, région de Nans-sous-Sainte Anne (Doubs)
Thèse de Doctorat de 3è cycle, Univ. de Besançon, 134 p.

TREUIL M. (1970) - Les diagrammes d'équilibre en hydrogéochimie. Utilisation des diagrammes d'équilibre dans l'étude des réactions entre solutions et phases minérales des systèmes naturels.
Bull. du BRGM (2è série), section III, n° 4, 1970, p. 45-74.

TURC L. (1959) - Evaporation et écoulement en cases lysimétriques au champ et dans les bassins de cours d'eau.
U.G.G.I., A.I.H.S., 49, p. 75-83.

TURC L. (1961) - Evaluation du besoin en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle.
Ann. Agrono., INRA, 12, 1, p. 13-49.

VINTER J.P. (1973) - Etude hydrogéologique du synclinal d'Autrans-Méandre, Massif du Vercors.
Thèse de Doctorat de 3è cycle, Univ. de Grenoble, 150 p.

VOIRON H., TOUSSAINT G. (1971) - Températures en altitude dans le massif du Mont-Blanc.
Bull. climatologique de la Haute-Savoie

VOIRON H. (1973) - Bicentenaire des premières mesures de température à Annecy.
Bull. climatologique mensuel de Haute-Savoie, juillet 1973, Annexe, 3 p.

WIGLEY T.M.L. (1973) - The incongruent solution od dolomite.
Geochim. et Cosmochim. Acta, 37, p. 1397-1402.

- LISTE DES FIGURES -

Page

Chapitre I

Fig. I-1 - La région étudiée dans les Alpes externes du Nord..... 9

Fig. I-2 - Série stratigraphique levée dans le massif du Semnoz (Bauges occidentales)..... 10

Fig. I-3 - Schéma structural de la région étudiée..... 18

Chapitre II

Fig. II-1 - Situations des stations climatologiques..... 24

Fig. II-2 - Variations comparées de la hauteur mensuelle de précipitations dans cinq stations de réseau pluviométrique pendant la période étudiée..... 38

Fig. II-3 - Relation entre les hauteurs de précipitations mensuelles dans les stations de Montmin et d'Alby-sur-Chéran. Ajustement de fonctions..... 43

Fig. II-4 - Analyse des précipitations mensuelles des années 1901 à 1912 et 1944 à 1975 (44 ans) à Annecy. Représentation graphique de la variation de la moyenne et des valeurs extrêmes de la pluviosité..... 49

Fig. II-5a - Distribution en fréquences relatives cumulées des hauteurs de précipitation des 44 mois de janvier de la chronique étudiée (station d'Annecy)..... 44

Fig. II-5b - Distribution, en fréquence absolue, des hauteurs de précipitations des 44 mois de janvier de la chronique étudiée (station d'Annecy)..... 44

Fig. II-6 - Relations entre les hauteurs de précipitations recueillies par les nivo-pluviomètres totalisateurs. Ajustement de droites aux données expérimentales 56

Fig. II-7 - Détermination de la valeur du gradient vertical de précipitation globale..... 59

Fig. II-8 - Représentation, en histogramme de fréquences absolues, de la distribution des 44 modules pluviométriques annuels de la station d'Annecy..... 66

Fig. II-9 - Ajustement d'une loi normale à la distribution de 44 modules pluviométriques mesurés à Annecy..... 67

Fig. II-10 - Distribution des hauteurs de précipitations journalières dans les stations d'Annecy et Lescheraines (années 1973-1974 et 1974-1975), en fréquences relatives et cumulées.. 72

Fig. II-11 - Enregistrement des températures journalières de l'air et du sol au crêt du Merle(1500 m) au cours de l'hiver 1971-1972 d'après L. Richard et G. Baconnais (1973)..... 83

Fig. II-12 - Tracé des polygones de Thiessen sur les systèmes karstiques étudiés pour la période du 25-11-73 au 25-11-74 ... 93

Fig. II-13 - Tracé des isohyètes sur les systèmes karstiques étudiés pour la période du 25-11-73 au 25-11-74..... 94

Fig. II-14 - Variation de la moyenne mensuelle des températures journalières minimales et maximales dans les stations d'Annecy, Meythet, Lescheraines et des Rochers-Blancs au cours de la période étudiée..... 106

Fig. II-15 - Représentation graphique de la variation de la température moyenne mensuelle et des températures moyennes annuelles (1973 à 1975) permettant de délimiter les saisons froides et les saisons chaudes à Annecy, Lescheraines et aux Rochers-Blancs (Semnoz) 112

Fig. II-16 - Mise en évidence des périodes d'inversion nocturnes affectant les températures minimales de l'air à la station de Lescheraines..... 118

Fig. II-17 - Détermination du gradient vertical de température de l'air 123

Fig. II-18 - Diagrammes ombro-thermiques de Gaussen relatifs à la station d'Annecy 128

Fig. II-19 - Station limnigraphique du Chéran à la Charnia. Courbe de tarage 143

Fig. II-20 - Contribution des débits moyens journaliers supérieurs à 13 m^3/s à l'écoulement du Chéran à la Charnia..... 143

Fig. II-21 - Le bassin versant du Chéran à la Charnia : limites et lithologie sommaire 147

Fig. II-22 - Hypsométrie du bassin versant du Chéran à la Charnia ... 149

Fig. II-23 - Rectangle équivalent du bassin versant du Chéran à la Charnia 149

Chapitre III

Fig. III- 1 - Le système karstique de Bange-L'eau-Morte 159

Fig. III- 2 - Coupe perpendiculaire à l'axe de l'anticlinal du Semnoz 162

Fig. III- 3 - Répartition des dolines dans les niveaux calcaires des parties sommitales du Semnoz et rôle des marnes de l'Hautérivien moyen dans le règlage des écoulements superficiels 170

Fig. III- 4 - Système karstique de Bange-l'Eau-Morte : courbe hypsométrique du bassin versant..... 172

Fig. III-5a - Distribution des cavités en fonction de leur profondeur sur le bassin versant du système de Bange-l'Eau-Morte... 178

Fig. III-5b - Distribution des cavités en fonction de l'altitude sur le bassin versant du système de Bange-l'Eau-Morte..... 178

Fig. III-6 - Topographie du P.7-68 181

Fig. III-7 - Plan et coupe du P.11-68 182

Fig. III-8 - Plan et coupe du P.20-68 (réseau Viret) 184

Fig. III-9 - Plan et coupe de la grotte de Bange 186

Fig. III-10 - Plan et coupe du gouffre de la Dent (Danne) du Gonvi ... 190

Fig. III-11 - Carte détaillée de la partie amont du bassin versant du système de Bange-l'Eau-Morte 191

Fig. III-12 - Plan et coupe du gouffre du Pendu 192

Fig. III-13 - Plan et coupe de la grotte des Vernettes (P.116-75) 194

Fig. III-14 - Localisation des points de mesure et de prélèvement dans la grotte de Bange 206

Fig. III-15a, b,c - Evolution spatiale de la température de l'air et de l'eau dans la grotte de Bange au cours de trois situations climatiques différentes 211

Fig. III-16 - Grotte de Bange : variations des paramètres de l'équilibre des carbonates et des alcalins au cours de la période d'observation 216

Fig. III-17 - La zone d'évacuation du système de Bange-l'Eau-Morte ... 225

Fig. III-18 - Le drain du système de Bange-l'Eau-Morte (coupe) 226

Fig. III-19 - Système de Bange-l'Eau-Morte : courbe de tarage de l'échelle du Nant de la Combe 234

Fig. III-20 - Système de Bange-l'Eau-Morte : courbe de tarage de l'échelle du Nant de la Combe en fonction du débit total du système 236

Fig. III-21 - Evolution des paramètres physiques et physico-chimiques de l'eau à l'exutoire pérenne du Nant de la Combe au cours de cycle 1974-1975 237

Fig. III-22 - Système de Bange-l'Eau-Morte : courbe de récession consécutive à la crue du 20 juillet 1976, en coordonnées semi-logarithmiques 245

Fig. III-23 - Détermination des paramètres de Mangin pour la décrue du 20 juillet 1976 sur le système de Bange-l'Eau-Morte..... 246

Fig. III-24 - Système de Bange-l'Eau-Morte : Allure de la fonction $y = \frac{\psi(t)}{q_0}$ obtenue pour différents épisodes de crue 248

Fig. III-25 - Situation du système de Bange-l'Eau-Morte dans le repère de classification de A. Mangin 252

Fig. III-26 - Système de Bange-l'Eau-Morte. Détermination des volumes des crues des 18,19 et 20 juillet 1976 255

Fig. III-27 - Système karstique de Bange-l'Eau-Morte. Détermination de la capacité de stockage dans la zone non saturée 259

Fig. III-28 - Système de Bange-l'Eau-Morte. Variations des principaux paramètres physiques et chimiques au cours de la première moitié du cycle 1973-1974 271

Fig. III-29 - Variations de quelques paramètres chimiques au cours du cycle 1974-1975 281

Fig. III-30 - Variations des principaux paramètres physico-chimiques à l'exutoire du Nant de la Combe à l'occasion de la crue du 18 juillet 1975 287

Fig. III-31 - Enregistrement pluviographique des 17 et 18 juillet 1975 aux Rochers-Blancs 288

Fig. III-32 - Système de Bange-l'Eau-Morte : variations des paramètres physiques et chimiques à l'exutoire du Nant de la Combe au cours de la saison chaude de 1975 289

Fig. III-33 - Relation entre le débit maximal de crue et le volume de l'écoulement de crue pour les épisodes pluvieux assez brefs 294

Fig. III-34 - Système de Bange-l'Eau-Morte : variations des paramètres physiques et chimiques à l'exutoire du Nant de la Combe au cours de la saison chaude de 1976 297

Fig. III-35 - Système karstique de Bange-l'Eau-Morte. Evolution des paramètres physiques et chimiques à l'exutoire du Nant de la Combe au cours des crues des 18,19 et 20 juillet 1976 298

Fig. III-36 - Schématisation de l'enchaînement des réactions régissant l'équilibre dans le système CO_2 - H_2O - CO_3 (Ca, Mg, Sr), d'après Roques H. (1969) et Miserez J.J. (1973) et complété 317

Fig. III-37 - Système karstique de Bange-l'Eau-Morte. Courbe de distribution des fréquences relatives de concentrations en HCO_3^- 334

Fig. III-38 - Restitution du traceur au Nant de la Combe à la suite du traçage du 18 juillet 1975 339

Fig. III-39 - Restitution du traceur au Nant de la Combe à la suite du traçage du 17 juillet 1976 341

Fig. III-40 - Débit du traceur au Nant de la Combe à la suite du traçage du 17 juillet 1976 343

Fig. III-41 - Débit du traceur au Nant de la Combe à la suite du traçage du 18 juillet 1975 344

Chapitre IV

Fig. IV-1a - Système karstique de Prérouge. Courbe hypsométrique de la contribution Montagne de Bange au bassin versant 352

Fig. IV-1b - Système karstique de Prérouge. Courbe hypsométrique de la contribution Bois de Prépoulain au bassin versant 352

Fig. IV-2 - Système karstique de Prérouge. Courbe hypsométrique de l'ensemble du bassin versant 353

Fig. IV-3 - Système karstique de Prérouge. Courbe de tarage de l'échelle de l'exutoire pérenne e_1 354

Fig. IV-4 - Système karstique de Prérouge. Relation entre le débit maximal de crue et le volume de l'écoulement de crue pour des épisodes pluvieux assez brefs 356

Fig. IV-5 - Système karstique de Prérouge. Evolution des paramètres physiques et physico-chimiques de l'eau à l'exutoire pérenne e_1 au cours de la crue du 18 juillet 1975 357

Fig. IV-6 - Situation des systèmes étudiés dans le repère de classification de A. Mangin 359

Fig. IV-7 - Système karstique de Prérouge. Evolution de la concentration en HCO_3^- et de la température de l'eau à l'exutoire pérenne e_1 au cours du cycle 1974-1975 363

Fig. IV-8 - Système karstique de Prérouge. Evolution des paramètres physiques et chimiques de l'eau à l'exutoire pérenne e_1 au cours des crues des 19 et 20 juillet 1976 365

Fig. IV-9 - Système karstique de Prérouge. Variations des paramètres physiques et chimiques de l'eau de l'exutoire e_1 au cours des crues des 16 et 17 août 1976 366

Fig. IV-10 - Système karstique de Prérouge. Variations des paramètres physiques et chimiques de l'eau à l'exutoire pérenne e_1 au cours de la saison chaude de 1976 367

Fig. IV-11 - Système karstique de Prérouge. Traçage du 15 septembre 1975. Restitution du traceur 371

Fig. IV-12 - Système karstique du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon. Courbe hypsométrique de la contribution Semnoz au bassin versant 375

Fig. IV-13 - Système karstique du Petit-Pont de l'Ile Bourbouillon. Courbe hypsométrique de l'ensemble du bassin versant (d'après Y. Lemordant, 1977) 375

Fig. IV-14 - Zone d'évacuation du système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon 379

Fig. IV-15 - Système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon. Traçage du 3 mai 1975. Restitution du traceur 381

Fig. IV-16 - Système karstique du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon. Traçage du 15 septembre 1975. Bourbe de restitution du traçeur 384

Fig. IV-17 - Système karstique du Bourneau. Traçage du 19 octobre 1975. Restitution du traceur 385

Fig. IV-18 - Système karstique du Bourneau. Traçage du 19 octobre 1975 : bilan de restitution du traceur 386

Fig. IV-19 - Courbes de distribution des fréquences relatives de concentrations en HCO_3^- mesurées aux exutoires des systèmes étudiés 389

Fig. IV-20 - Courbes de distribution des fréquences relatives de concentrations en HCO_3^- mesurées aux exutoires des systèmes karstiques étudiés 392

Fig. IV-21 - Relation entre les domaines de variation de la concentration en HCO_3^- et l'altitude moyenne des bassins versants 394

Fig. IV-22 - Relation entre les domaines de variation du pH et l'altitude moyenne des bassins versants 395

Fig. IV-23 - Relation entre les domaines de variation de l'indice de saturation et l'altitude moyenne des bassins versants .. 397

Fig. IV-24 - Représentation globale du champ de variation de la minéralisation en HCO_3^- des eaux des systèmes karstiques étudiés 399

Fig. IV-25 - Relation entre la quantité de CO_3Ca exportée à l'exutoire des systèmes karstiques et l'altitude moyenne de leur bassin versant 404

Fig. IV-26 - Relation entre l'abondance en oxygène 18 et l'altitude moyenne du bassin versant pour quelques sources karstiques ou de formations poreuses 405

- LISTE DES TABLEAUX -

Page

Chapitre I

Tabl. I-1 - Calcimétrie de quelques échantillons prélevés dans la série mésozoïque de la région étudiée..... 12

Chapitre II

Tabl. II-1 - Détermination du coefficient de captation des nivo-pluviomètrès totalisateurs : données expérimentales (d'après G. Nicoud (1973) et D. Haubert (1975)) 30

Tabl. II-2 - Hauteurs de précipitations mensuelles et annuelles en mm sur les 7 stations du réseau pendant la période d'étude.... 37

Tabl. II-3 - Moyenne, écart-type et coefficient de variation des hauteurs de précipitations mensuelles dans les 7 stations du réseau pluviométrique, au cours de la période d'étude (soit 36 mois). 39

Tabl. II-4 - Hauteurs de précipitations mensuelles : éléments des corrélations simples et régressions linéraires et curvilignes pour les 21 combinaisons à partir des 7 stations du réseau. 41

Tabl. II-5 - Hauteurs de précipitations journalières de quelques épisodes pluvieux relatifs à des perturbations très actives, en millimètres par 24 heures 45

Tabl. II-6 - Analyse des précipitations mensuelles des années 1901 à 1912 et 1944 à 1975 (44 ans) à Annecy 46

Tabl. II-7 - Comparaison des moyennes interannuelles des précipitations mensuelles calculées sur la période 1901-1912 et 1944-1975 à Annecy 47

Tabl. II-8 - Comparaison des coefficients pluviométriques moyens (période de 44 ans) des saisons chaude et froide à Annecy 48

Tabl. II-9 - Normales pluviométriques mensuelles et annuelles pour différentes stations du réseau 50

Tabl. II-10 - Répartition des anomalies concernant les hauteurs mensuelles de précipitations dans les stations du réseau, et pour la période d'étude, par rapport aux normales du tableau n° II-9 51

Tabl. II-11 - Hauteurs de précipitations cumulées dans les stations équipées de nivopluviomètres totalisateurs (Leschaux, Villard, Rochers-Blancs) et valeurs correspondantes dans la station d'Annecy pour chacune des deux années de mesure..... 53

Tabl. II-12 - Hauteurs de précipitations cumulées recueillies par les nivopluviomètres totalisateurs : éléments des corrélations simples et régressions linéaires 54

Tabl. II-26 - Valeur en eau des précipitations neigeuses utiles au manteau neigeux, dans les deux stations du Semnoz, pour les saisons froides 1973-1974 et 1974-1975 88

Tabl. II-27 - Hauteurs de précipitations solides dans les stations d'altitude au cours de deux cycles climatiques..... 89

Tabl. II-28 - Lame d'eau précipitée sur les bassins versants de quelques systèmes karstiques au cours des années hydrologiques 1973-1974 et 1974-1975 92

Tabl. II-29 - Comparaison des coefficients de corrélation entre les températures minimales et maximales journalières de la station des Rochers-Blancs et celle des stations d'Annecy et Lescheraines 101

Tabl. II-30 - Moyennes mensuelles, annuelles et normales des températures en °C à Annecy de septembre 1973 à novembre 1975 ... 102

Tabl. II-31 - Moyennes mensuelles et annuelles des températures en °C à Lescheraines (588 m) de janvier 1973 à novembre 1975 103

Tabl. II-32 - Moyennes mensuelles et annuelles des températures en °C à Meythet (462 m) de janvier 1973 à novembre 1975 104

Tabl. II-33 - Moyennes mensuelles et annuelles des températures en °C au Semnoz (Rochers-Blancs, 1650 m) de septembre 1973 à novembre 1975 105

Tabl. II-34 - Répartition des mois les plus chauds et les plus froids en moyenne, de 1973 à 1975, à Annecy, Meythet, Lescheraines et aux Rochers-Blancs 107

Tabl. II-35 - Moyennes mensuelles des températures minimales, maximales et moyennes journalières : éléments de corrélations et régressions linéaires pour les 6 combinaisons possibles à partir des 4 stations du réseau 110

Tabl. II-36 - Durée (en nombre de mois) des saisons chaudes et froides à Annecy, Lescheraines et aux Rochers-Blancs, selon les années civiles et les cycles climatiques 113

Tabl. II-37 - Normales, écart-type et coefficient de variation des moyennes mensuelles des températures minimales, maximales et moyennes journalières, calculés pour une chronique de 25 ans à la station d'Annecy 115

Tabl. II-38 - Répartition des écarts, en °C, entre les moyennes mensuelles des températures moyennes journalières à Annecy, pour la période de référence et les normales du tableau II.30 115

Tabl. II-39 - Distribution des 41 moyennes annuelles de température mesurées à la station d'Annecy..... 120

Tabl. II-40 - Valeurs des moyennes annuelles (années civiles) des températures journalières dans les stations d'Annecy, Lescheraines et des Rochers-Blancs (Semnoz) pour la période de référence 121

Tabl. II-41 - Valeur des moyennes annuelles (années hydrologiques) des températures journalières dans les stations d'Annecy, Lescheraines et des Rochers-Blancs (Semnoz) pour la période d'étude 121

Tabl. II-42 - Valeur du gradient vertical de température déterminée pour différents bassins versant des Alpes du Nord 125

Tabl. II-43 - Eléments du calcul de l'évapotranspiration potentielle et réelle mensuelle, selon la méthode de Thornthwaite appliquée à la station d'Annecy pour l'année 1973 136

Tabl. II-44 - Résultats concernant l'évapotranspiration réelle à Annecy (méthode de Thornthwaite) pour les années 1973-1974-1975 137

Tabl. II-45 - Déficit d'écoulement en mm, calculé par la méthode de Coutagne pour les stations d'Annecy et Lescheraines (années civiles) 139

Tabl. II-46 - Valeurs, en mm, du déficit d'écoulement annuel (D) calculé par le méthode de Coutagne pour les stations d'Annecy, Lescheraines, des Rochers-Blancs et le système de Bange-l'Eau-Morte (années hydrologiques) 139

Tabl. II-47 - Valeurs en mm, du déficit d'écoulement annuel calculé par la méthode de Turc pour les stations d'Annecy, Lescheraines et le bassin versant du Chéran à la Charnia 141

Tabl. II-48 - Contribution des débits moyens journaliers supérieurs à 13 m^3/s à la lame d'eau écoulée annuellement par le Chéran à la Charnia 145

Tabl. II-49 - Répartition hypsométrique du bassin versant du Chéran à la Charnia 150

Tabl. II-50 - Données utiles pour le calcul du déficit d'écoulement interannuel sur le bassin du Chéran à la Charnia 153

Tabl. II-51 - Répartition mensuelle de la lame d'eau moyenne écoulée annuellement par le Chéran à la Charnia 154

Chapitre III

Tabl. III-1 - Données physico-chimiques et chimiques des 26 échantillons de précipitations recueillis à Leschaux et au Villard (Haute-Savoie) 196

Tabl. III-2 - Valeurs d'équilibre du pH et de la concentration en HCO_3^- des précipitations recueillies à Leschaux et au Villard 197

Tabl. III-3 - Concentrations en CO_2 et pCO_2 équilibrantes des précipitations recueillies à Leschaux et au Villard 197

Tabl. III-4 - Valeurs extrêmes des paramètres physico-chimiques et chimiques des précipitations de trois stations des Alpes françaises du Nord et une station du Jura suisse 199

Tabl. III-5 - Données physico-chimiques et chimiques concernant les prélèvements effectués à la perte du Pendu, à la perte amont du Villard et à l'émergence des Pierailles en période pluvieuse ou de fonte nivale 203

Tabl. III-6 - Températures minimales et maximales instantanées de l'air relevées dans la grotte de Bange au cours de n visites .. 208

Tabl. III-7 - Valeurs extrêmes des paramètres physico-chimiques et chimiques de l'eau mesurées dans 6 stations de la grotte de Bange 210

Tabl. III-7- III-8- III-9- III-10 - Valeurs des paramètres physico-chimiques et chimiques de l'eau mesurés dans la grotte de Bange 213 214 215

Tabl. III-11 - Valeurs des concentrations en strontium, des différents formes de l'azote minéral et du phosphore mesurées dans la grotte de Bange 219

Tabl. III-12 - Jaugeages effectués sur le Nant de la Combe 233

Tabl. III-13 - Paramètres des récessions étudiées sur le système de Bange l'Eau-Morte 249

Tabl. III-14 - Données concernant les volumes d'eau précipités et écoulés à l'occasion des épisodes pluvieux des 17, 18 et 19 juillet 1976 sur le système karstique de Bange-l'Eau-Morte .. 256

Tabl. III-15 - Données concernant les volumes d'eau précipités et écoulés à l'occasion des épisodes pluvieux du 31 juillet au 30 août 1976, sur le système karstique de Bange-l'Eau-Morte

Tabl. III-16 - Hauteur de précipitation au cours de la première et de la deuxième décade précédant les crues étudiées 262

Tabl. III-17 - Valeurs des paramètres divers mesurés à l'exutoire du système de Bange-l'Eau-Morte..... 267

Tabl. III-18 - Valeurs extrêmes des paramètres physico-chimiques et chimiques mesurés à l'exutoire du Nant de la Combe 275

Tabl. III-19 - Valeur des paramètres de la régression linéaire entre la conductivité et la concentration en HCO_3^- et coefficient de corrélation..... 276

Tabl. III-20 - Hauteurs de précipitation (en mm) recueillies dans diverses stations des Bauges occidentales et de la périphérie les 17 et 18 juillet 1975 285

Tabl. III-21 - Pluviosité sur le système de Bange-l'Eau-Morte au cours du mois d'août 1975 et volume de crue correspondant estimé..... 293

Tabl. III-22 - Hauteurs d'eau précipitées dans quelques stations lors des épisodes pluvieux du 26 mai au 1er juin 1975 323

Tabl. III-23 - Données relatives au transit du traceur à l'occasion des expériences effectuées à la perte du Pendu (système de Bange-l'Eau-Morte) 337

Tabl. III-24 - Données relatives à la restitution du traceur lors des expériences réalisées à la Perte du Pendu (système de Bange-l'Eau-Morte) 338

Chapitre IV

Tabl. IV-1 - Caractéristiques physiques et climatologiques des systèmes karstiques étudiés 350

Tabl. IV-2 - Paramètres des récessions étudiées sur les systèmes de Prérouge, du Bourneau et du Vivier-Barbouillot 358

Tabl. IV-3 - Valeurs des paramètres divers mesurés à l'exutoire du système de Prérouge 360

Tabl. IV-4 - Valeurs extrêmes des domaines de variation des paramètres étudiés sur l'ensemble des systèmes 362

Tabl. IV-5 - Système karstique de Prérouge. Valeur des principaux paramètres physiques et chimiques mesurés à l'exutoire pérenne e_1 et au trop-plein de la grotte à l'occasion de la forte crue pluviale des 15 et 16 septembre 1975 369

Tabl. IV-6 - Données relatives au transit du traceur lors des expériences réalisées sur les systèmes de Prérouge, du Petit-Pont-l'Ile-Bourbouillon et du Bourneau 372

Tabl. IV-7 - Données relatives à la restitution du traceur lors des expériences réalisées sur les systèmes de Prérouge, du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon et du Bourneau 373

Tabl. IV-8 - Système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon. Valeur des principaux paramètres mesurés aux exutoires du système à l'occasion des crues des 1er juin et 15 septembre 1975 378

Tabl. IV-9 - Valeurs des paramètres divers mesurés à l'exutoire du système du Petit-Pont-de-l'Ile-Bourbouillon 380

Tabl. IV-10 - Tritium et oxygène 18 à l'exutoire de quelques systèmes karstiques et sources de formations superficielles poreuses 388

Tabl. IV-11 - Données nécessaires pour le calcul de l'exportation carbonatée sur les 4 systèmes les mieux connus 403

A N N E X E n° 1

METHODES DE MESURE ET D'ANALYSE

Température : La température des eaux a fait l'objet de mesures intantanées à l'aide d'un thermomètre à mercure, gradué au 1/10ème de degré Celsius, permettant la lecture au 1/20ème de °C et préalablement étalonné. L'incertitude est de ± 0,025°C.

pH : Détermination électrométrique à l'aide de pH-mètres consistant en une mesure de la différence de potentiel entre une électode de référence et une électrode de verre qui représente l'élément sensible aux ions H^+ en solution.

La mesure a été effectuée le plus souvent sur le terrain, à l'aide d'appareils portatifs, en réduisant au minimum le délai qui la séparait du prélèvement.

L'étalonnage était effectué à l'aide de solutions tampon standard Merck dont le pH est garanti à ± 0,02 près. Lorsque l'appareil ne comportait qu'un potentiomètre de réglage de standardisation (permettant la compensation du potentiel d'asymétrie de l'électrode de verre) celui-ci était effectué à l'aide d'une solution tampon de pH le plus proche possible du pH de l'eau à mesurer. Lorsque l'appareil comportait également un potentiomètre de règlage de la pente (permettant l'affichage précis de la pente de réponse de l'électrode utilisée), le réglage était effectué à l'aide de deux solutions tampon dont la valeur encadrait celle du pH à mesurer.

Presque toujours, l'appareil possédait un potentiomètre de règlage de la température. Quelques mesures ont été effectuées à l'aide d'un pH mètre prolabo P1 dépourvu de cet équipement. Le calcul de la correction à effectuer a montré que celle-ci était négligeable, au plus de l'ordre de 0,01 unité pH, devant la précision des mesures qu'on peut estimer à ± 0,03 pH. La reproductibilité est un peu meilleure et on peut estimer que des variations de pH de 0,02 sont significatives.

Matières en suspension (M.E.S.) : La turbidité des eaux due aux matières en suspension a tout d'abord fait l'objet de déterminations néphélométriques à l'aide d'un colorimètre portatif Hach (crues de juillet-août 1975).

Afin d'éliminer l'interférence due à la coloration propre de l'eau, le zéro était réglé sur un blanc d'eau filtrée. Les résultats se lisaient directement sur une échelle graduée en unités "formazine" (ou unités JTU, pour Jackson Turbidity Unit).

Les concentrations en matières en suspension des échantillons d'eau turbide prélevés lors des crues de l'été 1976 ont été déterminées par pesée du culot de filtration d'un litre d'eau, après dessication à 105°C (filtration sur disque filtrant en fibre de verre). 28 de ces échantillons ont également été soumis à une mesure néphélométrique afin d'étudier la relation liant les résultats obtenus par les deux méthodes (tableau n° 1.1 et figure n° 1.1). On constate que la corrélation entre les résultats obtenus par les deux méthodes est bonne (valeur de r = 0,902 significative pour un risque inférieur à 1 %).

A défaut d'une balance permettant des mesures précises des M.E.S. (précision de l'ordre de ± 0,1 mg/l) une détermination très satisfaisante peut en être donnée par néphélométrie.

La précision de la mesure, faible pour des concentrations inférieures à 5 mg/l (ou 5 J.T.U.) croît rapidement au-dessus comme le montre la courbe de régression. Or, les concentrations mesurées lors des crues génératrices de M.E.S. ont souvent atteint 25 J.T.U., ce qui justifie l'application de cette méthode dans le cas présent.

<u>La résistivité électrique (ou son inverse, la conductivité)</u> : La résistivité électrique est obtenue à partir de la mesure de la résistance R opposée au passage d'un courant électrique alternatif de fréquence 1 000 Hz (pour éviter les phénomènes de polarisation) par un volume d'eau à analyser compris entre deux flasques métalliques (platine platiné) constituant les électrodes. La mesure de la résistance s'effectue de manière très classique à l'aide d'un pont de kohlrausch.

Ayant mesuré R, et connaissant le rapport $K = \frac{s}{l}$, appelé facteur ou coefficient de cellule (avec s section du volume de solution, l distance séparant les électrodes), la resistivité de l'échantillon s'obtient par simple calcul : $\rho = R \frac{s}{l} = RK$

l s'exprime en $\Omega.cm^2.cm^{-1}$ (ou $\Omega.cm$) si R est exprimée en Ω, s en cm^2, l en cm.

Le rapport K, coefficient de cellule, n'est pas une constante, bien que la géométrie de la cellule ne varie théoriquement pas. Il dé-

	Turbidité unité J.T.U.	MES en mg/l		Turbidité unité J.T.U.	MES en mg/l
Nant de la Combe 18-7-76 3 15	0	0,0	19-7-76 16h	18	12,8
3h50	0	0,0	18h	18	19,2
4h15	2	2,8	20h	27	24,6
7h	0	0,0	20-7-76 1h20	40	37,2
16h15	0	0,0	2h	39	26,5
21h30	3	6,0	6h30	12	4,8
22h45	0	2,0	10h15	9,5	4,0
19-7-76 1h	3	11,6	11h30	12	0,0
3h15	3	10,0	17h25	8	8,0
6h30	0	1,6	23h45	7	5,2
8h35	0	1,2	21-7-76 12h20	6	0,8
10h	1	1,2	22h30	5	0,0
12h30	6	0,0	22-7-76 11h45	4	0,0
14h	8	7,6	20h10	4	0,4
			Perte du pendu 17-7-76	25	5,8

Tableau n° 1.1 - Comparaison des résultats de mesure de turbidité par néphélométrie et détermination de MES par pesée.

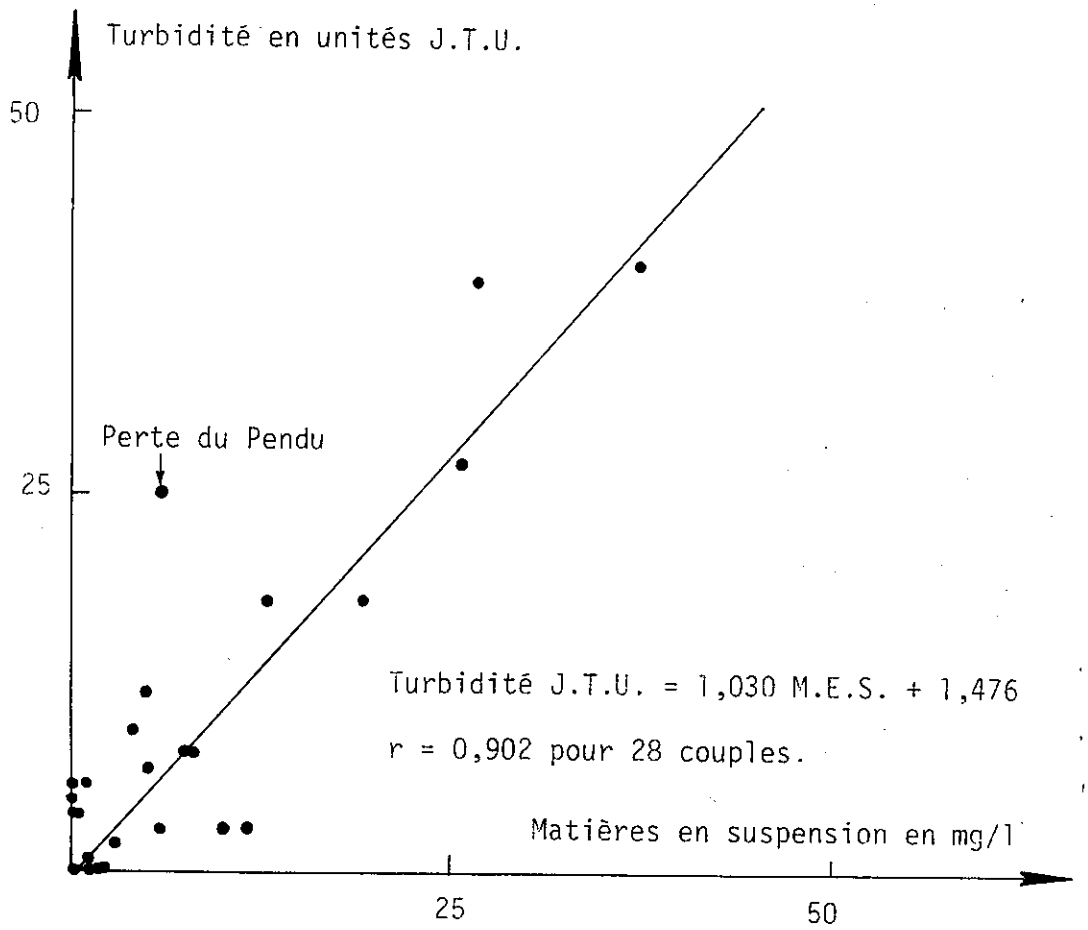


Figure n° 1-1 : Relation entre les mesures de turbidité effectuées par colorimétrie et les pesées de matières en suspension.

pend en effet de l'état de surface des électrodes (érosion du platine, incrustation d'algues) et sa valeur doit être vérifiée périodiquement à l'aide d'une solution de resistivité bien connue (solution KCl en général). Un réhydratation des électrodes doit précéder toute utilisation de cellule neuve ou replatinée. Celle-ci doit être impérativement conservée dans de l'eau déminéralisée pour éviter tout développement d'algues risquant de provoquer une modification de K.

Influence de la température sur la résistivité

La valeur de ρ ainsi obtenue est relative à la température de l'échantillon lors de la mesure. Pour s'affranchir de l'influence de cette dernière, on ramène toutes les résistivités à une température de référence qui est de 18°C ou 20°C en France, selon les auteurs. La relation de correction de température est de la forme générale :

$$\rho\ 18°C/\rho^{+} = 1 + \alpha(t-18)$$

Le coefficient α n'est pas constant pour tous les types d'eaux et semble varier en fonction de la nature de la minéralisation comme l'a montré M. Bakalowicz (1975). Or, les tables proposent classiquement (Rodier, 1975) une valeur unique du coefficient α = 0,022. Il en résulte une cause d'incertitude qui trouve avantage à être éliminée en s'efforçant de mesurer la résistivité à une température aussi proche que possible de 18°C. Dans ces conditions, la précision est de l'ordre de ± 1,5 % si l'on mesure la température à ± 0,1°C et si on prend soin d'agiter le bécher de mesure afin d'homogénéiser l'échantillon et de faire disparaître tout gradient de température.

Lorsque les eaux présentaient une charge en suspension, susceptible de diminuer la resistivité, la mesure était effectuée sur eau filtrée.

La conductivité électrique (C) ; c'est l'inverse de la résistivité électrique : $C = \frac{1}{\rho}$. Elle s'exprime en mho-cm^{-1}ou siemens (Scm^{-1}). Du fait des très faibles valeurs de la conductivité des eaux naturelles. On préfère utiliser des résultats exprimés en micro mho-cm^{-1}(umho.cm^{-1}) ou micro siemens cm^{-1}(μScm^{-1}). umho.cm^{-1} = 10^{-6}m ho.cm^{-1}.

L'intérêt majeur de l'utilisation de la conductivité, de préférence à celle de la résistivité, réside dans la linéarité de la relation existant entre la conductivité et la minéralisation d'une eau, ou la concentration de l'un des ions dominants de cette dernière. Cette linéarité permet de comparer facilement, à partir du ceofficient de pente de la droite de régression, les relations obtenues sur plusieurs émergences karstiques et

d'étudier la différenciation de leur minéralisation(Bakalowicz, 1974).

Les relations permettent également de déterminer avec une bonne précision la concentration des ions majeurs à partir d'une simple mesure de conductivité. Dans la majorité des eaux étudiées, les ions Ca^{++} et HCO_3^- contribuent le plus à la conductivité et leur concentration peut être facilement déterminée par cette méthode : OH^-, H^+ et CO_3^{--} sont en effet contenus en concentrations négligeables puisque le pH est presque toujours compris entre 7 et 8,15, et les autres ions (Na^+, K^+, Cl^-, SO_4^{--}) sont faiblement représentés. Seules les eaux du système de Lovagny présentent un faciès chimique où Mg^{++} et SO_4^{--} sont en concentrations suffisantes pour que leurs variations entraînent des modifications notables de la conductivité.

Le Eh (potentiel d'oxydo-réduction) : Les mesures de différence de potentiel ont été effectuées sur le terrain avec l'appareil utilisé pour la détermination du pH, entre une électrode de platine et une électrode de référence au calomel. La différence de potentiel entre cette dernière et l'électrode normale à hydrogène a été ajoutée pour obtenir le Eh. Il a été tenu compte aussi de sa variation avec la température.

L'oxygène dissous : la mesure a été effectuée sur le terrain à l'aide d'un oxymètre électrochimique Delta scientifique. Le principe de cette détermination repose sur la mesure de la perturbation engendrée sur le courant de polarisation d'une pile constituée d'une cathode d'or et d'une anode d'argent par le flux d'oxygène migrant dans l'électrolyte à travers une membrane semi-perméable. L'étalonnage était préalablement effectué sur l'air ambiant et la correction dûe à la variation de température faite automatiquement. Précision : $\pm$ 0,5 mg/l d'O_2.

HCO_3^- (hydrogénocarbonate) : Le dosage de cet ion, comme celui de Ca^{++}, Mg^{++}, So_4^{--} et Cl^-, dans les eaux karstiques, a fait l'objet d'une étude méthodologique et critique (A. Aminot, 1974) dont les conclusions ont été utilisées pour ce travail. Seul le principe des méthodes est rappelé ici, et quelques indications concernant la précision des résultats sont données.

La concentration de l'ion HCO_3^- est obtenue par dosage acidimétrique dont le point d'équivalence est repéré par le changement de teinte d'un indicateur coloré (indicateur mixte : vert de bromo crésol + rouge de méthyle). Le pH de virage de cet indicateur coïncide mieux avec celui du point d'équivalence (proche de 4,35) que celui de l'hélianthine, dont l'utilisation plus courante entraîne une surestimation de la concentration de HCO_3^- de l'ordre

de 0,08 méq/l. La précision est d'environ ± 0,05 méq/l ou ± 3 mg/l lorsque le volume de l'échantillon est de 100 cm^3 et l'acide utilisé 0,02 N.

Ca^{++} (calcium) : Le dosage complexométrique de cet ion, facile à mettre en oeuvre sur le terrain, a été effectué à l'aide d'E.D.T.A. disodique (complexon III) N/50, en présence de calcéine comme indicateur. La précision pour un volume d'échantillon de 100 cm^3 est de ± 0,04 méq/l ou ± 0,8 mg/l dans la gamme 0-100 mg/l.

Mg^{++} (magnésium) : La concentration de Mg^{++} est obtenue par différence entre le résultat du dosage complexométrique (complexon III N/50) de l'ensemble des alcalino-terreux (essentiellement Ca^{++} et Mg^{++} dans les eaux analysées) en présence de noir d'ériochrome T comme indicateur d'une part, et d'autre part celui du calcium comme indiqué ci-dessus. La précision de ce résultat obtenu par différence est de l'ordre de ± 0,10 méq/l ou 1,2 mg/l dans la gamme 0-20 mg/l de Mg^{++}. L'incertitude relative sur les faibles concentrations est donc très importante. Dans le cadre de ce travail, seules les mesures effectuées sur les eaux du système de Lovagny, relativement riches en Mg^{++}, conduisent à des valeurs absolues fiables. Les mesures effectuées sur les eaux des autres systèmes ne présentent d'intérêt que par les variations relatives qu'elles ont permis de mettre en évidence, notamment lors des crues.

Les dosages de Ca^{++} et Mg^{++} effectués au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon l'ont été par spectrophotométrie d'absorption atomique en présence de Lanthane (ajouté sous forme de chlorure) comme tampon spectral. La précision est alors très bonne, de l'ordre de ± $3,4.10^{-3}$ méq/l ou ± 0,07 mg/l pour le calcium, et de ± $8,2.10^{-4}$ ou ± 0,01 mg/l pour le magnésium.

Na^+ et K^+ (sodium et potassium) : Ces deux alcalins ont d'abord fait l'objet de dosages spectrophotométriques par émission de flamme à l'aide d'un photomètre Electrosynthèse. Devant la faible précision et la surestimation générale des valeurs de concentrations dues aux interférences de la matrice (essentiellement Ca^{++}), difficiles à supprimer même par ajoût de Ca^{++} aux étalons, les analyses ont été effectuées à partir de 1975 par spectrophotométrie d'absorption atomique (photomètre Varian Techtron). Précision de l'ordre de ± $8,7.10^{-3}$ méq/l ou ± 0,02 mg/l pour le sodium (gamme de concentration de 0 à 2,5 mg/l) et de ± $2,6.10^{-3}$ méq/l ou ± 0,01 mg/l pour le potassium (gamme de concentration de 0 à 1 mg/l). Les dosages effectués par le Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon l'ont été par spectrophotométrie d'absorption atomique.

Cl^- (chlorure) : Deux méthodes ont été utilisées pour le dosage des chlorures. La méthode de Clarke a été mise en oeuvre à Grenoble : l'ion chlorure en solution se combine avec Hg^{++} de $Hg(NO_3)_2$. Le point d'équivalence est mis en évidence par la diphérylcarbazone qui donne avec Hg^{++} en excès un complexe violet en milieu acide (pH = 3 à 3,5). La précision dans la gamme 0-5 mg/l de Cl^- est de l'ordre de $\pm$ 0,1 mg/l. Au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon, les dosages ont été réalisés par la méthode colorimétrique Swain : Le thiocynate mercurique en solution est très peu dissocié. Si l'on ajoute des ions chlorure, ceux-ci forment avec les ions mercuriques un complexe encore moins dissocié, ce qui entraîne la libération d'ions thiocyanate. Ceux-ci donnent avec le fer de l'alun ferrique une coloration rouge stable qui se prête à une détermination spectrocolorimétrique à 460 nm.

La reproductibilité de ce dosage est excellente (de l'ordre de $\pm$ 0,015 mg/l de Cl^-) et la précision d'environ $\pm$ 0,02 mg/l dans la gamme de concentration 0-2 mg/l. Ces caractéristiques en font une méthode particulièrement adaptée au dosage des chlorures en très faibles concentrations.

La précision des résultats obtenus par cette méthode ($\pm$ $5,6.10^{-4}$ méq/l ou $\pm$ 0,02 mg/l entre 0 et 2 mg/l de Cl^-) est très supérieure à celle qu'on peut attendre de l'utilisation de la méthode de Clarke et il paraît indispensable d'y avoir recours pour les dosages de concentrations inférieures à 1 mg/l.

Ions nutritifs (nitrate, nitrite, ammonium, orthophosphate) : Tous les dosages ont été effectués au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon.

NO_3^- (nitrate) : Dosage colorimétrique, à 410 nm, du dérivé nitré de l'acide phénol-disulfonique après coloration en jaune par alcalinisation. Précision dans la gamme 0-2 mg/l de N : $\pm$ $2,1.10^{-3}$ méq/l ou $\pm$ 0,03 mg/l de N.

NO_2^- (nitrite) : Dosage colorimétrique, à 520 nm, du colorant azoïque rouge formé par la diazotation de la sulfanilamide en présence de dichlorure de N^- (1-naphtyl) éthylène diamine. Précision dans la gamme 0-0,2 mg/l de N : $\pm$ $7,1.10^{-5}$ méq/l ou $\pm$ 0,001 mg/l de N.

NH_4^+ (ammonium) : Dosage colorimétrique, à 360 nm, du composé de type indophénol obtenu par réaction, en milieu alcalin, de l'ion NH_4^+ avec le phénol et l'hypochlorite en présence de nitropreussiate comme catalyseur (réaction de Berthelot). Précision dans la gamme 0-1 mg/l de N : $\pm$ $3,6.10^{-3}$ méq/l de N ou $\pm$ 0,05 mg/l de N.

PO_4^{---} (orthophosphate) : Dosage colorimétrique, à 880 nm, du complexe phosphomolybdique réduit par l'acide ascorbique en un composé coloré en bleu (méthode de Murphy et Riley). Précision dans la gamme 0-1,6 mg/l de P : $\pm$ $9,7.10^{-4}$ méq/l de P ou $\pm$ 0,01 mg/l de P.

Silice (silice réactive) : Dosage colorimétrique, à 810 nm, du complexe silico-molybdique réduit en bleu par l'acide 1-amino 2- naphtalène 4-sulfonique. L'interférence des phosphates est éliminée par addition d'acide tartrique. Précision dans la gamme 0-5 mg/l de Si^{4+} : $\pm$ 0,06 mg/l de Si^{4+}.

Carbone organique total

La méthode est dérivée de celle de Menzel et Vaccaro pour l'eau de mer. Les dosages ont été effectués au Centre de Recherches géodynamiques de Thonon, sur un appareil "Total Carbon System" (Oceanograph International Corporation). Le prélèvement, acidifié sur le terrain avec H_2SO_4 concentré pour éviter toute évolution ultérieure, est placé dans une ampoule de 10 ml en présence d'acide phosphorique et de persulfate de potassium. Ce carbone minéral est éliminé par barbottage d'oxygène purifié et l'ampoule est ensuite scellée à l'aide d'un microchalumeau sous atmosphère d'O_2 pur. Un autoclavage à 130°C pendant 3 heures oxyde quantitativement les matières organiques en CO_2 qu'on dose à l'aide d'un analyseur infrarouge non dispersif. L'étalonnage est effectué à l'aide de solutions de saccharose. L'incertitude absolue est de l'ordre de 0,05 à 0,10 mg/l.

Le carbone organique volatile n'est pas dosé car il est entraîné par l'oxygène de barbottage (esters, produits odorants des plantes). Il en est de même des produits réfractaires à l'oxydation (produits lourds).

^3H (Tritium)

La détermination de l'abondance est effectuée par comptage de scintillation en phase liquide (compteur Nuclear-Chicago du Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon), sans enrichissement électrolytique préalable, ce qui entraîne une incertitude relative élevée, de l'ordre de $\pm$ 25 à 30 %.

^{18}O (Oxygène 18)

L'abondance isotopique de ^{18}O est déterminée par spectrométrie de masse. L'incertitude est de l'ordre de $\pm$ 0,2 %.

Dosage des traceurs fluorescents :

L'uranine, le rhodamine B et la sulforhodamine G ont été utilisées comme traceurs. Leur recherche et leur dosage dans les prélèvements ont été effectués au Laboratoire de Chimie Analytique de l'U.E.R. de Pharmacie de Grenoble.

Les mesures ont été faites à l'aide d'un spectrofluorimètre MARK I (Farrand optical). L'utilisation d'un tel appareil permet, par la sélection précise des longueurs d'onde des radiations d'excitation et d'émission, d'éliminer l'interférence des radiations émises par les substances fluorescentes autres que celles recherchées, et d'abaisser considérablement le niveau de détection des traceurs. On peut estimer la concentration minimale mesurable à 2.10^{-10} kg/l pour la sulforhodamine B et à 3.10^{-10} kg/l pour l'uranine, dans les eaux karstiques étudiées.

Tous les dosages ont été effectués sur eau décantée. Les solutions étalons étaient préparées à partir d'un aliquot du mélange injecté. Les valeurs des longueurs d'onde utilisées en spectrofluorimétrie sont les suivantes :

	Uranine	Sulforhodamine G	Rhodamine B
longueurs d'onde d'excitation	491 nm	530 nm	554 nm
longueurs d'onde d'émission	514 nm	560 nm	576 nm

ANNEXE N° 2

LA DISSOLUTION DES CARBONATES ET LE SYSTEME CO_2-H_2O-CO_3Ca

Le plus souvent associé aux cations Ca^{++} et Mg^{++}, l'anion HCO_3^- constitue la plus grande partie de la charge dissoute des eaux ayant circulé ou séjourné dans des formations rocheuses carbonatées. Ces ions proviennent de la dissolution des minéraux constituant l'aquifère, où la calcite ($CaCO_3$) et la dolomite ($Ca, Mg\{CO_3\}_2$) sont les plus largement représentées.

Dans certains cas, le mélange de ces eaux avec des saumures provenant de la dissolution d'évaporites telles que le gypse ($SO_4Ca, 2H_2O$), l'anhydrite (SO_4Ca), la halite ($NaCl$), la sylvine (KCl) ou la carnallite ($MgCl_2, KCl, 6H_2O$), ou leur circulation à travers des formations salifères peuvent masquer leur faciès hydrogénocarbonaté calcique ou magnésien. Il en est de même de l'oxydation de la pyrite (FeS_2) responsable de concentrations de sulfate parfois très élevées. Mais dans ce cas, le faciès hydrogénocarbonaté des eaux n'est pas masqué et tend même à s'accentuer : la libération abondante d'ions H^+ au cours de l'oxydation favorise en effet la mise en solution du carbonate environnant.

L'acquisition de la charge en espèces carbonée et carbonatées (Co_2, CO_3^{--}, HCO_3^-)

La dissolution du carbonate dans l'eau pure

D'une façon générale, le carbonate peut être désigné par $MeCO_3$, où Me représente les alcalino-terreux divalents : Ca^{++}, Mg^{++}, Sr^{++}.

La réaction de dissolution intervient à l'interface entre la phase solide carbonatée ($Me\ CO_{3\ s}$) et la phase liquide (H_2O_ℓ). Du fait de la dissociation complète qui suit la dissolution, celle-ci peut s'écrire à l'équilibre :

$$\text{Ⓐ} \quad Me\ CO_{3\ solide} \rightleftarrows Me^{++} + CO_3^{--} \quad \text{ionisés en phase aqueuse}$$

La loi d'action de masse appliquée aux activités* des réactifs et des produits

* Les activités sont désignées par des parenthèses. Elles sont exprimées en mole par litre. La détermination des coefficients d'activité est étudiée plus loin.

permet d'écrire, à l'équilibre :

$$① \qquad K_s = \frac{(Me^{++}) \quad (CO_3^{--})}{(MeCO_3)}$$

$MeCO_3$ étant un solide largement disponible et homogène, sa concentration reste constante, et son activité est par convention égale à 1, d'où :

$$② \qquad K_s = (Me^{++})\ (CO_3^{--})$$

La constante d'équilibre thermodynamique K, ou constante de dissociation, est identifiée au produit ionique ou produit de solubilité. Pour simplifier son écriture, on utilise souvent son cologarithme :

$$pK = - \log K$$

Cette constante, déterminée expérimentalement par plusieurs auteurs, varie avec la température. Le tableau I donne les valeurs de cette constante pour la calcite, l'aragonite et la dolomite. Les valeurs marquées d'un astérisque ont été effectivement mesurées par les auteurs. Les autres valeurs résultent d'interpolations ou d'extrapolations :

- les extrapolations effectuées par H. Roques sont linéaires en fonction de 1/T (Roques H., 1972),
- les extrapolations et interpolations effectuées par R.L. Jacobson et D. Langmuir (1974) sont obtenues à partir de l'équation suivante :

$$pK_{s\ calcite} = - 13{,}870 + \frac{3059}{T} + 0{,}04035\ T$$

où T est la température en °K.

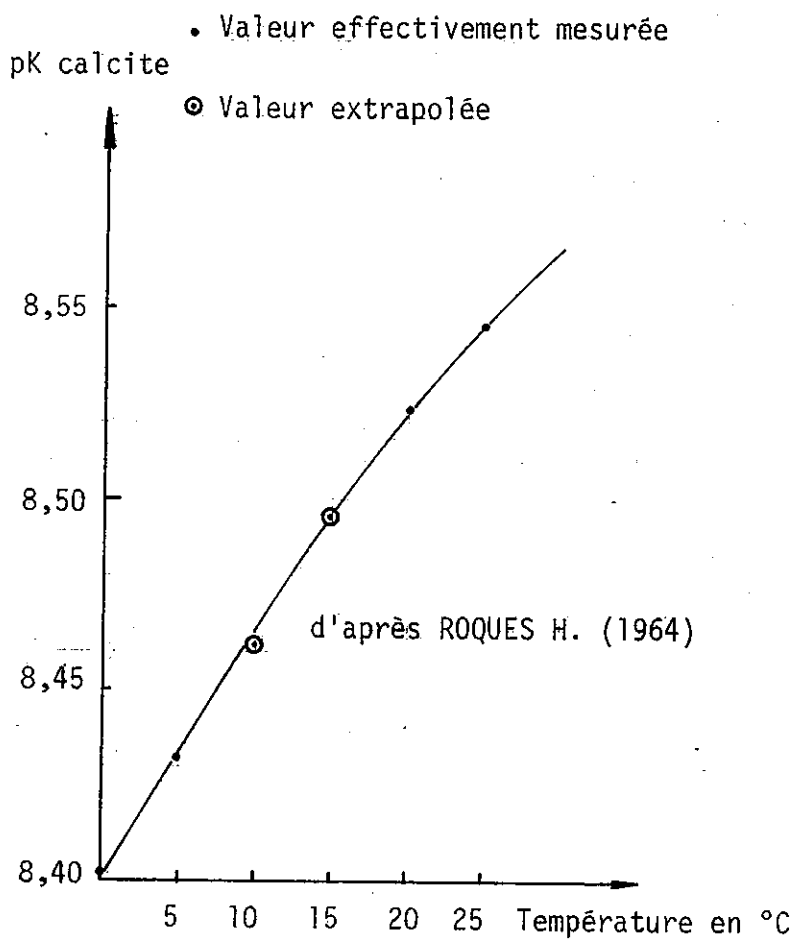
Cette équation a été obtenue par ajustement d'une courbe aux valeurs expérimentales mesurées par les auteurs entre + 5°C et + 50°C à des températures différant des valeurs entières du tableau I. La constante ainsi calculée ne tient pas compte des espèces $CaCO_3^o$ et $CaH\ CO_3^+$ dont la concentration est négligeable devant celle des autres constituants de l'équilibre dans la plupart des eaux naturelles. La valeur de la constante tenant compte de ces espèces peut être obtenue à partir de l'équation suivante (R.L. Jacobson et D. Langmuir, 1974) :

$$pK_{s\ calcite} = - 13{,}543 + \frac{3000}{T} + 0{,}041\ T$$

La figure 1 permet d'interpoler graphiquement la valeur de pK pour des températures différant de celles du tableau.

	Larson T.E. et Buswell A.M. (1942)	Rocques H. (1964)	Langmuir D.	Jacobson R.L. et Langmuir D. (1974)
pK $CaCO_3$ calcite				
à 0°C	8,02*	8,438	8,340	
+ 5°C		8,432	8,345	8,35
+ 10°C	8,15*	8,462*	8,355 1971	8,36
+ 15°C	8,22	8,495*	8,370	8,37
+ 20°C	8,28*	8,523	8,385	8,39
+ 25°C	8,34*	8,545	8,400 ± 0,02* (1968)	8,42*
+ 40°C	8,52*			8,53
+ 50°C	8,63*			8,63
pK $CaCO_3$ aragonite				
à 0°C		8,190		
+ 5°C		8,218		
+ 10°C		8,248*		
+ 15°C		8,276*		
+ 20°C		8,300		
+ 25°C		8,332		
pK Ca,Mg $(CO_3)_2$ dolomite				
à 0°C			16,56	
+ 5°C			16,63	
+ 10°C			16,71 (1971)	
+ 15°C			16,79	
+ 20°C			16,89	
+ 25°C			17,0* (1964)	

Tableau I - Valeurs de la constante de dissociation de la calcite, de l'aragonite et de la dolomite en fonction de la température, d'après plusieurs auteurs. Les valeurs marquées d'un astérisque ont été effectivement mesurées, les autres sont le résultat d'interpolations ou d'extrapolations.



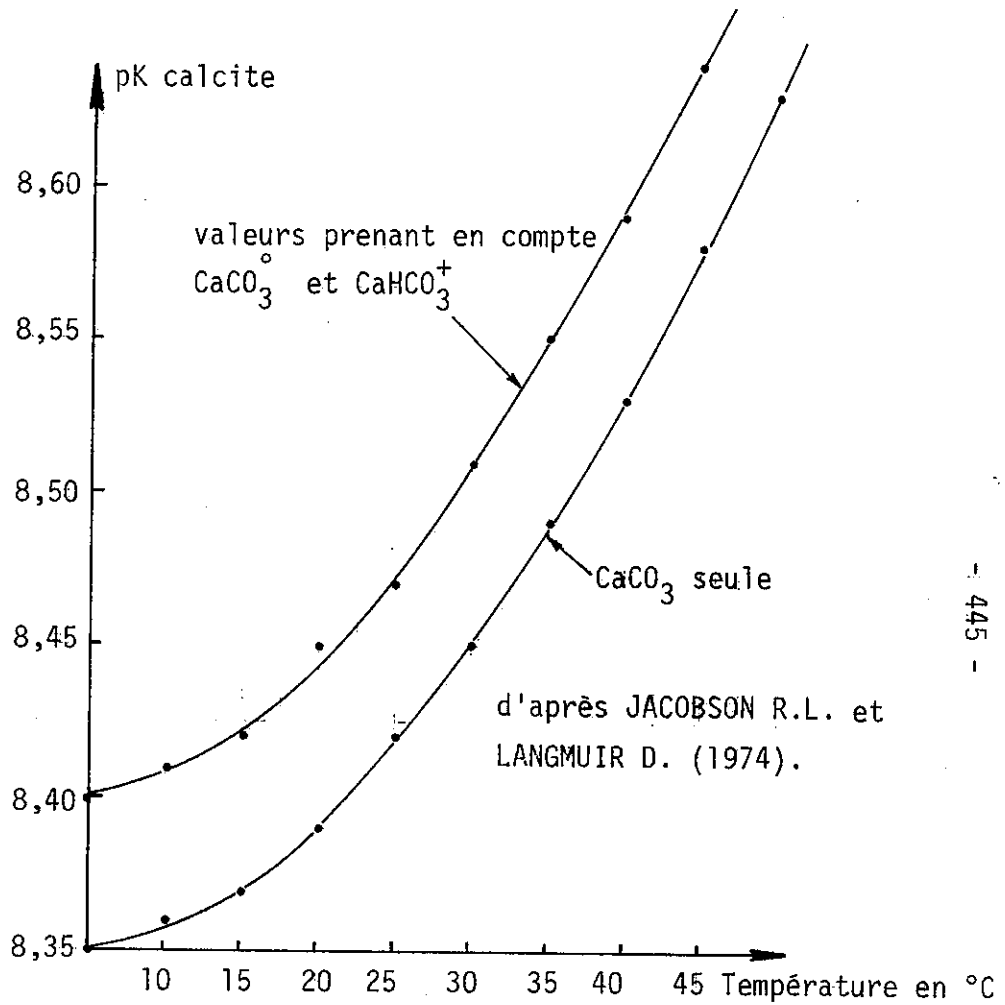


Figure n° 1 : Variation de pK calcite en fonction de la température.

Ces données permettent le calcul de la quantité de carbonate soluble dans l'eau pure. On voit tout de suite à la simple lecture du tableau, que la dolomite est beaucoup moins soluble que la calcite (pK $CaCO_3$ << pK Ca, $Mg(CO_3)^2$) ; par contre, le gypse, $CaSO_4$, dont le pK à + 25°C est de 4,6, est beaucoup plus soluble que la calcite.

Pour la calcite, $CaCO_3$, en utilisant les valeurs de pK publiées par H. Roques (1964), on a, à + 10°C :

$$(Ca^{++})\ (CO_3^{--}) = 10^{-8,462} \text{ mole par litre}$$

Comme une mole de $CaCO_3$ donne par dissolution une mole de Ca^{++} et une mole de CO_3^{--}, la solubilité de chacun de ces ions est égale à $\left|\sqrt{10^{-8,462}}\right|$, soit $10^{-4,231}$ mole par litre de $CaCO_3$. Or, une mole de calcite pèse 100 g (Ca = 40, O = 16, C = 12) ; donc sa solubilité à + 10°C est de $100.10^{-4,231}$ g/l, soit environ 5,87 mg/l.

On notera que l'utilisation des différentes valeurs de la constante déterminées par les auteurs entraîne une assez forte dispersion de la solubilité (à + 20°C) :

	Larson et Buswell (1942)	Rocques (1964)	Jacobson et Langmuir (1974)
Solubilité de la calcite dans l'eau pure à + 20°C en mg/l	7,24	5,48	6,38

Les valeurs trouvées par Jacobson et Langmuir (1974) sont probablement les plus fiables en raison de la méthode de mesure employée (conductimétrie de solutions). Dans ce travail, les valeurs de Rocques ont été utilisées du fait du traitement graphique des données effectué selon la méthode mise au point par cet auteur.

D'autre part, l'utilisation des valeurs de cette constante ne doit se faire que pour l'intervalle de température dans lequel elles ont été déterminées.

Les résultats sont, quoi qu'il en soit, extrêmement importants : au voisinage de + 10°C, température fréquemment observée dans les aquifères de formations carbonatées, l'eau pure ne peut dissoudre que de faibles quantités de $CaCO_3$, et les phénomènes de dissolution qui s'y déroulent n'auraient pas l'ampleur qu'on leur connaît si un mécanisme particulier n'intervenait

pas pour déplacer l'équilibre Ⓐ vers la droite, c'est-à-dire dans le sens d'une production de CO_3^{--} dissous. Le mécanisme fondamental de la dissolution de la calcite dans l'eau est initié par la dissolution du gaz carbonique (ou dioxyde de carbone, ou anhydride carbonique, CO_2) dans l'eau.

La dissolution du CO_2 dans l'eau

Les échanges entre le CO_2 gazeux et l'eau

Les échanges existant entre l'eau et le CO_2 gazeux contenu dans l'atmosphère la surmontant peuvent se produire dans les deux sens : soit de l'atmosphère vers l'eau, et il s'agit alors d'une dissolution, soit de l'eau vers l'atmosphère, et il s'agit alors d'une évasion :

Ⓑ $$CO_{2\ \text{gazeux}} \rightleftarrows CO_{2\ \text{dissous}}$$

Ces échanges sont purement physiques, et à température et pression données, tendent vers un état d'équilibre décrit par la loi de Henry dans le domaine des pressions de gaz faibles ne dépassant pas 1 atmosphère.

③ $$pCO_2 = H \times xCO_{2\ \text{dissous}}$$

où pCO_2 désigne la pression partielle de CO_2 exprimée en atmosphère, dans la phase gazeuse surmontant la solution,

H désigne la constante de Henry,

$xCO_{2\ \text{dissous}}$ désigne la fraction molaire de CO_2 dissous dans la solution

$$\left(= \frac{\text{nombre de mole de } CO_2}{\text{nombre de mole de solvant}} \right)$$

H est donc exprimée ici en atmosphère.mole de CO_2.mole de solvant^{-1}.

Cette relation peut également s'écrire :

$$CO_{2\ \text{dissous}} = \frac{pCO_2}{H} \cdot \frac{1000}{18{,}02} = pCO_2 \cdot \frac{55{,}49}{H}$$

où $CO_{2\ \text{dissous}}$ est exprimé en molécule-gramme de CO_2 par litre d'eau (masse moléculaire de l'eau = 18,02 g),

ou encore

$$CO_{2\ \text{dissous}} = pCO_2 \cdot \frac{55{,}49}{H} \cdot 44{,}01 = pCO_2 \cdot \frac{2442{,}1}{H}$$

où $CO_{2\ \text{dissous}}$ est exprimé en gramme par litre d'eau (masse moléculaire de CO_2 = 44,01 g).

Cette dernière expression est intéressante à retenir car, outre le fait qu'elle permet d'obtenir le CO_2 dissous en concentration pondérale, elle conduit à une formulation proche de celle de la loi d'action de masse si l'on écrit que :

$$\frac{2442,1.10^3}{H} = K_o \quad \text{ou} \quad K_o = \frac{2442,1.10^3}{H}$$

pour obtenir des résultats exprimés en milligramme par litre d'eau.

Alors :

$$④ \quad K_o = \frac{CO_2 \text{ dissous}}{pCO_2}$$

où CO_2 dissous est exprimé en mg/l
pCO_2 est exprimé en atmosphère
K_o est exprimé en mg/l/atm ou $mg.l^{-1}.atm^{-1}$.

Les tableaux II et III regroupent les valeurs prises par la constante de Henry H et la constante K à différentes températures, selon Bohr (1899, International Critical Tables, 3, p. 260) d'une part, et S. Novak, V. Fried et J. Pick (1961, Collection Czechoslovak Chemical Communications, 26, p. 2266-2270) d'autre part : l'examen de ces deux tableaux montre le bon accord existant entre les deux séries de valeurs de H et de K_o.

Enfin, si l'on exprime K_o en $mole.l^{-1}.atm^{-1}$, la formule polynomiale suivante proposée par H.S. Harned et R. Davis (1943) :

$$\log K_o = - 13,417 + \frac{2299,66}{T} + 0,01422\ T$$

où T est la température absolue en °K, décrit bien la variation de K_o en fonction de la température. Les valeurs calculées par cette formule sont très voisines de celles qu'on obtient à partir des données de Bohr (1899) et S. Novak, V. Fried et J. Pick (1961), ce qui montre que la loi est bien établie.

La solubilité du CO_2 dans l'eau a été calculée à partir des données de Bohr, pour différentes pressions partielles de CO_2, et différentes températures (tableau IV). Une remarque importante s'impose dès maintenant : le rôle des eaux froides dans la dissolution du carbonate de calcium a souvent été invoqué et présenté comme essentiel en raison de leur aptitude à dissoudre davantage de CO_2 que les eaux chaudes, à pression partielle de CO_2 égale.

Le tableau 4 montre en effet que, pour la pression partielle de CO_2 dans l'atmosphère, soit environ 3.10^{-4} atmosphère, la solubilité de ce gaz dans l'eau est plus forte à 0°C (1,01 mg/l), à condition que l'eau soit encore liquide, qu'à + 10°C (0,70 mg/l). Cependant, le passage de l'eau dans le sol l'expose à des pressions partielles de CO_2 beaucoup plus élevées qui résultent de l'activité biologique, d'autant plus grande que la température est forte. Ainsi, pour une pression partielle de 10^{-2} atmosphère, valeur banale dans un sol, les concentrations de CO_2 dissous à 0°C et + 10°C sont respectivement de 33,6 et 23,5 mg/l. Il apparaît donc essentiel de s'intéresser davantage à la température de production du CO_2 qu'à celle de l'eau où il se dissout, des écarts importants de cette dernière n'entraînant que de faibles variations de la solubilité devant celles qui résultent de la variation de la pCO_2.

Le devenir du CO_2 dissous dans l'eau

Le CO_2 dissous dans l'eau subit une hydratation qui a pu être mise en évidence par l'étude des signaux de résonance magnétique nucléaire émis par l'isotope ^{13}C présent dans l'eau soit sous forme de CO_2 dissous, soit sous forme de CO_2 hydraté (Patterson A., Ettinger R., 1960). Cette hydratation, souvent écrite :

$$\text{(C)} \quad CO_{2\ \text{dissous}} + H_2O \rightleftarrows H_2CO_3$$

peut également se formuler :

$$\text{(C')} \quad CO_{2\ \text{dissous}} + n\,H_2O \rightleftarrows CO_2,\ n\,H_2O$$

cette écriture paraissant plus conforme à la réalité de la transformation qui aboutit à la formation d'hydrates de CO_2.

Le CO_2 hydraté subit ensuite une ionisation qui aboutit à la formation d'hydrogénocarbonate (encore appelé improprement bicarbonate) et d'ion H^+ :

$$\text{(D)} \quad CO_2,\ nH_2O \underset{2}{\overset{1}{\rightleftarrows}} HCO_3^- + H^+ + (n-1)H_2O$$

l'hydrogénocarbonate subit à son tour une ionisation :

$$\text{(E)} \quad HCO_3^- \underset{2}{\overset{1}{\rightleftarrows}} CO_3^{--} + H^+$$

Température en °C	0	+5	+10	+15	+20	+25	+30	+35	+40	+45
H x 10^{-3}	0,728	0,876	1,04	1,22	1,42	1,64	1,86	2,09	2,33	2,17
K_0	3357,4	2790,2	2350,2	2003,4	1721,3	1490,4	1314,1	1169,5	1049,0	1126,4

Tableau n° II - Valeurs prises par la constante de Henry H (en atm . mole de CO_2. $mole^{-1}$ d'eau) et la constante K_0 (en mg.l^{-1}.atm.$^{-1}$) à différentes températures, d'après Bohr (1899) (International Critical Tables, 3, p. 260).

Température en °C	+11,5	+20	+30	+40	+50	+60	+69	+77
H x 10^{-3}	1,09	1,422	1,850	2,327	2,825	3,366	3,732	4,449
K_0	2242,4	1718,8	1321,2	1050,4	865,2	726,1	654,9	549,4

Tableau n° III - Valeurs prises par la constante de Henry H et la constante K_0 à différentes températures, d'après J. Novak, V. Fried et J. Dick (1961) (Collection Czechoslovak Chemical Communications, 26, p. 2266-2270).

θ °C \ PCO_2 atm.	3.10^{-4}	10^{-3}	5.10^{-3}	10^{-2}	5.10^{-2}
0	0,023 1,01	0,076 3,35	0,381 16,77	0,762 33,55	3,811 167,72
+ 5	0,015 0,84	0,063 2,79	0,317 13,94	0,634 27,88	3,167 139,39
+ 10	0,016 0,70	0,053 2,35	0,267 11,74	0,534 23,48	2,668 117,41
+ 15	0,014 0,60	0,046 2,00	0,227 10,00	0,455 20,01	2,275 100,09
+ 20	0,012 0,52	0,039 1,72	0,195 8,60	0,391 17,19	1,954 85,99
+ 25	0,010 0,45	0,034 1,49	0,169 7,45	0,338 14,89	1,692 74,45
+ 40	0,007 0,31	0,024 1,05	0,119 5,24	0,238 10,48	1,191 52,41

Tableau n° IV - Solubilité, à l'équilibre, du CO_2 dans l'eau, exprimée en mole.l^{-1}.10+3 (nombre supérieur) et mg.l^{-1} (nombre inférieur) pour différentes températures et différentes pressions partielles de CO_2 surmontant la solution. Le calcul a été mené en utilisant les données de Bohr (tableau n° II).

Remarque : L'équilibre Ⓓ aboutit à la formation d'un ion H^+ lorsque la réaction se produit dans le sens 1. En présence d'une phase carbonatée solide, cet ion H^+ agit à son tour (équilibre Ⓔ) sur l'ion CO_3^{--} provenant de la dissolution du carbonate (équilibre Ⓐ) pour donner un autre ion HCO_3^-. Il en résulte un déplacement de l'équilibre Ⓐ dans le sens de la dissolution du carbonate.

Aux réactions Ⓒ et Ⓓ correspondent les constantes d'équilibre K' et K" :

⑤ $$K' = \frac{(CO_2,\ nH_2O)}{(CO_2 \text{ dissous})\ (1)}$$

(On considère que l'activité de l'eau ne varie pas et reste égale à 1 puisqu'on est en solution extrêmement diluée)

⑥ $$K'' = \frac{(HCO_3^-)\ (H^+)}{(CO_2,\ n\ H_2O)}$$

en observant, d'après ⑤, que :

$$(CO_2,\ nH_2O) = K'\ (CO_2 \text{ dissous}),$$

on peut écrire :

$$K'' = \frac{(HCO_3^-)\ (H^+)}{K'\ (CO_2 \text{ dissous})}$$

et $$K'\ K'' = \frac{(HCO_3^-)\ (H^+)}{(CO_2 \text{ dissous})}$$

et ⑦ $$K_1 = K'\ K'' = \frac{(HCO_3^-)\ (H^+)}{(CO_2 \text{ dissous})}$$

K_1 est appelée constante de première dissociation du CO_2 hydraté. La variation de la constante K_1 en fonction de la température est donnée par la formule suivante proposée par R.L. Jacobson et D. Langmuir (1974) d'après les déterminations effectuées par H.S. Harned et H. Davis (1943) :

$$\log K_1 = 14,8435 - \frac{3404,71}{T} - 0,032786\ T$$

où T est la température en °K.

H. Roques (1964) a également procédé à la détermination de K_1 pour les

températures de + 10 et + 15°C. Le tableau suivant fournit ces valeurs, ainsi que celles résultant de l'utilisation de la formule de Jacobson et Langmuir.

pK_1 \ θ °C	+ 10°C	+ 15°C
Jacobson et Langmuir	6,464	6,420
H. Roques	6,547	6,500

Tableau V : Valeurs de pK_1 à + 10°C et + 15°C.

A la réaction (E) correspond la constante K_2 appelée constante de deuxième dissociation :

$$(8) \quad K_2 = \frac{(CO_3^{--})\ (H^+)}{(HCO_3^-)}$$

Comme pour K_1, R.L. Jacobson et D. Langmuir (1974) ont proposé une formule décrivant la variation de K_2 avec la température, d'après les valeurs expérimentales déterminées par H.S. Harned et S.R. Scholes (1941).

$$\log K_2 = 6{,}498 - \frac{2902{,}39}{T} - 0{,}02379\ T$$

avec T = température en °K.

Le tableau suivant donne la valeur de pK_2 entre 0 et + 25°C calculée d'après la formule de Jacobson et Langmuir :

θ °C	0	+ 5	+ 10	+ 15	+ 20	+ 25
pK_2	10,626	10,554	10,489	10,429	10,376	10,329

Tableau VI - Valeurs de pK_2 à différentes températures.

Ces valeurs sont absolument identiques à celles utilisées par H. Roques (1972) pour sa méthode graphique d'étude des eaux naturelles. Signalons cependant que la valeur de pK_2 à 0°C annoncée par cet auteur (10,605) est erronée (faute d'impression probable).

Comme toutes les réactions précédentes ont lieu en milieu aqueux, la dissociation de l'eau intervient :

(F) $H_2O \rightleftarrows H^+ + OH^-$

avec la constante d'équilibre

(9) $$K_3 = \frac{(H^+)\ (OH^-)}{(H_2O)}$$

En remarquant que l'activité de (H_2O) ne varie pratiquement pas au cours des réactions, les solutions étant très diluées, on peut écrire :

$(H_2O) = 1$ et par conséquent :

(9') $K_3 = (H^+)\ (OH^-)$

à + 25°C, $K_3 = 10^{-14}$

par définition, on écrit pH = - log (H^+). A pH = 7.00, correspond la neutralité et $(H^+) = (OH^-) = 10^{-7}$ et log (H^+) + log (OH^-) = - 14.

La variation de la constante K_3 en fonction de la température est donnée par la formule suivante proposée par W. Stumm et J.J. Morgan (1970) d'après les données de H.S. Harned et B.B. Owen (1958) :

$$\log K_3 = 6{,}0875 - \frac{4470{,}99}{T} - 0{,}01706\ T$$

où T représente la température absolue en °K.A + 10 °C, log K_3 = - 14,53, d'où pH = 7,27 si $(H^+) = (OH^-)$, c'est-à-dire si la neutralité est observée.

<u>Remarque</u> : La dissociation de l'eau s'effectue en fait suivant le mécanisme suivant :

$$2\ H_2O \rightleftarrows H_3O^+ + OH^-$$

et $K_3 = (H_3O^+)\ (OH^-)$, ce qui ne change rien à ce qui a été écrit jusqu'à maintenant.

Application des équilibres au calcul des activités de HCO_3^- et CO_3^{--} et du pH dans l'eau pure exposée à l'atmosphère, mais isolée du carbonate de calcium, à + 10°C. (Système fermé par rapport à la phase solide).

Cette eau pure, exposée à l'air libre, contenait, on s'en souvient (tableau IV) 0,70 mg/l de CO_2 dissous.

D'après l'équilibre de 1ère dissociation du CO_2 hydraté ⑦,

$$K_1 = \frac{(HCO_3^-)\ (H^+)}{(CO_2 \text{ dissous})}$$

$$\text{d'où } (HCO_3^-) = \frac{K_1\ (CO_2 \text{ dissous})}{(H^+)}$$

$$\log (HCO_3^-) = \log K_1 + \log (CO_2 \text{ dissous}) - \log (H^+)$$

$$\log (HCO_3^-) = \log K_1 + \log (CO_2 \text{ dissous}) + pH$$

avec à + 10°C, $\log K_1 = -6{,}464$ et $\log (CO_2 \text{ dissous}) = -4{,}80$,

⑩ $\log (HCO_3^-) = pH - 11{,}26$

D'après l'équilibre de 2ème dissociation ⑧,

$$K_2 = \frac{(H^+)\ (CO_3^{--})}{(H\ CO_3^-)}$$

$$\text{d'où } (CO_3^{--}) = \frac{K_2\ (HCO_3^-)}{H^+}$$

$$\log (CO_3^{--}) = \log K_2 + \log (HCO_3^-) - \log (H^+)$$

$$\log (CO_3^{--}) = \log K_2 + \log (HCO_3^-) + pH$$

avec à + 10°C, $\log K_2 = -10{,}485$ et $\log (HCO_3^-) = pH - 11{,}26$,

⑪ $\log (CO_3^{--}) = 2\ pH - 21{,}75$

L'équation de neutralité électrique, qui rend compte du fait que, dans la solution, la somme des charges électriques positives équilibre la somme des charges électriques négatives peut s'écrire dans les conditions envisagées :

⑫ $(H^+) = (HCO_3^-) + (OH^-) + 2\,(CO_3^{--})$

en remarquant que les ions CO_3^{--} sont doublement chargés, ce qui entraîne la nécessité de doubler la concentration exprimée en mole/kg de solvant (ou mole/l) pour parvenir à des quantités électriques.

On sait d'autre part que d'après ⑨' , ⑩ et ⑪

$$\log (HCO_3^-) = -\log (H^+) - 11{,}26 \Rightarrow (HCO_3^-) = \frac{10^{-11{,}26}}{(H^+)}$$

$$\log (CO_3^{--}) = -2\log (H^+) - 21{,}75 \Rightarrow (CO_3^{--}) = \frac{10^{-21{,}75}}{(H^+)^2}$$

$$\log (OH^-) = -\log (H^+) - 14{,}53 \Rightarrow (OH^-) = \frac{10^{-14{,}53}}{(H^+)}$$

En remplaçant dans ⑫ les concentrations des différents ions en fonction de (H^+), on obtient :

$$(H^+) = \frac{10^{-11{,}26}}{(H^+)} + \frac{10^{-14{,}53}}{(H^+)} + \frac{2.10^{-21{,}75}}{(H^+)^2}$$

$$\text{ou } (H^+)^2 = 10^{-11{,}26} + 10^{-14{,}53} + \frac{2.10^{-21{,}75}}{(H^+)}$$

Les deux derniers termes pouvant être négligés devant le premier, on peut écrire la forme très simplifiée de cette équation :

$(H^+)^2 = 10^{-11{,}26}$ qui devient, en passant aux logarithmes :

$2 \log (H^+) = -11{,}26$, ou encore :
$-2 \log (H^+) = +11{,}26$, soit : $2\,pH = +11{,}26$

d'où $pH = +5{,}63$

Ainsi, de l'eau pure en équilibre avec le CO_2 de l'atmosphère terrestre aura un pH de 5,63 à la température de + 10°C, si elle est isolée du carbonate de calcium.

Il est maintenant possible de calculer les activités de HCO_3^- et de CO_3^{--} de cette solution.

D'après (10) , $\log (HCO_3^-) = 5,63 - 11,26 = -5,63$

d'où $(HCO_3^-) = 10^{-5,63}$ mole/l. Puisque 1 mole de $HCO_3^- = 61,02$ g,

$HCO_3^- = 10^{-5,63} . 61,02 = 1,430 . 10^{-4}$ g/l

soit une concentration active de 0,143 mg/l .

D'après (11) , $\log (CO_3^{--}) = 11,26 - 21,75 = -10,49$

d'où $(CO_3^{--}) = 10^{-10,49}$ mole/l. Puisque 1 mole de $CO_3^{--} = 60,00$ g.

$CO_3^{--} = 10^{-10,49} . 60,00 = 1,94 . 10^{-9}$ g/l

soit une concentration active de $0,194 . 10^{-5}$ mg/l .

On constate que la quantité de CO_3^{--} contenue dans l'eau pure exposée à l'atmosphère terrestre est négligeable devant celle de HCO_3^-, elles-même très faible.

Représentation graphique (figure n° 2)

Il est possible de représenter les équations (10) et (11) dans un repère (log de l'activité = f (pH)). On peut également représenter :

$\log (CO_{2\ dissous}) = -4,796$ par hypothèse, à +10°C

$-\log (H^+) = pH$

$\log (OH^-) = -14,53 + pH$ à + 10°C .

La somme des différentes formes de carbone minéral ($CO_{2\ dissous}$, HCO_3^- et CO_3^{--}) constitue le carbone minéral total C_t :

$(C_t) = (CO_{2\ dissous}) + (HCO_3^-) + (CO_3^{--})$. A +10°C, pour une pression partielle de CO_2 de 3.10^{-4} atmosphère,

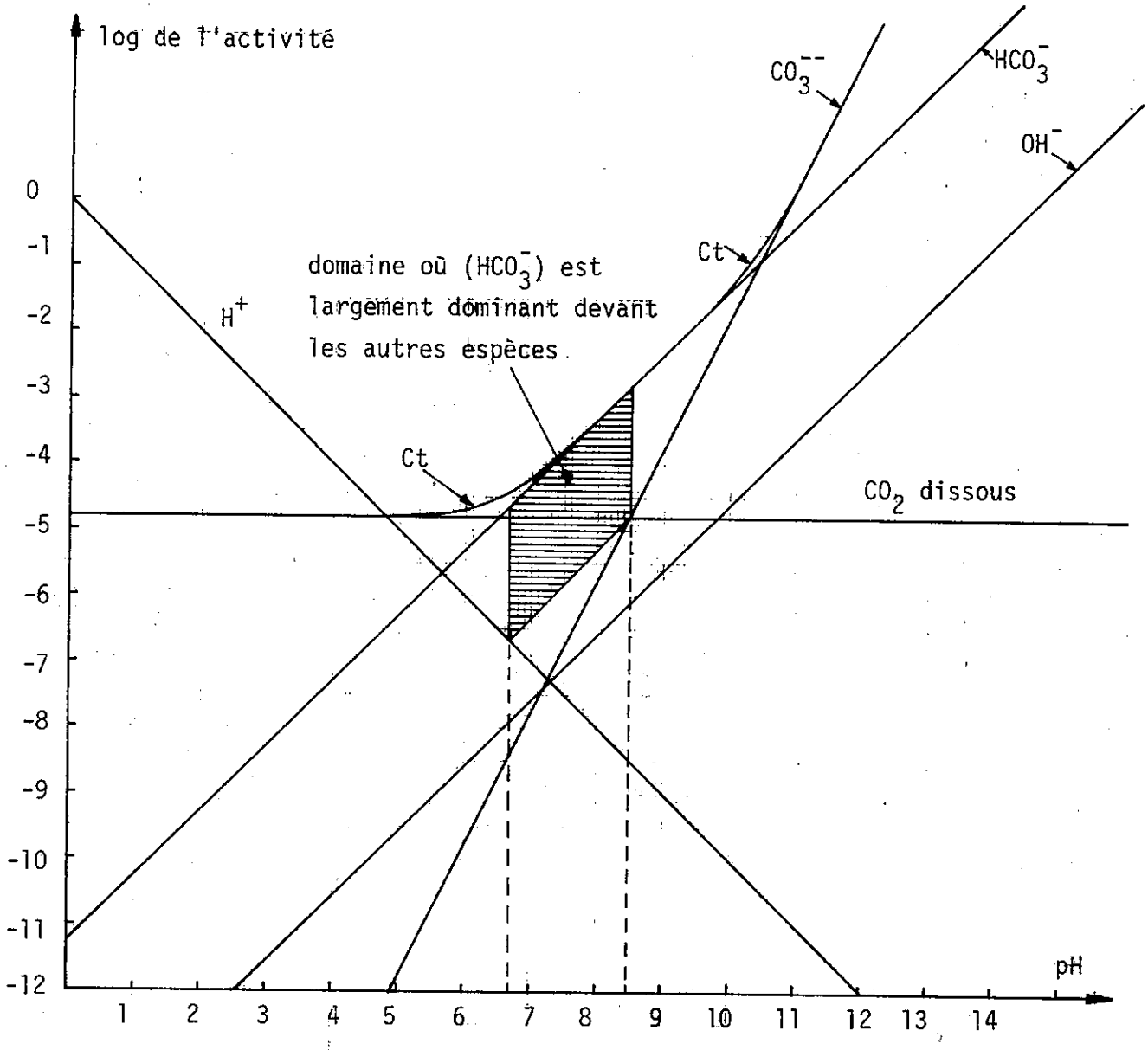


Figure n° 2 : Activité des différentes espèces de carbone minéral dans l'eau pure, à + 10°C, pour une $pCO_2 = 3.10^{-4}$ atmosphère, en fonction du pH (système ouvert à l'équilibre).

$\log [CO_2 \text{ dissous}] = -4,796;$

$\log (HCO_3^-) = pH-11,26$ (10)

$- \log (H^+) = pH;$

$\log (OH^-) = -14,53+pH;$ (9)

$\log (CO_3^{--}) = 2\ pH-21,75$ (11)

$(Ct) = CO_2 \text{ dissous} + (HCO_3^-) + (CO_3^{--})$

$= 0,016.10^{-3} + 10^{pH-11,26} + 10^{2pH-21,75}$

$$(C_t) = 0{,}016.10^{-3} + 10^{pH-11{,}26} + 10^{2pH-21{,}75}$$

Le graphe de cette équation peut également être reporté dans le repère adopté (fig. n° 2). Le tableau n° VII donne le log de l'activité de C_t en fonction du pH, à + 10°C, pour la pression partielle de CO_2 envisagée.

pH	0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	
C_t	-4,796	"	"	"	"	"	-4,796	-4,795	-4,794	-4,791	-4,781	-4,751	-4,668	-4,477	
pH	7,0	7,5	8,0	8,5	9,0	9,5	10,0	10,5	11,0	11,5	12,0	12,5	13,0	13,5	14
C_t	-4,149	-3,721	-3,246	-2,752	-2,245	-1,717	-1,138	-0,454	-0,367	1,29	2,263	3,254	4,251	5,250	6,250

Tableau n° VII - Logarithme de l'activité du carbone minéral total (C_t) en fonction du pH à la température de + 10°C, pour une pression partielle de 3.10^{-4} atmosphère, à l'équilibre.

La figure n° 2 permet d'aboutir au même résultat que le calcul pour ce qui est du pH d'équilibre d'une eau exposée à la pCO_2 de l'atmosphère terrestre, mais isolée de CO_3Ca. On constate que l'ion HCO_3^- est l'ion le plus abondant qui équilibre l'ion H^+. Le pH d'équilibre se détermine à partir du point d'intersection entre les droites d'équation $pH = -\log (H^+)$ et $\log (HCO_3^-) = pH - 11{,}26$.

Cette figure permet d'autre part de déterminer rapidement la proportion des différentes espèces de carbone minéral en fonction du pH. On constate notamment qu'entre pH = 6,6 et pH = 8,5, l'ion HCO_3^- est en proportion supérieure ou égale à 99 % des autres ions présents dans la solution. Ce résultat obtenu graphiquement peut également être atteint par le calcul : en fixant à 1 % la proportion au-dessous de laquelle l'activité d'un ion peut être considérée comme négligeable dans la solution, on peut écrire :

D'après ⑧,

$$\frac{(CO_3^{--})}{(HCO_3^-)} = \frac{K_2}{(H^+)} = \frac{10^{-10,489}}{(H^+)} \quad \text{à } + 10\ °C$$

dans l'hypothèse retenue,

$$\frac{(CO_3^{--})}{(HCO_3^-)} = \frac{10^{-10,489}}{10^{-8,489}} \quad \text{d'où pH} = 8,49$$

et d'après ⑩ ,

$$\log (HCO_3^-) = pH - 11,26$$

$$\text{soit } (HCO_3^-) = \frac{10^{-11,26}}{(H^+)}$$

d'où, dans l'hypothèse retenue $(HCO_3^-) = 10^2\ (H^+)$:

$$10^2(H^+) = \frac{10^{-11,26}}{(H^+)} \text{ , soit } 10^2\ (H^+)^2 = 10^{-11,26}$$

d'où $(H^+)^2 = 10^{-13,26}$ et pH = 6,63

ainsi, à pH = 6,63, $(HCO_3^-) = 100\ (H^+)$

et à pH = 8,49, $(HCO_3^-) = 100\ (CO_3^{--})$

Le tableau VIII donne les activités absolues et relatives des trois formes du carbone minéral en solution, en fonction du pH, à l'équilibre à + 10°C. Les calculs sont menés à partir des expressions suivantes :

$$(CO_{2\ \text{dissous}}) + (HCO_3^-) + (CO_3^{--}) = C_t$$

$$\text{soit} \quad \frac{(CO_{2\ \text{dissous}})}{C_t} + \frac{(HCO_3^-)}{C_t} + \frac{(CO_3^{--})}{C_t} = 1$$

en divisant par $\frac{(CO_{2\ \text{dissous}})}{C_t}$, on obtient pour l'expression de la proportion de CO_2 dissous :

		pH=2	pH=3	pH=4	pH=4,46	pH=5	pH=6	pH=7	pH=8	pH=8,3	pH=8,49	pH=9	pH=10	pH=11	pH=12	pH=13
HCO_3^-	1	$5,5.10^{-10}$	$5,5.10^{-9}$	$5,5.10^{-8}$	$1,6.10^{-7}$	$5,5.10^{-7}$	$5,5.10^{-6}$	$5,5.10^{-5}$	$5,5.10^{-4}$	$10,96.10^{-4}$	$1,70.10^{-3}$	$5,5.10^{-3}$	$5,5.10^{-2}$	0,55	5,495	54,95
CO_3^{--}	2	$1,78.10^{-18}$	$1,78.10^{-16}$	$1,78.10^{-14}$	$1,5.10^{-13}$	$1,8.10^{-12}$	$1,8.10^{-10}$	$1,8.10^{-8}$	$1,8.10^{-6}$	$0,7.10^{-5}$	$1,7.10^{-5}$	$1,8.10^{-4}$	$1,8.10^{-2}$	1,78	177,83	17782,8
CO_{2d}	3	$1,60.10^{-5}$	$1,60.10^{-5}$	$1,60.10^{-5}$	$1,60.10^{-5}$	$1,6.10^{-5}$	$1,6.10^{-5}$	$1,6.10^{-5}$	$1,6.10^{-5}$	$1.6.10^{-5}$	$1.6.10^{-5}$	$1,6.10^{-5}$	$1,6.10^{-5}$	$1.6.10^{-5}$	$1.5.10^{-5}$	$1.6.10^{-5}$
C_t	4	$1,6.10^{-5}$	$1,60.10^{-5}$	$1,61.10^{-5}$	$1,62.10^{-5}$	$1,7.10^{-5}$	$2,15.10^{-5}$	$7,1.10^{-5}$	$5,7.10^{-4}$	$1,12.10^{-3}$	$1,73.10^{-3}$	$5,7.10^{-3}$	$7,28.10^{-2}$	2,33	183,3	17837,7
% HCO_3^-	5	$3.43.10^{-3}$	0,03	0,34	0,98	3,32	25,57	77,44	96,87	97,94	98,1	96,6	75,54	23,61	3,00	0,31
% CO_3^{--}	6	$1,11.10^{-11}$	$1,11.10^{-9}$	$1,10.10^{-7}$	$9,15.10^{-7}$	$1,07.10^{-5}$	$8,27.10^{-4}$	0,03	0,31	0,63	0,98	3,13	24,44	76,4	97,00	99,7
% CO_2	7	100,0	99,97	99,66	99,02	96,68	74,43	22,54	2,82	1,43	0,92	0,28	0,02	$6,87.10^{-4}$	$8,73.10^{-6}$	$8,96.10^{-8}$

Tableau VIII - Activités absolues et relatives des trois formes du carbone minéral en solution, en fonction du pH, à l'équilibre à + 10°C.

$$1 + \frac{(HCO_3^-)}{(CO_2 \text{ dissous})} + \frac{(CO_3^{--})}{(CO_2 \text{ dissous})} = \frac{1}{\frac{(CO_2 \text{ dissous})}{C_t}}$$

d'où, d'après ⑦ et ⑧ :

$$1 + \frac{K_1}{(H^+)} + \frac{K_2 K_1}{(H^+)2} = \frac{(CO_2 \text{ dissous})^{-1}}{C_t}$$

d'où $$\frac{CO_2 \text{ dissous}}{C_t} = (1 + \frac{K_1}{(H^+)} + \frac{K_1 K_2}{(H^+)^2})^{-1}$$

en opérant de la même manière pour les deux autres formes du carbone minéral, on obtient :

$$\frac{(HCO_3^-)}{C_t} = (\frac{(H^+)}{K_1} + 1 + \frac{K_2}{(H^+)})^{-1}$$

et $$\frac{(CO_3^{--})}{C_t} = (\frac{(H^+)}{K_1 K_2} + \frac{(H^+)}{K_2} + 1)^{-1}$$

<u>Cas d'une eau exposée à l'atmosphère terrestre et en contact avec du carbonate de calcium (système ouvert) : calcul des activités des différentes formes de carbone minéral et du pH d'équilibre.</u>

L'eau étant en contact avec du CO_3 Ca, l'équation de neutralité électrique ⑫ devient :

$$(H^+) + 2\ (Ca^{++}) = (OH^-) + (HCO_3^-) + 2\ (CO_3^{--})$$

soit ⑬ $$(H^+) = (OH^-)+(HCO_3^-) + 2\ (CO_3^{--}) - 2\ (Ca^{++})$$

en remplaçant les différents termes du second membre par leur expression en fonction du pH d'après les équations ②, ⑨, ⑩ et ⑪ on détermine le pH d'équilibre. En fait, l'expression ⑬ peut se simplifier considérablement si l'on néglige les ions OH^-, H^+ et CO_3^{--} :

$$2\ (Ca^{++}) = (HCO_3^-)$$

soit $\log 2 + \log (Ca^{++}) = \log (HCO_3^-)$

d'après ② (produit de solubilité de la calcite), $\log (Ca^{++}) = -\ 8{,}36 - \log(CO_3^{--})$
d'où $\log (HCO_3^-) = \log 2 - 8{,}36 - \log (CO_3^{--})$

d'après ⑪ , il vient :

$\log (HCO_3^-) = \log 2 - 8{,}36 - 2\ pH + 21{,}75$

d'où $\log (HCO_3^-) = 13{,}691 - 2\ pH$

d'après ⑩ ,

$13{,}691 - 2\ pH = pH - 11{,}26$

d'où $3\ pH = 24{,}951$

et $pH = 8{,}317$

d'après ⑩ et ⑪ , il vient :

$\log (HCO_3^-) = -\ 2{,}943$ d'où $(HCO_3^-) = 10^{-2{,}943}$ mole/l. Puisque 1 mole de $HCO_3 = 61{,}02$ g, $HCO_3^- = 10^{-\ 2{,}943}.\ 61{,}02 = 0{,}0696$ g/l

soit une concentration active de 69,6 mg/l en HCO_3^-

et $\log (CO_3^{--}) = -\ 5{,}117$ d'où $(CO_3^{--}) = 10^{-5{,}117}$ mole/l

puisque 1 mole de $CO_3^{--} = 60{,}00$ g, $CO_3^{--} = 10^{-5{,}117}.\ 60{,}00 = 0{,}00046$ g/l

soit une concentration active de 0,46 mg/l en CO_3^{--}.

<u>Ecriture des équilibres du système calco-carbonique en concentrations (pondérales ou molaires) : calcul du coefficient d'activité des différentes espèces.</u>

Jusqu'ici, la loi d'action de masse a été écrite pour des concentrations actives, ou activités, notée (x) pour l'ion x. Cela correspondait à la nécessité de décrire des équilibres thermodynamiques.

Or, les procédés analytiques utilisés pour déterminer les concentrations des différents ions* en solution fournissent des résultats exprimés

* Sauf pour le pH puisque la membrane de verre est sensible à l'activité de H^+.

en concentrations pondérales (unité courante : le mg/l) ou en molarité (nombre de mole de soluté par litre de solution). Il faut noter qu'en toute rigueur, les résultats devraient être exprimés en molalité (nombre de mole de soluté par kg de solvant noté $\{x\}$ pour l'ion x) mais que pour les eaux douces (minéralisation totale $\leqslant$ 1 g/l) molalités et molarités peuvent être confondues.

Il faut donc, pour obtenir des activités, multiplier les molalités par un coefficient appelé coefficient d'activité noté f_x pour l'ion n :

$$(x) = \{x\} . f_x$$

Chaque ion possède son propre coefficient d'activité, celui-ci n'étant pas constant, mais dépendant de son environnement ionique, donc de la charge et de la molalité des différents ions en solution ainsi que de la température.

L'environnement ionique peut être caractérisé par la force ionique μ :

$$\mu = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{n} \{x_i\} \; z_{x_i}^{2}$$

où $\{x_i\}$ = molalité ou molarité de l'ion x_i

z_{x_i} = charge de l'ion i

n = total des espèces ioniques présentes dans la solution.

L'équation de P. Debye et E. Huckel permet le calcul du coefficient d'activité de l'ion x_i lorsque la force ionique de la solution est inférieure à 0,05, en fonction de la force ionique μ et de la température absolue T :

$$\log f_{x_i} = \frac{A z_{x_i}^{2} \sqrt{\mu}}{1 + \mathring{a}_{x_i} B\sqrt{\mu}}$$

où A et B sont des constantes dépendant de la température et caractéristiques du solvant, et $\mathring{a}_{x_i}$ est une grandeur expérimentale qui dépend du diamètre effectif de l'ion hydraté dans la solution.

Les constantes A et B ont été calculées pour l'eau par plusieurs auteurs (Robinson et Stokes, 1955 ; Manov, Bates, Hamer et Acree, 1943, cités dans M. Louvrier, 1973). Les valeurs obtenues par ces deux groupes d'auteurs ne diffèrent que par la quatrième décimale (tableau n° IX). Un ajustement

effectué aux valeurs annoncées par Robinson et Stokes permet d'obtenir facilement A et B avec une excellente précision :

$$A = 0{,}3953 + 0{,}093 \quad e^{0{,}00815\ (T - 273{,}15)}$$

$$B = 0{,}299 + 0{,}0244 \quad e^{0{,}00688\ (T - 273{,}15)}$$

D'autre part, le tableau X (d'après Klotz, 1964), permet d'obtenir les valeurs de $\mathring{a}_{x_i}$:

$\mathring{a}_{x_i}$	ion x_i
3,0	K^+, Cl^-, NO_3^-
3,5	OH^-
4,25	Na^+, HCO_3^-, SO_4^{--}
4,50	CO_3^{--}
6,0	Ca^{++}, Fe^{++}
8,0	Mg^{++}
9,0	H^+

Tableau X - Valeur de $\mathring{a}_{x_i}$ pour les ions les plus courants.

Le système en équilibre : l'eau est saturée par rapport à la calcite.

Le système que nous avons étudié jusqu'à maintenant comporte trois phases : CO_2 gazeux, solvant aqueux, solide carbonaté. En considérant une calcite pure, on peut qualifier le système étudié de système de base.

Six équations (②, ④, ⑦, ⑧, ⑨, ⑬) ont permis de décrire les activités des 7 constituants (ou variables) : CO_2 dissous, (HCO_3^-), (CO_3^{--}), (Ca^{++}), (H^+), (OH^-), (pCO_2) lorsque le système de base est à l'équilibre. Cet état d'équilibre pourra donc être caractérisé par une relation biunivoque entre deux variables qui doivent être indépendantes. En toute rigueur, seul le couple (HCO_3^-) : f (pCO_2, ou CO_2 dissous, ou pH) peut être retenu, mais on peut aussi retenir le couple (Ca^{++}) = f (pCO_2, ou CO_2 dissous, ou pH) pour le système de base car $2(Ca^{++}) = (HCO_3^-)$ pour les valeurs de pH habituellement rencontrées dans la nature.

Ainsi, à l'équilibre, on peut écrire pour le système de base, en partant du produit de solubilité de la calcite :

$$Ks = (Ca^{++})\ (CO_3^{--})$$

d'après ⑧,

$$Ks = (Ca^{++})\ (HCO_3^{-})\ \frac{K_2}{(H^+)}$$

d'où : $(H^+) = (Ca^{++})\ (HCO_3^{-})\ \frac{K_2}{Ks}$

et en passant aux logarithmes :

$$\log (H^+) = \log (Ca^{++}) + \log (HCO_3^{-}) + \log K_2 - \log Ks$$

et ⑭ $pH = - \log (Ca^{++}) - \log (HCO_3^{-}) - \log K_2 + \log Ks$

En admettant $2\ (Ca^{++}) = (HCO_3^{-})$, on obtient :

$$pH = -2\log (Ca^{++}) - \log K_2 + \log Ks - \log 2$$

d'où, à température, force ionique et pCO_2 constantes :

$$pH_{éq} = -\ 2 \log (Ca^{++}) + cte$$

(en écrivant $pH_{éq}$ pour le différencier du pH mesuré)

ou encore :

$$pH_{éq} = -\ 2 \log (HCO_3^{-}) + cte$$

La courbe d'équilibre du système est donc une droite de pente - 2 dans le repère (pH, log (Ca^{++})) ou (pH, log (HCO_3^{-})), et la connaissance de l'une des variables permet de calculer les deux autres. En tous points de la courbe l'équilibre est réalisé et la saturation par rapport à la calcite atteinte.

<u>Le système en déséquilibre : l'eau est sous-saturée ou sursaturée vis-à-vis de la calcite.</u>

Les eaux naturelles sont le plus souvent hors de l'état d'équilibre par rapport à la calcite en raison des temps de contact entre phases qui ne

sont pas toujours assez longs devant les cinétiques de dissolution ou de précipitation. Cette explication ne vaut que dans le cas de systèmes entièrement ouverts par rapport à la phase gazeuse et à la phase solide, ce qui est le plus souvent le cas dans les aquifères de formations carbonatées, au moins pour la phase solide. L'état du système calco-carbonique résulte à chaque instant d'une interaction entre les conditions physico-chimiques auxquelles la solution est soumise (pression partielle de CO_2, existence ou absence de phase carbonatée, température) et la durée pendant laquelle elle y est soumise. L'étude de cet état apporte donc de très précieux renseignements à l'hydrogéologue travaillant sur des aquifères carbonatés puisque, par exemple, moyennant la connaissance de données même assez frustes sur la cinétique des divers équilibres constituant le système et des conditions physico-chimiques auxquelles il est soumis, il est possible de déduire des informations concernant le temps de transit des eaux dans l'aquifère.

Cela a conduit les auteurs à rechercher un moyen de caractériser et de quantifier l'écart pouvant exister entre la valeur d'une des trois variables considérées ci-dessus à l'équilibre et sa valeur effectivement mesurée sur l'eau étudiée.

W. Back (1963) propose d'étudier le rapport du produit des activités de Ca^{++} et de CO_3^{--} en solution au produit de solubilité de la calcite et définit un indice d'équilibre :

$$I_{sat} = \log (Ca^{++}) + \log (CO_3^{--}) - \log K_s$$

d'où, d'après ⑧ :

$$I_{sat} = \log (Ca^{++}) + \log (HCO_3^{-}) + pH_{mes} + \log K_2 - \log K_s \qquad ⑮$$

Le calcul de I_{sat} s'effectue à partir des dosages de Ca^{++}, HCO_3^{-}, et de la mesure du pH (pH_{mes}).

Lorsque $I_{sat} = 0$, l'eau est à l'équilibre et saturée vis-à-vis de la calcite ; elle est sursaturée pour des valeurs de I_{sat} positives et sous-saturée pour des valeurs négatives.

H. Roques (1972) propose de calculer la valeur du pH d'équilibre correspondant aux concentrations en HCO_3^{-}, Ca^{++} mesurées dans les eaux étudiées. D'après ⑧, nous avons en effet vu que, à l'équilibre :

$$pH_{éq} = - \log (Ca^{++}) - \log (HCO_3^-) - \log K_2 + \log K_s \qquad (16)$$

La comparaison entre ce pH d'équilibre et le pH mesuré (pH_{mes}) s'obtient en posant :

$$\Delta pH = pH_{mes} - pH = pH_{mes} + \log (Ca^{++}) + \log (HCO_3^-) + \log K_2 - \log K_s \qquad (17)$$

Cette expression est absolument identique à celle de l'indice de saturation de Back. A ce stade, il n'y a donc pas de différence entre les deux indices, dont la signification et la valeur sont les mêmes.

Partant de l'expression du pH calculé en fonction des valeurs de concentration en ions mesurées, H. Roques a apporté plusieurs corrections destinées à mieux approcher les valeurs de pH et de concentration en HCO_3^- d'équilibre. Les droites d'équilibre étant tracées dans le plan (pH, log TAC), nous reprendrons tout d'abord l'expression du pH d'équilibre écrite en fonction des concentrations en ions HCO_3^- et Ca^{++} exprimées en degrés français.

Par définition, on peut écrire :

$$TAC = 5.10^3 (\{OH\}^- + \{HCO_3^-\} + 2\{CO_3^{--}\})$$

et $\quad TH\ Ca^{++} = 10^4 \{Ca^{++}\}$

TAC et TH Ca^{++} sont respectivement le titre alcalimétrique complet et le titre hydrotimétrique calcique. Ils sont exprimés en degrés français.

Le TAC correspond à la somme des ions OH^-, CO_3^{--}, HCO_3^-, mais aux pH rencontrés le plus souvent dans les eaux issues de massifs calcaires, les ions OH^- et CO_3^{--} sont négligeables, et $TAC = 5.10^3 \{HCO_3^-\}$.

Les activités des ions HCO_3^- et Ca^{++} peuvent donc s'écrire :

$$(HCO_3^-) = TAC\ 2.10^{-4} \cdot f_{HCO_3^-}$$

et

$$(Ca^{++}) = TH\ Ca^{++}\ 10^{-4}\ f_{Ca^{++}}$$

d'où :

$$pH = - \log TH\ Ca^{++} - \log f_{Ca^{++}} + \log 10^4 - \log TAC - \log f_{HCO_3^-} + \log 5.10^3 - \log K_2 + \log K_s$$

en posant $A = 7{,}7 + \log K_s - \log K_2$

et $B = \log f_{Ca^{++}} + \log f_{HCO_3^-}$, il vient :

$$\boxed{pH_{éq} = A - B - \log TAC - \log TH\ Ca^{++}} \qquad (18)$$

Les termes A et B sont tous deux fonctions de la température, et de la force ionique pour le terme B. Ils peuvent être calculés aisément à partir des données de la littérature. Les constantes utilisées lors de la mise en oeuvre de la méthode graphique de résolution de l'équation (18) proposée par H.Roques (1972) sont une moyenne des valeurs obtenues par Maronny (1961), Nasanen (1946), Harned-Scholes (1941) pour K_2, et les valeurs du produit de solubilité de la calcite obtenues par H. Roques (1964) pour K_s. Les coefficients d'activité sont calculés à partir de la formule de Debye et Huckel. La variation de A et de B se traduit par une variation de l'ordonnée à l'origine de la droite d'équilibre dans le plan (pH, log TAC).

Correction de l'effet des sels homoioniques (effet d'ion commun)

Soit un solide XY dont le produit de solubilité est $(X^+)_{XY}\ (Y^-)_{XY} = K_s$. A l'équilibre :

$$(X^+)_{XY} = (Y^-)_{XY} = \sqrt{K_s}$$

Si l'ion (X^+) est déjà présent en solution, par suite de la dissolution d'un autre sel XZ, l'ion (X^+) est commun aux deux sels. Les (X^+) provenant de XZ sont notés $(X^+)_{XZ}$. Après dissolution de XY, on peut écrire :

$$(X^+)_{total} = (X^+)_{XY} + (X^+)_{XZ} \text{ et } (X^+)_{total}\ (Y^-)_{XY} = K_s$$

et

$$((X^+)_{XY} + (X^+)_{XZ})\ (Y^-)_{XY} = K_s$$

avec $(X^+)_{XY} = (Y^-)_{XY}$

Cela entraîne que $(Y^-)_{XY} < \sqrt{K_s}$ et donc $(X^+)_{XY} < \sqrt{K_s}$

d'où $(X^+)_{XY}\ (Y^-)_{XY} = K'_s$

avec $K'_s < K_s$.

Le produit de solubilité apparent K'_s est inférieur à K_s. La présence d'un ion commun diminue donc la solubilité des sels.

Dans le système de base, nous avons vu que l'on pouvait écrire : $(HCO_3^-) = 2(Ca^{++})$ pour les pH communément rencontrés. En exprimant cette relation en degrés français :

$$TAC = TH\ Ca^{++} \text{ ou } \frac{TAC}{THCa^{++}} = 1$$

Si l'ion HCO_3^- ou Ca^{++} proviennent de la dissolution, d'autres sels que la calcite (sels étrangers au système de base), le rapport sera différent de 1.

L'expression (18) peut s'écrire :

$$pH = A - B - \log TAC - \log TH\ Ca^{++} - \log TAC + \log TAC$$

d'où :

$$pH = A-B - 2 \log TAC - \log TH\ Ca^{++} + \log TAC$$

et

$$\boxed{pH_{éq} = A - B - 2 \log TAC + \log \frac{TAC}{THCa^{++}}} \qquad (19)$$

A température, force ionique et rapport $\frac{TAC}{THCa^{++}}$ constants, la courbe d'équilibre est une droite de pente -2 dans le plan (pH, log TAC) car :

$$pH_{éq} = Cte - 2\log TAC$$

Comme celles dûes à la force ionique et à la température, la correction dûe a l'éffet d'ion commun peut donc s'effectuer par modification de l'ordonnée à l'origine de la droite d'équilibre.

Correction dûe à la formation d'ions complexes

La formation de paires d'ions (ions complexes) et de molécules non ionisées entre les cations divalents et les ions HCO_3^- et CO_3^{--} a été mise en évidence de longue date (Grennwald I., 1941) selon les réactions suivantes :

$$(G) \quad HCO_3^- + Me^{++} \rightleftarrows MeHCO_3^+$$

et

$$(H) \quad CO_3^{--} + Me^{++} \rightleftarrows MeCO_3^o$$

auxquelles correspondent les équilibres :

$$K_4 = \frac{(HCO_3^-)(Ca^{++})}{(Ca\ HCO_3^+)} \qquad (20)$$

$$K_{4'} = \frac{(HCO_3^-)(Mg^{++})}{(Mg\ HCO_3^+)} \qquad (21)$$

$$K_5 = \frac{(CO_3^{--})(Ca^{++})}{(CO_3\ Ca^o)} \qquad (22)$$

$$K_{5'} = \frac{(CO_3^{--})\ (Mg^{++})}{(CO_3Mg^o)} \qquad (23)$$

Le tableau XI donne la valeur de ces constantes à + 22°C (Greenwald I, 1941), à + 10°C (Roques H., 1964) et à + 25°C (R.M. Garrels, M.E. Thompson et R. Siever, 1961).

	pK à + 10°C (Roques H.,1964)	pK à + 22°C (Greenwald I.,1941)	pK à + 25°C Garrels R.M. et al.,1961
pK_4 ($Ca\ HCO_3^+$)		+ 0,796	
$pK_{4'}$ ($Mg\ HCO_3^+$)	+ 1,10	+ 0,770	
pK_5 ($CO_3\ Ca^o$)		+ 3,000	
$pK_{5'}$ ($CO_3\ Mg^o$)	+ 3,305	+ 2,367	+ 3,4

Tableau XI : Valeur des constantes de dissociation des complexes et molécules non ionisées d'après plusieurs auteurs.

Pour le calcium, Jacobson et Langmuir (1974) proposent les lois de variations en fonction de la température suivantes :

$$\log K_5 = -5{,}59 + \frac{713{,}3}{T} \qquad (24)$$

d'après les valeurs de Reardon et Langmuir,

et

$$\log K_4 = 2{,}95 - 0{,}0133\ T \qquad (25)$$

d'après les valeurs de Reardon, Jacobson et Langmuir (1973).

(T = température absolue en °K).

La prise en compte intégrale de ces expressions alourdit considérablement le calcul, ce qui ne se justifie pas, notamment pour les complexes du calcium dont l'influence est négligeable sur la solubilité de la calcite, comme l'a montré l'expérimentation menée par H. Roques (1964).

Par contre, des ajouts de $Mg\ Cl_2$ au système de base CO_2-H_2O-$CaCO_3$ ont entraîné une augmentation de la solubilité limite de la calcite qui ne peut être négligée, et qui se traduit dans l'équation (19) par une augmentation du pH d'équilibre, ce qui peut s'écrire :

$$pH_{éq} = A-B - 2 \log TAC + \log \frac{TAC}{THCa^{++}} + pH_c$$

Le graphe $pH_c = f\{Mg^{++}\}$ ayant été publié (Roques, 1972), il est possible d'en donner l'expression analytique suivante :

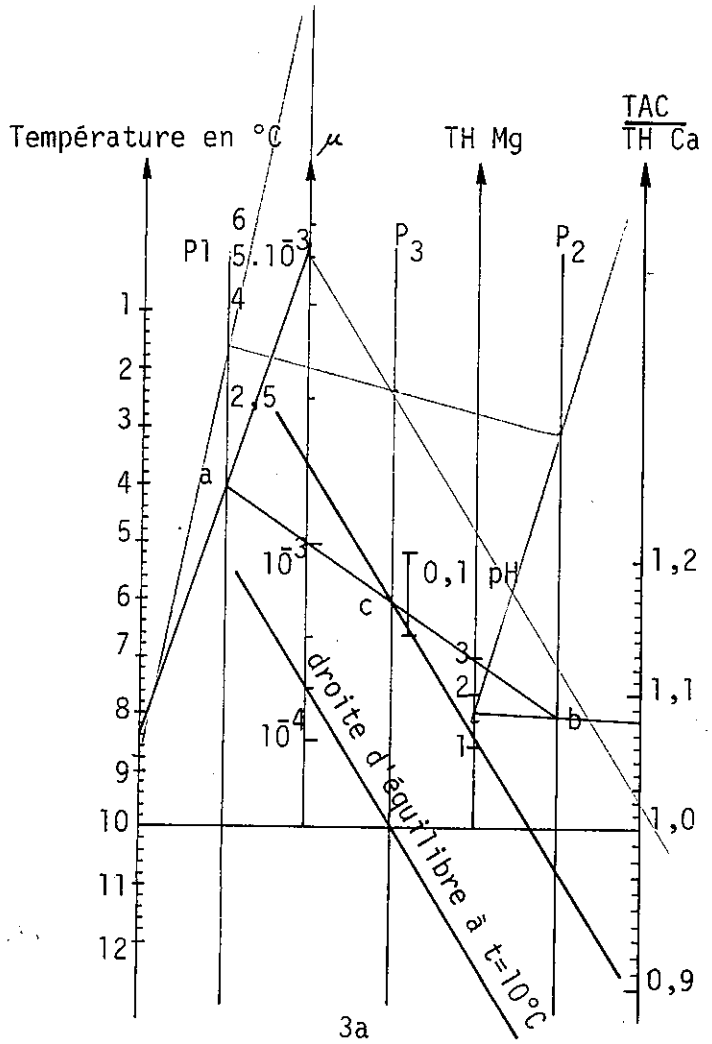
$$pH_c = 2{,}3491\ \{Mg^{++}\}^{0{,}4784} \qquad (26)$$

Comme les précédentes, cette correction s'effectue par addition graphique dans le plan (pH, log TAC).

Utilisation de la méthode graphique de Roques

Dans le plan (pH, log TAC), toutes les droites d'équilibre ont une pente égale à -2. Leur position est définie d'après leur ordonnée à l'origine déterminée dans le graphe annexe de construction (figure 3a) par rapport à la droite d'équilibre d'une eau à 10°C, de force ionique tendant vers zéro, pour laquelle $\{Mg\} = 0$ et $\frac{TAC}{THCa^{++}} = 1$.

Ce graphe s'utilise de la façon suivante :



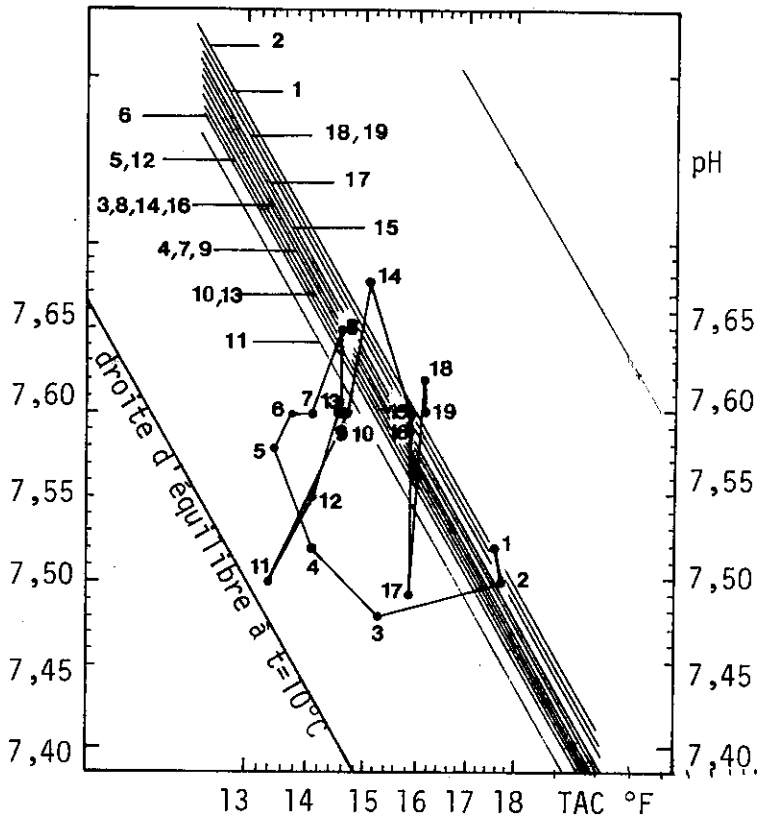


Figure n° 3 : Graphe annexe de construction (figure n° 3a) et représentation des droites d'équilibre et des points correspondant aux prélèvements effectués à l'exutoire pérenne du système de Prérouge lors de la crue du 18 juillet 1975 (figure n° 3b). La construction du graphe 3a est celle de l'échantillon n°1 (voir tableau n° XII).

- reporter sur les différents axes verticaux les points représentatifs des paramètres de l'eau.
- joindre par un segment de droite les points représentatifs de la température et de la force ionique d'une part, de la concentration en Mg^{++} et du rapport $\frac{TAC}{THCa^{++}}$ d'autre part. L'intersection de ces segments avec les droites pivots P_1 et P_2 donne les points a et b.
- en reliant ces deux points par un segment de droite, on obtient un point c intersection avec la droite pivot P_3 graduée en pH. La droite d'équilibre, de pente -2, passe par ce point. L'écart lu sur la droite P_3 permet de tracer la droite dans le plan (pH, log TAC) : figure 3b.

Remarques - 1 - Le graphe de construction publié par H. Roques en 1972 comporte une erreur portant sur le rapport $\frac{TAC}{THCa}$. Celui-ci est inversé, comme l'a montré A. Aminot (1975). Une correction est donc nécessaire à ce niveau par rapport à la publication originelle.

2 - Les concentrations en Mg^{++} sont ici exprimées par le titre hydrotimétrique magnésien (TH Mg^{++}), en degrés français.

$$1°F = 10^{-3} \{Mg^{++}\}$$

Le report des valeurs de TAC et pH mesurées permet de situer l'eau par rapport à sa droite d'équilibre : toute eau située au-dessus de la droite d'équilibre est sursaturée vis-à-vis de la calcite, sous-saturée si elle est située en-dessous. A TAC constant, l'écart entre le pH mesuré et le pH d'équilibre ΔpH, s'obtient graphiquement sans difficulté.

Exemple d'application : crue du 18 juillet 1975 sur le système de Prérouge.

Le tableau XII réunit toutes les données nécessaires au traitement. La force ionique a été déterminée à partir du TAC, d'après le graphe proposé par H. Roques (1962), la contribution des ions étrangers au système calco-carbonique étant quasiment négligeable.

Un exemple de correction est reporté sur la figure 3a. Les droites d'équilibre et les points représentatifs des eaux sont indiqués sur la figure 3b. On constate qu'il est possible de tracer l'évolution de l'eau vis-à-vis de la calcite au cours de la crue. L'étude détaillée des résultats est menée au paragraphe 1.1.2.2.2. du chapitre IV.

Date, heure et n° de l'échantillon	Θ°C	pH_{mes}	TAC	$THCa^{++}$	$\frac{TAC}{THCa^{++}}$	$THMg^{++}$	$\mu x10^{-3}$	ΔpH
18.7.75 12 h 30 1	8,30	7,52	17,55	16,25	1,08	1,55	5,4	-0,01
14 h 00 2	8,35	7,50	17,70	16,40	1,08	1,60	5,5	-0,01
15 h 25 3	8,05	7,48	15,30	14,50	1,06	1,10	4,7	-0,14
16 h 30 4	7,80	7,52	14,10	13,40	1,05	1,20	4,35	-0,17
17 h 30 5	7,75	7,58	13,45	12,95	1,04	1,15	4,1	-0,14
19 h 30 6	7,80	7,60	13,75	13,40	1,03	0,85	4,2	-0,09
20 h 40 7	7,85	7,60	14,10	13,45	1,05	1,05	4,35	-0,09
22 h 00 8	7,85	7,65	14,60	13,80	1,06	1,10	4,45	+0,00
24 h 00 9	7,85	7,60	14,60	14,00	1,04	1,20	4,45	-0,06
19.7.75 2 h 00 10	7,80	7,60	14,65	14,00	1,05	0,80	4,5	-0,04
4 h 00 11	7,70	7,50	13,40	13,25	1,01	0,65	4,1	-0,21
6 h 30 12	7,75	7,55	14,10	13,60	1,04	0,80	4,35	-0,13
9 h 00 13	7,80	7,60	14,55	14,00	1,04	1,10	4,45	-0,05
14 h 30 14	7,80	7,68	15,10	14,35	1,05	1,10	4,65	+0,06
19 h 30 15	7,90	7,60	15,85	14,75	1,07	1,15	4,85	+0,02
20.7.75 11 h 45 16	8,20	7,59	15,85	14,95	1,06	1,15	4,85	+0,01
21.7.75 9 h 00 17	8,00	7,49	15,80	15,45	1,02	1,15	4,85	-0,10
23.7.75 12 h 45 18	8,10	7,62	16,15	15,40	1,05	1,15	4,95	+0,04
24.7.75 9 h 40 19	8,20	7,60	16,20	15,40	1,05	1,30	5,0	+0,02

Tableau XII - Système de Prérouge - Crue du 18 Juillet 1975. Données nécessaires au traitement de l'équilibre calco-carbonique.

Calcul du CO_2 dissous et de la pCO_2 (à l'équilibre) :

à l'équilibre, l'équation ⑦ permet le calcul de la concentration de CO_2 dissous :

$$(27) \quad (CO_{2\ dissous}) = \frac{(HCO_3^-)\ (H^+)}{K_1}$$

et l'équation ④ permet celui de la pression partielle de CO_2 gazeux en équilibre avec la solution :

$$(28) \quad pCO_2 = \frac{(HCO_3^-)\ (H^+)}{K_1 . K_o}$$

Bien que ces équations ne puissent être utilisées, en toute rigueur, qu'à l'équilibre, H. Roques (1962) a proposé de les appliquer aux valeurs de (HCO_3^-) et (H^+) mesurées en admettant l'équilibre réalisé. Dès lors, on peut calculer une pCO_2 équilibrante fictive en contact avec la solution supposée à l'équilibre. Cette approximation se justifie par la constatation selon laquelle les eaux issues de massifs carbonatés sont assez rarement très éloignées de l'état d'équilibre. Il en résulte que l'estimation de pCO_2 ainsi réalisée se justifie pleinement, puisqu'elle constitue la seule façon d'obtenir une indication sur les caractéristiques de la phase gazeuse régnant à l'intérieur du massif.

Bibliographie de l'Annexe II

AMINOT A. (1975) - Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. 4 - le pH : aspect théorique, mesure et interprétation géochimique. Ann. Spéléol., 30, 1, p. 7-20.

BACK W. (1963) - Preliminary results of a study of calcium carbonate saturation of groundwater in central Florida. Intern. Assoc. Sci. Hydrology Pub. 8(3), p. 43-51.

DEBYE D. et HUCKEL E. (1923) - Zur Theorie der Electrolyte. Physikalische Zeitschrift, 24, 9, p. 185-206.

GARRELS R.M., THOMPSON M.E., SIEVER R. (1961) - Amer. J. Sci., 259, p. 24-25.

GREENWALD I. (1941) - J. Biol. Chem., 141, p. 789.

HARNED H.S. et SCHOLES S.R. (1941) - The ionisation constant of HCO_3^- from 0 to 50°C. J. Amer. Chem. Soc. 63, p. 1706-1709.

HARNED H.S. et DAVIS R. (1943) - The ionisation constant of carbonic acid in water and the solubility of carbon dioxide in water and aqueous salt solutions from 0 to 50°C. J. Amer. Chem. Soc. 65, p. 2030-2037.

HARNED H.S. et OWEN B.B. (1958) - The physical chemistry of electrolytic solutions. 3nd ed., Reinhold, New-York.

JACOBSON R.L. et LANGMUIR D. (1974) - Dissociation constants of calcite and $CaHCO_3^+$ from 0 to 50°C. Geoch. et Cosmoch. Acta, 38, 2, p. 301-318.

LARSON T.E., BUSWELL A.M. (1942) - Calcium carbonate saturation index and alkalinity. Interpretations. Journal Amer. Water Works Assoc., 34, p. 1667-1684.

LOUVRIER M. (1973) - Saturation d'une eau par rapport à la calcite. Programme CASAT (Agressivité-incrustation des eaux). BRGM 73 SGN 038 AME.

MARONNY G. (1961) - Bull. Soc. Chim., 5, p. 893.

NASANEN (1946) - Suomen Kemistil, 19, 90.

OLIVE P. (1976) - Le système $CO_2/H_2O/CaCO_3$: memento pratique. Texte revu et complété en 1978, publication n° 178.

PATTERSON A., ETTINGER R. (1960) - Z. Elektrochemie, 64, p. 98-110.

REARDON E.J. et LANGMUIR D. (1973) - Thermodynamic properties of $MgCO_3°$ and $CaCO_3°$ ion pairs from 10 to 50°C. En préparation, cité dans Jacobson et Langmuir, 1974.

REARDON E.J., JACOBSON R.L. et LANGMUIR D. (1973) - Dissociation constants of $CaHCO_3+$ and $MgHCO_3+$ ions pairs from 10 to 50°C. Trans. Amer. Geophys. Union 54, 260.

ROQUES H. (1962) - Considérations théoriques sur la chimie des carbonates (2ème mémoire). Ann. Spéléol., 17, 2, p. 241-284.

ROQUES H. (1964) - Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes CO_2-H_2O-carbonates. Ann. Spéléol., t. 19, f. 2, p. 255-484.

ROQUES H. (1972) - Sur une nouvelle méthode graphique d'étude des eaux naturelles. Annales de Spéléologie, t. 27, f. 1, p. 78-92.

STUMM W. et MORGAN S.S. (1970) - Aquatic chemistry. Wiley Interscience Ed., New-York, 583 p.

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

27 SEP. 1982