HAL
open science

Etude hydrogéologique de la haute vallée de la Vernaison et de ses bordures - Vercors - Alpes françaises

Jean Louis Barbier

To cite this version:

Jean Louis Barbier. Etude hydrogéologique de la haute vallée de la Vernaison et de ses bordures - Vercors - Alpes françaises. Hydrologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1972. Français. NNT : . tel-00606711

HAL Id: tel-00606711

https://theses.hal.science/tel-00606711v1

Submitted on 7 Jul 2011

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

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

Doctorat de 3e Cycle

N° d'ordre

THESE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR DE 3e CYCLE

spécialité Sciences de la Terre

mention Géologie Appliquée

PAR

Jean-Louis BARBIER

ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DE LA HAUTE VALLEE DE LA VERNAISON ET DE SES BORDURES

SOUTENUE LE JUIN 1972 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

MM R. MICHEL PROFESSEUR PRESIDENT

J. DEBELMAS PROFESSEUR

J. SARROT REYNAULD PROFESSEUR DIRECTEUR DE THESE

EXAMINATEURS

P. RENAULT CHARGE DE RECHERCHES AU C N R S

INVITE

Claude,

Ce travail, je comptais, alors que je venais de le commencer, pouvoir en parler avec toi.

Tout le Vercors t'aimait, Claude POMMIER, spéléologue passionné par ce coin de terre drômoise. Sous ta direction le spéléologue devenait un scientifique et le premier tu as montré que ce spéléologue pouvait être autre chose qu'une "bête à records".

Tu ne liras pas ce texte, mais je te le dédie. Bien que dirigeant un groupe différent tu étais pour nous aussi " LE COLON".

AVANT-PROPOS

Terminant par ce mémoire mes études supérieures, je pense avec reconnaissance à tous ceux qui m'ont initié à la Géologie, depuis que spéléologue intéressé par ses découvertes, j'ai choisi de comprendre la genèse du monde souterrain par l'étude de la Géologie.

Ces remerciements s'adressent à tous ceux à qui je dois d'être aujourd'hui, un géologue.

Monsieur le professeur R. BARBIER qui, au début de mes études de géologie me fit comprendre la beauté et l'intérêt à la fois du métier de géologue.

Monsieur le professeur J. DEBELMAS qui m'initia à la découverte et à la compréhension de la tectonique d'une chaîne de montagne.

Monsieur le professeur R. MICHEL qui me fit partager son amour de la géologie de terrain dans le massif Central.

Monsieur le professeur J. SARROT-REYNAULD qui, depuis de nombreuses années, guide mon travail, ne négligeant ni ses conseils, ni son temps pour que cette thèse puisse voir le jour.

Tous les enseignants de l'Institut Dolomieu qui contribuèrent à mon initiation à la Géologie et m'inculquèrent l'amour de la géologie de terrain.

Beaucoup d'autres sont a remercier pour la part qu'ils prirent à la genèse de ce mémoire.

Mes camarades du Spéléo Club Vercors de la Chapelle-en-Vercors.

Mes camarades de 3e cycle par l'ambiance régnant à l'Institut Dolomieu.

Madame TELMAT et Monsieur CHABERT, sans qui ce mémoire en serait resté à sa plus simple expression, ainsi que tout le personnel du Laboratoire.

Je tiens enfin a remercier mes parents qui m'ont toujours encouragé, tout au long des années universitaires.

TABLE DES MATIERES

Pages

INTRODUCTION

1. - ORIGINE DE L'ETUDE 3

2. - CADRE GEOGRAPHIQUE 3
2.1. - LE MASSIF DU VERCORS 3
2.2. - CADRE DE L'ETUDE 4

3. - CADRE GEOLOGIQUE SOMMAIRE 5

CHAPITRE 1 - HYDROLOGIE ET FACTEURS LA CONDITIONNANT

1. - CLIMAT DU VERCORS MERIDIONAL - GENERALITES 9

2. - HYDROLOGIE - CARACTERES PHYSIQUES 9
2.1. - PLUVIOMETRIE 9
2.2. - LES TEMPERATURES 11
2.3. - EVAPOTRANSPIRATION 12
2.3.1. - Méthode de Turc 12
2.3.2. - Méthode de Coutagne 12
2.3.3. - Méthode de Thornthwaite 13
2.3.4. - Discussion des formules 13
2.4. - HYDROLOGIE DE SURFACE 14

3. - CONCLUSION GENERALE 16

CHAPITRE II - ROLE DES FORMATIONS RENCONTREES

1. - L'HAUTERIVIEN 21
1.1. - CIRCULATIONS IMPORTANTES 21
1.2. - CIRCULATIONS REDUITES 22

2. - LE BARREMIEN ET L'APTIEN 22
2.1. - LES FACIES NORD OU URGONIENS 22
2.1.1. - La couche à panopées 23
2.1.2. - La masse urgonienne 23
2.1.3. - Les circulations 23

Pages

2.2. - LES FACIES SUD OU DE TRANSITION 24
2.2.1. - Le Barrémien inférieur marneux 24
2.2.2. - Les calcaires à débris et les calcaires beiges 24
2.2.3. - Les calcaires à rudistes 24
2.2.4. - Les circulations 25

3. - LES FORMATIONS APTO-ALBIENNES 25

4. - LE CRETACE SUPERIEUR 25
4.1. - CARACTERES PHYSIQUES 27
4.2. - LES CIRCULATIONS 27

5. - LES FORMATIONS GLACIAIRES DU VERCORS MERIDIONAL 28
5.1. - LES GRANDS TYPES 28
5.1.1. - Les arcs morainiques 28
5.1.2. - Les placages 28
5.1.3. - Problèmes des sables de Pré-Grandu ...../. 28
5.2. - CARACTERES PHYSIQUES DES FORMATIONS GLACIAIRES 29
5.2.1. - Composition générale 29
5.2.2. - Etude de quelques exemples types 30
5.2.2.1. - Les moraines standard 30
5.2.2.2. - Les chenaux 32
5.3. - SYNTHESE 32
5.3.1. - Evolution glaciaire 32
5.3.2. - Les circulations 33

6. - LES EBOULIS 33

7. - LES ALLUVIONS RECENTES 33

8. - CONCLUSION 34

CHAPITRE III - TECTONIQUE ET ROLE DANS LES CIRCULATIONS ACTUELLES

1. - TECTONIQUE DU SECTEUR ETUDIE - GENERALITES 37
1.1. - LE PLATEAU DE LA FORET DOMANIALE 37
1.2. - LE SYNCLINAL DE LA VERNAISON ET SES BORDURES 38

2. - EVOLUTION GEOLOGIQUE DU VERCORS MERIDIONAL 39
2.1. - LE CRETACE INFERIEUR 39
2.2. - LE CRETACE SUPERIEUR 39
2.3. - LE TERTIAIRE 39
2.4. - SYNTHESE GENERALE 42

3. - ROLE DES PHASES TECTONIQUES SUCCESSIVES 43
3.1. - GENERALITES 43
3.2. - EVOLUTION DE LA FRACTURATION 45
3.3. - INFLUENCE DE DEUX PHASES TECTONIQUES SUR LES CIRCULATIONS 48

4. - CONCLUSION 49

Pages

CHAPITRE IV - SOURCES ET CIRCULATIONS

1. - LES SOURCES 53
1.1. CRITERES D'IDENTIFICATION DES SOURCES 53
1.1.1. - La température 53
1.1.1.1. - Les familles de sources 53
1.1.1.2. - Synthèse 55
1.1.2. - La résistivité 55
1.1.2.1. - Les familles de sources 57
1.1.2.2. - Synthèse 57
1.1.3. - Chimie des eaux 57
1.1.3.1. - Les types de sources 59
- problème des sources de moraines 61
- composition des eaux karstiques 61
1.1.3.2. - Synthèse 62
1.2. - ETUDE DES SOURCES PAR FAMILLE 63
1.2.1. - Les sources karstiques profondes 63
1.2.1.1. - Géologie 63
1.2.1.2. - Caractéristiques 63
1.2.1.3. - Synthèse 65
1.2.2. - Les sources karstiques superficielles 65
1.2.2.1. - Sources liées à une intercalation marneuse 65
1.2.2.1.1. - Géologie 65
1.2.2.1.2. - Caractéristiques 66
1.2.2.2. - Sources liées à la seule fissuration 67
1.2.2.2.1. - Sources de haute altitude 67
1.2.2.2.2. - Karst superficiel de la forêt domaniale et du synclinal de la Vernaison 67
1.2.3. - Sources liées au Quaternaire 68
1.2.3.1. - Géologie générale 68
1.2.3.2. - Caractéristiques 68
1.2.3.2.1. - Liaison résistivité température débit 68
1.2.3.2.2. - Décrue et tarissement 73
1.2.3.2.3. - Particularités chimiques 76
1.2.4. - Sources mixtes 82
1.2.4.1. - Géologie générale 82
1.2.4.2. - Caractéristiques 82
1.2.5. - Conclusion 83

2. - LES CIRCULATIONS 84
2.1. - LES CIRCULATIONS DE SURFACE 84
2.1.1. - Evolution des caractères lors d'une fonte des neiges 84
2.1.2. - Pertes de la Vernaison et crues avec apports karstiques 86
2.2. - LES CIRCULATIONS KARSTIQUES PROFONDES 88
2.2.1. - Généralités 88
2.2.2. - Décrue et tarissement de la grotte de Bournillon 89
2.2.2.1. - Méthode utilisée 89
2.2.2.2. - Application au cas considéré 91
2.2.2.2.1. - Liaison Luire-Bournillon 91
2.2.2.2.2. - Décrue et tarissement 91
2.3. - CONCLUSION 101

3. - CONCLUSION GENERALE 101

Pages

CHAPITRE V - KARST ET PALEOKARST

1. - LES MANIFESTATIONS KARSTIQUES 105
1.1. MANIFESTATIONS KARSTIQUES DU CRETACE SUPERIEUR 105
1.1.1. - Karst en activité 105
1.1.2. - Karst ancien 105
1.2. - MANIFESTATIONS PSEUDO-KARSTIQUES ALBIENNES 107
1.3. - MANIFESTATIONS KARSTIQUES DE LA LUMACHELLE 107
1.4. - "LE GRAND KARST DU VERCORS" 107
1.4.1. - Karst en activité 107
1.4.1.1. - Les puits à neige 107
1.4.1.2. - Zone évoluée et collecteurs 109
1.4.2. - Le karst ancien 110

2. - CREUSEMENT ET FONCTIONNEMENT DU KARST DU VERCORS 112
2.1. - GENERALITES 112
2.2. - STADE D'EVOLUTION DU KARST DU VERCORS 113
2.3. - LES AXES DE CREUSEMENT DU KARST 114
2.3.1. - Liaison karstification fissuration 114
2.3.2. - Problème du sens de creusement 115

3. - PALEOKARST DU VERCORS MERIDIONAL 117
3.1. - MISE EN EVIDENCE - FACTEUR MORPHOLOGIQUE 117
3.2. - LE KARST ANCIEN ET LA TECTONIQUE 120
3.3. - LE PALEOKARST DU VERCORS - EVOLUTION 122

4. - CONCLUSION 126

CONCLUSION GENERALE 129

BIBLIOGRAPHIE 133

LISTE DES FIGURES

Planches	Figures			Pages
1	1	Carte générale	Introduction	2
2	2	Schéma structural	"	5
3	3	Répartition des pluies	Chapitre 1	10
4	4	Les bassins versants	"	15
5	5	Courbes hypsométriques	"	17
"	6	"	"	17
"	7	"	"	17
6	8	Faciès de l'Urgonien	Chapitre II	26
"	9	Granulométrie Crétacé supérieur	"	26
7	10	Granulométrie quaternaire	"	31
8	11	Coupes de la vallée	Chapitre III	40
"	12	"	"	40
9	13	"	"	41
10	14	Fracturation-karstification	"	44
11	15	Tectonogramme	"	46
12	16	Karst et Fissuration	"	47
"	17	"	"	47
"	18	"	"	47
13	20	Température des sources	Chapitre IV	54
14	21	Teneur en sels - résistivité	"	56
15	22	pH et titre en CO_3Ca	"	60
16	23	Source de Combe Mâle	"	64
"	24	"	"	64
17	25	Source de Font Froide	"	66
18	26	Source des Rochas	"	69
"	27	Source des Berts	"	69
19	28	Rochas, débit	"	70
"	29	Rochas, résistivité	"	70
"	30	Rochas, température	"	70
20	31	Berts, débit	"	71
"	32	Berts, résistivité	"	71
"	33	Berts, température	"	71
21	34	Trucs, débit	"	72
"	35	Trucs, résistivité	"	72
"	36	Trucs, température	"	72
22	37	Infiltrations	"	74
"	38	Décrue et tarissement Rochas	"	74
22b	38b	Diagramme de Schoeller	"	77
23	39	Sources de la Vernaison	"	79
"	40	Source des Liotards	"	79
24	40b	Vernaison, débit	"	80
"	41	Vernaison, résistivité	"	80
"	42	Vernaison, température	"	80

Planches	Figures			Pages
25	43	Liotards, débit	Chapitre IV	81
"	44	Liotards, résistivité	"	81
"	45	Liotards, température	"	81
26	46	Vernaison, rivière	"	85
"	47	Fonte des neiges	"	85
"	48	"	"	85
27	49	Crue de la Vernaison	"	87
"	50	"	"	87
"	51	"	"	87
28	52	Liaison Luire-Bournillon	"	90
"	53	"	"	90
29	54	Décrue et tarissement	"	92
"	55	"	"	92
30	56	Loi de l'infiltration	"	93
"	57	"	"	93
31	58	Loi de la décrue	"	95
"	59	"	"	95
32	60	Coupes de la vallée, crues	"	97
"	61	"	"	97
33	62	Crue de décembre 1968	"	100
"	63	Pluviométrie de décembre 1968	"	100
35	65	Gouffre de Chantelauze	Chapitre V	106
"	66	Gouffre Vincens	"	106
"	67	"	"	106
36	68	Gouffre Chassillan, plan	"	107
37	69	" , coupe	"	109
38	70	Particularités	"	111
"	71	"	"	111
"	72	"	"	111
"	73	"	"	111
"	74	"	"	111
39	75	Fractures affectant le karst	"	118
"	76	"	"	118
40	77	"	"	119
"	78	"	"	119
41	80	Gouffre Chassillan, fractures	"	121
42	81	Panorama géologique	"	122
43	82	Evolution karstique	"	124
"	83	"	"	124
44	84	"	"	125
45	85	La Luire, creusement	"	116
"	86	"	"	116
"	87	"	"	116

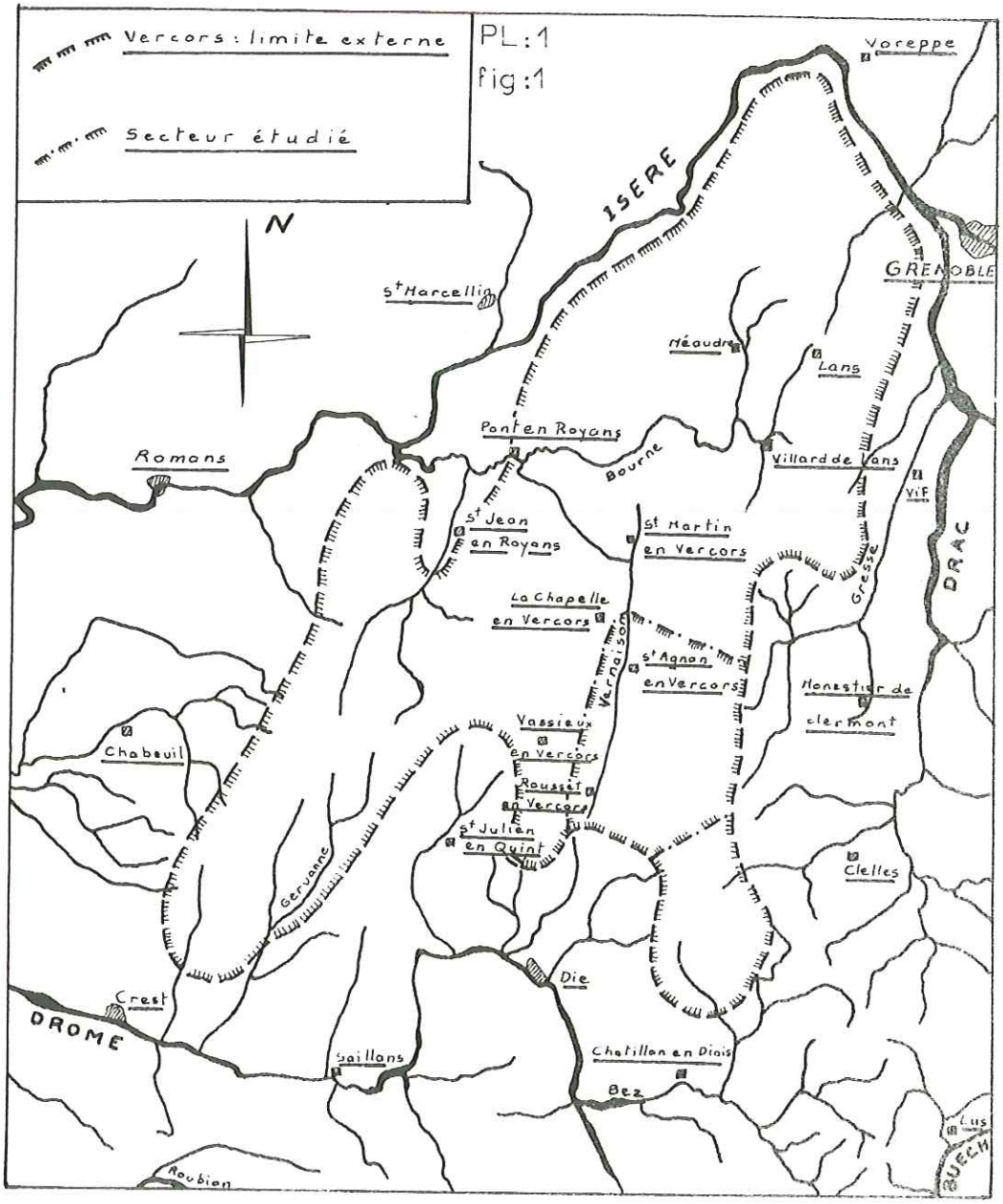
PLANCHES DE GRAND FORMAT

Planche 34, figure 64, carte du bassin versant étudié, format 27 x 42 ..... 102 hors texte
Hors texte, carte des sources et circulations " 2 (27 x 42) ..... 102 "
carte hydrogéologique " 2 (27 x 42) ..... 102 "

PHOTOGRAPHIES

	Pages
1. - Plaine de la Chapelle-en-Vercors et Grand Veymont (2 346 m)	a.p.
2. - Mont Aiguille	8
3. - Col de Rousset et Diois	20
4. - Gorges de la Bourne	36
5. - Gorge des Grands Goulets	52
6. - Grotte de Couffin (gorge de la Bourne)	104

INTRODUCTION


Vercors : limite externe
Secteur étudié
PL : 1
fig : 1
N
ISERE
Voreppe
GRENOBLE
st Marcellin
Méaudre
Lans
Pont en Royans
Bourne
Villard de Lans
Romans
Vif
st Jean en Royans
st Martin en Vercors
Gresse
DRAC
La Chapelle en Vercors
Vernaison
st Agnan en Vercors
Monestier de clermont
Vassieux en Vercors
Chabeuil
Rousset en Vercors
st Julien en Quint
Clelles
Gervanne
Die
Crest
DROME
Saillans
Chatillon en Diois
Bez
Roubion
BUECH

1. - ORIGINE DE L'ETUDE

Le massif du Vercors est bien connu des géologues et spéléologues. Pour les premiers, il représente l'un des maillons des chaînes subalpines, et de nombreuses études ont eu pour but de retracer son histoire géologique de manière précise. Pour les seconds, le Vercors constitue un terrain inépuisable de recherches et d'explorations puisque l'on y rencontre un grand nombre de cavités karstiques. Il est particulièrement intéressant donc de considérer le Vercors selon ces deux optiques qui sont complémentaires, et de mettre en lumière les points que peut apporter une observation directe des circulations, comme ceux apportés par une étude plus théorique.

Il est évident que le massif du Vercors, dans son ensemble, montre un éventail considérable de circulations particulières, plus ou moins bien connues et étudiées. La zone qui va faire l'objet de cette étude nous paraît intéressante, car depuis de nombreuses années ont été mis en évidence des phénomènes karstiques plus ou moins bien expliqués, faisant intervenir un petit cours d'eau dont le bassin versant, en apparence tout au moins, est aisément individualisable.

Nous considérerons donc les différents types de circulation que l'on peut rencontrer, leurs causes, le mode de leur fonctionnement, l'origine géologique des particularités que l'on ne manquera pas de noter et les répercussions enfin qu'auront les types de circulation, sur des problèmes pratiques tels que l'alimentation en eau des villages et le rejet des eaux usées.

2. - CADRE GEOGRAPHIQUE

2.1. - LE MASSIF DU VERCORS

Le massif du Vercors est classiquement qualifié de citadelle, et cette comparaison est tout à fait conforme à la réalité.

Au Nord Est, ce massif est limité par la cluse de l'Isère, et ses falaises dominent de plus de 1 000 m la plaine de l'Isère.

Au Sud Est, c'est le Trièves qui vient s'appuyer contre les murailles calcaires.

Le Diois, au Sud, offre un contraste tant morphologique que climatique et humain, en montrant l'approche des caractères provençaux, opposés aux caractères dauphinois du Vercors.

La Vallée du Rhône, enfin, borde à l'Ouest le massif, dont les dernières manifestations sont les Monts du Matin et le Royans qui rejoignent les vastes plaines liées à l'Isère et au Rhône.

Toute la vie du Vercors a été longtemps liée à ce caractère, et dans le cadre de notre étude, nous verrons que dans l'ensemble, la géologie et l'hydrogéologie de cette région montrent une grande unité, qui fera de cet ensemble et de ces circulations, un tout particulier.

2.2. - CADRE DE L'ETUDE

Lorsqu'après avoir franchi l'une des gorges permettant l'accès du massif, on débouche au sein même du Vercors, on ne peut qu'être frappé par l'aspect calme et tranquille qui contraste avec les hautes falaises dont cette région est entourée.

Le Vercors, en effet, se présente comme un plateau dont quelques vallées viennent rompre la monotonie. La végétation est rare sur les parties les plus élevées, mais la majeure partie du massif est couverte d'une épaisse forêt, composée le plus souvent de conifères.

La partie étudiée se situe à l'extrême Sud Est du Vercors. Elle est composée par deux ensembles différents :

- le plateau du Veymont ou plateau de la forêt domaniale, à l'Est, dépourvu d'habitations, dont l'altitude moyenne comprise entre 1 500 et 2 000 m favorise l'installation de troupeaux transhumants pendant la période estivale. Cette partie désertique domine le Trièves à l'Est, et toute la vallée de la Drôme au Sud ;
- la vallée de la Vernaison qui borde à l'Ouest le premier ensemble. Dans cette vallée, se trouve la plus importante concentration d'habitations, car le climat moins rigoureux, la nature des terrains plus favorable aux cultures, l'eau surtout que l'on y rencontre, ont toujours attiré les populations, et ce depuis des temps préhistoriques.

Individualiser strictement une zone particulière dans le Sud du Vercors est en fait difficile, car il n'existe qu'un cours d'eau important qui est la Vernaison, coulant au fond de la vallée dont nous venons de parler. Le vaste plateau de Vassieux-en-Vercors situé immédiatement à l'Ouest ne montre aucune rivière de surface, et vient se raccorder au Nord, à la plaine de la Chapelle-en-Vercors, zone plus accueillante, où se concentre une grande part de la vie de cette partie drômoise du Vercors.

Revenons quelque peu sur les circulations que l'on peut rencontrer. Dans la vallée de la Vernaison coule, nous l'avons vu, une petite rivière, qui après avoir entaillée les falaises de l'Ouest du Vercors, au niveau des Grands Goulets, rejoint la Bourne au niveau de Pont-en-Royans.

La Bourne draine théoriquement tout le Nord du Vercors, ou presque, et ce cours d'eau est bien connu depuis A. BOURGIN (1941), l'un des pionniers de la spéléologie et de l'hydrogéologie karstique, ainsi que depuis l'aménagement par E. D. F. de nombreux barrages et captages, en vue de l'exploitation des ressources.

L'opposition entre Bourne et Vernaison, constitue depuis longtemps la matière des travaux effectués. Pour un bassin versant de surface identique, les débits de la Bourne sont largement supérieurs à ceux de la Vernaison, ce qui implique des circulations du bassin versant de cette dernière, vers celui de la Bourne.

Ces circulations sont relativement bien connues des spéléologues, et notre travail aura pour but d'en montrer la dynamique. A l'origine de tout cela, il y a bien sûr un karst, dont l'âge, le fonctionnement, l'évolution, soulèvent toujours des discussions, bien que les travaux de spéléologues spécialistes de cette région, tels C. POMMIER et J.J. GARNIER (1955) aient tracé les fils directeurs de toute étude hydrogéologique.

3. - CADRE GEOLOGIQUE SOMMAIRE

Il est évident que la structure géologique du Vercors est à l'origine de nombre de particularités hydrogéologiques. Sans pour l'instant entrer dans le détail, nous pouvons remarquer plusieurs points d'ordre très général.

La morphologie particulière de cette région traduit dans la topographie, l'existence d'une importante carapace calcaire, formée essentiellement par les calcaires récifaux "urgoniens". Contrairement au massif de la Chartreuse,

SCHEMA STRUCTURAL du VERCORS MERIDIONAL

PL:2
fig :2

d'après H. ARNAUD simplifié

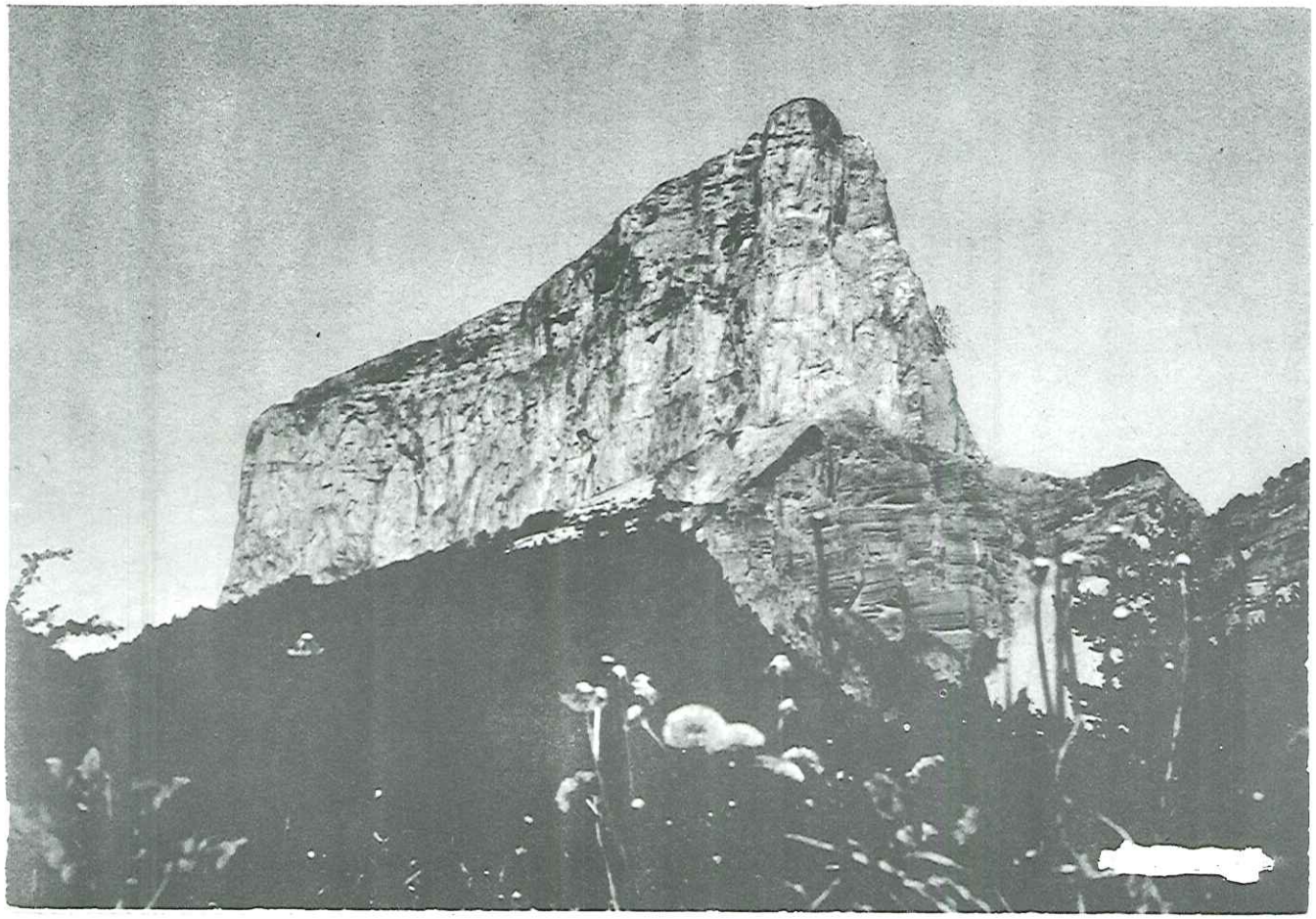
situé au Nord du Vercors, les reliefs sont dans le Vercors conformes, c'est-à-dire que les vallées correspondent aux dépressions synclinales, et les reliefs aux sommets anticlinaux.

La carapace "urgonienne" s'est plissée pour former les reliefs évoqués, mais ce qui pour notre étude sera particulièrement important, s'est abondamment fracturé, comme le montre la figure 2.

L'étude des circulations à grande échelle sera donc essentiellement liée à l'existence des calcaires massifs "urgoniens", mais, dans les vallées synclinales où il est possible de rencontrer des dépôts plus récents, et surtout non calcaires, l'hydrogéologie sera différente, plus classique, en quelque sorte.

CHAPITRE I

HYDROLOGIE ET FACTEURS LA CONDITIONNANT



1. - CLIMAT DU VERCORS MERIDIONAL - GENERALITES

- Lorsque l'on considère le seul aspect climatique, le Vercors montre une fois encore, un caractère particulier. Cette région est en effet située entre deux ensembles aussi différents que le Dauphiné et la Provence.

Sur l'ensemble du massif, le climat est très proche de ce que l'on rencontre sur les massifs de moyenne altitude des Alpes du Nord, soit des précipitations relativement importantes, neigeuses en hiver et un climat qui montre une certaine tendance à l'humidité.

Il faut cependant tempérer ce point de vue, le Vercors est en effet beaucoup moins arrosé que le massif de la Chartreuse qui lui fait suite immédiatement au Nord. Nous enregistrons là une évolution normale du climat, qui vers le Sud est influencé par la proximité de climats à tendance méditerranéenne.

Cette évolution, sensible à l'échelle du massif, est également nette pour toute la partie étudiée. Le nombre de jours de pluie est plus réduit, et la tranche d'eau diminue sensiblement. L'Ouest du Vercors reste lui, relativement plus arrosé, puisque recevant directement les vents d'Ouest, qui malgré la présence du Massif Central, favorisent les fortes chutes de pluie. Tel est le cas de la forêt de Lente où du fait de ce phénomène, mais aussi du fait de l'intervention humaine, la végétation est plus importante.

- Le secteur étudié, nous l'avons vu, se caractérise par une pluviométrie moins importante que dans le Nord du Vercors, et surtout en Chartreuse, pour une altitude égale, ce qui implique souvent une végétation plus réduite.

Le point important se situe au niveau du col de Rousset, dans cette zone en effet le contraste est frappant : au Nord un climat qui bien que moins arrosé se rapproche du type dauphinois ; au Sud un climat par bien des points déjà de type méditerranéen, avec des précipitations plus réduites en volume global, mais sensiblement plus intenses. Il n'est pas rare de rencontrer dans le Vercors une pluie fine et du brouillard, alors que le versant exposé au Sud est plus ou moins dégagé et ensoleillé.

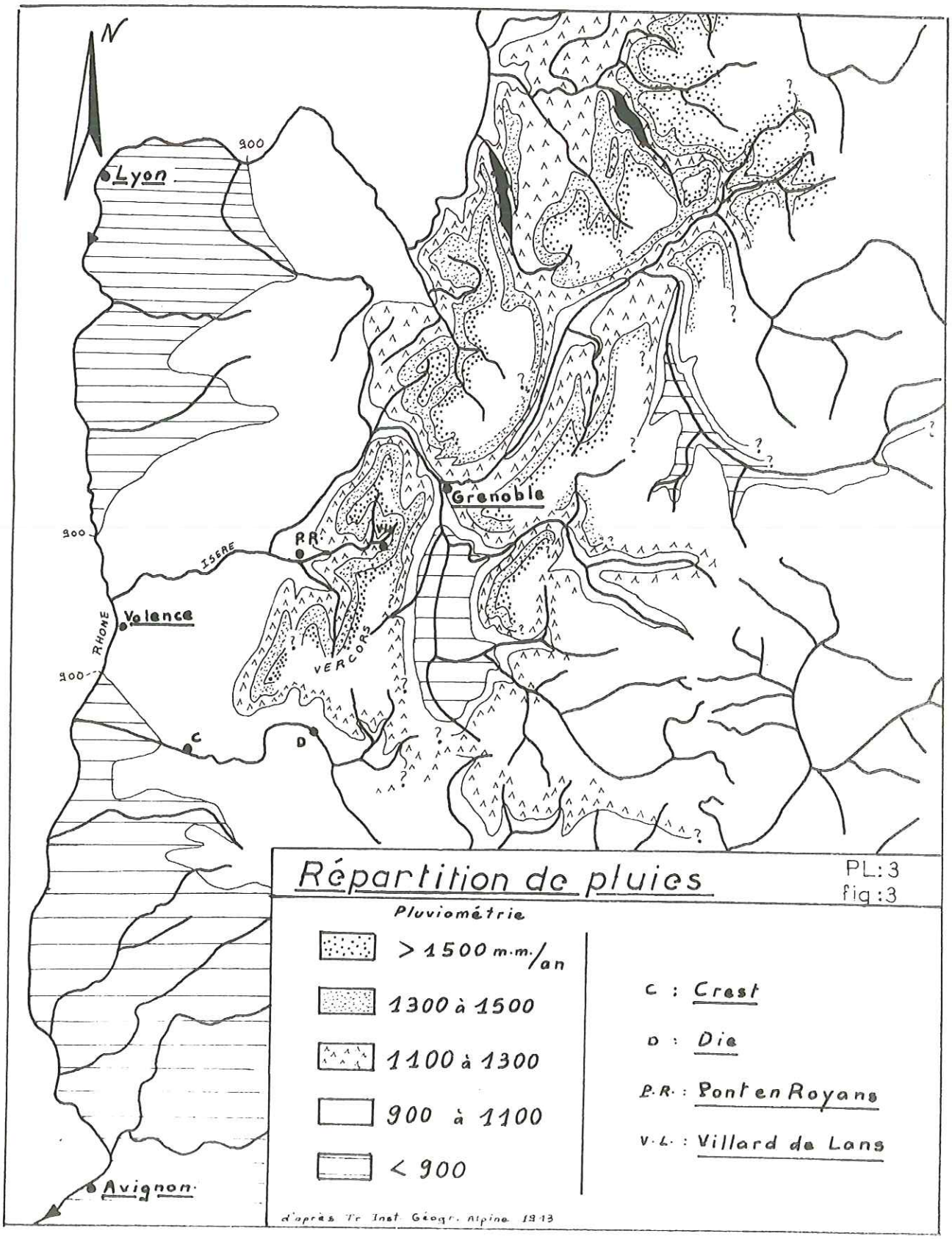
- Tous ces facteurs auront, bien sûr, une répercussion sur l'hydrologie du Vercors méridional, et nous allons voir maintenant de quelle manière les chiffres peuvent reflèter ces observations subjectives.

2. - HYDROLOGIE - CARACTERES PHYSIQUES

2.1. - PLUVIOMETRIE

La partie du Vercors que nous avons été amené à considérer est relativement défavorisée sur le plan des mesures précises et anciennes, par rapport à la partie du Vercors située plus au Nord. Dans cette dernière région en effet, l'importance économique de l'eau, utilisée pour la réduction hydroélectrique a provoqué un intérêt précoce, alors que le Sud, plus difficilement exploitable, n'a été que relativement peu étudié, jusqu'à une époque récente.

Nous avons pu, malgré tout, disposer des relevés de plusieurs stations, qui, si elles ne se trouvent pas sur la zone étudiée proprement dite, donnent une assez bonne idée des conditions qui y régnent.


N
Lyon
900
Grenoble
900
ISÈRE
P.R.
V.L.
Valence
RHONE
VERCORS
900
C
D
Avignon
Répartition de pluies
PL:3
fig:3
Pluviométrie
> 1500 m.m./an
1300 à 1500
1100 à 1300
900 à 1100
< 900
C : Crest
D : Die
P.R. : Pont en Royans
V.L. : Villard de Lans
d'après Tr Inst Géogr. Alpine 1913

- Tableau des moyennes pluviométriques mensuelles, calculées sur une période de trente ans (1936-1965) pour les stations de Pont-en-Royans, Villard-de-Lans, Autrans, et sur une période de dix ans pour les stations de Lente, Saint-Jean-en-Royans et Bournillon.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Stations													
Pont-en-Royans	60	61	66	86	101	100	69	97	113	95	81	68	1003 mm
Lente	76	85	140	158	115	122	84	114	139	138	127	135	1438 "
St-Jean-en-Royans	53	58	98	91	70	93	58	89	116	98	88	86	1001 "
Villard	102	105	80	86	111	104	77	106	118	105	121	117	1236 "
Autrans	109	118	96	109	135	137	101	125	140	112	114	129	1425 "
Bournillon	75	74	112	108	93	100	80	93	120	118	82	104	1165 "

Les différentes stations choisies, encadrent plus ou moins le secteur étudié et nous réduirons ainsi le risque d'erreur, bien que ne disposant pas de données sur le secteur même.

La carte de répartition annuelle des pluies (fig. 3), tirée des travaux de l'Institut de Géographie Alpine de l'année 1913, nous fournit une indication qui, bien qu'imprécise pour tout le Sud du Vercors, reste néanmoins intéressante.

Comme nous l'avons vu, les zones de forte pluviosité se situent sur la forêt de Lente, la région d'Autrans et le secteur de la forêt domaniale (dans sa partie nord). La moyenne annuelle dans ce dernier cas, peut aller jusqu'à 1 500 mm, alors que dans la majeure partie de la zone étudiée, cette moyenne annuelle n'excède pas 1 100 à 1 300 mm/an.

Lors de calculs ultérieurs, nous prendrons donc une valeur moyenne de la pluviométrie, dont la moyenne annuelle se situe aux environs de 1 200 mm/an, et qui nous permettra de caractériser au mieux l'ensemble de la zone étudiée. Nous prendrons donc en compte les résultats de la station de Villard-de-Lans, qui en première approximation reflète assez bien les caractères moyens.

Il est à noter enfin, que pour une bonne part, les précipitations sont le résultat de chutes de neige, de janvier à mai, et d'octobre à décembre. Cette valeur est extrême, mais il reste néanmoins que l'on peut considérer une période de cinq à six mois, où l'enneigement est total ou partiel, ce qui implique, bien sûr, un stockage temporaire d'une certaine masse d'eau, libérée à la fonte avec les conséquences que l'on peut déjà prévoir.

2.2. - LES TEMPERATURES

Nous abordons là, un point où la matière est plus réduite, mais malgré l'imprécision dont nous tiendrons compte, cette partie est intéressante. Nous prendrons encore une fois en compte les données de la station de Villard-de-Lans, où les températures ont été régulièrement relevées.

mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
°C	-1,8	-0,1	3,3	6,4	10,5	12	16,2	14,6	12,5	10,6	4,2	3,1

La moyenne annuelle se situe aux environs de 7°C.

Nous constatons donc des températures relativement basses pour la période de novembre à avril inclus, alors que seuls sont relativement chauds, les mois de juillet et août.

Ces différents facteurs vont intervenir dans le mode de fonctionnement hydraulique de cette région, et en particulier dans le calcul du déficit à l'infiltration que nous allons voir maintenant.

2.3. - EVAPOTRANSPIRATION

C'est un des paramètres les plus difficiles à approcher. Plusieurs méthodes s'offrent, et nous allons, pour la station de Villard-de-Lans que nous prenons en référence, voir quels sont les résultats obtenus, et leur fiabilité.

2.3.1. - Méthode de Turc

Cette méthode fait intervenir la pluviométrie et la température ; et peut donc sembler intéressante. La formule est la suivante :

$$E = \frac{P}{\sqrt[2]{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

P est la moyenne annuelle de pluviométrie en mm/an.

L^2 est un paramètre égal à : $300 + 25\ T + 0,05\ T^3$

où T représente la température moyenne annuelle en °C.

E est l'évapotranspiration annuelle obtenue en mm/an.

Dans notre cas, P = 1236 mm ; T = 7°C ; ce qui nous donne le résultat suivant :

$$E = 470 \text{ mm/an}$$

2.3.2. - Méthode de Coutagne

Il existe deux formules, l'une ancienne :

$$E = 210 + 30\ T$$

où T est la température moyenne annuelle, et qui nous donne le résultat suivant :

$$E = 420 \text{ mm/an}$$

L'autre formule est plus récente et fait intervenir pluviométrie et température, ce qui, a priori, la rend plus intéressante :

$$E = P - \lambda P^2$$

où P représente la pluviométrie annuelle en m/an

λ est un paramètre égal à : $\frac{1}{0,8 + 0,14\ T}$

T = température moyenne annuelle en °C

E est obtenue en m/an, et dans notre cas,

$$E = 0,471 \text{ m/an, soit } 471 \text{ mm/an}$$

La formule est parfaitement applicable, car dans notre cas, $P < \frac{1}{2\lambda}$

2.3.3. - Méthode de Thorthwaite

C'est la méthode qui peut paraître la plus précise, car elle tient compte de la pluviométrie à l'échelle mensuelle. Il reste cependant que l'efficacité d'une formule ne croît pas nécessairement avec sa complexité.

La formule est la suivante :

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

Nous tiendrons compte ici, uniquement de la formule simplifiée par SERRA, soit :

$i = 0,09\ t^{3/2}$ = indice mensuel de température

I = somme des douze indices mensuels

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

E est obtenue en cm/mois, t étant la température moyenne mensuelle.

En appliquant cette formule, nous obtenons douze valeurs mensuelles de l'évapotranspiration, leur somme nous donnant une valeur de l'évapotranspiration moyenne annuelle, que nous présenterons directement en mm/an.

$$E = 511 \text{ mm/an}$$

2.3.4. - Discussion des formules

Lorsque l'on considère les résultats obtenus, il ressort une certaine homogénéité d'ensemble, ce qui pourrait montrer le caractère positif des formules, mais une disparité apparaît tout de même entre la formule de Turc (1re) et la formule de Thornthwaite.

Ces dernières formules, nous l'avons vu ne font intervenir que la température, et c'est sur ce point que l'on peut trouver une explication à leur imprécision. La première, c'est évident, du fait de l'utilisation des moyennes annuelles de température est sans doute la plus susceptible d'être prise en défaut. La seconde, utilisant les moyennes mensuelles, pourrait sembler plus précise, si un facteur important n'intervenait, pour modifier le schéma originel.

Pendant la période hivernale, la région est ensoleillée et enneigée, ce qui peut entraîner une certaine sublimation de la couverture neigeuse, et par conséquent contribuer au déficit. Pendant la période estivale au contraire, les températures sont élevées, et le déficit devrait être maximum ; or, par suite de la nature des terrains que nous verrons ultérieurement, par suite également de la végétation réduite de la majeure partie du secteur, l'eau s'infiltre très rapidement. Lorsque les conditions sont réunies, pour favoriser une forte évapotranspiration, il manque alors l'élément essentiel, l'eau.

Nous pouvons donc considérer que le chiffre donné par la formule de Thornthwaite est exagéré pour les mois d'été, en ce qui concerne notre secteur, ce qui se traduit par un total annuel exagéré lui aussi.

Les méthodes ne faisant intervenir que la moyenne annuelle de la pluviométrie et de la température sembleront plus imprécises mais leur imprécision relative contribue sans doute en fait à annuler la surestimation que l'on peut faire pour les mois d'été.

Nous retiendrons donc comme valeur moyenne, celle donnée par la deuxième formule de Turc, soit :

$$E = 470 \text{ mm/an}$$

Notons enfin pour terminer qu'il n'a pas été tenu compte d'une évaporation directe, la zone étudiée, en effet, ne présente aucun plan d'eau.

2.4. - HYDROLOGIE DE SURFACE

Deux problèmes vont se poser, problèmes qui sont par ailleurs liés l'un à l'autre.

- Si l'on considère les débits respectifs de la Bourne et de la Vernaison, qui nous l'avons vu, drainent la majeure partie du Vercors, il apparaît un déséquilibre net alors que ces deux rivières ont des bassins versants identiques.

Ces deux rivières sont jaugées par E. D. F., la première au niveau des ouvrages qui équipent son cours, la seconde peu avant sa confluence avec la Bourne, un peu en amont de Pont-en-Royans. Nous considérerons deux points de jaugeage sur la Bourne : le premier "Bournillon haute chute" nous donne un débit de la rivière, avant qu'elle ne reçoive l'apport de la grotte de Bournillon, cette grotte étant le point essentiel de sortie des eaux venant du bassin versant de la Vernaison ; le second point de jaugeage dont nous tiendrons compte pour une crue exceptionnelle, se situe plus en aval, alors que la Bourne a reçu l'intégralité des pertes venant du bassin versant de la Vernaison.

Station de Bournillon haute chute

Bassin versant apparent de 232 km^2
Débit minimal enregistré : 0,338 m^3/s
Débit maximal enregistré : 85 m^3/s
Module moyen annuel : 26,7 $l/s/km^2$, soit 840 mm
Débits moyens mensuels de 1963 à 1967.

mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne annuelle
débit m^3/s	4,80	5,20	11,1	15,5	12,2	6,35	2,58	1,94	2,93	2,09	4,32	5,40	6,20

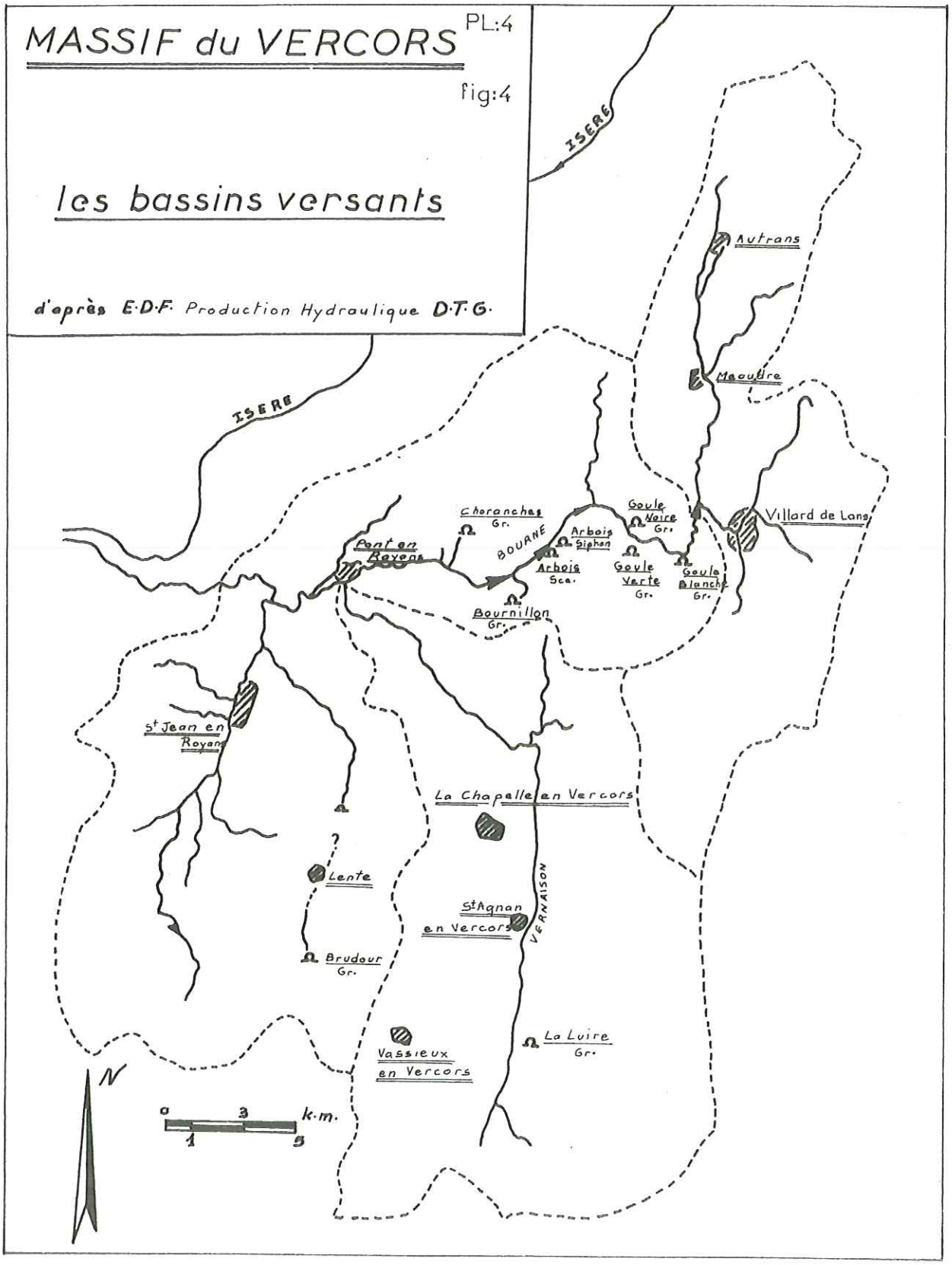
Station de Pont-en-Royans rivière la Vernaison

Bassin versant apparent de 281 km^2
Débit minimal enregistré : 0,120 m^3/s
Débit maximal enregistré : 20 m^3/s
Module moyen annuel : 5,35 $l/s/km^2$, soit 170 mm
Débit moyen mensuel de 1965 à 1967

mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne annuelle
débit m^3/s	1,70	1,97	2,30	2,76	2,30	1,40	0,765	0,333	0,590	0,515	1,41	2,02	1,50

Lorsque l'on considère ces premiers chiffres, le déséquilibre dont nous avons parlé, apparaît, puisque la Vernaison, bien que disposant lors de ces mesures d'un bassin versant plus important montre un débit assez nettement inférieur, et surtout un module moyen annuel, sans rapport avec la pluviométrie.

Considérons maintenant une pluviométrie moyenne de 1 236 mm telle que celle enregistrée en un an à Villard-de-Lans. Si on y retranche l'évapotranspiration moyenne de 470 mm/an que nous avons calculée, nous trouvons que la lame d'eau moyenne annuelle à évacuer par les rivières est de 766 mm. Le module moyen annuel de la Bourne est de 26,7 $l/s/km^2$, soit 840 mm. Cette différence peut, bien sûr, provenir des approximations de notre calcul, mais


MASSIF du VERCORS
PL:4
fig:4
les bassins versants
d'après E.D.F. Production Hydraulique D.T.G.
ISERE
ISERE
Autrans
Méaudre
Villard de Lans
Choranches Gr.
BOURNE
Arbois Siphon
Arbois Sca.
Goule Noire Gr.
Goule Verte Gr.
Goule Blanche Gr.
Pont en Royans
Bournillon Gr.
St Jean en Royans
La Chapelle en Vercors
Lente
St Agnan en Vercors
VERNAISON
Brudour Gr.
La Luire Gr.
Vassieux en Vercors
N
0 3 k.m.
1 5

aussi, et cela se confirme lors d'une étude des différentes cavités karstiques de ce secteur d'un apport à ce stade d'une partie des eaux des bassins versants de la Vernaison et du Furon, avant donc l'exutoire principal de ces pertes, la grotte de Bournillon.

Pour préciser encore ce point des pertes du bassin versant de la Vernaison vers celui de la Bourne, nous allons maintenant considérer une crue exceptionnelle puisque la fréquence décennale, la crue du 25 décembre 1968, pour laquelle E. D. F. a fait une étude détaillée par la méthode du gradex. Nous ne reviendrons pas sur les résultats obtenus qui concernent un point très particulier, c'est-à-dire la détermination des valeurs de crues exceptionnelles.

Les terrains peuvent être considérés comme saturés, car les chutes de pluie ont été continues et étalées.

Les débits sont les suivants :

Vernaison à Pont-en-Royans, soit peu avant sa confluence avec la Bourne :

$$Q = 32 \ m^2/s$$

Bourne au lac de Choranche ; soit après capture totale des débits venant du bassin versant de la Vernaison :

$$Q = 330 \ m^3/s$$

Dans ce cas, le bassin versant apparent de la Vernaison reste bien sûr de 281 km^2, alors que celui de la Bourne, puisque le point de jaugeage est situé plus en aval, est de 294 km^2.

En crue donc, le débit de la Bourne est dix fois supérieur à celui de la Vernaison, pour un bassin versant à peu près identique.

- Nous ne reviendrons pas sur ces passages d'eau entre les deux bassins versants, et nous considérerons uniquement le bassin versant de la zone étudiée, soit un bassin versant fermé au niveau du hameau de Chabotte, en aval de Saint-Agnan-en-Vercors.

Comme le montre la figure 5 le bassin versant théorique a une altitude moyenne de 1450 m, ce qui peut paraître logique. En fait, pour des raisons que nous expliciterons ultérieurement, il est possible de couper ce bassin en deux bassins versants.

Nous avons noté les passages qui se font du bassin versant de la Vernaison vers celui de la Bourne, et le secteur étudié n'échappe pas à ce fait. Une grande partie du bassin versant se trouve dans des terrains karstifiés, et le débit provenant de ces zones ira directement vers la vallée de la Bourne.

Il est possible donc de mettre en évidence un bassin réel de la Vernaison dont les eaux, pour des raisons que nous envisagerons plus tard, n'ont aucune liaison avec le karst, et un bassin versant que nous appellerons karstique, et dont les eaux s'écoulent vers la Bourne.

Le bassin versant réel montre une altitude moyenne de 850 m, contre 1500 m pour le bassin versant que nous appelons karstique. Ce point est particulièrement intéressant, car nous voyons déjà apparaître deux types de circulations dont on peut présumer qu'elles présenteront des caractères assez tranchés, permettant ainsi de chercher une explication aux nombreuses anomalies que l'on peut rencontrer dans cette région.

3. - CONCLUSION GENERALE

Plus encore qu'un examen superficiel, comme celui effectué au cours de l'introduction, cette rapide étude des conditions climatiques et hydrologiques met en évidence les types de circulations que nous allons rencontrer, les caractères principaux qui les marqueront.

Il convient maintenant de rechercher les causes de ces modes de circulation différents, et de nous préoccuper de la dynamique de ces circulations.

Notons enfin, pour avoir une vue globale de la rivière qu'est la Vernaison, que cette rivière charrie très peu, sauf en période de fortes crues, phénomène relativement rare du fait de la faiblesse du bassin versant réel.

VERNAISON à Chabotte bassin versant courbes hypsométriques

PL:5

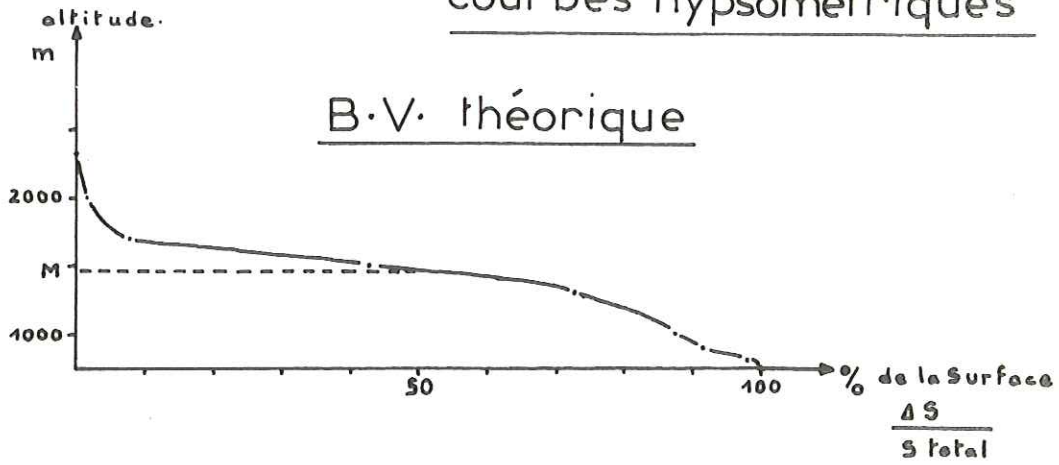


fig:5

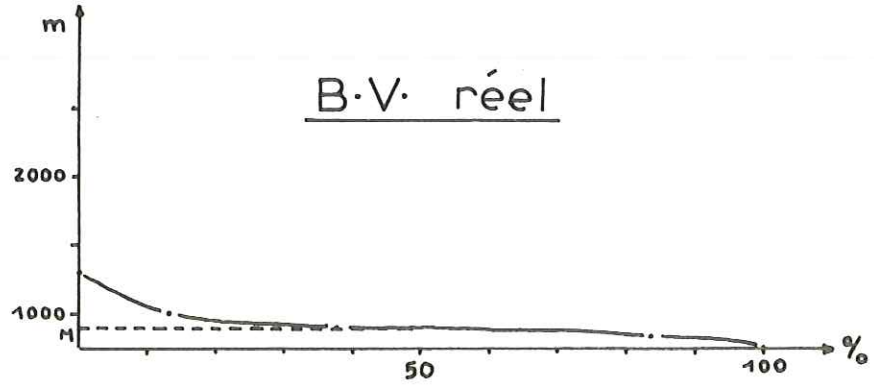


fig:6

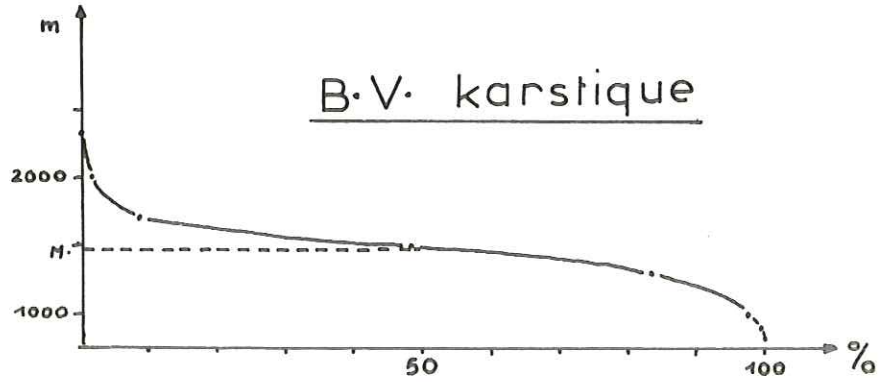


fig:7

CHAPITRE II

ROLE DES FORMATIONS RENCONTREES

ROLE DES FORMATIONS RENCONTREES

Nous venons de voir quels étaient les facteurs conditionnant l'hydrogéologie du secteur étudié. Ces facteurs sont bien sûr essentiels, mais une fois définis, il convient d'envisager le devenir des eaux. Pour ce dernier point, la nature des terrains va jouer un rôle primordial, d'autant que ceux-ci, sont assez variés, et amènent des particularités intéressantes, notamment les formations calcaires et les formations quaternaires récentes.

Nous considérerons donc le rôle des différentes formations, depuis les plus anciennes, jusqu'aux plus récentes.

1. - L'HAUTERIVIEN

Bien que n'affleurant nulle part sur le bassin versant de la Vernaison, les formations hauteriviennes doivent être mentionnées. Elles se présentent comme une alternance de calcaires marneux et de marnes grisâtres, les calcaires étant le plus souvent découpés en "pavés" caractéristiques. Leur nature argileuse fait que leur perméabilité est théoriquement faible, et de fait, ces formations constituent dans la plupart des cas le niveau de base de toutes les circulations profondes importantes.

Ces formations lorsqu'elles affleurent donnent naissance à de grosses résurgences ou exurgences karstiques, qui comme les grottes de Goule Blanche, Goule Noire, le siphon d'Arbois, et Bournillon, drainent vers les gorges de la Bourne les eaux du plateau karstique.

Deux cas se présentent malgré tout, lorsque l'on considère la perméabilité de ces formations à deux échelles différentes.

1.1. - CIRCULATIONS IMPORTANTES

A l'échelle du m^3/s, les calcaires marneux et marnes de l'Hauterivien peuvent effectivement être considérés comme imperméables, vis-à-vis de l'Urgonien sus-jacent qui est abondamment karstifié, et dont la perméabilité de fissure peut être considérable.

Il arrive cependant que dans certains cas, l'Hauterivien soit recoupé par des circulations très importantes. Tel est le cas au Gouffre Berger, par exemple, gouffre situé sur le plateau de Sornin qui domine Grenoble. Dans ce gouffre situé donc au Nord de notre secteur, la rivière entaille parfois profondément les calcaires marneux et marnes de l'Hauterivien, mais il ne s'agit pas en fait d'un processus d'érosion karstique.

Par suite de fractures ou de plissements, les formations hauteriviennes peuvent se trouver relevées par rapport aux calcaires de l'Urgonien sus-jacent, la rivière souterraine dans un premier temps suivra les formations étanches, et aura tendance à s'écouler à leur surface, mais lorsque cette rivière est importante, elle tendra très vite à régulariser son profil en long, de la même manière que n'importe quel cours d'eau. Les formations hauteriviennes seront donc entaillées par cette érosion régressive. Il est certain qu'un processus de dissolution peut intervenir dans les niveaux calcaires de l'Hauterivien, mais l'essentiel du rôle est tout de même tenu par l'érosion mécanique, alors suffisante compte tenu de la tendresse relative des formations touchées.

Nous considérerons donc, tout au long de cette étude, les formations hauteriviennes comme le mur étanche des circulations karstiques importantes, dans le Vercors méridional.

1.2. - CIRCULATIONS REDUITES

Malgré tout ce qui vient d'être dit, il est possible de noter des circulations au sein de la masse hauterivienne, sans que ces circulations puissent être imputables à une quelconque érosion régressive.

Deux cas se présentent.

- A une échelle très réduite, il existe un grand nombre de fissures, de fractures affectant les niveaux calcaires, et se réfractant dans les niveaux plus marneux. Les plus fines de ces fissures sont simplement soulignées par une altération du fer ferreux en fer ferrique, dont les teintes ocres contrastent avec les teintes grisâtres des marnes hauteriviennes. Les plus importantes laissent filtrer un filet d'eau.

- A plus grande échelle, il peut arriver que des débits plus importants transitent par les formations hauteriviennes. Tel est le cas dans les gorges des Grands Goulets de la grotte du "Kiapet", grotte qui s'ouvre dans la couche à panopées, à la limite entre Hauterivien et calcaires massifs urgoniens. Le fonctionnement de cette grotte est mal connu, et ferait intervenir un bassin versant plus étendu que celui étudié, si l'on voulait rentrer dans le détail de ses circulations ; mais nous pouvons retenir que peu avant son tarissement, car cet exutoire est temporaire, le porche normal est parfaitement à sec, alors qu'une centaine de mètres plus bas, dans le lit du torrent qui sort de la grotte, un débit de quelques l/s continue à s'écouler, sortant alors au sein même des formations réputées imperméables de l'Hauterivien.

Nous n'avons pas rencontré ce cas dans le secteur même de notre étude, mais il méritait tout de même d'être signalé, car il contribue, dans une certaine mesure au déficit d'écoulement du bassin versant de la Vernaison.

Le processus de creusement est alors différent de celui lié aux circulations importantes. Il peut y avoir dissolution des niveaux les plus calcaires, et ce d'autant plus facilement que les impuretés que l'on rencontre facilitent les dissolutions. Il reste malgré tout, que ces circulations ne sont que rarement importantes, car si la dissolution peut progresser, la fraction argileuse restante est toujours notable et entraîne un colmatage des conduits.

2. - LE BARREMIEN ET L'APTIEN

Classiquement, et comme d'ailleurs nous l'avons fait dans l'introduction, ces deux ensembles sont regroupés sous le vocable de "carapace urgonienne". Ce regroupement est un peu théorique, et nous allons voir que suivant les faciès rencontrés, l'influence sur les circulations sera notablement différente.

Nous pouvons, dans un premier temps, considérer deux faciès types, suivant que l'on s'éloigne vers le Nord, ou que l'on se rapproche du Sud, c'est-à-dire de la fosse vocontienne.

2.1. - LES FACIES NORD OU "URGONIENS"

Nous rencontrons ces faciès au Nord d'une ligne approximative Rousset - Grand Veymont, ce dernier étant le point culminant de notre secteur avec 2 346 m.

L'ensemble de la série possède le faciès urgonien bien connu dans le Dauphiné, soit des calcaires massifs sur une épaisseur parfois considérable, puisque des gouffres de plus de 400 m de verticale, ouverts dans les zones où la série est sub-horizontale, n'ont pas rencontré les calcaires marneux et marnes de l'Hauterivien.

Il est maintenant intéressant de voir dans le détail comment se présente cet ensemble; dont les circulations sont sur le plan des volumes, les plus importantes.

2.1.1. - La couche à Panopées

Située à la base des falaises urgoniennes, elle montre un passage peu net avec les marnes hauteriviennes (dont le sommet est d'ailleurs Barrémien inférieur). L'importance des lits calcaires va croissante, tant en épaisseur qu'en nombre, plus on se rapproche de la masse calcaire supérieure.

C'est le plus souvent aux dépens de cette couche à Panopées, que se sont établis les chenaux de circulations karstiques profondes et évoluées, comme pour la grotte de Bournillon, qui bien qu'en dehors de la zone étudiée proprement dite, n'en draine pas moins la majeure partie des eaux, ainsi que celles de l'ensemble du Vercors méridional.

La couche à Panopées n'a donc pas un rôle essentiel dans les circulations et le processus de karstification, elle subit ce processus, puisque intermédiaire suffisamment tendre, mais insuffisamment argileux entre les calcaires karstifiés et le niveau imperméable sous-jacent.

2.1.2. - La masse urgonienne

Depuis V. PAQUIER (1900) et J. GOGUEL (1944) et plus récemment à la suite des études de H. ARNAUD (1966), il est devenu classique de diviser l'Urgonien en deux masses, toutes deux du Barrémien supérieur.

A la base, nous trouvons un niveau de calcaires beiges, qui pour nous n'aura aucune importance particulière, puis la masse inférieure des calcaires massifs, dont la partie sommitale montre dans les gorges des Grands Goulets, un hard-ground. Viennent ensuite quelques niveaux glauconieux marneux, des calcaires dolomitiques à dolomitisation secondaire, précédés de calcaires oolithiques. Cette partie intermédiaire montre un niveau de calcaires marneux, pouvant,comme c'est le cas de la grotte du Brudour dans la forêt de Lente, donner lieu à des résurgences. Il est cependant bon de noter, que ce niveau marneux n'est pas continu, ce qui rend aléatoire la recherche de résurgences de ce type.

Pour terminer cette série, signalons vers le haut, une importante assise de calcaires à Rudistes, formant la masse supérieure, coupée de vire marneuse à orbitolines, dont la faible puissance interdit toute action sur les circulations karstiques. Dans la partie sommitale de la série, il est possible de rencontrer, comme c'est le cas aux Barraques-en-Vercors, une importante couche à orbitolines. Cette masse supérieure correspond schématiquement à l'Aptien.

2.1.3. - Les circulations

La division de l'Urgonien en deux masses va se répercuter sur les modes de circulation. Dans la forêt de Lente nous l'avons vu, les circulations prennent naissance dans la masse supérieure, et les eaux circulent au niveau des formations marneuses intermédiaires. A la faveur de l'érosion, comme c'est souvent le cas, puisque la masse supérieure est le plus souvent décapée, ces eaux réapparaissent, coulent quelques centaines de mètres à l'air libre, comme le ruisseau du Brudour, et se réinfiltrent, mais dans la masse inférieure cette fois, pour finalement rejoindre le niveau de base hauterivien, ou tendre vers ce niveau de base.

Au Nord Est de notre secteur, la masse supérieure est le plus souvent érodée, et de plus, du fait de la disparition du faciès marneux du niveau intermédiaire, les circulations passent facilement de la masse supérieure à la masse inférieure. Il est possible de noter quelques points intéressants à ce sujet dans certains gouffres comme le gouffre Chassillan, situé sur le secteur de la forêt domaniale, à l'Ouest du Grand Veymont. Dans cette cavité, nous notons à 80 m de profondeur, des niveaux verts, glauconieux correspondant vraisemblablement à la base de la série intermédiaire entre les deux masses de l'"Urgonien". Un peu plus au Sud, affleurent des niveaux de calcaire oolithique appartenant, eux aussi, à la série intermédiaire. Tout cela traduit un léger pendage nord des calcaires correspondant à un basculement vers le Nord de ces calcaires, entre les fractures est-ouest dans l'ensemble qui découpent le plateau.

Sur un plan hydrogéologique, nous avons ainsi la preuve du passage des circulations, depuis la masse supérieure, vers la masse inférieure comme nous l'avions signalé, par opposition à certaines parties du Vercors, où sauf particularité les circulations de la masse supérieure et de la masse inférieure sont indépendantes.

Notons enfin le rôle du niveau marneux qui à l'Aptien, marque la terminaison du faciès urgonien, et sépare ainsi un ensemble de circulations "urgoniennes", d'un ensemble de circulations crétacé supérieur, dans la région des Barraques-en-Vercors.

2.2. - LES FACIES SUD OU DE TRANSITION

Tout le Sud du secteur étudié se trouve dans une zone particulièrement intéressante. Le Barrémien et l'Aptien en effet montrent des faciès complètement différents lorsqu'on se rapproche du Diois qui correspond au domaine paléo-géographique vocontien. Ce domaine est caractérisé par des faciès beaucoup plus marneux pour les terrains du Barrémien et de l'Aptien, et dans la zone de transition constituée par le Sud du Vercors, nous subirons les premières manifestations de ces faciès, sous la forme des terrains que nous allons voir maintenant.

2.2.1. - Le Barrémien inférieur marneux

Les faciès de cette zone sud sont totalement différents de ce que nous avons pu noter jusqu'à présent. Le Barrémien inférieur, dans sa presque totalité, prend un faciès de calcaire marneux, avec des lits plus marneux vers la base, qui se raccordent aux calcaires marneux et marnes de l'Hauterivien. Parallèlement, l'épaisseur augmente considérablement, puisque toutes les pentes du versant sud du col de Rousset sont formées par cette seule partie du Barrémien, sur plus de 500 m d'épaisseur.

Son rôle sera très voisin de celui de l'Hauterivien, nous trouvons en effet de grosses résurgences, ou plus souvent émergences karstiques, à son sommet, comme par exemple la grotte de Combe Mâle (ou Trou de l'Aygue).

Dans certains cas également, des circulations peuvent se faire dans la masse même de ce Barrémien inférieur comme dans le cas de la source des Neys, en aval de la grotte de Combe Mâle, où les eaux circulent de manière analogue à celle envisagée pour les circulations réduites dans la masse hauterivienne. Ces circulations ne doivent pas être négligées, car si dans le cas de la source des Neys le débit est conservé par le bassin versant de la Vernaison, toutes les sources situées dans le flanc sud du col de Rousset font passer des eaux du bassin versant de la Vernaison, vers celui de la Drôme.

2.2.2. - Les calcaires à débris et les calcaires beiges

Ces calcaires se trouvent immédiatement au-dessus des formations précédentes et correspondent à la partie supérieure du Barrémien inférieur, pour les premiers et pour les seconds, à l'équivalent de la masse inférieure du Barrémien supérieur.

D'importants réseaux karstiques peuvent s'y développer, tel le réseau de Combe Mâle dont nous avons vu qu'il était limité vers la base de la série par les niveaux du Barrémien inférieur, plus argileux, formant transition avec le Barrémien vocontien franchement marneux et beaucoup plus épais.

Viennent ensuite des calcaires oolithiques que l'on rencontre plus ou moins latéralement avec des marnes à orbitolines telles que celles de la maison forestière de Béguére, ou de la colline de la Baume. Ces niveaux peuvent être mis en parallèle avec les niveaux intermédiaires entre les deux masses de l'Urgonien des faciès nord, et leur rôle est intéressant, car ils donnent naissance à de petites sources dont la faiblesse des débits n'est que le résultat d'un bassin versant réduit du fait de l'érosion.

2.2.3. - Les calcaires à Rudistes

Cet ensemble correspond en fait à l'équivalent de la masse supérieure de l'Urgonien des faciès nord, c'est d'ailleurs le seul de toute la zone de transition à posséder le faciès urgonien. A sa base se trouvent parfois des calcaires beiges, mais leur rôle hydrogéologique sera essentiellement lié aux phénomènes karstiques.

Dans toute la partie méridionale de notre secteur cet ensemble est le plus souvent érodé, et donc n'interviendra que fort peu dans les circulations, sauf dans les parties les plus amont des réseaux souterrains tels que celui de la grotte de Combe Mâle.

2.2.4. - Les circulations

Là encore les circulations vont se trouver conditionnées par la lithologie. Les calcaires à rudistes interviendront peu, car nous l'avons vu ils sont le plus souvent érodés. Dans certains cas, ces calcaires sont conservés, au sommet de petites collines et montrent un pendage sub-horizontal ; ils donneront donc naissance à de petits niveaux de sources tels que ceux rencontrés au niveau des marnes de Béguére qui leur sont immédiatement sous-jacentes.

Les circulations karstiques vont se poursuivre avec plus d'importance jusqu'au niveau des calcaires marneux du Barrémien inférieur, ce sont elles qui jouent le rôle essentiel. Nous pourrons donc grouper en fait les circulations karstiques des faciès nord et sud, dans un même ensemble, sachant que dans le cas des faciès sud, le niveau imperméable n'est pas constitué par les formations hauteriviennes, mais par les formations calcaréo-marneuses du Barrémien inférieur de transition.

3. - LES FORMATION APTO-ALBIENNES

Les faciès de ces deux formations sont extrêmement variables dans le Vercors méridional.

Au Nord, au-dessus de la couche à orbitolines qui marque, nous l'avons vu, la fin du faciès urgonien, et datée du Bédoulien, nous rencontrons une couche de 15 m de puissance environ de lumachelle brunâtre, se terminant par un niveau de béton phosphaté. Au-dessus de cette lumachelle vient une centaine de mètres de sables verts que l'on peut attribuer à l'Albien.

Au Sud, les faciès sont encore une fois différents, et l'ensemble de ces deux formations semble subir un "envasement". La lumachelle n'apparaît pas, sauf en de rares affleurements, comme aux hameaux des Rochas et de Rousset en Vercors, son extension est d'ailleurs très réduite. Comme l'avait signalé C. JACOB (1907) la lumachelle semble soumise à une érosion par des courants sous-marins, ce qui traduit nettement la présence du niveau de béton phosphaté des Barraques-en-Vercors. Dès la Chapelle-en-Vercors l'Apto-Albien ne semble représenté que par un faciès de marnes verdâtres gréseuses et glauconieuses, dont la partie sommitale est datée du Vraconien.

Un point est donc à retenir, c'est la présence dans toute la partie située au Sud de la Chapelle-en-Vercors des marnes que nous venons de voir, et qui vont séparer l'ensemble des formations calcaires du Barrémien, des formations sus-jacentes du Crétacé supérieur et Quaternaire. La partie de notre secteur où il est possible de rencontrer des terrains de cet âge étant le synclinal de la Vernaison, au Sud de la Chapelle-en-Vercors, nous pourrons mettre en évidence des circulations différentes dans les calcaires urgoniens et dans les formations plus récentes.

4. - LE CRETACE SUPERIEUR

Sous ce vocable volontairement vague, nous allons regrouper les formations rencontrées dans le synclinal de la Vernaison, et groupées longtemps sous le terme inexact de Sénonien de la vallée de la Vernaison. Les faciès sont beaucoup plus sableux que ceux des formations de même âge de la région des Barraques-en-Vercors, et surtout que celles de la partie du Vercors qui au Nord domine Grenoble.

Dans la région des Barraques-en-Vercors, les calcaires de base du Crétacé supérieur remanient profondément les sables que l'on a rattaché nous l'avons vu à l'Albien, et sont épais d'une quarantaine de mètres, alors que dans notre secteur les éléments diminuent de taille, et les séries sont envahies par les faciès détritiques, les calcaires de base n'ont qu'une dizaine de mètres d'épaisseur au niveau de la ferme des Berts.

Notons enfin que les formations du Crétacé supérieur de la Vernaison ne correspondent pas dans leur intégralité au Sénonien, mais sont pour une part, comme l'a montré B. PORTAULT (1968), a rattacher au Turonien. Ces formations montrent par ailleurs, comme au niveau de la grotte de La Luire des chenaux marqués, indiquant une reprise de sédimentation sous une tranche d'eau relativement réduite, avec des directions de courants est-ouest.

FACIES DE L URGONIEN d'après H Arnaud

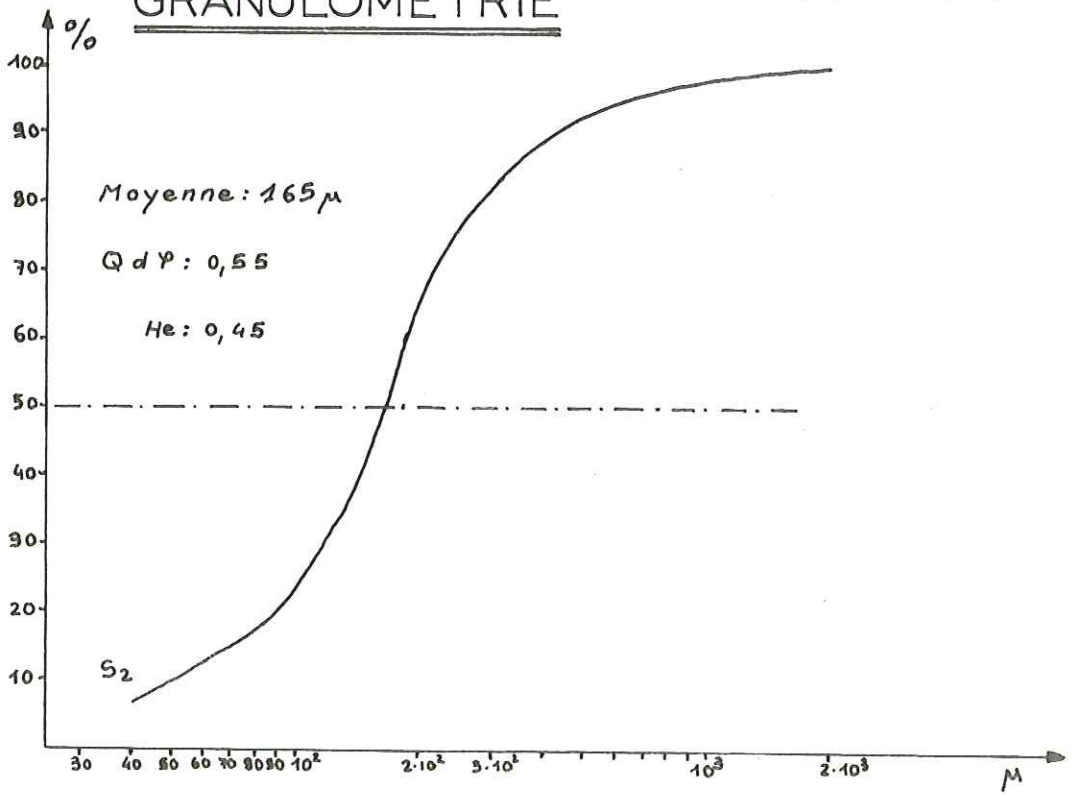
fig:8

	Grands Goulets	Forêt de Lente	Plateau de Vossieux	Forêt Domaniale
Masse Sup.	Calcaires a Rudistes Couches a Orbitolines calc. dolomitique	Calcaires a Rudistes calc à débris grossiers bancs de Rudistes Calc. dolomitiques	Calcaires a Rudistes Calc. à silex	Calcaires a Rudistes Marnes à orbitolines de Béguère Calc. beiges Calc. oolithique
Masse inf.	Marnes Calc beiges lités	Calc. beiges lités Calc. à débris	calc. à débris zône marneuse Barrémien Vocontien	Calc. oolithique Calc. à débris

CRETACE SUPERIEUR DE LA VERNAISON

fig:9

GRANULOMETRIE



PL:6

Il ressort donc de cet examen rapide que si jusqu'à la fin de la série à faciès urgonien, les formations sont monotones, très uniformes, dès le début de l'Albien, et plus encore au Crétacé supérieur les faciès du secteur étudié montrent des caractères détritiques et littoraux, qui auront une influence sur les circulations que l'on pourra y rencontrer, mais aussi, indirectement, sur les caractères des formations antérieures.

4.1. - CARACTERES PHYSIQUES

Nous allons, dans cette partie, nous préoccuper des caractéristiques des formations détritiques, puisque ces grès tendres sont les plus susceptibles de donner naissance à des nappes.

Nous avons donc procédé à une étude granulométrique, qui pour les sables situés au niveau de la grotte de La Luire nous donne les résultats suivants :

- la moyenne des éléments est à 165 ;
- Le Qdφ de 0,55, et l'hétérométrie de 0,45 indiquent un assez bon classement, correspondant aux conditions de dépôts marins envisagés par B. PORTAULT (1968) ;
- par calcimétrie, nous avons pu voir que la teneur en carbonates est faible, puisque de 11,2 %, ces sables sont en effet riches en quartz détritique et en glauconite ;
- ces sables sont d'autre part homogènes et ne présentent pas de particularités granulométriques importantes. Nous nous trouvons, de ce fait, dans les conditions d'application de la formule de Terzaghi :

$$K = 10^2 C_i D_{10}^2 \frac{\eta}{\gamma_e}$$

C_i = 100 à 150 $(cm/s)^{-1}$

D_{10}^2 = diamètre des éléments de fréquence cumulée 10 % ; élevé au carré, exprimé en m^2

η = viscosité de l'eau (1,4 à 7°C).

γ_e = poids spécifique de l'eau.

Le facteur 10^2 correspond à une correction pour homogénéiser la formule.

Grâce à cette méthode contestée parfois, mais dont pour ce cas, nous vérifions les conditions d'application, nous obtenons une perméabilité :

$$K = 10^{-5} \text{ m/s}$$

La formation peut donc constituer un bon aquifère, mais plusieurs problèmes se posent. Les affleurements sont d'une part restreints, et surtout, le plus souvent ces formations du Crétacé supérieur sont recouvertes de formations glaciaires, dont les perméabilités sont dans l'ensemble inférieures, sans préjuger du détail dont nous reparlerons.

Ces formations du Crétacé supérieur, sont le plus souvent entaillées par les dépôts glaciaires, dans le synclinal de la Vernaison, et quand bien même seraient-elles le siège de circulations, ces circulations se retrouveront dans les formations quaternaires, ce qui ne permettra pas de les différencier.

4.2. - LES CIRCULATIONS

Nous aurions pu éventuellement distinguer le faciès de base du Crétacé supérieur, de ses faciès détritiques, mais en fait, toutes les circulations au sein du Crétacé supérieur seront déterminées par les formations glaciaires, et les marnes apto-albiennes sous-jacentes. Nous verrons le détail de ces circulations lors de l'étude de sources type, ce qui nous permettra de préciser le rôle du Crétacé supérieur.

Signalons pour terminer, que si dans le Sud du synclinal de la Vernaison, le Crétacé supérieur n'a qu'un rôle secondaire pour les circulations, tel n'est pas le cas, plus au Nord, où de par ses faciès calcaires, il est le siège de très importantes circulations, dont nous reparlerons à propos des problèmes d'alimentation en eau de cette région.

5. - LES FORMATIONS GLACIAIRES DU VERCORS MERIDIONAL

Ce sont là les formations les plus intéressantes, pour l'étude des circulations dans le fond du synclinal de la Vernaison. Ce sont, par ailleurs, les plus mal connues, et notre étude nous permet de préciser quelques points intéressants de ces dépôts, et en tout premier lieu de faire quelques distinctions.

5.1. - LES GRANDS TYPES

Nous pouvons distinguer trois formes sous lesquelles peuvent se présenter ces dépots :

5.1.1. - Les arcs morainiques

Ils sont parfaitement visibles dans la topographie, et les plus importants sont :
l'arc du Château, légèrement au Sud de Saint-Agnan-en-Vercors,
l'arc de la Chapelle Saint-Régis, un peu plus au Sud,
l'arc du Passage au niveau de la grotte de La Luire,
l'arc du Rousset-en-Vercors, qui est le plus méridional.

Leur courbure met nettement en évidence un sens d'écoulement d'Est en Ouest, c'est-à-dire de véritables langues glaciaires, qui, comme à Saint-Agnan-en-Vercors, peuvent avoir profondément entaillé le flanc est du synclinal de la Vernaison. Ces arcs morainiques sont actuellement recoupés, et remaniés par la Vernaison.

5.1.2. - Les placages

Entre les arcs bien individualisés, les dépôts restent importants, mais le plus souvent ont une épaisseur réduite. C'est le cas en particulier au pont de la Grange (au Nord de Rousset-en-Vercors), où l'épaisseur des formations attribuées au glaciaire n'excède pas deux mètres.

Au niveau de la Britière, il semble qu'il y ait une petite complication, en rive droite de la Vernaison, l'épaisseur est difficile à déterminer, mais pourrait atteindre plusieurs mètres, comme dans le secteur de La Luire. En rive gauche, au niveau des hameaux des Berts et des Rochas, par exemple, l'épaisseur est plus importante, et l'augmentation de cette épaisseur va de pair avec des échancrures est-ouest dans le Crétacé supérieur.

Nous voyons donc apparaître un surcreusement du Crétacé supérieur et de l'Albien, non seulement un axe nord-sud, mais au contraire selon un axe est-ouest. C'est un point important, qui nous le verrons aura des répercussions sur les circulations.

5.1.3. - Problème des sables de Pré-Grandu

Sur le plateau de la forêt domaniale, dans des secteurs très localisés, il est possible de rencontrer des formations assez particulières. Classés comme fluvio-glaciaires, ces dépôts montrent un litage net et un granoclassement que nous préciserons.

L'origine, les caractéristiques de ces dépôts sont problématiques, et il sera intéressant de les comparer aux formations classiques du synclinal, ce que nous allons voir maitenant.

5.2. - CARACTERES PHYSIQUES DES FORMATIONS GLACIAIRES

Des prélèvements ont été effectués, et permettent d'apporter des renseignements nouveaux quant aux caractéristiques de ces dépôts. Ces renseignements obtenus par une étude sédimentologique et une étude restreinte aux rayons X, permettront de préciser le rôle hydrogéologique de l'ensemble des dépôts classé comme glaciaire, et des zones particulières au sein de ces dépôts.

5.2.1. - Composition générale

Comme le montrent les analyses au calcimètre Bernard, la teneur en carbonates est au minimum de 90 %. Le mauvais classement et la morphoscopie des galets attestent d'un dépôt glaciaire, mais surtout, lorsqu'on considère la nature pétrographique des éléments, plus de 90 % sont des fragments de calcaire à rudistes ou de calcaire oolithique, à oolithes ferrugineuses. Nous pouvons donc penser que ces éléments correspondent à la masse supérieure de l'Urgonien, ainsi qu'à une partie de la couche intermédiaire entre masse supérieure et masse inférieure de l'Urgonien du plateau de la Forêt Domaniale, celui-ci se trouvant justement à l'heure actuelle, érodé jusqu'à ces niveaux.

Les fragments d'Albien et de Crétacé supérieur sont rares, à l'état d'exception, et ne sont de toute façon que très peu roulés. Ce sont donc des fragments arrachés dans le synclinal même de la Vernaison. L'érosion des formations du Crétacé supérieur est très réduite dans le fond synclinal, comme nous l'avons vu, ce qui implique un faible déplacement des glaciers.

Ces points réunis peuvent conduire à penser que le synclinal de la Vernaison n'était occupé que par des langues glaciaires issues du plateau de la Forêt Domaniale, qui déjà à cette époque devait être débarrassé de tous les dépôts du Crétacé supérieur, dans la partie, tout au moins, qui nous intéresse. Nous reviendrons sur ce point dans quelques lignes, car il est particulièrement intéressant.

Deux échantillons des formations glaciaires ont été étudiés par la méthode des rayons X. L'un a été prélevé près de la ferme des Rochas (K 1_a) dans une formation que l'on peut rattacher aux placages, l'autre dans des dépôts morainiques près de Rousset-en-Vercors (K 2).

L'échantillon K 2 nous montre la composition suivante :
- montmorillonite très nette,
- chlorite,
- kaolinite,
- illite et interstratifiés chlorite - montmorillonite et illite - montmorillonite,
- quartz assez net.

L'échantillon K 1_a montre quant à lui la composition suivante :
- mélange de montmorillonite 14 et 12 Å
- kaolinite et éventuellement un peu de chlorite
- illite et un peu d'interstratifié chlorite - montmorillonite
- quartz en quantité importante

L'illite est caractéristique de l'altération glaciaire, mais nous ne la rencontrons ici qu'en quantité relativement réduite par rapport à ce que l'on peut trouver dans la région de Grenoble comme par exemple dans les argiles d'Eybens.

La présence de montmorillonite est intéressante, car ce minéral traduit le plus souvent une altération faible, de même que la présence d'illite nous amène à la même conclusion. Il est incontestable que le matériau d'origine a une grande importance, et il serait intéressant dans l'avenir de voir quelle est sa part exacte dans la composition des formations actuelles.

De telles préoccupations dépassent le cadre de notre étude, mais malgré tout cette étude de la fraction fine des dépôts glaciaires fait ressortir leur homogénéité. Ce dernier point ressort d'ailleurs également d'une étude des affleurements, car quel que soit l'endroit choisi, les formations glaciaires montrent une prédominance des éléments issus de l'érosion de la carapace urgonienne. Les blocs importants sont des blocs de calcaire à rudistes parfois, mais le plus souvent des blocs de calcaires oolithiques, ce qui prouve que le plateau de la Forêt Domaniale dont ils proviennent, était déjà érodé jusqu'à ce niveau stratigraphique, c'est-à-dire le stade d'érosion actuel. Parmi les éléments plus fins, nous retrouvons cette domination des calcaires urgoniens, les fragments de Crétacé supérieur ou de marnes apto-albiennes ne se rencontrent qu'à l'état d'exception. Dans la fraction la plus fine, il est vraisemblable que les fragments des terrains postérieurs aux calcaires urgoniens ne jouent qu'un rôle accessoire, puisque les carbonates sont là encore majoritaires, que la glauconite, pourtant importante dans les marnes apto-albiennes et le Crétacé supérieur, est absente.

5.2.2. - Etude de quelques exemples type

Nous allons pour cette étude, regrouper les points de prélèvement par familles.

La première, que nous appellerons "moraines standard", sera formée de la réunion de tous les affleurements que nous avons rattachés aux arcs morainiques et leur morphologie est la suivante. Au sein d'une matrice fine, argileuse, jaune clair, nous rencontrons des blocs de tailles très diverses, mal classés. Aucun litage particulier ne peut être mis en évidence. Les blocs, comme nous l'avons vu, sont composés dans leur écrasante majorité par des blocs calcaires, urgoniens ou oolithiques.

La deuxième famille regroupe ce que nous appellerons les chenaux. Les parties fines ont le plus souvent disparu, ou bien alors leur proportion est particulièrement réduite. Il est possible d'observer de véritables lits relativement bien classés où dominent les éléments calcaires, où dans de rares cas, comme à la ferme des Rochas "nagent" des blocs plus importants en dimension, mais toujours composés de calcaire urgonien. Ce dernier point est d'ailleurs sensible uniquement lorsque l'on se rapproche des arcs morainiques que nous avons cité.

5.2.2.1. - Les moraines "standard"

Il s'agit donc des différents arcs morainiques, les points de prélèvement sont les suivants :

- K 2 : station de pompage du col de Rousset
- S 3 : arc morainique de Rousset
- S 4a et S 4b : arc morainique de Saint-Agnan, la Chapelle Saint-Régis.

Ces dépôts offrent de 15 à 25 % de particules inférieures à 40 μ. La moyenne oscille entre 500 et 2 000 μ. Le Q dφ de 3 à 4, et l'hétérométrie de 1,5 à 2 indiquent un très mauvais classement.

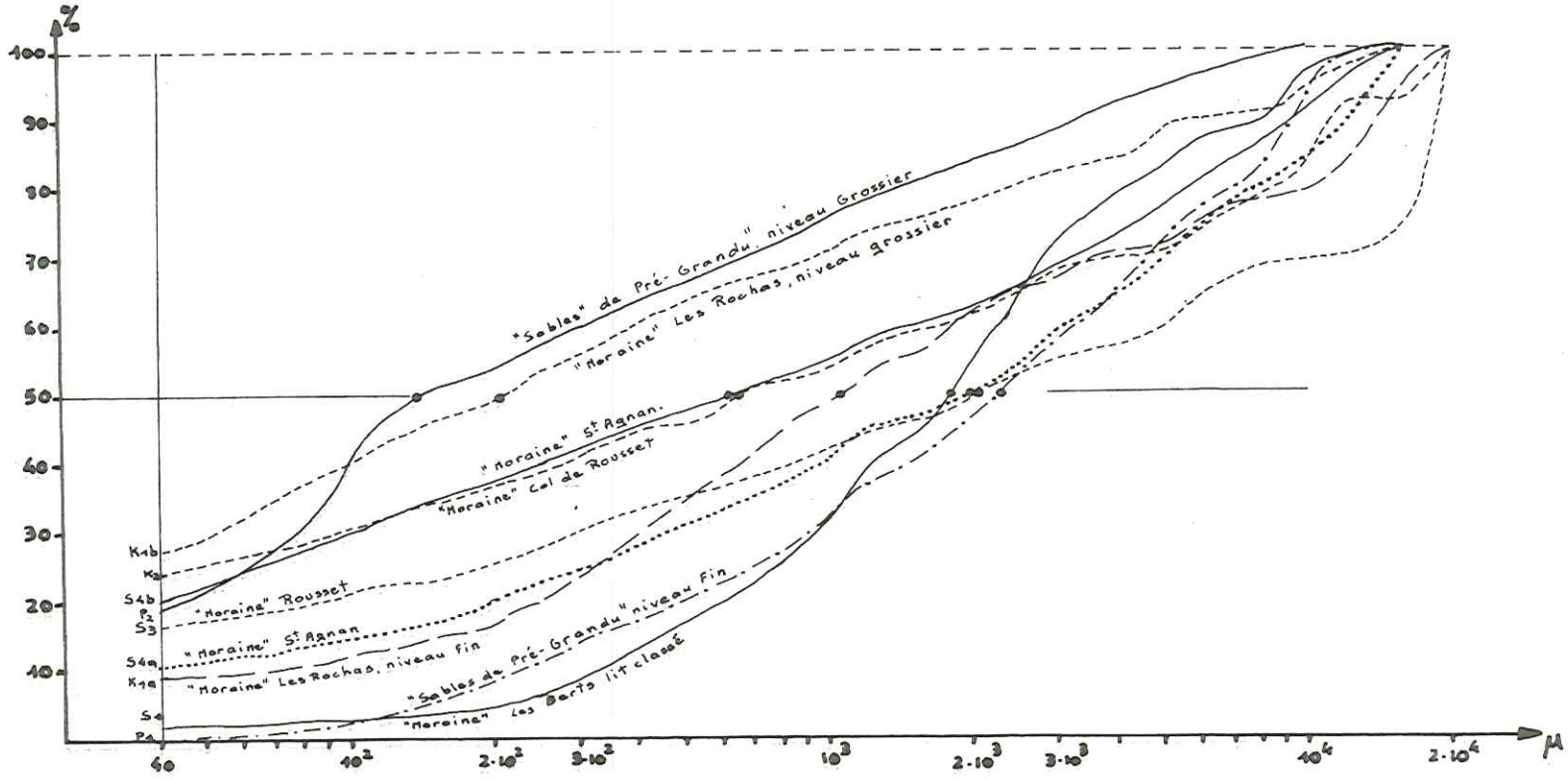
Il est à noter que nous avons éliminé les blocs importants, ce qui fausse légèrement la courbe granulométrique réelle, mais nous permet d'avoir un matériau relativement homogène pour un calcul des perméabilités par la formule de Terzaghi. Cet artifice est justifié par le fait que les gros blocs sont peu nombreux et donc la modification de la courbe granulométrique sera minime, et de plus ces blocs ne jouent aucun rôle dans la perméabilité réelle de la formation.

Nous ne reviendrons pas sur la formule de Terzaghi, dont nous avons vu précédemment le principe d'application. Elle nous indique des perméabilités de l'ordre de 10^{-7} à 10^{-8} m/s . Il est évident que nous ne nous trouvons pas dans les conditions idéales, puisque malgré notre artifice, le matériau reste tout de même inhomogène, cependant nous constatons que nous avons affaire à des dépôts peu perméables.

Nous constatons donc que dans l'ensemble la teneur en particules inférieures à 40 μ est forte et la perméabilité de ces arcs morainiques faible.

glaciaire du Vercors méridional granulométrie fig:10

courbes des fréquences cumulées



PL:7

5.2.2.2. - Les chenaux

Ces chenaux, nous l'avons vu, montrent un classement bien meilleur et semblent traduire un écoulement périglaciaire, entre les arcs morainiques dont nous venons de parler. Nous allons donc voir quelles en sont les caractéristiques.

Faisant transition, nous noterons un point de prélèvement, K 1 avec les échantillons K 1a et K 1b au niveau de la ferme des Berts.

Le premier de ces prélèvements, montre 8,8 % de particules inférieures à 40 μ et une perméabilité calculée comme nous l'avons vu, de 6.10^{-5} m/s, il est encadré par des niveaux, dont le type est K 1b. Ce dernier type montre des caractéristiques voisines de celles évoquées précédemment, soit 25 % des particules inférieures à 40 μ, et une perméabilité de l'ordre de 10^{-8} m/s.

Notons aussi que K 1a offre une teneur de 91 % en Ca O, contre 81,6 % à K 1b, et nous aurons ainsi mis en évidence une zone, un chenal plus exactement, où les fines sont éliminées et où la perméabilité se trouve accrue.

Le phénomène est encore plus net pour certains points comme les lieux de prélèvements S 1 (ferme des Berts) P 1 et P 2 (sables de pré Grandu). La teneur en Ca O reste très forte, puisque de 93 % et le pourcentage de fines aussi faible, puisque de 2 %.

Le classement est meilleur, comme l'attestent le Q d φ de 1,1 et l'hétérométrie de 0,8, la moyenne étant de 196 μ. Précisons qu'il s'agit ici de la moyenne réelle, toutes les tailles d'éléments ayant été prises en compte. Par la formule de Terzaghi, nous obtenons une perméabilité de l'ordre de 10^{-3} m/s.

Il est vraisemblable que nous sommes là en présence d'un remaniement des moraines, car la morphologie des galets est de type glaciaire, par un agent de type torrentiel.

5.3. - SYNTHESE

Nous allons, au cours de cette synthèse, essayer de reconstituer l'évolution glaciaire au Quaternaire, évolution qui offre une grande importance pour l'étude des circulations.

5.3.1. - Evolution glaciaire

La grande homogénéité des dépôts glaciaires ne permet pas de distinguer plusieurs épisodes de glaciation. Nous pouvons cependant, à la lumière des résultats obtenus dans le paragraphe précédent, envisager l'évolution des glaces de la façon suivante.

Au Würm, puisqu'il est classiquement admis que les glaciations locales du Vercors sont à rattacher à ce stade maximum des glaciations alpines, le plateau de la Forêt Domaniale se trouvait recouvert par un glacier, sans doute du type glacier de calotte. Ce plateau était sans doute déjà décapé de sa couverture Crétacé supérieur, car l'érosion glaciaire y a été assez réduite, et tous les éléments arrachés appartiennent déjà à la masse urgonienne, et dans bien des cas indiquent une érosion relativement importante de l'Urgonien, bien avant le ou les épisodes glaciaires.

Le glacier envoyait des langues sur le synclinal de la Vernaison, entaillant le Crétacé supérieur sur le flanc est du synclinal, puis ces langues se développaient vers l'Ouest, entaillant alors toute la couverture au Crétacé supérieur, en provoquant les déchirures que l'on note.

Les déplacements étaient vraisemblablement assez lents, car les terrains tendres n'ont été que faiblement attaqués. Les langues glaciaires étaient alors reliées par des circulations sous-glaciaires, et éventuellement de véritables torrents, suivant les pulsations de la glace, pour engendrer les dépôts mieux classés, par une élimination des fines.

La langue la plus importante était sans doute celle de Saint-Agnan-en-Vercors ; elle devait en effet remonter jusqu'à La Chapelle-en-Vercors, et a érodé les terrains jusqu'à l'Albien. Nous aurons l'occasion de revenir sur cette région.

A la décrue du Würm, seules restaient les bavures passant par les points bas du petit anticlinal qui borde à l'Est le synclinal de la Vernaison, tels Pré-Rateau, Pré-Grandu et Combe Mâle. Nous observons les témoins de cette décrue,

sous forme des arcs actuels. Entre les toutes dernières langues glaciaires stagnaient sans doute de petits lacs, expliquant la plaine de la Britière par exemple.

Vient enfin la Vernaison sous sa forme actuelle, qui, formant un cours épigénique, entaille le Crétacé supérieur du flanc ouest de la Vernaison au niveau de la Britière, alors que parallèlement, se déposent les sables de Pré-Grandu, que l'on peut qualifier de glacio-lacustres, dans la vallée sèche qu'est actuellement la plaine du Pichet sur le plateau de la Forêt Domaniale.

5.3.2. - Les circulations

Nous avons vu que dans l'ensemble, les perméabilités des formations glaciaires sont faibles, plus spécialement dans les arcs morainiques. Nous trouvons par contre dans les placages, des zones plus perméables, pouvant donner naissance à des circulations, et ce d'autant plus facilement que le phénomène de "renardage" intervenant, les fines sont rapidement éliminées. Ces fines sont d'ailleurs souvent retrouvées dans les eaux en période de crue, comme c'est le cas à la ferme des Berts.

Nous aurons donc des circulations dans les moraines en placage, si leur épaisseur le permet, et ce sera, comme nous le vérifierons par la suite, dans les surcreusements est-ouest de la couverture du Crétacé supérieur. Nous pourrons avoir également des circulations au contact avec les marnes de l'Apto-Albien, sur lesquelles nous reviendrons également.

6. - LES EBOULIS

La classique distinction entre éboulis anciens et éboulis récents étant faite, et sachant que les éboulis anciens par beaucoup d'aspects, en particulier par la perméabilité se rapprochent des moraines, il devient logique de les paralléliser à ces dernières.

Si les éboulis récents sont très perméables, les plus anciens, sur le flanc est du synclinal de la Vernaison, sont sans doute liés, sur le plan des âges aux formations glaciaires. Souvent imbriqués avec les moraines, les circulations des éboulis anciens, s'y raccorderont tout naturellement.

7. - LES ALLUVIONS RECENTES

Il s'agit de dépôts de la Vernaison, ainsi que des dépôts que nous classerons comme contemporains des dépots glaciaires.

De l'amont vers l'aval, la Vernaison coule tout d'abord sur les marnes albiennes, puis au niveau du pont de la Grange, elle entaille les dépôts glaciaires, entraînant les fines, et se constitue un lit de galets à très grande perméabilité.

Au niveau de la Britière, la Vernaison coule sur le Crétacé supérieur, qu'elle a entaillé comme nous l'avons vu, et il ne se rencontre qu'un faible dépôt d'alluvions récentes.

Un peu avant l'arc morainique de la Chapelle-Saint-Régis, nous trouvons des dépôts relativement perméables, mais où la Vernaison, par un dépôt de tuf, s'est constituée un véritable canal.

A Saint-Agnan-en-Vercors enfin, la Vernaison a profondément remanié les formations glaciaires, constituant à nouveau un lit de galets, où, nous le verrons, les pertes peuvent être importantes.

Nous verrons au cours de l'étude, que ces variations dans la nature du lit, expliquent bien des points du régime un peu particulier de la Vernaison.

8. - CONCLUSION

A la lumière de ces premiers caractères, nous pouvons déjà envisager plusieurs types de circulations.

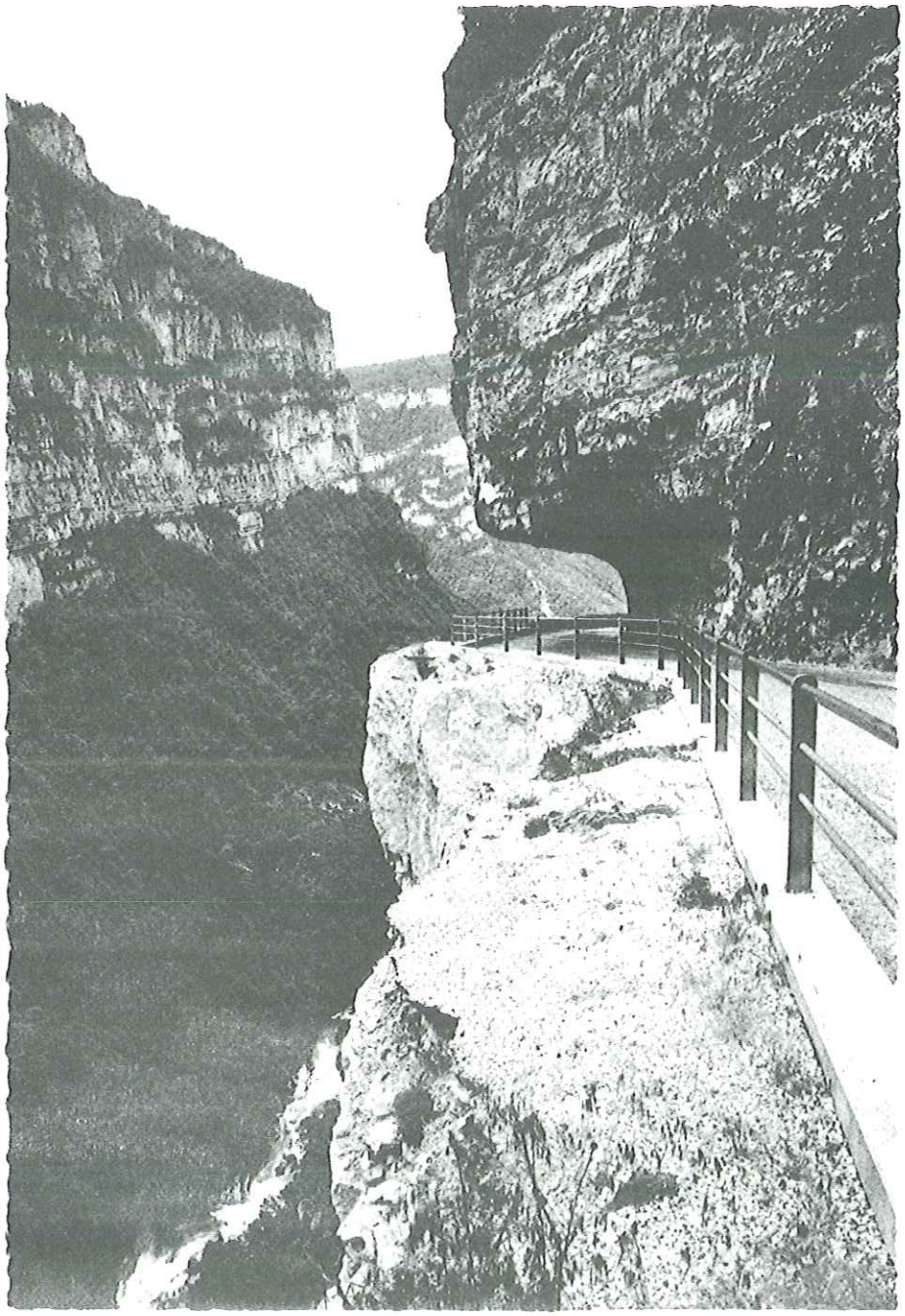
Les circulations karstiques, liées aux terrains barrémo-aptiens dans notre secteur, et étendues au Crétacé supérieur calcaire dans les parties du Vercors situées au Nord de notre secteur. Ce sont les plus importantes, au seul vu des débits, et nous verrons qu'elles sont assez complexes.

Les circulations liées au Quaternaire, qui bien qu'inférieures sur le plan volumétrique, n'en restent pas moins importantes, car étant les plus évidentes, elles sont les plus facilement exploitables. Leur connaissance ne peut donc être que bénéfique.

Quels sont les processus de fonctionnement, les relations entre ces grands types, les caractères, voilà autant de questions auxquelles nous allons maintenant nous efforcer de répondre.

CHAPITRE III

TECTONIQUE ET ROLE DANS LES CIRCULATIONS ACTUELLES



TECTONIQUE ET ROLE DANS LES CIRCULATIONS ACTUELLES

Nous avons vu jusqu'à présent l'influence de la géologie, par la seule nature des terrains rencontrés, mais le Vercors, comme nous l'avons mentionné dans l'introduction a été abondamment fracturé, et les circulations karstiques qui caractérisent cette région sont particulièrement sensibles à toutes les manifestations tectoniques. Le Vercors a subi une longue histoire géologique dont, pour l'instant nous n'avons pas parlé, et qui a une certaine importance pour comprendre les allures parfois aberrantes de certaines circulations.

1. - TECTONIQUE DU SECTEUR ETUDIE - GENERALITES

1.1. - LE PLATEAU DE LA FORET DOMANIALE

Le Vercors, en apparence tout au moins, se présente de manière relativement simple ; notre secteur n'échappe pas à cette règle. Toute la partie est est occupée par le plateau de la forêt domaniale, où en première approximation, on peut considérer la série urgonienne qui le compose, comme monoclinale avec un léger pendage de l'ordre de 20° vers l'Ouest. Le détail est bien sûr un peu plus complexe, le plateau de la Forêt Domaniale est en fait un vaste synclinal, dont le cœur se situerait au niveau de la dépression axiale où sont établies les bergeries, telles que celles de la Grande Cabane et de Herbounouse. Le flanc est de ce synclinal, constitué par les sommets de la chaîne du Grand Veymont représente une flexure importante qui se marque par un redressement des niveaux à la verticale non loin du Pas de la Ville.

Ce plateau, comme nous l'avons souligné, est abondamment fracturé et les directions que l'on rencontre le plus fréquemment sont N 70 à N 120°. Une étude a été effectuée par H. ARNAUD (1971) et montre qu'effectivement la direction majoritaire est N 105° devant la direction N 90°. Les fractures sont facilement repérables, non par suite de contacts anormaux entre les terrains nettement différents, puisque les formations rencontrées sont uniformément urgoniennes, mais par suite, le plus souvent, de dissolutions le long des plans de fracture. De tels exemples sont nombreux ; le plus intéressant se situe dans la région des Erges, à l'extrême nord de notre secteur, où sur plusieurs kilomètres il nous a été possible de suivre l'une de ces fractures, qui par suite de dissolutions est béante. Cette fracture est parfois pénétrable, sur 10, 20 m en moyenne, avant de devenir trop étroite pour permettre le passage, mais par chance, il nous a été possible de descendre jusqu'à la profondeur de 215 m dans l'un des passages, en employant le plan de faille principal, et les plans annexes qui lui sont liés.

Un autre type de fracture complètement différent, et d'ailleurs fort rare, est caractérisé par la faille de la Cléry, à l'extrême Sud du secteur étudié. Cette fracture sépare le plateau de la Forêt Domaniale que nous étudions du massif du Glandasse, situé plus au Sud. Sa principale caractéristique est de n'être qu'une immense zone broyée de plusieurs centaines de mètres de puissance, cette faille est en fait un décrochement, ayant un rejet horizontal de plusieurs kilomètres.

Nous venons donc de voir les deux types de fractures que l'on peut en première approximation mettre en évidence.

Les premières, il est inutile de revenir sur ce point, sont évidemment des drains pour les eaux, puisqu'elles ont été ouvertes par ces eaux ; ce sont les plus fréquentes. Elles constituent les véritables guides des réseaux karstiques dont les galeries, comme le montre la figure 14, suivent statistiquement leur direction préférentielle.

Les secondes, au contraire, sont de véritables murs étanches pour les eaux. Dans cette faille de la Cléry, nous avons vu que la zone broyée avait plusieurs centaines de mètres de puissance, cette zone broyée est constituée par des fragments des formations marneuses du Barrémien inférieur, elle représente donc une parfaite ligne étanche de partage des eaux, entre le plateau de la Forêt Domaniale et le massif du Glandasse qui est karstifié lui aussi.

1.2. - LE SYNCLINAL DE LA VERNAISON ET SES BORDURES

Pendant très longtemps il a été dit que le synclinal de la Vernaison était un synclinal très calme de type jurassien. Il est vrai que lorsqu'on passe dans cette vallée, la première impression est que les couches plongent régulièrement, ce n'est en fait qu'une impression.

Lorsqu'on considère dans le détail le flanc est du synclinal, plusieurs points apparaissent. Du Sud au Nord, il est possible de définir plusieurs zones :

- une zone allant de Rousset-en-Vercors, jusqu'au niveau du hameau des Guinards, où effectivement les couches plongent régulièrement vers l'Ouest, mais sont fréquemment décalées par des failles nord-sud subverticales ;
- une zone allant du Belvédère des grottes de La Luire jusqu'à l'Aiguille de la Britière, et où apparemment les calcaires urgoniens ont un pendage d'ensemble faible, de l'ordre de 20° vers l'Ouest et semblent venir buter contre les formations du Crétacé supérieur qui présentent dans le fond du synclinal un pendage analogue ;
- une zone comprenant l'Aiguille de la Britière, et où les couches urgoniennes, redressées à la verticale paraissent alors se raccorder normalement avec les formations du Crétacé supérieur ;
- une zone ensuite, plus au Nord où les couches semblent plonger à nouveau normalement une magnifique charnière anticlinale étant visible au-dessus de Saint-Agnan-en-Vercors.

Toutes ces particularités mettent en lumière une évidente différenciation de la tectonique suivant des zones, déjà "pré-découpées" avant la dernière phase tectonique.

Le flanc est du synclinal, au niveau de la grotte de La Luire et de Saint-Agnan-en-Vercors, nous a livré une explication possible aux anomalies de ce secteur.

Dans la grotte de La Luire en effet, il est net que le pendage des calcaires est de 20° vers l'Ouest, mais il apparaît des plans qui montrent, eux, un pendage de 20° également, mais vers l'Est cette fois-ci. Au-dessus de ces plans, nous notons des rebroussements, des crochons importants, indiquant une tendance de la masse située au-dessus du plan à passer par dessus celle située au-dessous. Ce même phénomène est observable en surface cette fois-ci au niveau du belvédère de la grotte de La Luire, sur la route forestière qui conduit à Pré-Grandu. Nous sommes donc en présence d'un chevauchement à l'état embryonnaire, ou plus exactement de la matérialisation d'une tendance au chevauchement sous forme d'un très grand nombre de plans superposés, avec chacun un faible rejeu, mais qui si l'on fait abstraction des crochons invisibles à grande échelle sont indécelables.

Sur la route qui conduit à Pré-Rateau, un autre phénomène intéressant apparaît. D'anciennes fractures calcitées, de direction approximative nord-sud, sont recoupées par des plans de chevauchement tels que ceux dont nous venons de parler. Il existait donc, avant la création de ces plans de chevauchement une fracturation ancienne qui ne traduisait pas une tendance au chevauchement, mais plus vraisemblablement, du fait de la morphologie de ces fractures, une distension.

Le flanc ouest du synclinal est lui beaucoup plus calme, les couches montrent un pendage à peu près constant vers l'Est et ne sont troublées que par quelques accidents nord-sud et le passage des accidents de direction grossièrement est-ouest, dont nous avons parlé tout au début.

Ces considérations sont très importantes pour la suite de cette étude, car nous avons déjà pu noter que les réseaux souterrains montrent une tendance à se calquer sur les réseaux de fractures, selon des processus que nous allons développer dans quelques lignes. Le Vercors a subi, c'est bien évident plusieurs phases de fracturation et nous allons essayer de retracer son évolution qui peut être très intéressante, grâce à ces observations et aux travaux antérieurement réalisés sur d'autres parties du Vercors.

2. - EVOLUTION GEOLOGIQUE DU VERCORS MERIDIONAL

Nous prendrons comme point de départ arbitraire à cette évolution, le Néocomien puisque c'est la formation la plus ancienne intéressant notre bassin versant, et d'ailleurs l'ensemble du Vercors.

2.1. - LE CRETACE INFERIEUR

Nous ne reviendrons pas sur l'évolution à l'Hauterivien, dont on peut simplement noter la monotonie des dépôts qui traduisent un calme tectonique au niveau de la région nous intéressant.

Au moment du dépôt du Barrémien et de l'Aptien, le Nord et le Sud du Vercors forment déjà des domaines différents.

Nous avons vu qu'au Nord, et jusqu'au trois quart Nord de notre secteur, se dépose une série calcaire à faciès récifal urgonien. Au Sud, par suite de variations de faciès à l'approche du domaine vocontien, le faciès urgonien n'apparaît que dans la partie terminale du Barrémien supérieur, le Barrémien inférieur prenant alors un faciès de calcaires marneux et marnes. Ce point traduit déjà une différence d'évolution, dont les conséquences vont se faire sentir à la fin du Crétacé inférieur.

A l'Aptien et à l'Albien, nous avons vu que les faciès étaient nettement différents entre le Nord et le Sud de notre secteur. Ce dernier point a été expliqué par H. ARNAUD (1966) comme étant déterminé par de vieilles fractures formant des seuils paléogéographiques après un léger rejeu. Les rejeux de ces fractures anciennes se feraient donc sous forme, non de phase tectonique très marquée, mais plutôt de petites secousses. Ce n'est qu'une hypothèse, mais il est tout de même frappant de constater qu'au Sud de la faille de la Cime du Mas, les faciès sont assez nettement différents de ceux observés au Nord.

2.2. - LE CRETACE SUPERIEUR

A la suite des mouvements pyrénéo-provençaux, entre Crétacé inférieur et Crétacé supérieur, le Vercors a subi une émersion prolongée, puisqu'à Chatillon-en-Diois, P. LORY (1860) puis B. PORTAULT (1968) ont pu mettre en évidence des conglomérats à galets d'Urgonien dans les terrains du Turonien inférieur.

Pour le dernier auteur, les plis est-ouest anté-sénoniens du Diois et du Dévoluy se traduiraient dans le Vercors plus rigides par le rejeu d'anciennes fractures de direction hercynienne (manifestation de socle).

Nous ne reviendrons pas sur les faciès du Crétacé supérieur dont nous avons vu le détail antérieurement, mais dans notre secteur dont d'anciennes fractures telle la faille de la Cime du Mas ont pu rejouer, et c'est éventuellement à ce stade que peuvent s'être formées, en contre-coup de ces mouvements, les fractures que nous avons notées sur le flanc est du synclinal de la Vernaison et qui sont calcitées.

Un dernier point à retenir, c'est que du fait de son émersion, la partie méridionale du Vercors a très bien pu subir un épisode de karstification. Nous avons vu en effet que la base cénomanienne et turonienne du Crétacé supérieur montre des chenaux qui indiquent que la transgression s'est faite sous une faible tranche d'eau.

2.3. - LE TERTIAIRE

Le Vercors suit l'évolution alpine et se trouve exondé pendant la durée de l'Eocène à l'Oligocène inclu. Sur le plan général de l'évolution et comme l'ont montré les récents travaux de H. ARNAUD (1971), il semble que jusqu'au début de l'Oligocène, il n'y ait pas eu de phase tectonique importante. Il s'agirait en fait depuis le Barrémien, d'une tectonique "anté-paroxysme alpin" sous forme des secousses invoquées précédemment.

VALLEE DE LA VERNAISON

Coupes interprétatives du Nord au Sud

PL:8

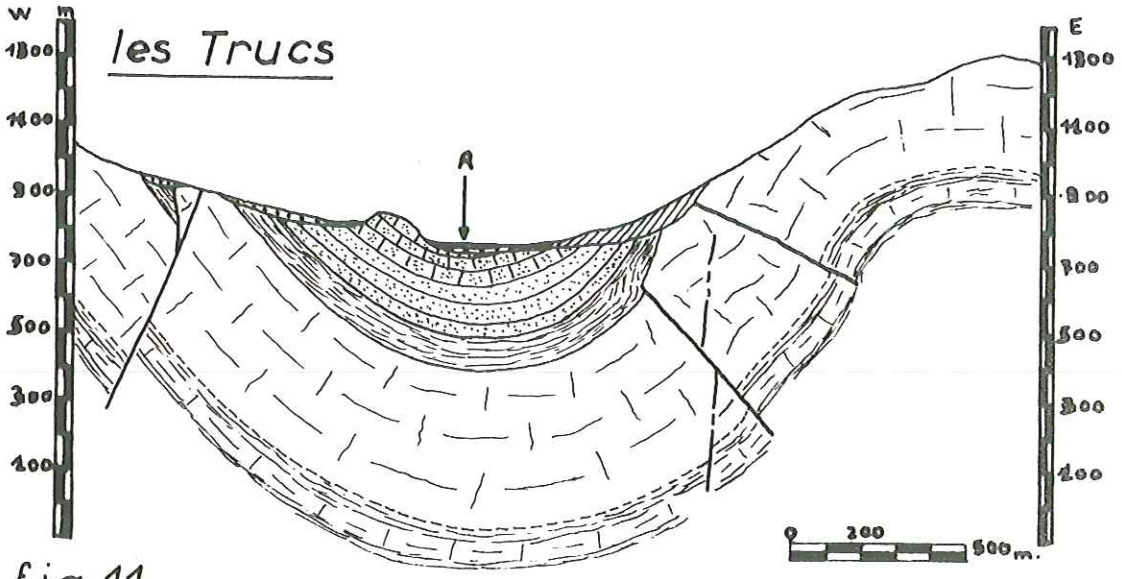


fig:11

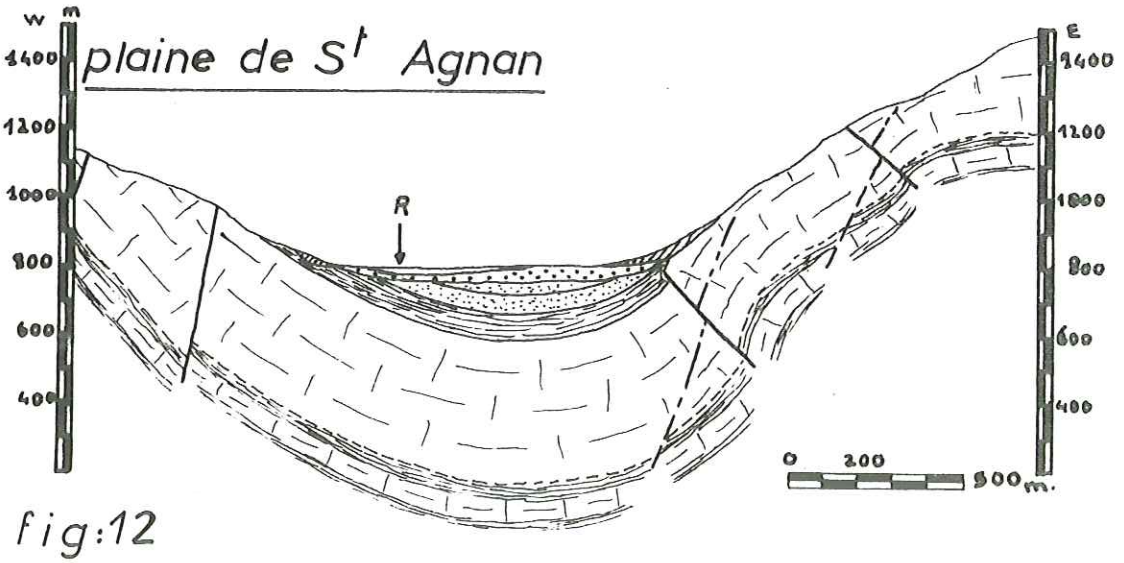


fig:12

PL:9

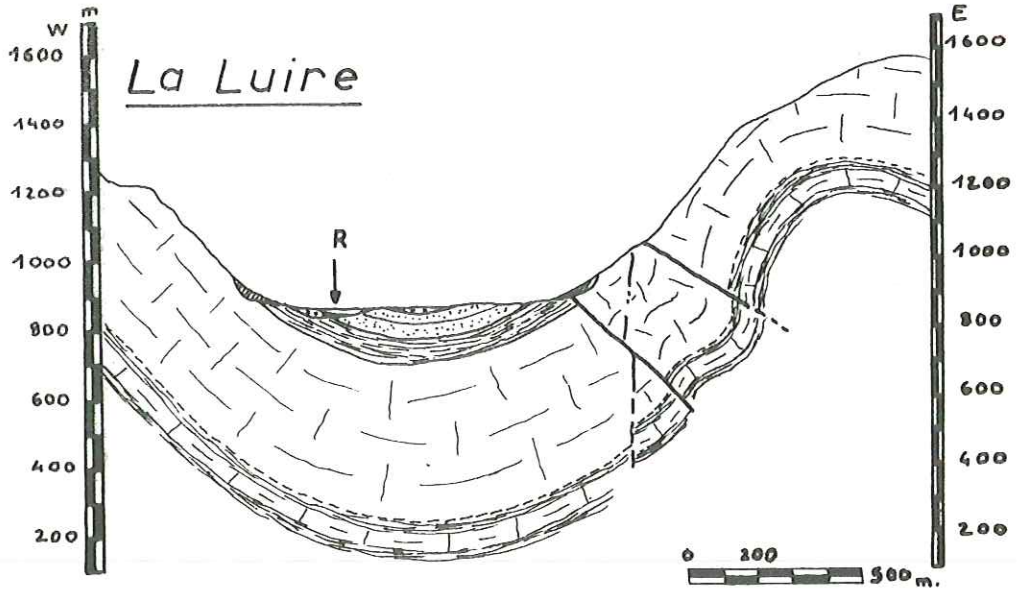


fig:13

LEGENDE

- Alluvions
- Eboulis
- Glaciaire
- Crétacé Sup.: Grés et calcaires gréseux
- Albien : Marnes
- Barrémien "Urgonien"
- Hauterivien Calcaires Marneux

: failles

R : Rivière

Pour J. DEBELMAS (1963) une phase importante se situerait au début de l'Oligocène, avec une ébauche de plis méridiens, mais surtout une fracturation intense des zones tels que les plateaux de la Forêt Domaniale. Jusqu'au début de l'Oligocène en effet, les contraintes du type de celles connues dans le Dévoluy sont incompatibles avec la formation de plis méridiens.

Ce dernier point est très intéressant, car nous pouvons ainsi expliquer le "pré-découpage" que nous avons mis en évidence dans la structure géologique du synclinal de la Vernaison.

Au Miocène enfin, nous assistons à un envahissement du Vercors par la mer, total ou seulement limité aux synclinaux ébauchés antérieurement ? L'érosion actuelle ne permet pas une certitude, mais il semble de par les caractères littoraux des dépôts molassiques au sens large, que ces dépôts se soient plutôt effectués dans les gouttières synclinales, les premiers dépôts étant d'âge burdigalien.

Notons un dernier point, en juillet 1971, à la suite d'une catastrophe survenue dans le Nord du Vercors, il a pu être mis en évidence l'existence de dépôts molassiques dans une zone lapiazée de la région de Montaud.

La phase située au début de l'Oligocène correspondrait donc, comme le souligne H. ARNAUD (1971) à un plissement précoce, à fleur d'eau, sur une aire continentale. Cette phase a été mise en évidence en Chartreuse par M. GIDON (1964) sous le nom de phase anté-chattienne.

Mettant un point final à l'histoire tectonique du Vercors, vient ensuite la phase tectonique majeure, soit quelques saccades à l'Helvétien supérieur et au Pontien mises en évidence par J. DEBELMAS (1963), puis les derniers mouvements, qui sait, post-pontiens.

2.4. - SYNTHESE GENERALE

Nous venons de voir quelle avait été l'évolution géologique du Vercors sur un plan relativement théorique. Pour apporter un point final à ce paragraphe et vérifier la réalité de certaines hypothèses émises lors de la première partie, nous allons voir, à la lumière des particularités essentiellement tectoniques que nous avons noté, si les manifestations sont conformes à la théorie.

Nous allons considérer à ce stade l'évolution depuis le Tertiaire uniquement, car l'évolution lors des périodes antérieures fait appel à des notions stratigraphiques évidentes, et dont nous avons par ailleurs parlé. Le seul point encore problématique de l'évolution antérieure au Tertiaire est celui de la possibilité de karstification entre Crétacé inférieur et Crétacé supérieur. Cette possibilité existe, mais les preuves manquent, car un réseau karstique datant de cette époque aura subi de nombreuses transformations, reprises de creusement, concrétionnements, cassures très importantes puisqu'il aura subi toutes les conséquences de l'orogenèse alpine, il sera donc le plus souvent oblitéré.

Les premières manifestations tectoniques intéressantes correspondent aux fractures "calcitées" dont nous avons vu qu'elles sont recoupées par des manifestations tectoniques plus récentes. Ces fractures sont donc antérieures aux dernières manifestations de la tectonique alpine et traduisent de par leur morphologie des distensions. On pourrait donc être tenté de les rattacher aux premières manifestations d'une tectonique cassante, telle que l'imagine B. PORTAULT (1968) à la fin du Crétacé inférieur, mais ce serait sans beaucoup de preuves. Il est, par contre, plus logique de les rattacher à la phase tectonique début Oligocène, et où nous l'avons vu, s'ébauchent les synclinaux actuels. Sur les flancs de ces premières ébauches de synclinaux, au niveau des rides anticlinales qui les bordaient, se sont vraisemblablement formées les classiques diaclases de distension selon le plan axial du pli. Ces diaclases de distension ont été postérieurement calcitées, car le remplissage de calcite qui caractérise les fractures dont nous parlons ne montre aucune strie. Parallèlement, se formaient les failles décrochantes de direction N 105° et les directions annexes, qui, "pré-découpant" le massif du Vercors, ont permis le rejeu ultérieur différent suivant les blocs ainsi individualisés.

Ce deuxième rejeu se situe au moment de la phase majeure, connue sous le nom de Ponto-Pliocène. C'est à ce moment que ce sont créés les plans de chevauchement sur le flanc est du synclinal de la Vernaison, par suite de l'accentuation de ce synclinal, la contrainte maximale étant de direction est-ouest, le flanc est a eu tendance à chevaucher le cœur du synclinal.

Dans la partie nord du Vercors et dans le massif de la Chartreuse, cette tendance au chevauchement se traduit par un plan unique, dans la plupart des cas, comme par exemple pour le chevauchement des gorges de la Bourne ou faille de Voreppe. Dans le Sud, par contre, et en partie par suite du découpage en panneaux de cette région, les

chevauchements ne se manifestent plus par un plan unique, mais comme dans le secteur de la grotte de La Luire, par une multitude de plans à faible rejet, ou même ne se manifestent plus, car le synclinal de la Vernaison va en s'amortissant vers le Sud.

C'est enfin en tout dernier lieu que des failles anciennes, comme la faile de la Cime du Mas ont rejoué une dernière fois, permettant l'effondrement de la plaine de la Chapelle-en-Vercors qui s'oppose à l'anticlinal de la Roche du Mas situé au Sud de la faille. Ce dernier point est plus ou moins hypothétique, mais très vraisemblable, car seul susceptible de donner une explication à l'effondrement de la plaine de la Chapelle-en-Vercors qui serait, comme le pense H. ARNAUD (1966) une conséquence du raccourcissement provoqué par la formation de l'anticlinal de la Roche du Mas.

Cette rétrospective est donc instructive, car si l'on considère les différentes phases tectoniques et le fait que durant une longue période pendant le Tertiaire le Vercors est resté émergé, on peut très bien penser que les calcaires ont pu être karstifiés et les réseaux formés repris ultérieurement par la tectonique. A ce propos, il est peut-être bon de noter que de plus en plus à l'heure actuelle, on pense sous l'influence de R. TRUMPY (inédit) que la notion de phase tectonique est à concevoir comme un phénomène court. Un réseau souterrain pourra donc être modifié suffisamment vite par une phase tectonique, pour que les eaux soient obligées de modifier radicalement leurs circulations, et donc ne pas effacer toute trace du réseau ancien, par simple enfoncement des circulations. Pourquoi donc ne pourrions-nous pas mettre en évidence l'un, ou plusieurs de ces réseaux ?

Un dernier point est maintenant à signaler. Au Nord de notre secteur le chevauchement des gorges de la Bourne semble passer à un décrochement dextre et ce de manière assez tranquille. Le réseau de la grotte de La Luire, dont sans trahir les secrets du chapitre suivant, nous pouvons dire qu'il est le principal drain du Vercors méridional, occupe une position aberrante. Ce réseau, en effet, dont un des puits d'accès se trouve dans le synclinal de la Vernaison, ne se développe pas dans le fond de la gouttière synclinale comme on pourrait s'y attendre, mais reste cantonné sur le flanc est du synclinal de la Vernaison. Ce ne sont pas les plans anciens calcités qui ont pu servir de drain, puisque les eaux auront plus de facilités pour dissoudre les calcaires contenant quelques impuretés, que la calcite pure. L'explication de ces deux points existe, et nous allons maintenant l'aborder pour clore ce chapitre sur le rôle du facteur tectonique sur les circulations.

3. - ROLE DES PHASES TECTONIQUES SUCCESSIVES

Pour la clarté du raisonnement qui va suivre, nous allons considérer deux phases tectoniques essentielles dans l'histoire du secteur nous intéressant. Ces deux phases sont les suivantes : une phase débutant à l'Oligocène et qui nous l'avons vu amène une première fracturation ainsi qu'une ébauche des synclinaux, puis une phase correspondant au paroxysme alpin, au Ponto-Pliocène, entraînant essentiellement un rejeu des fractures existantes et une accentuation des synclinaux.

3.1. - GENERALITES

Quelques rappels sont nécessaires avant de commencer cette partie.

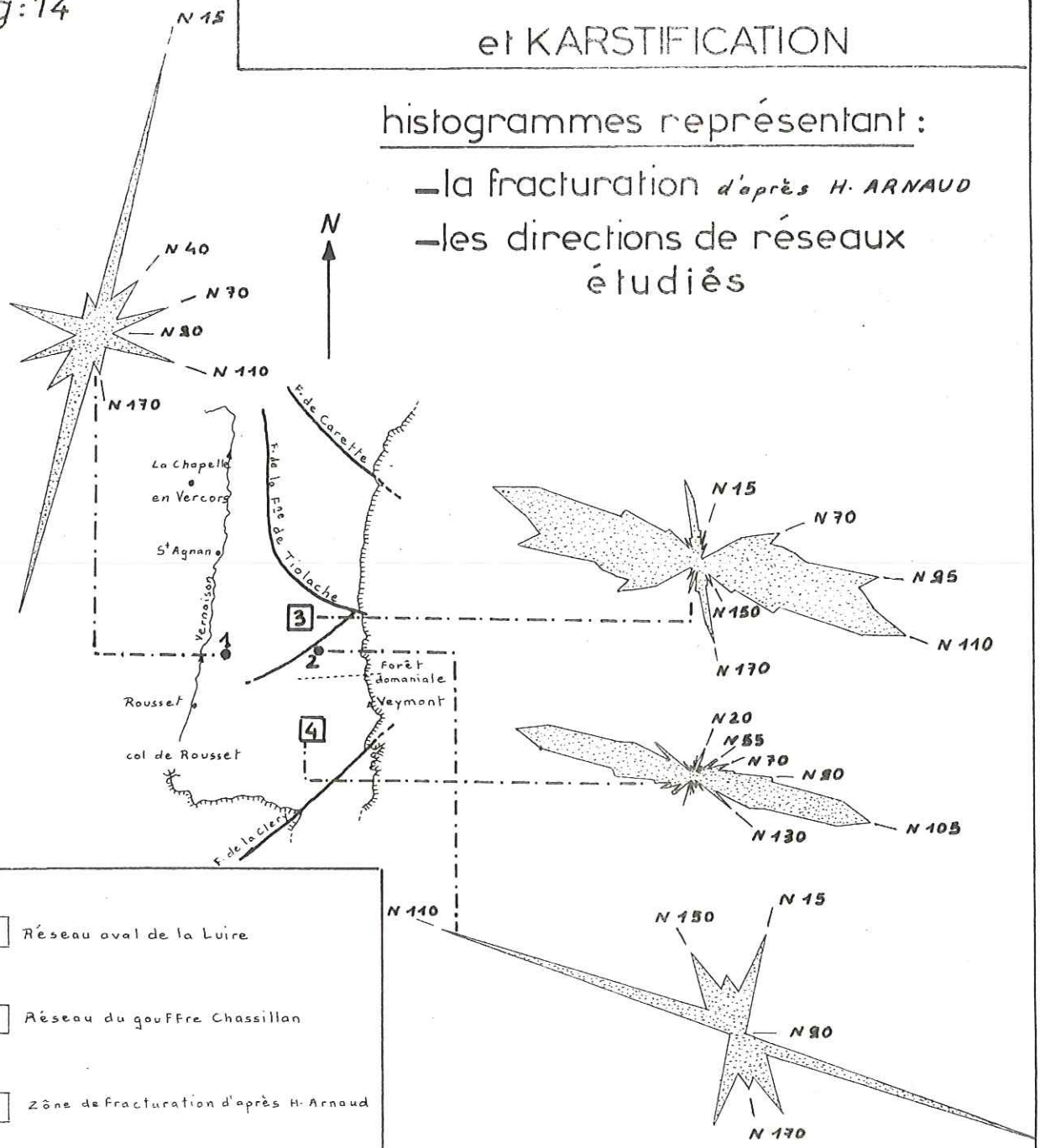
Notons, tout d'abord, que lorsqu'on applique une contrainte à un matériau tel que les calcaires qui forment l'ossature du massif, plusieurs plans de fracture vont apparaître, des plans de cisaillement et des plans de distension. La contrainte maximale va se trouver dans l'angle aigu formé par l'intersection des deux plans de cisaillement, et ce, quelle que soit la structure, monoclinale ou plissée. De plus, dans le cas ou le matériau est plissé en anticlinal ou en synclinal, apparaissent les plans de distension, les uns parallèlement à la contrainte maximale, les autres perpendiculairement à cette même contrainte. Tous ces plans peuvent se manifester, pour les premiers par des décrochements, pour les seconds par des diaclases de distension, ou bien alors rester virtuels et constituer, malgré tout, des zones de faiblesse au sein d'une masse apparemment saine.

fig:14

FRACTURATION et KARSTIFICATION

histogrammes représentant :

- la fracturation d'après H. ARNAUD
- les directions de réseaux étudiés



1. Réseau oval de la Luire
2. Réseau du gouffre Chassillan
3. Zône de fracturation d'après H. Arnaud
4. Zône de fracturation d'après H. Arnaud

bordure du Vercors

PL:10

Une fois posé ce premier point, considérons la figure 14, sur laquelle nous avons indiqué les fréquences de direction de fractures calculées par H. ARNAUD (1971), d'après une étude des photos aériennes et concernant la longueur respective sur les photos de chaque fracture relevée et les fréquences de direction des réseaux souterrains que nous avons calculées pour deux des gouffres les plus importants du secteur,après mesure de toutes les directions de galeries de ces réseaux. Il est net que sur le plateau de la Forêt Domaniale, les directions majoritaires des réseaux souterrains correspondent aux directions majoritaires de la fracturation, soit une direction N 105° à N 110°. Sur le flanc du synclinal de la Vernaison par contre, les directions de réseau sont essentiellement N 15°, ce qui est nettement différent. Ce dernier point est à mettre en parallèle avec la présence des nombreux plans de chevauchement à faible rejeu dont nous avons parlé, et qui sont le résultat d'un processus d'évolution que nous allons détailler maintenant.

3.2. - EVOLUTION DE LA FRACTURATION

Lors de la phase, début Oligocène, vont se créer les premiers plans de cisaillement qui provoquent le premier découpage du massif. Ces plans du fait de la direction est-ouest de la contrainte maximale de l'orogenèse alpine, et, du fait du faible enfouissement des terrains nous intéressant qui entraîne une contrainte verticale très faible, vont être des plans verticaux ou sub-verticaux qui vont jouer en cisaillement entraînant des décrochements plus ou moins marqués.

Il est à remarquer que sauf rares exceptions, les décrochements ne sont pas très importants, ce qu'indiquent les faibles manifestations annexes de la tectonique sur les formations. Il est donc possible que certains de ces plans soient restés à l'état virtuel, lors de cette première phase.

Les synclinaux commencent parallèlement à s'ébaucher, et de ce fait, vont apparaître des diaclases de distension telles que celles que nous avons défini précédemment, et qui ont pu se calciter, comme sur le flanc est du synclinal de la Vernaison. Voilà donc l'état du Vercors méridional après le début de l'Oligocène, tel que peut le schématiser la figure 16.

Au moment du paroxysme alpin, les plans précédemment créés ou ébauchés vont rejouer, et ce, de manière relativement simple, puisque les directions de contraintes sont conservées.

Dans le détail, l'existence de plans au moment de la deuxième phase entraînera une modification de l'état de contrainte, et par conséquent une modification des directions annexes. Nous ne considérerons donc le problème que dans son ensemble, ce qui, nous le verrons, sera satisfaisant.

Sur le plateau de la Forêt Domaniale, il sera tout à fait impossible de distinguer le premier jeu des fractures du second, puisque les directions de contrainte sont identiques et que cette zone n'a pas été replissée de façon marquante lors de la deuxième phase.

Dans le synclinal de la Vernaison, les manifestations de la deuxième phase seront plus facilement identifiables. Les plans de cisaillement de la première génération vont se trouver pris dans le plissement plus important des synclinaux qui prennent leur forme actuelle. Ces plans seront donc tordus, parallèlement à la torsion des couches, ils vont prendre un certain pendage et le mouvement de décrochement va se transformer en fait, en chevauchement sur ces plans obliques.

Le dernier point évoqué est capital, car si dans un synclinal faiblement plissé, la torsion des plans est faible, et donc, la composante chevauchante réduite, lors de plissements plus importants, la torsion sera plus forte. Dans ce dernier cas, précisément celui dans lequel nous nous trouvons, la composante chevauchante aura une grande importance. Le synclinal, sur ces flancs montrait déjà des diaclases de distension constituant autant de zones de faiblesse. La contrainte étant suffisante, et les plans de cisaillement gauchis amorçant le processus de chevauchement, il est normal que le flanc est du synclinal se soit mis à chevaucher plus ou moins nettement le cœur.

Ce raisonnement permet ainsi d'expliquer, à grande échelle, le passage du plan de chevauchement des gorges de la Bourne, au décrochement de la faille de Carette, les plans de cisaillement s'infléchissant passeront de manière relativement insensible, la torsion s'accentuant, à des plans où la composante chevauchante est de plus en plus importante, pour finalement aboutir à la création de véritables plans de chevauchement qui prendront naissance alors.

FRACTURATION ET KARSTIFICATION fig:15

décrochements aux jeux Oligocène et ponto-Pliocène (FCM - FL - F_1 - F2)

plans de cisaillement Oligocènes tordus au Ponto-Pliocène

diaclases de distension Oligocènes coupées par des plans de chevauchement de rejeu Ponto-Pliocène

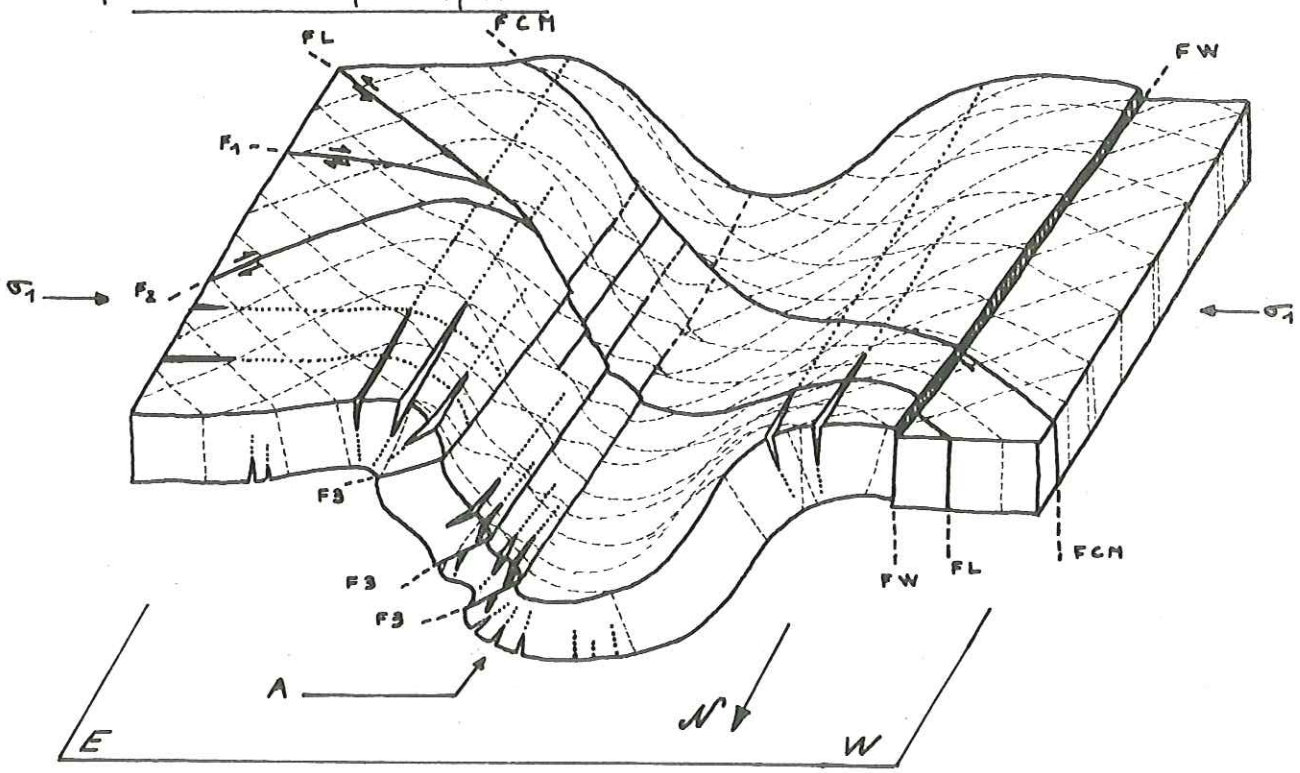
diaclases de distension Ponto-Pliocènes.

F3 Plans très anciens (crétacés) ayant joué comme plans de chevauchement au Ponto-Pliocène

FW Fracture bordant à l'ouest le synclinal, manifestation ancienne.

A Karst de La Luire sur le flanc est du synclinal

σ_1 contrainte principale.



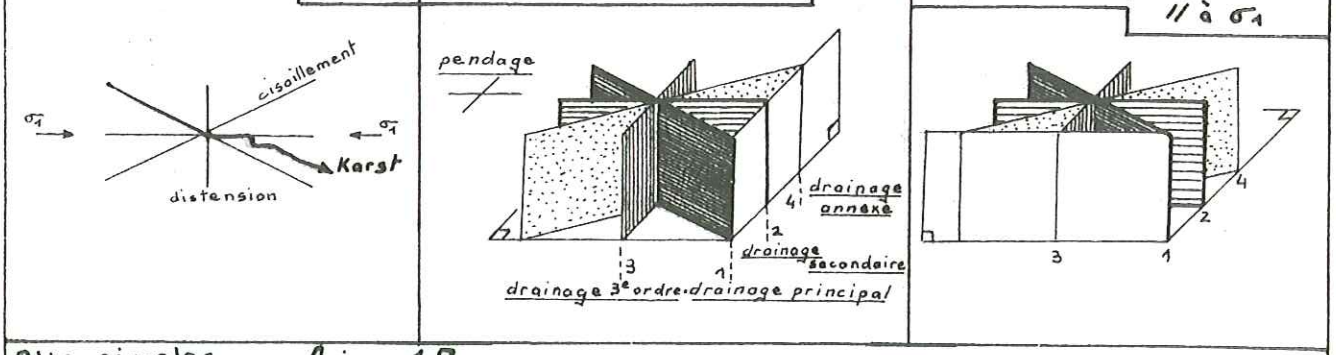
TECTONOGRAMME DE L'URGONIEN (schéma)

PL:11

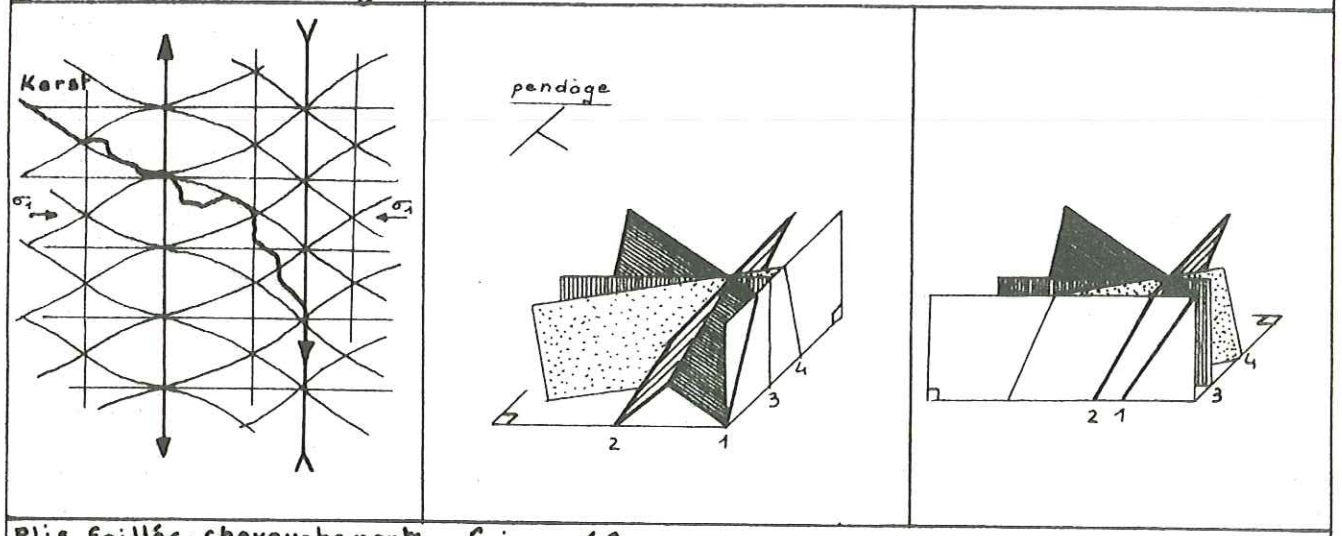
LE KARST ET LES PLANS DE FISSURATION PL:12

zône tabulaire fig: 16

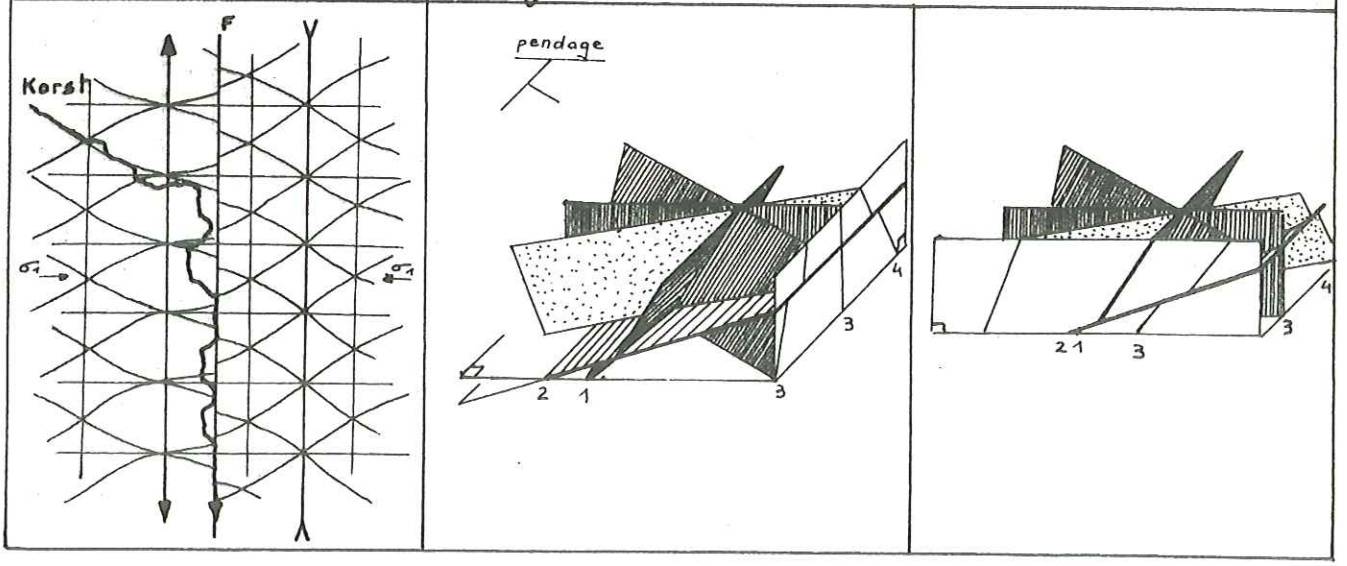
PLAN | Projection sur plan ⊥ à σ_1 | Projection sur plan vertical // à σ_1



Plis simples fig: 17



Plis faillés-chevauchements fig: 18



Ce phénomène se retrouve également à plus petite échelle dans le Sud de notre secteur, du fait de l'amortissement du synclinal de la Vernaison, où il se créera un grand nombre de plans de chevauchement à faible rejet.

Notons enfin un dernier point. Il a parfois été fait l'erreur de considérer que la contrainte maximale, lors de déformations se trouvait dans le plus petit angle du dièdre de cisaillement dans le cas d'anticlinaux, alors que dans le cas de synclinaux cette même contrainte se trouvait dans le plus grand angle. La figure 17 montre que ce n'est, en fait, qu'une illusion, les plans sont gauchis et effectivement il est possible de constater qu'au passage des anticlinaux, l'angle où se trouve la contrainte maximale semble se refermer, alors qu'inversement, dans les fonds synclinaux cet angle s'ouvre largement. Cette illusion n'est due qu'au fait que l'on ne considère que la trace de l'intersection du plan de cisaillement avec la topographie, reportée sur le plan de la carte. Si l'on rabat sur un canevas de Wülff les mesures que l'on peut effectuer de direction et pendage de la faille, en fonction du pendage des couches, où si de manière plus imagée, on considère la tangente au point d'inflexion que présentent les courbes aux sommets anticlinaux ou dans les fonds synclinaux, nous verrons réapparaître l'angle normal que présentent les deux plans de cisaillement entre eux. Il est en effet impossible que la contrainte maximale soit dans un angle de plus de 90°.

3.3. - INFLUENCE DE DEUX PHASES TECTONIQUES SUR LES CIRCULATIONS

Ce paragraphe touchera les circulations karstiques essentiellement. De nombreux auteurs tel P. RENAULT (1971) ont montré la liaison étroite existant entre la fracturation qui affecte un massif et les axes de circulation karstique. Le Vercors méridional est à ce sujet très intéressant, puisque montrant un karst assez connu, et présentant une tectonique d'ensemble analysable sans trop de complexité.

En nous aidant du paragraphe précédent, précisons donc la notion bien connue, "il y a faille donc de l'eau".

Dans le secteur de la Forêt Domaniale, le gouffre Chassillan (fig. 14), montre un réseau dont les directions majeures correspondent aux directions majeures de la fracturation de ce secteur.

Dans l'hypothèse envisagée du rejeu successif des plans de cisaillement, les directions de fracture n'ont pas changé, ce qui veut dire que de tels réseaux, s'ils existaient antérieurement à la deuxième phase tectonique, restent postérieurement à cette phase, dirigés par les mêmes fractures.

Il ressort de la figure 14 que ce sont les plans de cisaillement qui drainent préférentiellement les eaux. Ces plans sont en effet les mieux individualisés, et les plus fréquents, puisque du fait du très faible plissement synclinal de cette zone, les plans de distension, qui peuvent se présenter comme des diaclases ouvertes, ne seront pas, ou peu formés. Le processus de karstification sera donc lié aux plans de cisaillement et se manifestera soit par des dissolutions le long de ces plans, depuis la surface, comme c'est le cas dans la région des Erges, soit par le creusement de galeries à plus ou moins grande profondeur, toujours suivant les directions de fracture, dans le cas du gouffre Chassillan.

Dès que l'on aborde le problème des structures plissées, comme le synclinal de la Vernaison, ce schéma est plus complexe. Dans un synclinal simple, les plans de cisaillement conserveraient sans doute le rôle essentiel et nous verrions les circulations glisser vers le fond synclinal ; ici, le cas est totalement différent.

Le seul réseau important que nous connaissions dans cette zone est celui de la grotte de La Luire, et ce réseau est cantonné sur le flanc est du synclinal.

Cette anomalie peut trouver une explication satisfaisante dans le raisonnement du paragraphe précédent. Les plans de distension remplis de calcite de la première génération ne peuvent certainement pas guider un réseau souterrain. Les plans de chevauchement sont des zones fortement comprimées, et donc peu favorables elles aussi à des dissolutions. L'explication est en fait liée encore une fois aux plans de cisaillement, mais aux plans déformés par le plissement de la seconde phase. Ces plans restent des zones favorables aux circulations, lorsqu'ils prennent une composante chevauchante, de plus vont se créer de nouvelles diaclases de distension. Ces diaclases de distension se rencontreront à deux échelles sur l'ensemble du flanc synclinal, et au niveau des crochons qui accompagnent toujours les petits chevauchements dont nous avons parlé au début de ce chapitre.

De cet ensemble, il résulte que des zones favorables aux dissolutions telles que les plans de cisaillement gauchis, et les diaclases de distension viennent buter contre les plans de chevauchement. Considérons le problème non pas à l'échelle d'une fracture, mais à l'échelle d'une infinité de tous ces plans qui, virtuels ou matérialisés "hachent" les calcaires urgoniens.

A l'intersection des plans de cisaillement gauchis et des plans de distension, avec les plans de chevauchement, se trouvera une zone favorable aux dissolutions, et c'est cette zone qui "guide" le réseau souterrain de la grotte de La Luire. Le creusement une fois amorcé, se poursuivra d'autant plus facilement, que les zones comprimées vont se détendrent, il y aura création de fissures de décompression entraînant de nombreux effondrements.

4. - CONCLUSION

De cette étude sur le rôle de la tectonique, qui a d'ailleurs fait appel à une étude paléogéographique sortent plusieurs points importants pour la bonne compréhension à la fois de l'hydrogéologie et de la géologie en général, du Vercors méridional.

Le Vercors a très bien pu subir un épisode de karstification pendant les longues périodes d'émersion qui ont caractérisé le Tertiaire principalement, et les réseaux éventuels auront subi des phases tectoniques, point qui, s'il est possible de retrouver l'un ou plusieurs de ces réseaux, ne manquera pas de se remarquer.

La fracturation du Vercors méridional qui s'est faite essentiellement en deux temps permet de mettre en valeur d'une part, la plus grande complexité du synclinal de la Vernaison, et d'autre part, le rôle des plans de cisaillement, aboutissant à des décrochements, et qui tordus par une deuxième phase tectonique, facilitent sur les flancs du synclinal de la Vernaison, la tendance au chevauchement.

Les circulations vont être particulièrement sensibles aux différentes fracturations. Les réseaux karstiques, car ce sont eux les plus intéressés, suivront préférentiellement les plans de cisaillement de première et deuxième génération, qui sont identiques. Sur le plateau de la Forêt Domaniale, les réseaux anciens, s'il en existe, présenteront les mêmes directions que les réseaux postérieurs aux manifestations tectoniques. Dans les secteurs plus plissés comme le synclinal de la Vernaison, la deuxième phase par les torsions de plans qu'elle provoque, amène les réseaux à des positions aberrantes. Les plans de distension, dans les zones tabulaires comme le plateau de la Forêt Domaniale ne jouent qu'un rôle secondaire, de même que les plans annexes des directions principales. Dans les zones plissées, on pourrait s'attendre à ce que les diaclases de distension jouent un rôle important, du fait de leur ouverture ; celle de la première génération sont remplies de calcite, et celles de la seconde génération ne joueront un rôle qu'en surface, en profondeur, le rôle essentiel sera tenu par l'intersection des plans de cisaillement gauchis avec les plans de chevauchement.

Notons, pour terminer, le rôle particulier tenu par la faille de la Cléry, décrochement dextre au rejeu de plusieurs kilomètres caractérisé par une zone broyée argileuse de plusieurs centaines de mètres de puissance, parfaitement étanche.

CHAPITRE IV

SOURCES ET CIRCULATIONS

BARRAQUES
EN-VERCORS

1. - LES SOURCES

Du fait des karstifications au niveau des calcaires "urgoniens", le Vercors présente des possibilités de circulations assez variées, qui se traduisent par des types de sources, émergences le plus souvent, présentant chacun des caractères propres.

Pour étudier ces sources, nous utiliserons trois critères qui sont dans l'ordre de leur importance : température, résistivité et chimie des eaux.

1.1. - CRITERES D'IDENTIFICATION DES SOURCES

1.1.1. - La température

Ce critère va nous permettre de mettre en évidence les premiers caractères essentiels des sources rencontrées.

Les sources qui montrent les plus grandes variations de température au cours de l'année risquent d'être superficielles, les variations de température des eaux traduisant l'importance de l'influence des variations de température de l'air sur ces eaux. Leur température moyenne annuelle se situe le plus souvent dans des domaines variés et ne peut être liée précisément avec l'altitude de leur point d'émergence. Les sources, par contre,qui montrent une certaine constance dans leur température, sont profondes, qu'elles se situent dans le rocher ou dans des terrains de couverture.

Il existe, d'autre part, une liaison entre la température de ces sources et l'altitude de leur point d'émergence. Dans le détail cette liaison est fonction de nombreux facteurs, tels que l'exposition, la position sur le flanc ou dans le fond d'une vallée. Dans notre cas, l'orientation nord-sud de la vallée de la Vernaison, fait qu'il n'y aura pas de sources plus exposées au soleil que d'autres. Nous ne rentrerons donc pas dans ces considérations de détail, et nous considérerons une loi plus générale, mise en évidence par R. MICHEL (1960), en ce qui concerne les sources du département de l'Isère (fig. 20), qui nous permet de définir quelques familles de sources.

1.1.1.1. - Les familles de sources

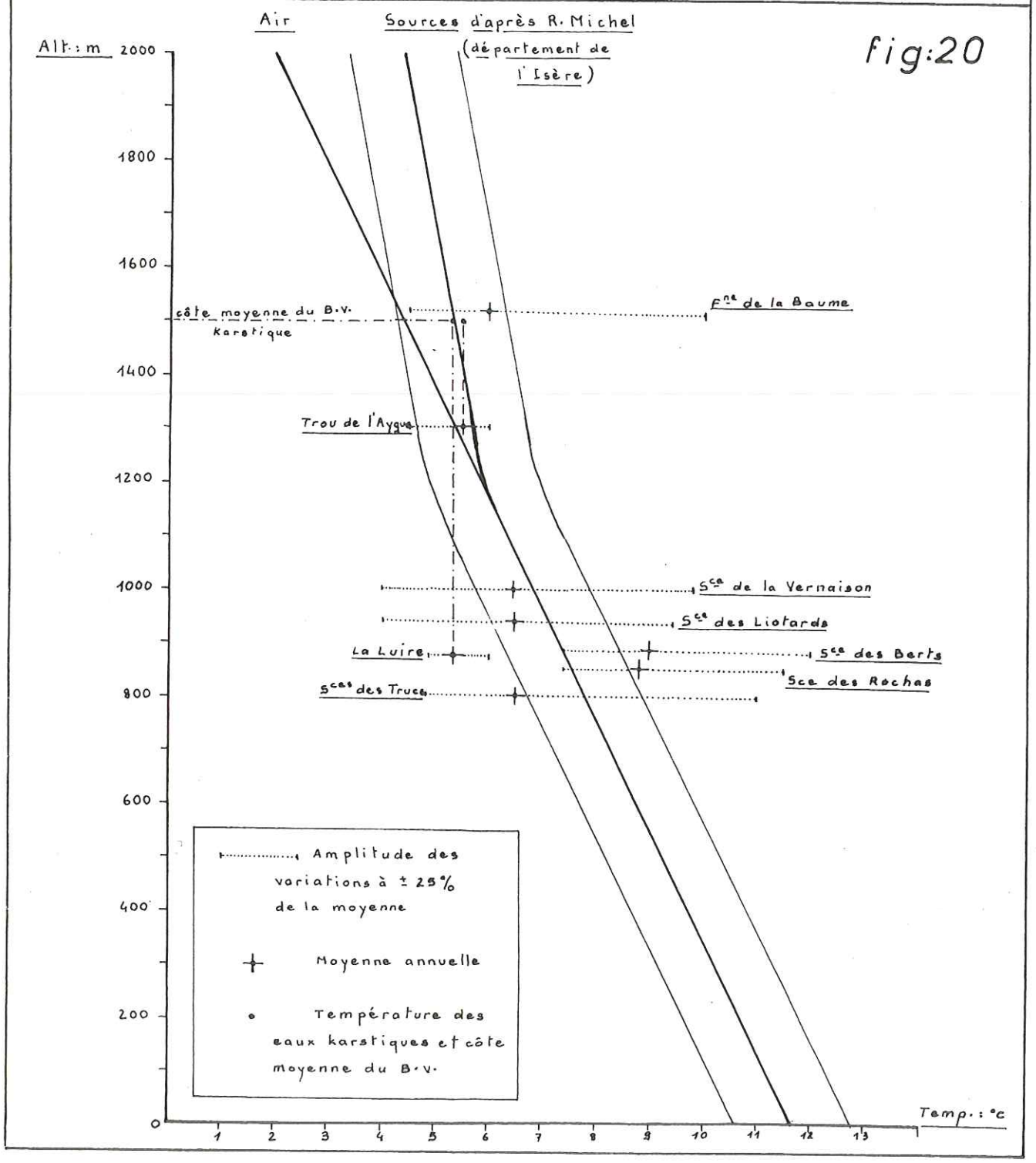
- Nous rencontrons tout d'abord un ensemble de sources essentiellement variables, puisque 50 % des mesures effectuées sont situées entre 7 et 12°C, comme c'est le cas pour les sources des Berts et des Rochas (sources 7 et 11 de la figure 64). Ces sources se trouvent d'autre part, pour ce qui est de leur moyenne annuelle, hors de la zone définie par R. MICHEL, correspondant à leur altitude. Nous pouvons donc penser qu'elles sont superficielles, ce que confirmera une étude géologique.

- Viennent ensuite des sources telles que la source de la Vernaison (36) ou des Liotards (40) dont les variations peuvent parfois être importantes, mais nous verrons pourquoi. Leur température moyenne annuelle, se trouve dans des zones correspondant à l'altitude de l'émergence (fig. 20). Elles répondent donc beaucoup mieux aux critères choisis et sont les plus intéressantes, non par leur débit, mais par leur origine.

- Les sources suivantes sont plus faciles à caractériser, car nous savons qu'elles sont karstiques. Nous trouvons-là, en effet, deux grottes importantes qui sont le trou de l'Aygue ou grotte de Combe-Mâle, et la grotte de La Luire (49 et 27), cette dernière étant temporaire, par suite d'un phénomène sur lequel nous reviendrons. Les températures pour

Liaison température-altitude des principales sources

PL:13



ce type de source sont très nettement inférieures à la valeur qu'elles devraient avoir, compte tenu de l'altitude de leur émergence, et nous devrons faire entrer là, une notion particulière, pour essayer d'en comprendre la raison.

Nous avons vu, en effet, dans le chapitre 1 que le bassin versant de la Vernaison pouvait se décomposer en deux parties : un bassin versant réel de la Vernaison et un bassin versant karstique, correspondant aux circulations souterraines profondes. Si, au lieu de considérer l'altitude du point d'émergence, nous considérons l'altitude moyenne du bassin versant karstique, qui, dans notre cas est de 1 500 m, la température des source trouve alors, sa parfaite justification.

Ces émergences karstiques présentent d'autre part une grande constance dans les températures, puisque la variation maximale est de l'ordre de 1°C sur un an. Ce dernier point est donc particulièrement intéressant, car le karst qui a souvent été caractérisé comme ayant des températures essentiellement variables, montre en fait une grande constance.

- Le dernier type de source que l'on peut mettre en évidence par l'examen de la température seule, est composé par des sources karstiques, mais très superficielles. Ce dernier point se répercute, bien sûr, sur les variations qui peuvent être importantes, puisque la source de la Fontaine de la Baume, par exemple, (55) varie de 4 à 12°C. Ces sources, par leur moyenne annuelle, se classent dans le domaine correspondant à leur altitude.

1.1.1.2. - Synthèse

Il ressort de cette étude des températures, que certaines sources sont assez superficielles, qu'elles soient dans la vallée ou sur le plateau karstique, d'autres , par contre, sont plus profondes et présentent de ce fait des caractères plus classiques.

Le point le plus intéressant reste lié aux importantes émergences karstiques. Nous pouvons, pour ce qui est du tarissement, assimiler de telles émergences à un véritable cours d'eau alimenté par son bassin versant, et non comme un véritable aquifère constitué par la masse calcaire. De ce fait, il ressort que ce sont les parties les plus amont du réseau souterrain qui vont déterminer les caractères des circulations.

Du fait des circulations d'air, importantes souvent au niveau des chenaux, la température sera donnée, non par la température de l'air au niveau de l'émergence, mais bien au contraire par la température de l'eau au niveau des fissures d'alimentation. L'altitude moyenne du bassin versant semble donner une bonne représentation dans notre cas de cet état de choses, puisque, comme le montre la figure nous pouvons faire alors correctement la corrélation altitude-température des eaux.

Le problème est d'ailleurs un peu analogue pour des sources telles que la source des Trucs (3). Il convient donc pour une source quelconque, de déterminer la cote moyenne de son bassin versant, et c'est cette cote qui sera à relier à la température de la source.

Les températures du karst profond, enfin, sont constantes et si parfois, elles ont été considérées comme variables, c'est que l'on avait considéré soit des karsts très superficiels, soit des émergences diffuses au travers d'éboulis qui bien que karstiques profondes par leur origine, n'étaient en fait, à ce stade, que des sources superficielles d'éboulis, par leur circulation à proximité du point de mesure.

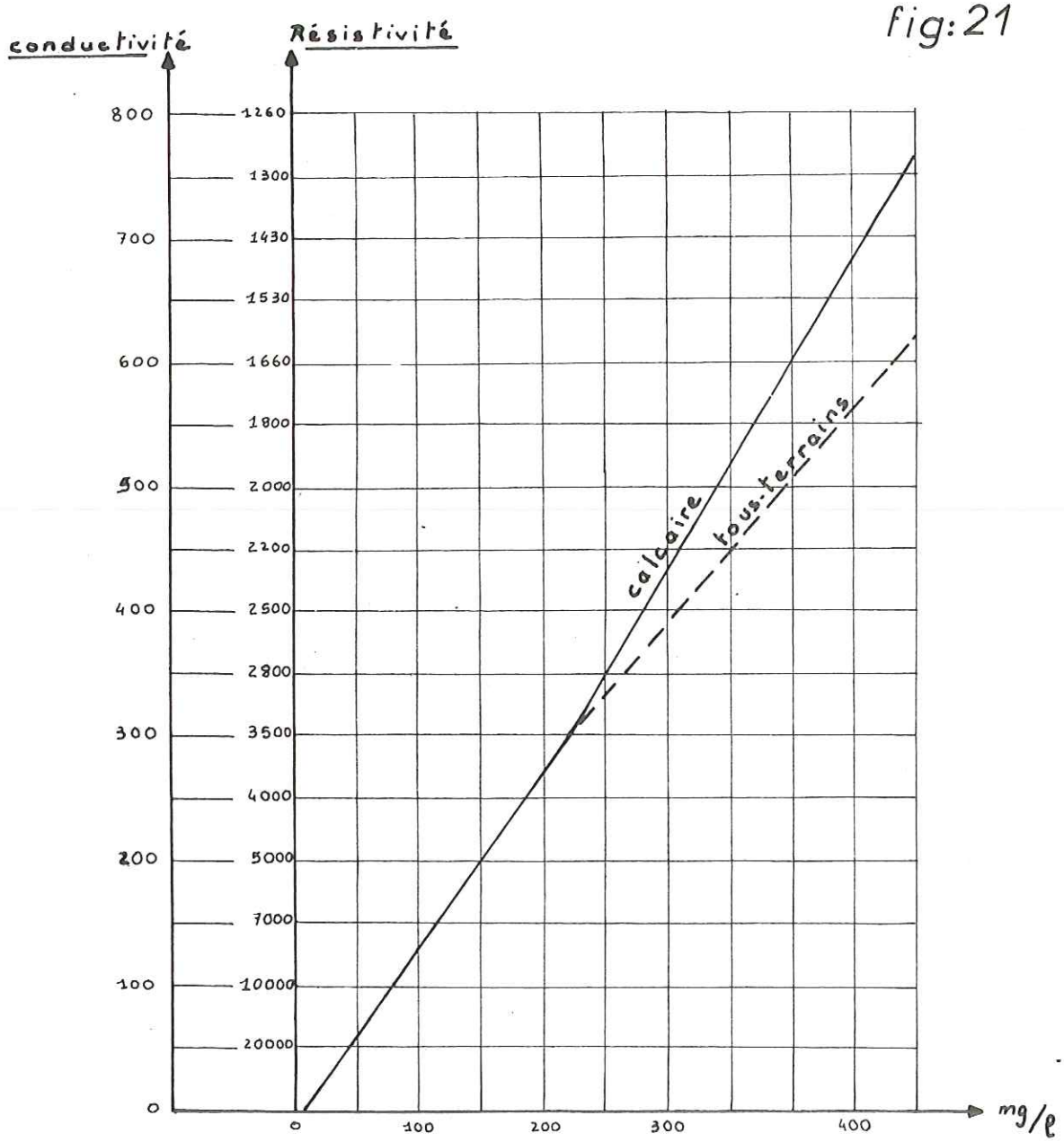
1.1.2. - La résistivité

C'est un caractère qui sera important, non pour faire une classification fine, impossible grâce à lui seul, mais pour mettre en évidence des particularités chimiques intéressantes, sans passer systématiquement par des analyses.

La résistivité d'une eau est essentiellement liée à sa composition chimique, or, nous verrons que l'ensemble des sources du Vercors méridional se caractérise par une remarquable constance dans la présence de certains ions. Les variations n'affectant schématiquement que l'un des ions, il sera alors possible de déduire la hausse ou la baisse de teneur en celui-ci par les seules variations de résistivité.

La variation devra, par ailleurs, être importante, car l'erreur sur les mesures est parfois importante. Nous ne considérerons donc que les variations de plusieurs centaines de Ω.cm comme valables.

Notons enfin, et pour terminer, que pour caractériser les sources nous avons utilisé une moyenne annuelle, calculée à partir des fréquences cumulées sur un an des mesures effectuées sur chaque source. Il est évident que le nombre de mesures est insuffisant pour obtenir un résultat statistique valable, mais les variations étant peu importantes, et compte tenu du résultat recherché, cet approche pourra nous satisfaire.



RELATION ENTRE TENEUR EN SELS DISSOUS ET RESISTIVITE (d'aprés J. Corbel)

PL:14

1.1.2.1. - Les types de sources

Comme nous venons de le voir, la résistivité de la majorité des sources n'est pas particulièrement caractéristique. Toutes les sources définies par la température comme superficielles (karst et vallée), ou mixtes (sources de la Vernaison) oscillent autour de 3 500 à 3 600 Ω. cm, quelle que soit leur température. Il est donc impossible par le seul critère de résistivité, de préciser les origines ou le mode de circulation de ces sources.

La source de Combe-Mâle ou celle de La Luire, montrent par contre une résistivité nettement différente. Leur moyenne se situe entre 5 000 et 6 000 Ω-cm, ce qui traduit une minéralisation faible vis-à-vis des sources précédemment citées. Ce fait est paradoxal, car il est classiquement admis que le karst présente une minéralisation d'autant plus importante que l'eau est plus froide. Ce dernier raisonnement est particulièrement théorique et ne correspond pas à la réalité.

Sans entrer dans le détail nous pouvons dire qu'une eau karstique sera toujours le plus souvent saturée en bicarbonates, mais ce sera toujours relativement à sa teneur initiale en gaz carbonique. Une eau de pluie, pour pouvoir dissoudre le plus de bicarbonates, devra se saturer tout d'abord en CO_2 et acides humiques, or le bassin versant du karst profond est, en moyenne, à une altitude de 1 500 m.

La végétation est alors faible, l'eau s'infiltre rapidement et pénètre dans les calcaires avec un déficit initial en CO_2 qui entraînera par la suite un déficit relatif en bicarbonates, bien que tout le gaz carbonique ait été utilisé. Nous voyons donc une explication possible à la résistivité importante que nous avons noté.

1.1.2.2. - Synthèse

Cette méthode des résistivités ne permettra, en elle-même, que de caractériser les sources karstiques profondes. Les sources superficielles présenteront simplement des variations très importantes lors de la fonte des neiges, par exemple, alors que le karst profond marque une grande uniformité, tout au long de l'année.

Les sources karstiques superficielles ont un bassin versant situé à la même altitude que celle du karst profond, et logiquement, devraient présenter des résistivités analogues. En fait, leur caractère superficiel fait que les eaux contiennent vraisemblablement plus de CO_2 lorsqu'elles pénétrent dans le calcaire, puisqu'elles séjournent plus longtemps dans les zones où se trouvent les racines des plantes. Etant plus chargées en gaz carbonique, elles dissolvent plus de carbonates, et montrent donc une résistivité plus basse que celle du karst profond. Cet état de choses fait que de telles sources ne pourront, par le seul critère de résistivité, être différenciées des sources non karstiques, mais présentant des résistivités voisines.

1.1.3. - Chimie des eaux

La chimie des eaux du secteur étudié ne nous apportera que peu de points susceptibles d'aider à une classification fine des sources. Sur le secteur de la vallée de la Vernaison, nous disposons d'analyses effectuées par la Direction Départementale de l'Agriculture, sur les sources utilisées pour l'alimentation.

Nous allons donc considérer quelques exemples : la source de la Britière (source des Berts, captée, n° 12), la source de Saint-Agnan village (dont la source n° 5 constitue un parallèle), l'alimentation de Rousset-en-Vercors (grotte de Combe-Mâle, n° 49), l'alimentation du col de Rousset (source des Neys, n° 48).

Source des Berts

	ρ	pH	Dureté ° français	TAC "	NH_4 mg/l	NO_2 "	NO_3 "	CL "	SO_4 "	Fe "	CO_3H "
1965 14/6	2159	7,3	23	?	0	0	7	3,5	6	0	?
1966 6/6	2206	7,3	21	21	0	0	0	17,5	12,3	0	252
1967 12/6	2071	7,2	14	12	0	0	0	14	7	0	146,4
1968 14/6	2903	8	24	23	0	0	0	14,5	3,2	0	280,6
1969 16/6	2583	7,52	26	23,5	0	0	0	10,9	3,2	0	286,70
1970 6/10	4355	7,3	16	13,5	0	0	0	10,5	7	0	164,75

Source de Saint-Agnan village

	ρ	pH	Dureté ° français	TAC "	NH_4 mg/l	NO_2 "	NO_3 "	CL "	SO_4 "	Fe "	CO_3H "
1965 14/6	2382	7,3	23	20	0	0	0	11	2,8	0	240
1966 6/6	2169	7,4	24	21,5	0	0	0	17,5	13	0	258
1967 12/6	2346	7,2	23	21	0	0	0	14,5	6	0	252
1968 14/6	3387	8,1	24	21	0	0	0	10,9	5,8	0	252
1969 16/6	3220	7,65	22	21	0	0	0	14,1	3	0	252
1970 6/10	3549	7,3	18	17,5	0	0	0	7	5	0	213,57

Alimentation de Rousset

	ρ	pH	Dureté	TAC	NH_4	NO_2	NO_3	CL	SO_4	Fe	CO_3H
1966 6/6	3272	7,2	16	13,5	0	0	0	14,7	14,5	0	164,70
1967 12/6	3270	7,2	23,5	25,5	0	0	0	17,5	5,5	0	311,10
1968 14/6	4677	8,05	16	12,5	0	0	0	14,5	3,5	0	152,50
1969 16/6	4092	7,4	18	14,5	0	0	0	14,5	5,5	0	176,9
1970 6/10	4677	7,2	15	12	0	0	0	8,6	7,2	0	213,57

Alimentation du col de Rousset

	ρ	pH	Dureté	T A C	NH_4	NO_2	NO_3	CL	SO_4	Fe	CO_3H
1970 6/10	4516	7,25	12	12	0	0	0	9	5,5	0	146,44

Ces analyses sont relativement incomplètes, ce qui ne nous permettra pas de les reporter sur un diagramme, mais elles apportent des éléments sur la composition générale des sources, que l'on peut résumer de la manière suivante :

- absence complète de NH_4, NO_2 et NO_3 dans la majorité des cas. Il est parfois possible de rencontrer un peu de NO_3, dû à des pollutions très temporaires ;
- teneur en chlorure de 7 à 15 mg/l suivant les années, ce qui est relativement important ;
- teneur en sulfates de 3 et 15 mg/l ;
- teneur en bicarbonates importante, mais non prohibitive, puisque le T A C ne dépasse pas 20° français ;
- teneur en bicarbonates de 150 à 200 mg/l.

Il convient cependant d'être prudent dans l'interprétation de telles analyses, car les eaux sont parfois prélevées à quelque distance des captages et la composition chimique peut être, de ce fait, modifiée légèrement.

Le deuxième point intéressant à noter, est la faible teneur relative en bicarbonates d'eaux telles que celles de l'alimentation de Rousset et du col de Rousset. La faible teneur en sels de chaux correspond aux fortes résistivités notées dans un paragraphe précédent, et peut sembler anormale lorsqu'on constate que les sources telles que la source des Berts, sortant d'éboulis, montre une plus forte teneur en bicarbonates s'assortissant d'une plus faible résistivité.

Lorsque, sur le diagramme de F. TROMBE (1950) on reporte le pH des sources considérées, il est possible de noter que la plupart des sources sont à peu près en équilibre, bien que légèrement agressives. Le seul type de source facilement différenciable est représenté par les sources karstiques profondes, comme la grotte de la Combe-Mâle, qui, d'une part montre une faible teneur en $(CO_3H)_2Ca$, qui s'assortit en moyenne d'une agressivité plus importante.

Revenons enfin sur les teneurs importantes en chlorures que l'on constate dans les analyses prises ici en considération. Plusieurs facteurs tels que méthode d'analyse et surtout méthode de prélèvement peuvent influer sur le résultat. Dans ce dernier cas, en effet, il est possible d'enregistrer une augmentation de la teneur en chlorures, si lors de leur prélèvement les eaux sont en contact avec des matières contenant des chlorures.

Il est frappant de constater les différences existant sur le plan des teneurs en chlorures, entre les analyses du Laboratoire Départemental des Eaux de la Drôme (7 à 15 mg/l), de l'Ecole de Médecine de Grenoble (3 mg/l en moyenne sur le Nord du Vercors), et celles effectuées au Laboratoire de l'Institut de Géologie pour des sources correspondant aux sources analysées par le premier de ces organismes (1 mg/l).

Lorsqu'on considère les premières analyses, il est possible de constater une légère diminution de la teneur en chlorures au fil des années, mais qui ne peut expliquer, qu'en 1971 date de nos analyses, la teneur ait été si faible.

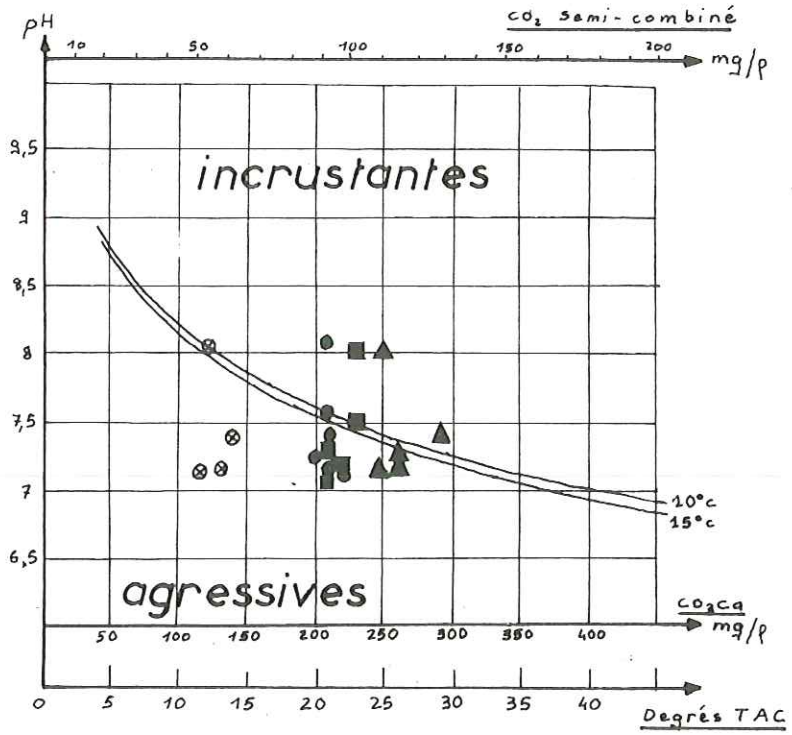
Il est donc vraisemblable que les différences relevées correspondent à des différences dans les méthodes utilisées.

1.1.3.1. - Les types de sources

Il n'existe pas, en fait, plusieurs types de sources à composition nettement différente, mais des points particuliers demandant une explication.

pH et titre en CO_3Ca de sources dans la vallée

fig:22



portés sur le diagramme de F. TROMBE

⊗ ROUSSET karst profond

■ LA BRITIERE glaciaire

● St AGNAN glaciaire

▲ CHABOTTE karst superficiel

relevés annuels de Juin 1965 à Juin 1970

PL : 15

Problème des sources de "moraines"

La composition chimique de ces sources est identique à celle des sources karstiques, ce qui peut surprendre, a priori, mais s'explique en fait assez facilement. Les dépôts glaciaires du Vercors méridional sont composés essentiellement par des blocs de calcaires urgoniens, les analyses calcimétriques ont montré 93 % en moyenne de carbonates dans ces formations. Il est donc tout à fait normal que la composition des eaux qui les traversent s'en ressente, ces eaux seront donc à dominante bicarbonatée.

L'infiltration de ces eaux se fait le plus souvent lentement, car par suite d'altération et d'une forte couverture végétale, l'eau reste longtemps en contact avec les formations superficielles riches en acides humiques et en gaz carbonique. L'eau sera donc saturée en gaz carbonique alors qu'elle pénètre dans l'aquifère proprement dit. Elle pourra dissoudre une quantité importante de calcaire, ce qui amène cette eau à la forte teneur en bicarbonates qui la marque.

Notons aussi, que, si du fait des différences de perméabilité que l'on rencontre au sein des formations glaciaires, les circulations seront déjà orientées selon des directions préférentielles, les dissolutions des parties calcaires vont aboutir au creusement de véritables galeries, réduites bien sûr, mais très importantes. La structure de l'aquifère sera donc particulière, et sous certaines conditions, nous pourrons parfois l'assimiler à un karst d'un genre un peu particulier. Cet artifice se justifie lors de considérations relatives à l'évolution des débits de ce type de source.

La composition des eaux karstiques

Nous avons constaté que dans le Vercors méridional, les eaux du karst profond montrent une teneur en sels, et plus spécialement en bicarbonates, nettement inférieure aux teneurs de sources que nous savons sortir de formations quaternaires, ainsi que de sources appartenant à la partie superficielle du karst. Il est possible de trouver plusieurs explications à cette anomalie.

Considérons la classique formule selon laquelle s'effectuent les dissolutions des carbonates :

$$CO_3Ca_{solide} + CO_{2\ dissous} + H_2O \rightleftharpoons (CO_3H)_2\,Ca_{dissous}$$

L'équilibre de cette réaction est donc directement fonction de la teneur en gaz carbonique, puisque dans le cas d'une formation calcaire, siège de dissolutions, nous admettrons que les carbonates et l'eau sont en quantité infinie.

Il est prouvé que les zones à forte végétation sont plus riches en gaz carbonique, dans toute la partie du sol où l'eau percole lentement avant de pénétrer dans les profondeurs. Dans le cas d'un calcaire donc, les eaux seront saturées en gaz carbonique lors de leur passage dans une telle zone, et par voie de conséquence, pourront contenir une grande quantité de bicarbonates. Ainsi se trouvent donc expliquées les teneurs élevées en bicarbonates que l'on note dans les sources issues de moraines dont nous avons vu qu'elles sont essentiellement à fragments de calcaires, de même que les teneurs à peu près égales des sources issues des parties superficielles du karst.

Pour expliquer les anomalies que l'on note dans le cas de sources karstiques profondes telles que la grotte de Combe-Mâle , il faut faire intervenir une notion concernant les teneurs en CO_2 de l'air ambiant des grottes, notion développée par P. RENAULT (1972). Dans les régions d'altitude élevée, la végétation est réduite, ce qui entraîne une diminution de la teneur en gaz carbonique des zones de fissures, proches de la surface, et ainsi provoque théoriquement des baisses de la teneur en bicarbonates des eaux qui s'infiltrent. Ce phénomène joue certainement un rôle dans notre cas, mais comment expliquer alors, que le karst superficiel et le karst profond dont les zones d'infiltration sont étroitement imbriquées, montrent de telles différences dans leurs teneurs en bicarbonates, amenant des différences dans leur résistivité respective.

Dans l'explication du phénomène, intervient la plus ou moins grande ventilation du réseau souterrain. P. RENAULT (1972) a montré que deux catégories de réseaux pouvaient exister :

- des réseaux de montagne, souvent bien ventilés et où la teneur en gaz carbonique est réduite ;

- des réseaux de plateaux moins bien ventilés, et, où en général, la teneur en gaz carbonique est plus importante.

A l'intérieur même d'un réseau particulier, il est possible de trouver des zones confinées, par des étroitures, où la teneur en gaz carbonique sera nettement au-dessus de la moyenne du gouffre.

Dans notre cas, nous sommes en présence de gouffres que l'on peut qualifier de mixtes, car si effectivement, la plus grande partie de notre secteur est constituée par le plateau de la Forêt Domaniale, les cavités que l'on rencontre montrent une ventilation très importante. Nous ne pouvons trancher, sans mesures détaillées de la teneur en CO_2 des cavités, mais du fait de la forte ventilation que nous notons dans toutes les cavités du plateau de la Forêt Domaniale, il est vraisemblable que la teneur en gaz carbonique est réduite.

Considérons maintenant l'évolution d'une eau qui s'infiltre depuis la surface. Dans la première partie de son trajet descendant, cette eau, traversant les couches superficielles va plus ou moins se charger en gaz carbonique, du fait de la pression partielle du CO_2, importante dans les fissures, les dissolutions pourront être importantes et l'eau sera relativement chargée en bicarbonates.

Dès l'instant où cette eau pénètre dans des galeries plus importantes, la pression partielle de CO_2 va diminuer, entraînant un dépôt des carbonates, puisque la réaction ne sera plus équilibrée. Si dans la galerie où se forment ces dépôts, l'atmosphère est confinée, donc riche en gaz carbonique, très vite la réaction s'arrêtera et les eaux resteront relativement riches en bicarbonates. Inversement, si les eaux débouchent dans une zone appauvrie en gaz carbonique, c'est-à-dire, n'ayant que des teneurs voisines de celles de l'atmosphère extérieure au réseau, la teneur en CO_2 des eaux étant fonction non seulement de la température de ces eaux, mais aussi de la teneur en CO_2 de l'atmosphère, il se produira un dépôt de carbonates jusqu'au moment où les eaux seront revenues à des teneurs en bicarbonates compatibles avec l'équilibre de la réaction, l'excès de CO_2 des eaux ayant été éliminé. Ce phénomène sera d'autant plus sensible que le réseau sera pauvre en gaz carbonique.

Ce dernier point montre donc que les réseaux peu ventilés seront riches en CO_2, donc en bicarbonates, et ce, d'autant plus que la couverture végétale est importante, alors que les réseaux karstiques importants que nous rencontrons, seront moins riches en CO_2, et donc moins riches en bicarbonates.

Notons, enfin, que compte tenu de l'équation générale de dissolution des carbonates, une eau pourra être saturée en bicarbonates, alors même qu'elle ne montre qu'une faible minéralisation. Tout est fonction, bien sûr, de la teneur des eaux en CO_2.

1.1.3.2. - Synthèse

De ces généralités concernant la chimie des eaux rencontrées, nous retiendrons donc l'uniformité de la composition chimique, quel que soit le type de source, uniformité qui est à mettre en parallèle avec celle rencontrée pour les résistivités.

Ces eaux sont sur un plan bactériologique exemptes, dans la majorité des cas, de pollution, sauf accidents passagers dans les zones cultivées. Elles sont, par ailleurs, dépourvues de nitrates, nitrites et ions ammoniums, ce qui est satisfaisant.

La seule particularité chimique est représentée par le karst profond, qui pour des raisons que nous avons indiquées, montre des teneurs paradoxalement faibles en bicarbonates.

Les pH, enfin, de ces sources ne sont pas très caractéristiques et varient entre 7,5 et 8,4 en moyenne. Nous reparlerons de ce point dans le paragraphe consacré à l'étude de chaque type.

1.2. - ETUDE DES SOURCES PAR FAMILLES

Nous allons mettre en évidence, grâce aux critères que nous venons de définir, quatre types de sources.

- Les sources karstiques profondes qui montrent, du fait de l'altitude de leur bassin versant, une température basse, une résistivité élevée et par conséquent une minéralisation réduite.

- Les sources karstiques superficielles qui ont un débit bien moins important, et qui, du fait de l'altitude de leur bassin versant, présentent souvent des températures basses, mais une résistivité plus basse (3500 à 4500 Ω·cm), que les précédentes, ce qui traduit une minéralisation normale.

- Des sources à température plus élevée, qui sont superficielles. Leur résistivité et leur minéralisation sont voisines des précédentes, pour les raisons que nous avons vues. Ces sources sont liées aux dépôts quaternaires de la vallée de la Vernaison.

- Des sources que nous qualifierons de mixtes, car bien que leur point d'émergence soit lié aux dépôts quaternaires, leur température plus basses, leur débit supérieur à celui que permet leur bassin versant théorique, font qu'elles trouvent une partie de leur origine dans le karst superficiel.

1.2.1. - Les sources karstiques profondes

Elles sont liées à la masse des calcaires barrémo-aptiens, et leur creusement, abordé au chapitre trois, ne sera pas envisagé ici.

Le réseau de la grotte de La Luire est sans conteste, le plus important, mais la sortie des eaux ne se fait pas, sauf cas très particulier des crues que nous expliquerons de manière détaillée, par la grotte de La Luire et n'intéresse donc pas, dans la majorité des cas, la partie du synclinal de la Vernaison qui nous occupe.

Le seul réseau, ou plus exactement système karstique profond que l'on trouve, dans le secteur étudié, est celui de la grotte de Combe-Mâle (ou trou de l'Aygue) - source des Neys (48 et 49).

1.2.1.1. - Géologie

L'ensemble du réseau s'est trouvé creusé à la limite entre les faciès calcaires et les faciès marneux du Barrémien inférieur de transition ; donnant naissance au trou de l'Aygue (49). A l'intérieur même de la grotte, et à la faveur de fractures qui ont guidé le réseau, se produisent des pertes, dans le Barrémien inférieur marneux, pourtant réputé imperméable, vers la source des Neys (48) et les sources 45, 46 et 47 (qui sont temporaires). Cette liaison a été prouvée par une expérience de coloration effectuée conjointement par la Direction Départementale de l'Agriculture de la Drôme et le Spéléo Club du Vercors.

1.2.1.2. - Caractéristiques

Le débit d'étiage de la grotte de Combe-Mâle est de 11 l/s, pour 5 l/s à la source des Neys, mais l'eau, une fois sortie, coule en petits ruisseaux sur les calcaires marneux du Barrémien inférieur et se réinfiltre, peu en amont du village de Rousset-en-Vercors, du fait du plongement des calcaires, qui amène la rivière à recouper les calcaires "urgoniens".

Nous pouvons donc voir, qu'en période d'étiage, toutes les eaux, soit à l'heure actuelle la partie non captée de ces deux sources, reviennent au réseau souterrain qui sera quelques kilomètres en aval, le réseau de la grotte de la Luire.

Sur le plan des bassins versants, il est simplement possible de dire à la lumière des facteurs tectoniques discutés

Source de COMBE MALE PL:16

géologie

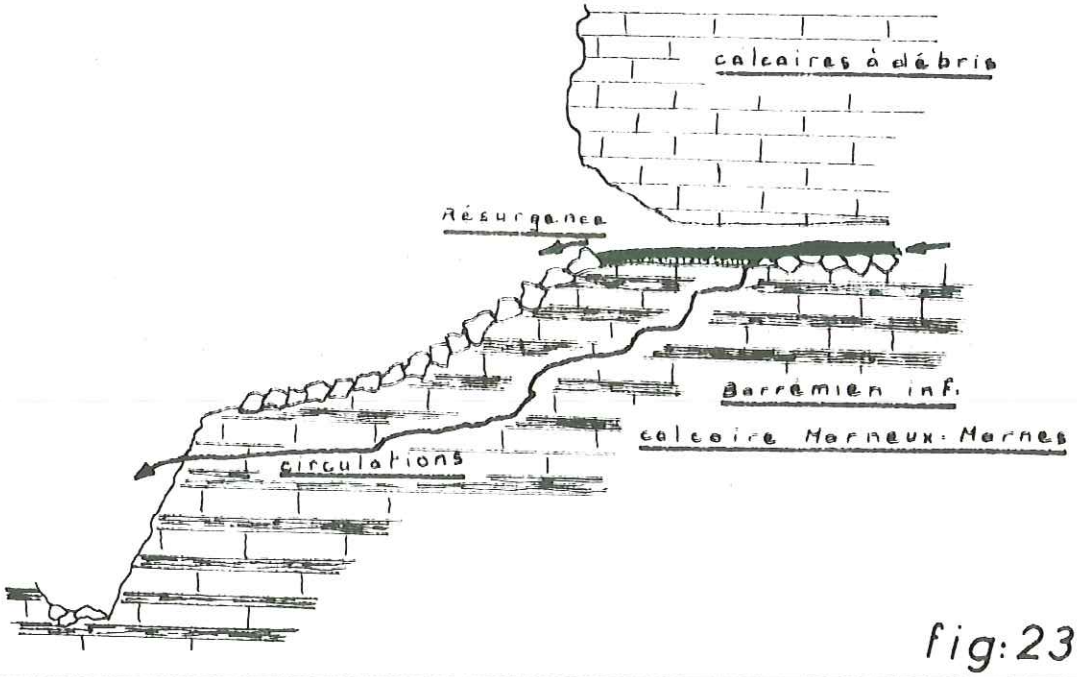


fig:23

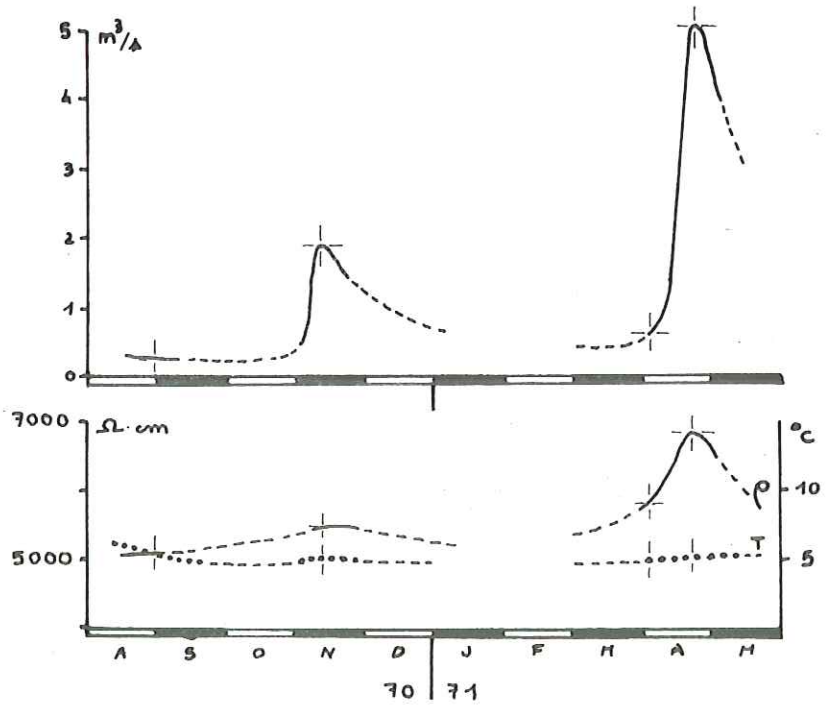


fig:24

au chapitre trois, que le bassin versant des sources 45, 46, 47, 48 et 49 se limite schématiquement au réseau de fractures N 120 aboutissant à cette zone, à l'Est, et au prolongement du ravin de Combe-Mâle, jusqu'à la falaise située au Sud, pour la partie ouest.

Les eaux de ce système montrent une température de 5°5 C, une résistivité de 5 500 Ω·cm en moyenne et ces caractères sont particulièrement constants.
Sur le plan chimique, les eaux montrent la composition suivante.

- Dureté 16°
- T A C 13°
- Cl 14,5 mg/l
- SO_4 3,5 mg/l
- CO_3H 146,44 mg/l
- Il n'y a pas de NH_4, NO_2, NO_3, Fe, et le pH moyen est de 7,5

1.2.1.3. - Synthèse

Sur un plan tout à fait général, essayons de voir quelles sont les sources de ce type rencontrées.

Le plateau de Beurre (et non Bure) est drainé par la source 50 qui montre un débit de 1 l/s en étiage.

H. ARNAUD (1968), par une étude des débits spécifiques du bassin versant de Combe-Mâle, a montré que ce bassin versant était de l'ordre de 2 km^2, limité par la faille de Combe-Mâle et une fracture passant par la fontaine de la Plante (57), jusqu'à la limite sud du bassin versant de la Vernaison (fig. 34). Tout le reste du plateau de la Forêt Domaniale représente le bassin versant de la grotte de la Luire.

En fait, si effectivement, lors des crues, les sources 45, 46, 47, 48, 49 et 50 alimentent l'amont du synclinal de la Vernaison, avec un débit atteignent fréquemment 5 m^3/s ; en période d'étiage, par contre, tout le débit, nous l'avons vu, se perd et vient rejoindre le réseau de la grotte de la Luire. En période d'étiage donc, le débit de la grotte de la Luire seul, représente tout le débit du bassin versant karstique en général, tel que nous l'avons défini (fig. 64). Ce débit de la rivière souterraine est important, puisque de 200 l/s au niveau de la grotte de la Luire, soit dans la partie amont du réseau.

Nous insisterons, pour terminer, encore une fois sur le caractère profond de telles sources, puisque dans le cas de la grotte de Combe-Mâle, lors de la fonte des neiges, la température et la résistivité des eaux ne subissent que des variations de très faible amplitude, alors que toutes les autres catégories, nous le verrons, sont influencées. Nous aborderons au chapitre des circulations, le phénomène des crues de la Luire (27), où l'eau remonte de 400 m pour venir s'écouler dans le synclinal de la Vernaison.

1.2.2. - Les sources karstiques superficielles

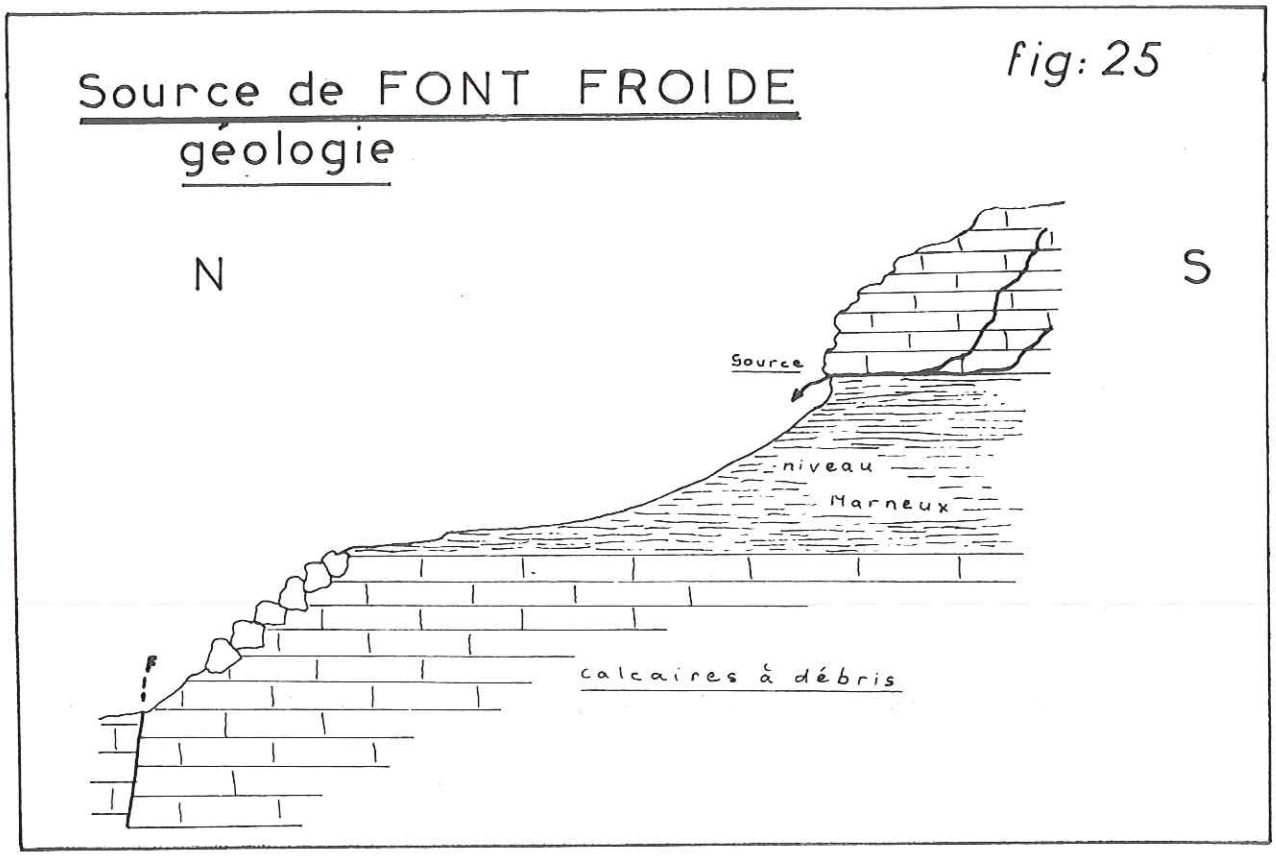
Ces sources peuvent être divisées en deux types. Celles liées à une intercalation marneuse dans les calcaires "urgoniens", celles liées simplement à la fissuration, sans l'aide de joints marneux.

1.2.2.1. - Sources liées à une intercalation marneuse

1.2.2.1.1. - Géologie

Comme nous l'avons vu, les faciès du Barrémien varient vers le Sud du Vercors. Par suite de l'érosion apparaît un niveau marneux qui est particulièrement net au niveau de la maison forestière de Béguère. Ce niveau marneux, du fait du peu de pendage des couches est souligné par des sources telles que la source 53 au niveau de la maison forestière de Béguère, et les sources 54, 55 et 56 autour de la colline de la Baume.

L'exemple type est représenté par la source de Font Froide (55), ou la source de l'Adret (56) (fig. 25).



PL:17

1.2.2.1.2. - Caractéristiques

La résistivité d'un tel type de source est toujours de l'ordre de 3500 $\Omega \cdot$cm, ce qui correspond à la résistivité de la majeure partie des sources considérées. Leur température correspond à l'altitude de leur bassin versant, voisine d'ailleurs de l'altitude de l'émergence. Leur bassin versant est très réduit, puisque, pour les sources 54, 55 et 56 il n'est constitué que par la seule colline du Serre de la Baume. Ces sources sont cependant le plus souvent pérennes, et il est donc certain que les circulations ne se font qu'au travers de fissures, et qu'il se produit un certain stockage.

Le pH de 7,5 reste voisin de celui du karst profond et pourrait traduire un excès de CO_2, selon le processus que nous avons développé antérieurement. Nous ne reviendrons donc pas sur l'explication de la résistivité de telles sources.

Signalons simplement, que, de par leurs caractères superficiels, ces sources sont sensibles aux fontes de neige, la température s'abaisse, alors que la résistivité prend des valeurs considérables ($>$ 12 000 $\Omega \cdot$cm). Ce dernier point est intéressant, car il permet de les différencier nettement des sources karstiques profondes.

Ces sources sont peu nombreuses, mais intéressantes car elles montrent l'influence de caractères lithologiques, sur les circulations. Une karstification très intense aurait sans doute permis à l'eau de traverser la couche marneuse, de faible puissance qui donne ce niveau de sources, mais dans le cas présent, cette karstification est très faible et le niveau marneux peut jouer son rôle d'imperméable.

Notons, pour terminer, une particularité chimique. Lorsque l'on considère le diagramme de Schoeller-Berkaloff, construit à partir des analyses de quelques sources types, il apparaît tout d'abord, l'uniformité constatée jusqu'à présent dans la composition chimique des sources (fig. 38 bis) ; mais lorsqu'on observe le détail des teneurs en différents ions, il est frappant de constater que les proportions de sulfates sont plus importantes dans une source comme celle de la fontaine de l'Adret (56) dont la courbe représentative est figurée en tireté, que dans les autres sources analysées.

Cette teneur plus importante en sulfate peut s'expliquer par la présence dans le bassin versant de cette source, d'un niveau marneux, qui contient quelques pyrites, dont la décomposition amène la présence de sulfate.

1.2.2.2. - Sources liées à la seule fissuration

1.2.2.2.1. - Sources de haute altitude

Ce sont les sources du plateau de la Forêt Domaniale, telles que les sources 15, 22, 23, 31 (source de Lachau), 32, 58 (source de la Grande Cabane), 59, 60 et 61.

Elles sont toutes situées dans les zones à faible végétation, les eaux de pluie vont s'infiltrer rapidement, avant d'être saturées en CO_2, la teneur en bicarbonates sera ainsi réduite et la résistivité par conséquent élevée. Leur température de 5° C en moyenne, traduit là encore l'altitude de leur bassin versant.

A ce propos, il convient de reconsidérer quelque peu leur alimentation, à la lumière d'exemples tels que celui des sources 31 (source de Lachau) et 32 (source des Serrons) qui présentent un bassin versant réduit.

Bien que la notion de bassin versant en pays calcaire soit une notion aléatoire, tout au moins pour ce qui concerne les bassin de surface, du fait du pendage vers l'Ouest des couches et de la fracturation qui entraîne un drainage d'ensemble vers l'Ouest, nous pouvons considérer que bassin versant théorique et bassin versant réel sont, dans le cas qui nous intéresse, voisins, sinon confondus. Ces sources sont pérennes, ce qui peut surprendre. Leur alimentation est en fait assurée par de véritables réservoirs de neige constitués dans les très nombreux gouffres de ce secteur.

Tel est le cas, par exemple, du gouffre de Chantelauze 1 (fig. 65) où le volume de glace visible varie suivant les années, de 5 000 à 10 000 m^3. Cette glace fond lentement, tout en étant renouvelée chaque hiver et alimente ainsi les karsts superficiel et profond. Il est possible, mais cela demanderait confirmation, que l'eau de condensation, souvent invoquée comme alimentation complémentaire du karst, ait un rôle à jouer.

Ces sources, nous les rencontrons, soit par intersection de fissures avec les pentes topographiques, soit sous des éboulis ayant recouvert ces fissures, comme c'est le cas pour la source de Lachau. Il existe un troisième mode d'émergence, un peu particulier, c'est le cas de la source de la Grande Cabane, où, par suite d'un effondrement karstique, la source, en fait une alimentation de karst profond, a été découverte.

Ce dernier cas nous permet de voir que, dans la majorité des cas, les sources karstiques superficielles ne représentent que la partie amont du karst profond.

1.2.2.2.2. - Karst superficiel de la Forêt Domaniale et du synclinal de la Vernaison

Nous rencontrons dans cette catégorie des sources qui sont situées dans une zone où la couverture végétale est plus importante. Ce sont les sources 14, 15, 20, 21, 28, 29, 30, 38, 43, 44, 51, 52, 57. Leur altitude est moins forte, leur température sera plus basse, et elles seront relativement plus minéralisées que les précédentes, leur résistivité est en effet de l'ordre de 4 000 Ω.cm. Elles sont souvent alimentées par des puits à neige, mais surtout par les eaux de pluie ayant subi une certaine rétention dans la couverture végétale. Quelques unes sont pérennes, mais leurs débits restent très faibles, de l'ordre de 0,5 l/mn en étiage. Leur pH est de 7,6 en moyenne ce qui reste dans les limites observées pour le karst.

Ces sources, nous le verrons, sont très importantes sur le flanc de la vallée de la Vernaison, où sortant dans les moraines, les caractéristiques des eaux seront modifiées, créant un type mixte.

1.2.3. - Sources liées au Quaternaire

Nous rencontrons ce type de source dans le synclinal de la Vernaison uniquement, ce sont les sources 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 16, 17, 18. Elles sont essentiellement liées aux dépôts morainiques qui tapissent les flancs de la vallée de la Vernaison. Un point est tout de même frappant, c'est que toutes sont situées sur le flanc ouest de cette vallée.

1.2.3.1. - Géologie générale

Nous avons vu au chapitre II que les dépôts glaciaires du Vercors méridional, montraient parfois des zones relativement bien classées et dotées d'une perméabilité plus grande que celle des moraines classiques, qui sont très argileuses pour leur plus grande part.

Le phénomène est particulièrement net pour les sources des Rochas et des Berts (fig. 26 et 27). Les circulations vont être guidées par les zones les plus perméables et pourront se faire à la limite, au contact des terrains quaternaires avec les marnes gréseuses apto-albiennes, comme dans le cas des sources 8 et 9.

Le phénomène est analogue pour les sources que nous avons citées, et il s'organise des circulations dans les moraines qui sont posées le plus souvent sur les marnes imperméables qu'elles ont entaillées.

1.2.3.2. - Caractéristiques

Comme nous l'avons vu, ces sources montrent une résistivité moyenne de 3 500 Ω.cm pour une température de 7 à 9° C.

Leur composition chimique, dans ses constituants, reste la même que pour les sources que nous avons vues jusqu'à présent, soit chlorures et sulfates en quantité voisine et relativement faible, mais bicarbonates par contre en quantité importante. Nous avons vu quelle était l'explication de ce fait.

Ces sources sont souvent superficielles, ce que montre leur position géologique, mais aussi et surtout, les variations de leur température et de leur résistivité. Nous allons donc suivre leur évolution sur la période que nous avons étudiée de manière détaillée, en considérant pour cela les figures 28 à 36.

1.2.3.2.1. - Liaison résistivité - température -débit

Lorsqu'on considère, sur un an, l'évolution de ce type de sources, plusieurs points peuvent apparaître.

En l'absence de crues, soit pour la période de juin à octobre 1971, il n'y a pas eu de fortes pluies et nous pouvons noter que la résistivité semble plus ou moins liée à la température de l'eau. A l'échelle des moyennes annuelles, nous avions vu qu'il n'existait pas de liaison particulière, mais dans le cas présent, et plus spécialement pour les sources des Berts et des Rochas, il semble qu'une baisse de température, correspond à une baisse de la résistivité.

Ce point peut se justifier par le fait que les terrains, nous l'avons vu, sont carbonatés, le principe des dissolutions en terrain calcaire est donc, bien que n'ayant que des moraines, à appliquer. Plus une eau est froide, plus elle pourra contenir de CO_2 et plus elle sera par la suite riche en bicarbonates. La variation de résistivité, directement liée à la variation de température, ne traduit, en fait, qu'une variation de la teneur en bicarbonates, qui baisse lorsque la température baisse. Cette explication est valable, par le seul fait de la constance des autres ions, dans leurs quantités et leurs proportions.

Un deuxième point est représenté par la propagation d'une crue due à une fonte de neige. Le 15 janvier 1971, et ce, pour les trois sources considérées, nous constatons une forte pointe des résistivités, qui va de pair avec un abaissement de la température, mais sans que le débit ait augmenté.

Nous subissons dans ce cas, l'influence d'une fonte de neige locale, qui, du fait du caractère superficiel des sources, influe non par le débit supplémentaire apporté, qui est insignifiant, mais par les caractères chimiques de cette eau qui sont nettement différents.

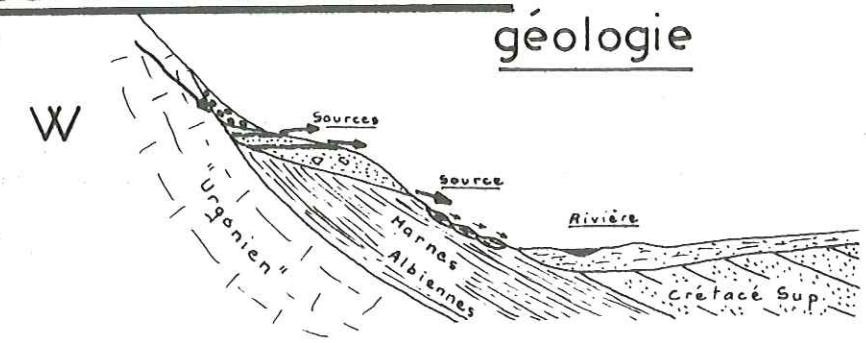
Le 1er février 1971, la fonte est plus importante, et tout l'aquifère est affecté, pour la source des Berts et celle des Rochas, la résistivité est revenue à un niveau normal, par suite de la minéralisation des eaux de fonte, mais le débit

PL:18

Source des ROCHAS

fig:26

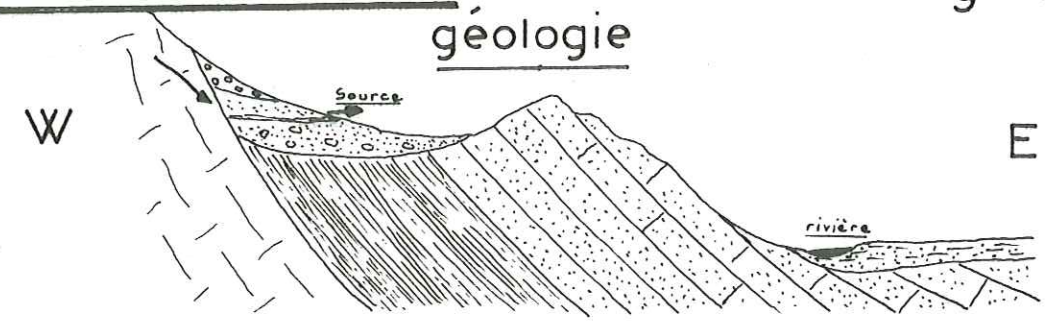
géologie



Source des BERTS

fig:27

géologie



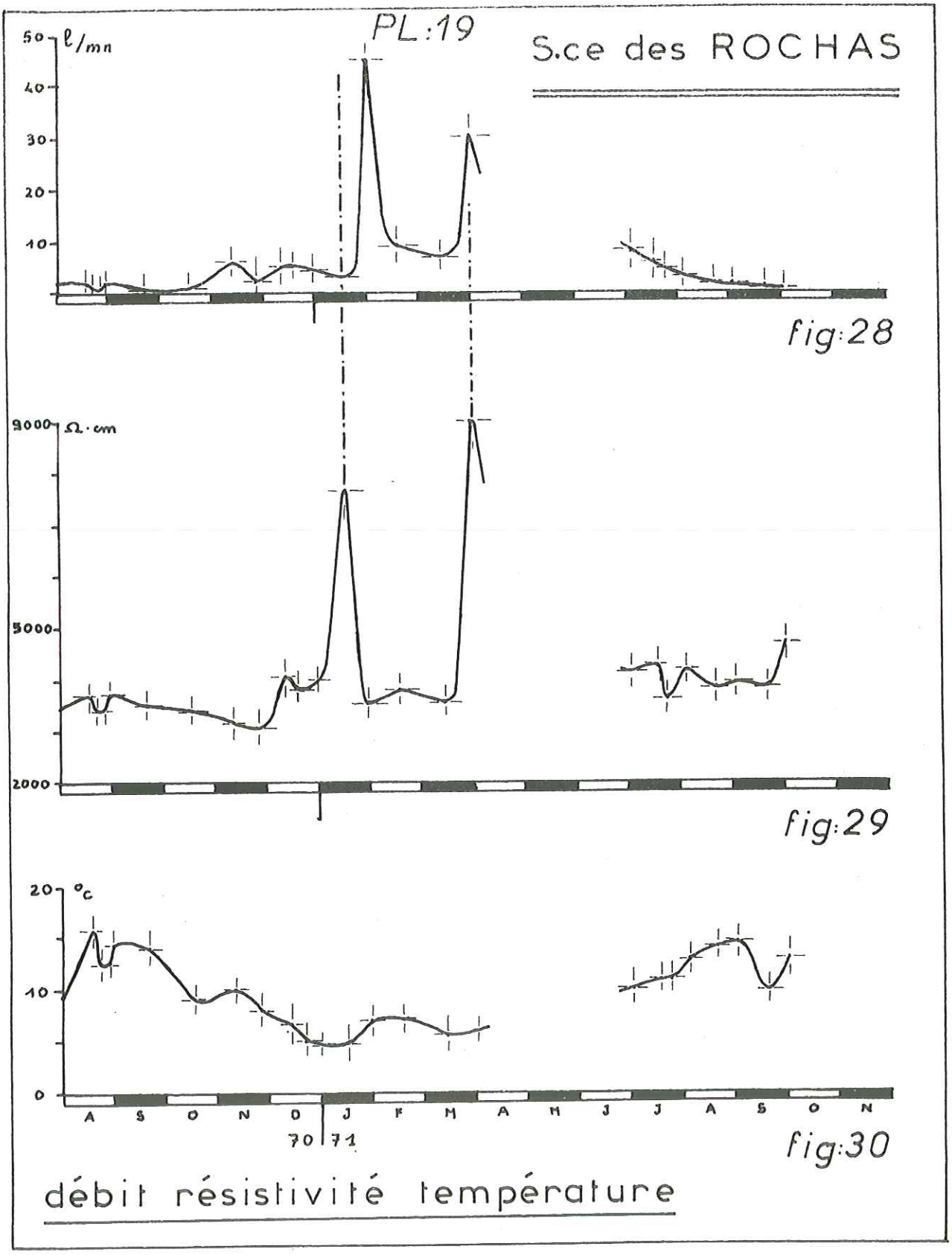
éboulis

glaciaire à niveaux argileux

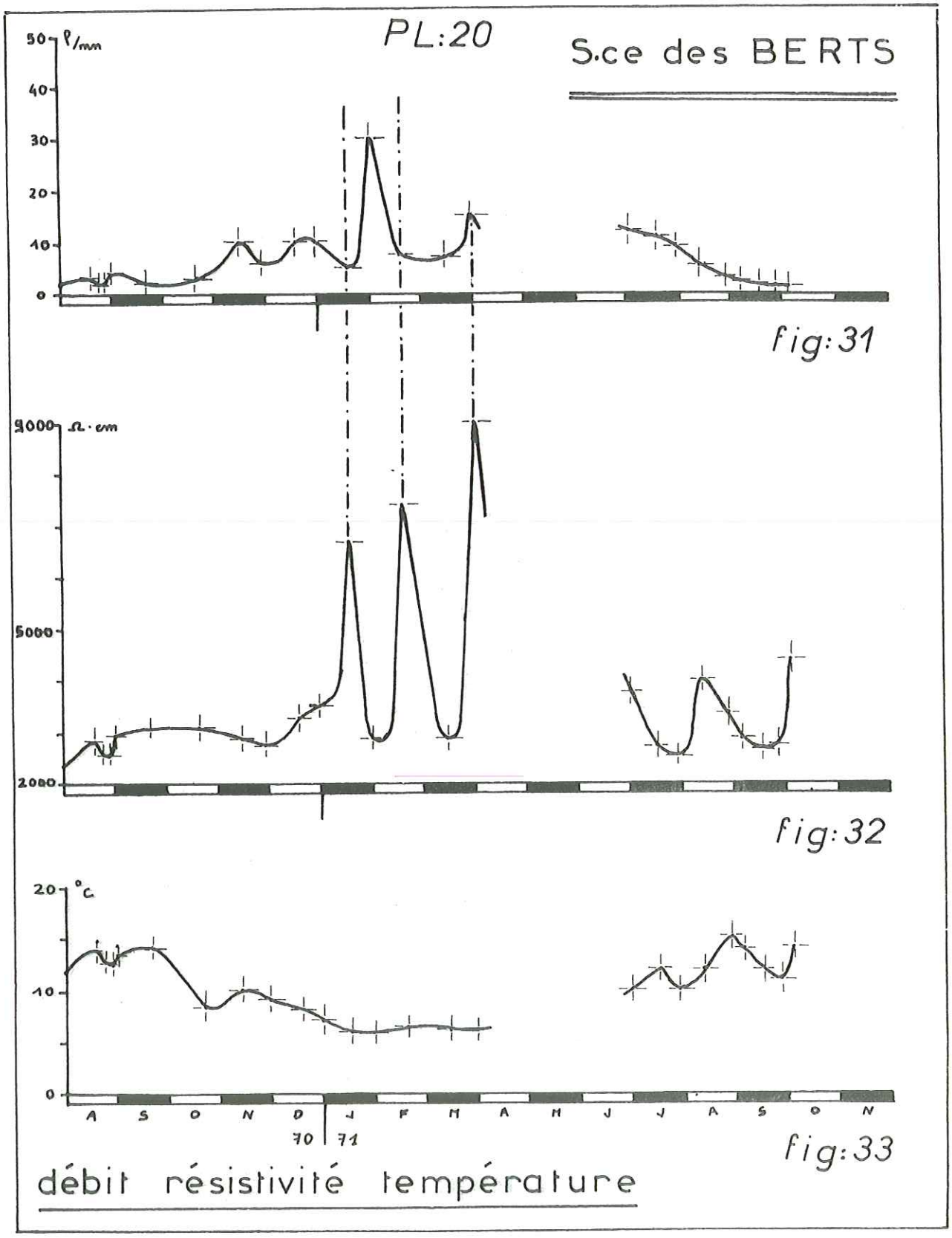
alluvions de la Vernaison

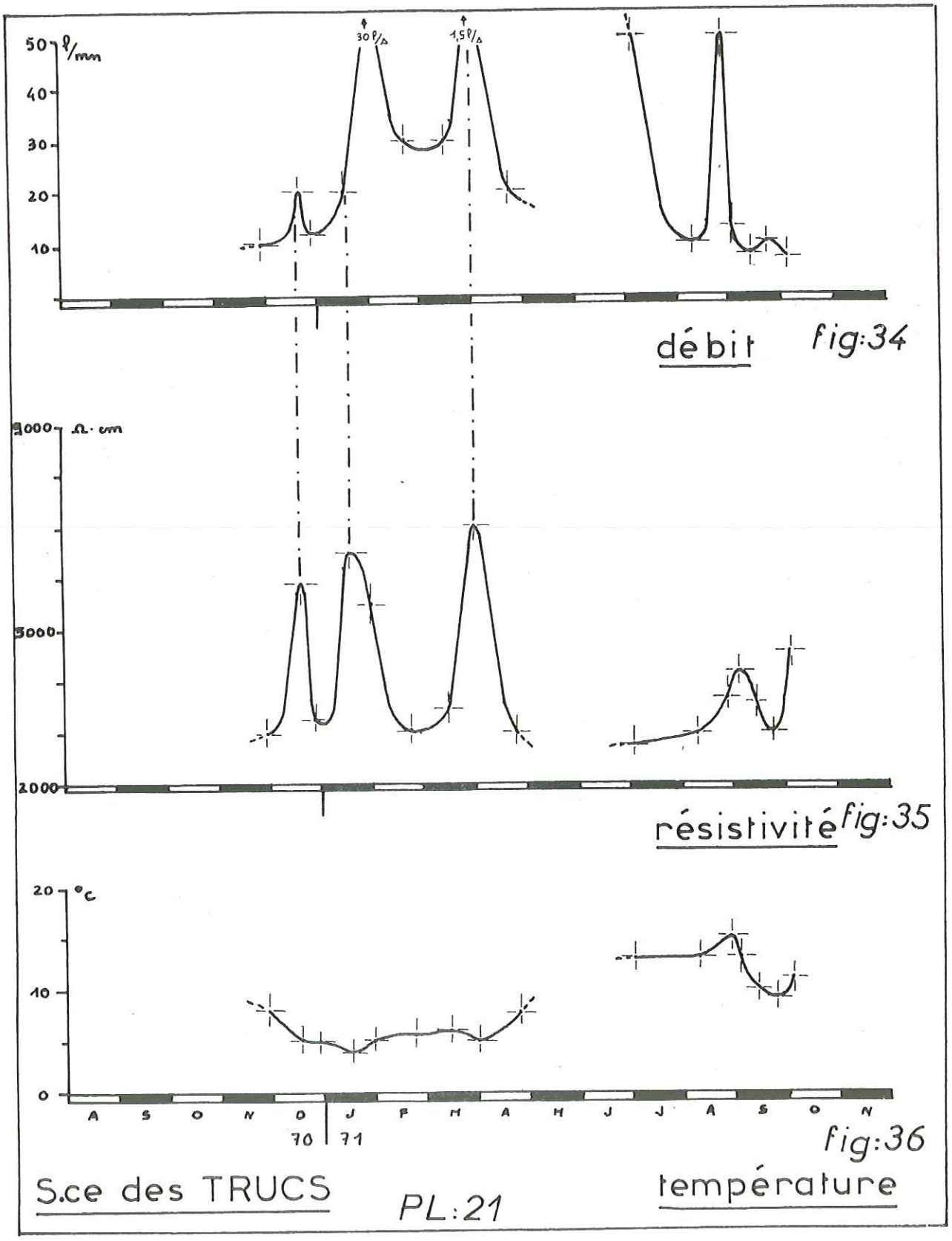
glissements

circulations



débit résistivité température


PL:20
S.ce des BERTS
50 ℓ/mn
40
30
20
10
0
fig:31
9000 Ω·cm
5000
2000
fig:32
20 °c
10
0
A S O N D J F M A M J J A S O N
70 71
fig:33
débit résistivité température


50 l/mn
40
30
20
10
30 l/s
1,5 l/s
débit
fig:34
3000 Ω·cm
5000
2000
résistivité
fig:35
20 °c
10
0
A S O N D J F M A M J J A S O N
70 71
fig:36
température
S.ce des TRUCS
PL:21

est, par contre, très important. Vient ensuite une chute de neige, puis une fonte totale sur toute la vallée de la Vernaison, le 1er mars. Le débit et la résistivité sont maximums, par suite du passage d'une véritable "onde de crue", les choses reprenant rapidement un cours normal, par suite de la baisse très rapide des résistivités traduisant une minéralisation des eaux.

En conclusion, nous pouvons penser que température et résistivité ramenée à 18° sont liées, par suite de la forte teneur en bicarbonates des eaux, mais aussi et surtout, par la présence pratiquement exclusive de ces ions. Dans le cas de fonte de neige, le phénomène n'est plus valable et nous obtenons des minéralisations qui paraissent aberrantes, mais qui s'expliquent par suite du passage d'une véritable onde de crue, dont les caractères sont différents.

1.2.3.2.2. - Décrue et tarissement

Lors de l'étiage de 1971 nous avons pu, dans le cas de la source des Rochas, obtenir une courbe acceptable de décrue et de tarissement. Nous allons donc voir quels résultats nous allons obtenir, et par quels moyens.

De nombreuses méthodes s'offrent pour effectuer un tel calcul, la plupart nécessitent la considération d'un aquifère horizontal, d'épaisseur constante, et donc, ne peuvent s'appliquer strictement à des cas très particuliers tels que ceux qui nous intéressent ici.

L'aquifère que nous avons à considérer pour la source des Rochas est comme nous l'avons vu, constitué par des "moraines", montrant des niveaux argileux et des niveaux beaucoup mieux classés, et, à la limite de véritables chenaux granoclassés. Ces chenaux sont particulièrement favorables aux circulations, mais l'ensemble des formations glaciaires ne peut, en aucun cas, être considéré comme l'aquifère idéal nécessaire à l'application des formules habituelles.

Devant ce fait, il convenait de chercher une méthode basée, non sur la considération d'un aquifère unique et théorique, mais sur la distinction entre une zone très perméable (zone non saturée) et un ensemble aux circulations beaucoup plus lentes (zone saturée).

Une méthode est à ce point de vue intéressante, celle de A. MANGIN (1971). Cette méthode a été testée sur le karst, et nous la reprendrons de manière détaillée dans le cas d'une source karstique particulièrement intéressante. Sans pour l'instant rentrer dans un grand détail, il convient de souligner que l'auteur marque l'opposition dans la décrue et le tarissement d'une source karstique, entre zone influencée, où vont de pair, vidange des fissures d'alimentation et vidange plus lente de la "zone noyée" ; puis zone non influencée, correspondant au tarissement proprement dit, et, où seule subsiste la vidange de la zone noyée.

Il nous a paru intéressant, dans le cas présent, d'essayer l'application de cette formule à un aquifère, qui bien que non karstique, peut s'y apparenter sur un plan hydraulique, par sa conformation.

Voyons, tout d'abord, la courbe obtenue (fig. 37). En coordonnées semi-logarithmiques, le tarissement montre une droite, ce qui, pour A. MANGIN, constitue la marque d'une vidange en régime laminaire, avec de faibles vitesses. L'équation sera de la forme :

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t}$$

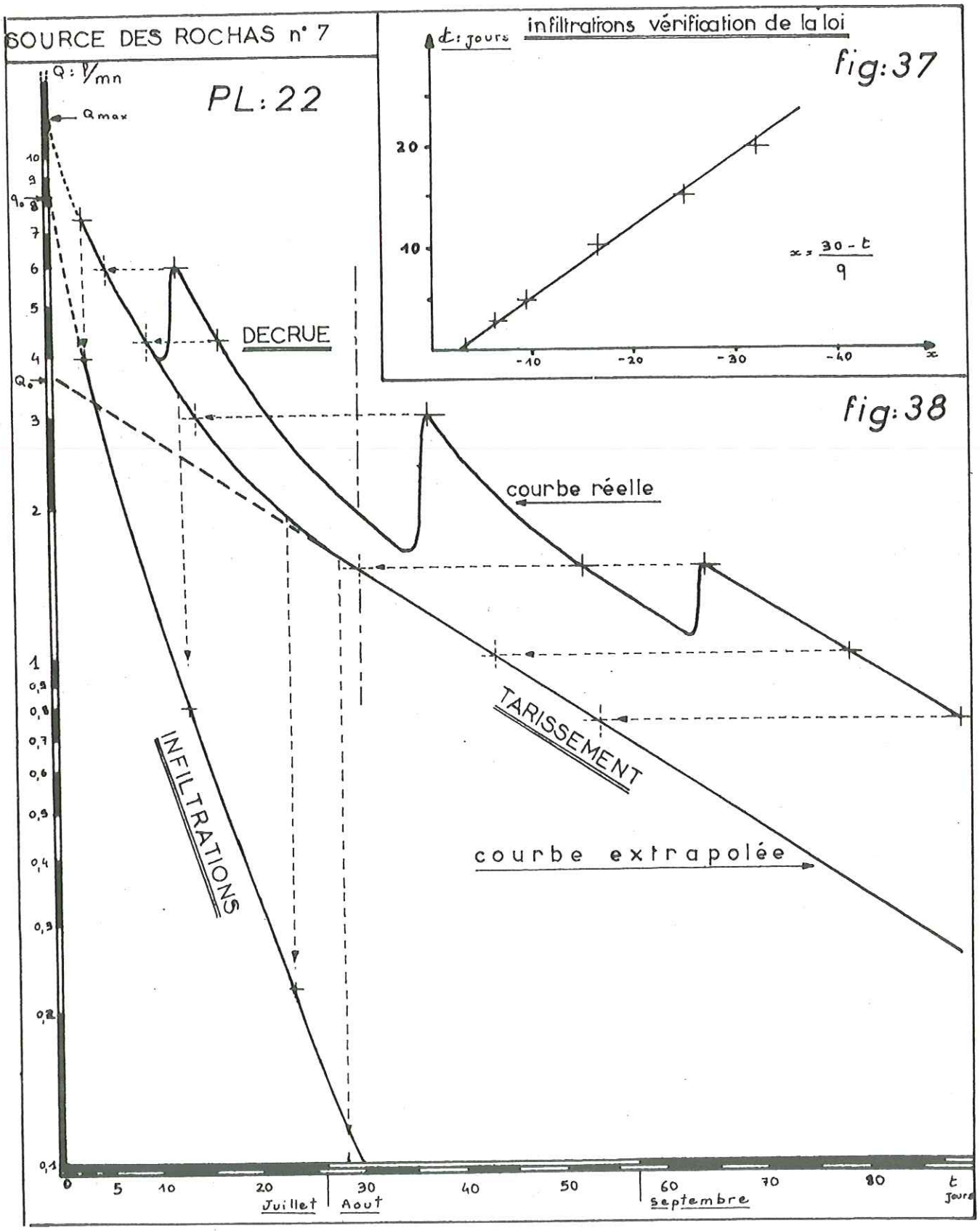
formule rejoignant la classique formule de Maillet.

De cette courbe que l'on extrapole, du fait de légères crues secondaires, il est possible de déduire, point par point, une courbe des "infiltrations".

Par un changement de variable, sur lequel nous reviendrons, il est possible de montrer, que dans notre cas, la loi des infiltrations est homographique, de forme :

$$q = \frac{q_0 - \beta t}{I + \varepsilon t}$$

cette loi, en effet, ne peut être exponentielle, comme le montre la figure 38.


SOURCE DES ROCHAS n° 7
PL: 22
Q: l/mn
Qmax
q0
Q0
DECRUE
courbe réelle
TARISSEMENT
INFILTRATIONS
courbe extrapolée
t: jours
infiltrations vérification de la loi
fig: 37
x = (30 - t)/q
fig: 38
Juillet
Aout
Septembre
t jours

Il convient de calculer maintenant les paramètres de l'équation de décrue et de tarissement de forme :

$$Q = \frac{q_o - \eta t}{I + \varepsilon t} + Q_o^{-\alpha t}$$

$Q_o = 0,6.10^{-4}$ m^3/s $\qquad$ $q_o = 1,4.10^{-4}$ m^3/s

$q = 0$ quand $t = 30$ jours $= t_1$ et $\eta = \frac{q_o}{t_1} = 0,05.10^{-4}$

$q = q_o/2$ quand $t = 2,5$ jours $= t_2$ et $\varepsilon = \frac{q_o - 2\eta t_2}{q_o t_2} = 0,33$

$$\alpha = \frac{\log Q_1 - \log Q_2}{0,4343\,(t_2 - t_1)} = 206 \,.\, 10^{-4}$$

la formule globale peut donc s'écrire :

$$Q = \frac{1,4 \,.\, 10^{-4} - 0,05 \,.\, 10^{-4}\, t}{1 + 0,33\, t} + 0,6 \,.\, 10^{-4} \,.\, e^{-206\, 10^{-4}\, t}$$

pour obtenir le volume vidangé, il suffit d'intégrer cette équation :

$$V = \left[\int_0^{t'} \frac{q_o - \eta t}{I + \varepsilon t} + \int_0^{t} Q_o\, e^{-\alpha t} \right] \times 86400$$

il est nécessaire de multiplier le résultat brut par 86400, car le débit sera exprimé en m^3/s alors que le temps est exprimé en jours.

$t' = q_o/\eta$ et t = l'infini (théoriquement)

Soit V_1 le volume de la première intégrale et V_2 celui de la seconde.

$$V_1 = \frac{2,3\,\eta\,(1 + \varepsilon q_o/\eta)\,\log\,(1 + \varepsilon q_o/\eta) - \varepsilon q_o}{\varepsilon^2} \times 86400$$

$V_1 = 59,6\ m^3$

$$V_2 = \frac{Q_o}{\alpha} \times 86400$$

$V_2 = 259,2\ m^3$

$V_{total} = V_1 + V_2 = 318,8\ m^3$

Ces chiffres peuvent paraître faibles, mais il faut considérer que les débits pris en considération sont eux aussi très faibles.

Nous avons vu que les perméabilités des différentes parties de la moraine, oscillaient entre 10^{-3} et 10^{-5} m/s. La méthode utilisée pour déterminer ces perméabilités est, bien sûr, sujette à caution, mais dans la mesure où cette méthode nous permet d'avoir une idée relativement bonne des perméabilités, et nous permet surtout des comparaisons, elle est intéressante.

Pour conclure, nous retiendrons que la loi de A. MANGIN (1971), testée pour la décrue et le tarissement de réseaux karstiques, s'applique de manière très correcte à l'aquifère particulier que nous avons considéré. Cette loi distingue la vidange d'une "zone noyée" (ou zone saturée), complétée pour le début de la décrue par la vidange de "fissures d'alimentation" (ou zone non saturée). L'application de cette loi est acceptable, car l'aquifère considéré montre une grande variété dans les perméabilités, et que de plus les dissolutions qu'amène sur les éléments à écrasante majorité calcaire, le passage de l'eau, conduit à la formation de véritable chenaux.

1.2.3.2.3. - Particularités chimiques

Ce paragraphe devrait d'ailleurs s'intituler "non-particularités", les quelques analyses que nous avons effectuées sur les sources les plus intéressantes mettent en valeur la monotonie des compositions chimiques qui ressortait déjà d'un paragraphe précédent.

Sources	TH ° Fr	T A C ° Fr	CL mg/l	SO_4 "	Ca "	Na "	Mg "	Si "	K "	pH
des Berts n° 2 étiage 17/9/71	12	15	1	2	46,5	0,5	1,6	4	0,5	6,8
de l'Adret n°3 17/9/71	19	20,5	1,1	8	69	0,55	4	3,5	0,5	7,5
des Rochas n°4 28/11/71	17	17	1	2	61	0,5	3,4	5,5	0,5	8,4
des Berts n° 5 28/11/71	22,5	24	0,7	2	80	0,6	6	6	1	7,0

Ces différents résultats ont été reportés sur un diagramme de Schoeller-Berkaloff qui nous permet des comparaisons plus faciles. Notons que si les sources des Berts et des Rochas rentrent bien dans la catégorie étudiée, des sources liées au Quaternaire, nous avons porté sur ce diagramme, à titre de comparaison, la source de l'Adret dont nous avons vu qu'elle appartient au groupe des sources karstiques superficielles.

Pour essayer de mettre en évidence d'éventuelles particularités dans les sources étudiées, nous allons maintenant calculer quelques rapports intéressants entre les ions. Ces rapports sont calculés en milli équivalents.

$\frac{r\ Mg}{r\ Ca}$ = 0,064 pour la source des Berts en étiage,
0,1 pour la source de l'Adret,
0,93 pour la source des Rochas,
0,1 pour la source des Berts en période moyenne.

Les eaux sont donc plus calciques que magnésiennes et l'étiage se traduit sur la source des Berts par une augmentation de la teneur relative en calcium, par rapport au magnésium. Mis à part cette particularité, il est remarquable que toutes ces sources montrent des rapports très voisins.

$\frac{r\ SO_4}{r\ Cl}$ = 1,4 pour la source des Berts en étiage,
5,6 pour la source de l'Adret,
1,4 pour la source des Rochas,
2,0 pour la source des Berts en période normale.

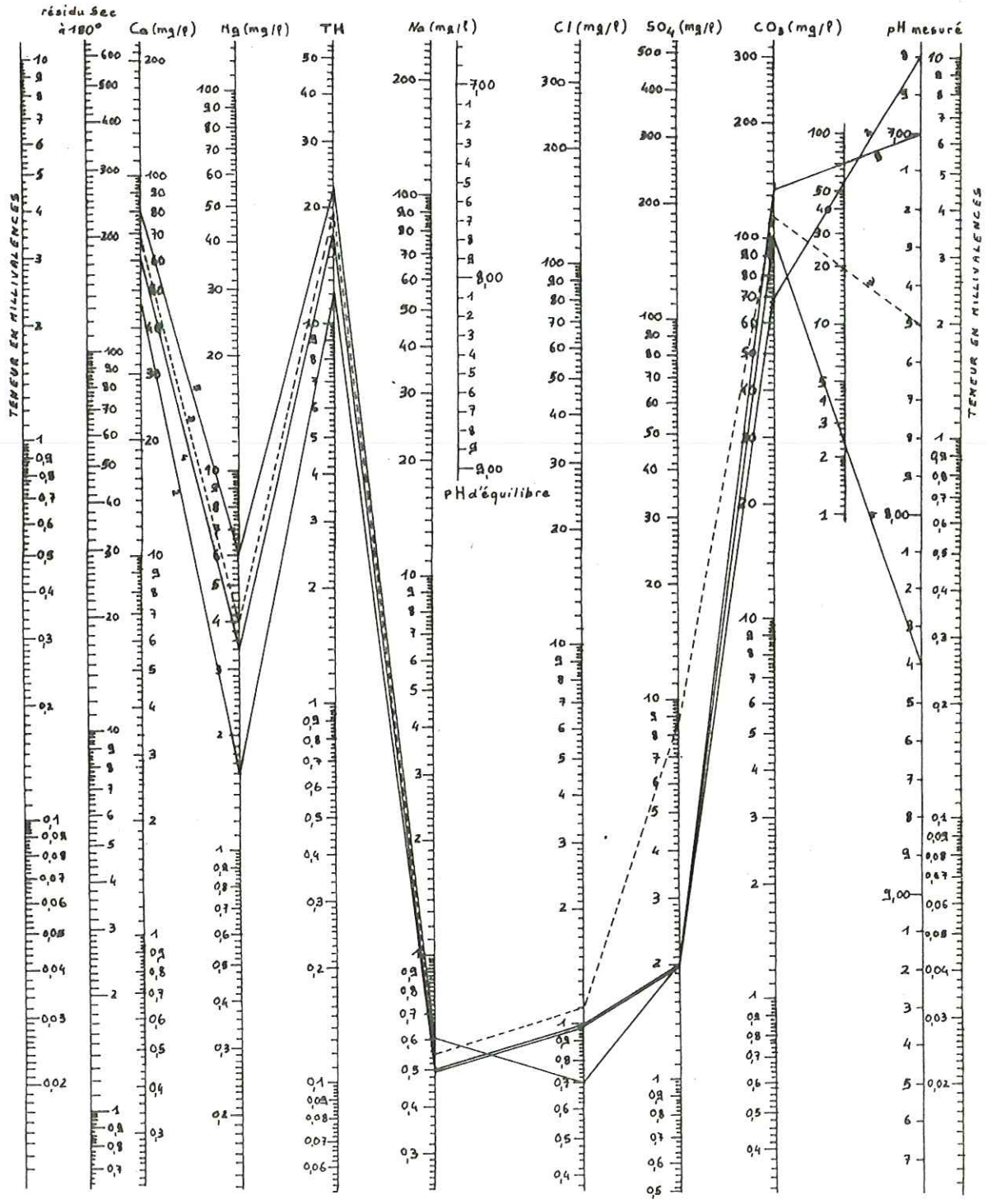
Nous noterons la grande unité des sources de "moraine", la seule particularité étant représentée par la source karstique superficielle de l'Adret, plus sulfatée que les trois autres, pour les raisons que nous avons évoquées précédemment. Dans l'ensemble cependant, les sources considérées sont plus sulfatées que chlorurées.

Diagramme Logarithmique

PL : 22 b

Fig : 38 b

d'après H. Schoeller.



$r \frac{Cl - Na}{Cl} =$ 0,24 pour la source des Berts en étiage,
0,25 pour la source de l'Adret,
0,24 pour la source des Rochas,
-0,35 pour la source des Berts en période moyenne.

L'ensemble des sources, qu'elles soient liées au Quaternaire montre encore une fois une grande unité, seule la source des Berts semble se singulariser, mais sans doute s'agit-il d'une modification très temporaire.

$\frac{r\ Na}{r\ Ca} =$ 0,01 pour la source des Berts en étiage,
0,007 pour la source de l'Adret,
0,007 pour la source des Rochas,
0,007 pour la source des Berts en période normale.

La teneur de l'ensemble des sources, en calcium est très forte et diminue en étiage dans le cas de la source des Berts relativement à la teneur en sodium.

$\frac{r\ Na}{r\ Mg} =$ 0,15 pour la source des Berts en étiage,
0,07 pour la source de l'Adret,
0,08 pour la source des Rochas,
0,05 pour la source des Berts en période normale.

Le rapport est là encore constant en moyenne, seul l'étiage de la source des Berts se traduit par une augmentation de la teneur relative en sodium par rapport au magnésium.

Nous retiendrons donc, en dehors du caractère plus sulfaté des sources karstiques, que lors d'un étiage affectant des sources liées au Quaternaire, la teneur relative en calcium et magnésium diminue par rapport à la teneur en ions divers. Dans un même temps, la teneur en calcium est plus forte que la teneur en magnésium.

Si l'on considère maintenant la classification de Schoeller, les sources vont se classer de la façon suivante :

toutes sont chlorurées normales, puisque $r\ Cl < 10$

elles sont toutes également sulfatées normales nettement au-dessous de la saturation, puisque $r\ SO_4 < 6$

ces sources sont hypercarbonatées

indice de déséquilibre chloro-alcalin :

a) $r\ Cl > r\ Na$ pour les trois premières mesures

α) $r\ Ca < r\ CO_3$

et $r\ Na + r\ Mg > r\ Cl + r\ SO_4$

la cinquième mesure représente vraisemblablement un cas exceptionnel.

Les sources liées aux formations quaternaires sont hypercarbonatées et les teneurs en chlorures, sulfates, sont très faibles vis-à-vis des teneurs en bicarbonates. Le magnésium est relativement peu représenté, de même que le sodium qui est insignifiant.

De ces calculs de rapports ressort la grande homogénéité des compositions chimiques. Les deux points importants qui ressortent sont les suivants :

- teneur en sulfate plus importante des sources karstiques superficielles, liées à des niveaux marneux. Les sulfates provenant vraisemblablement de la décomposition des pyrites ;
- diminution sensible des teneurs relatives en Ca et Mg en période d'étiage qui amène une diminution de la teneur globale et ainsi une hausse de résistivité. Ce phénomène traduit le fait que les eaux sont alors plus chaudes,

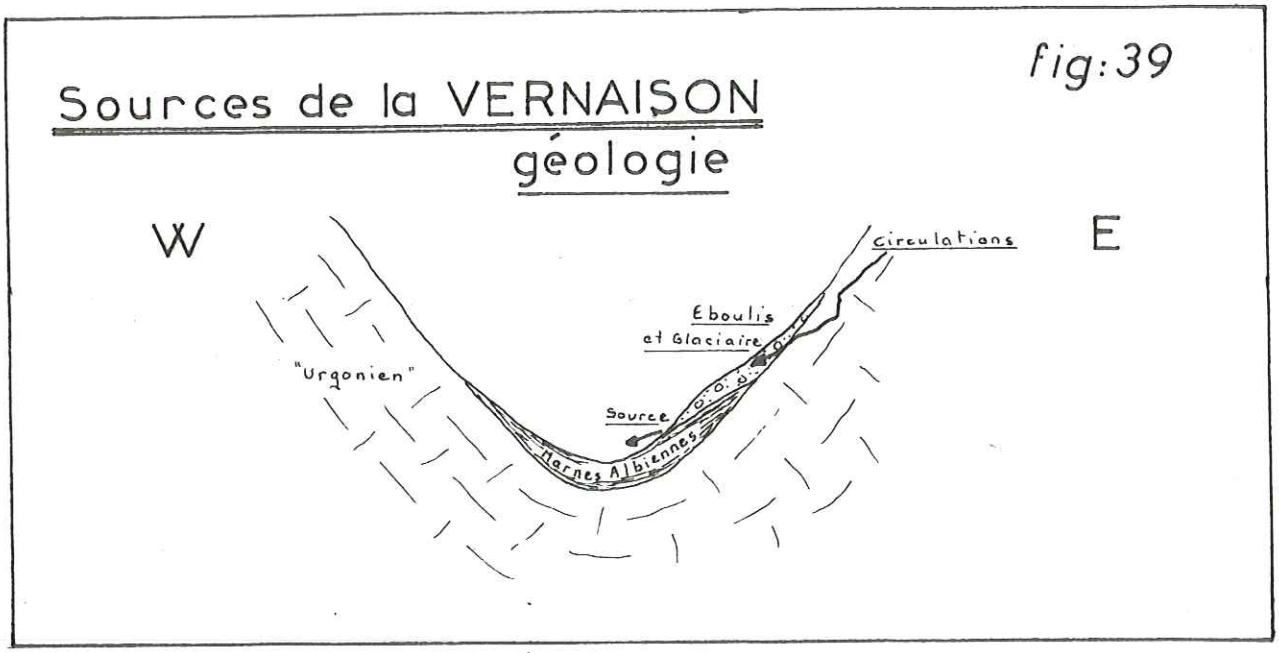


fig:39
Sources de la VERNAISON
géologie
W
E
circulations
Eboulis
et Glaciaire
"Urgonien"
Source
Marnes Albiennes

PL:23

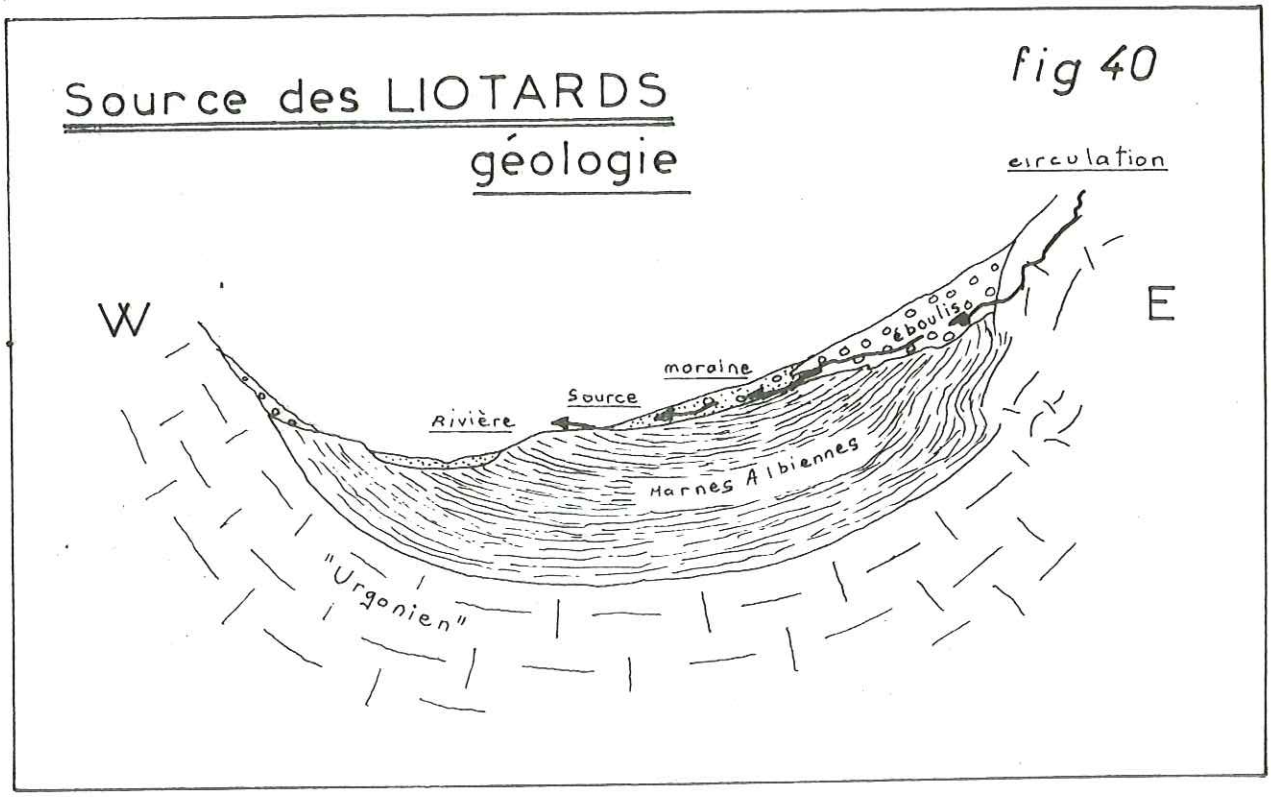
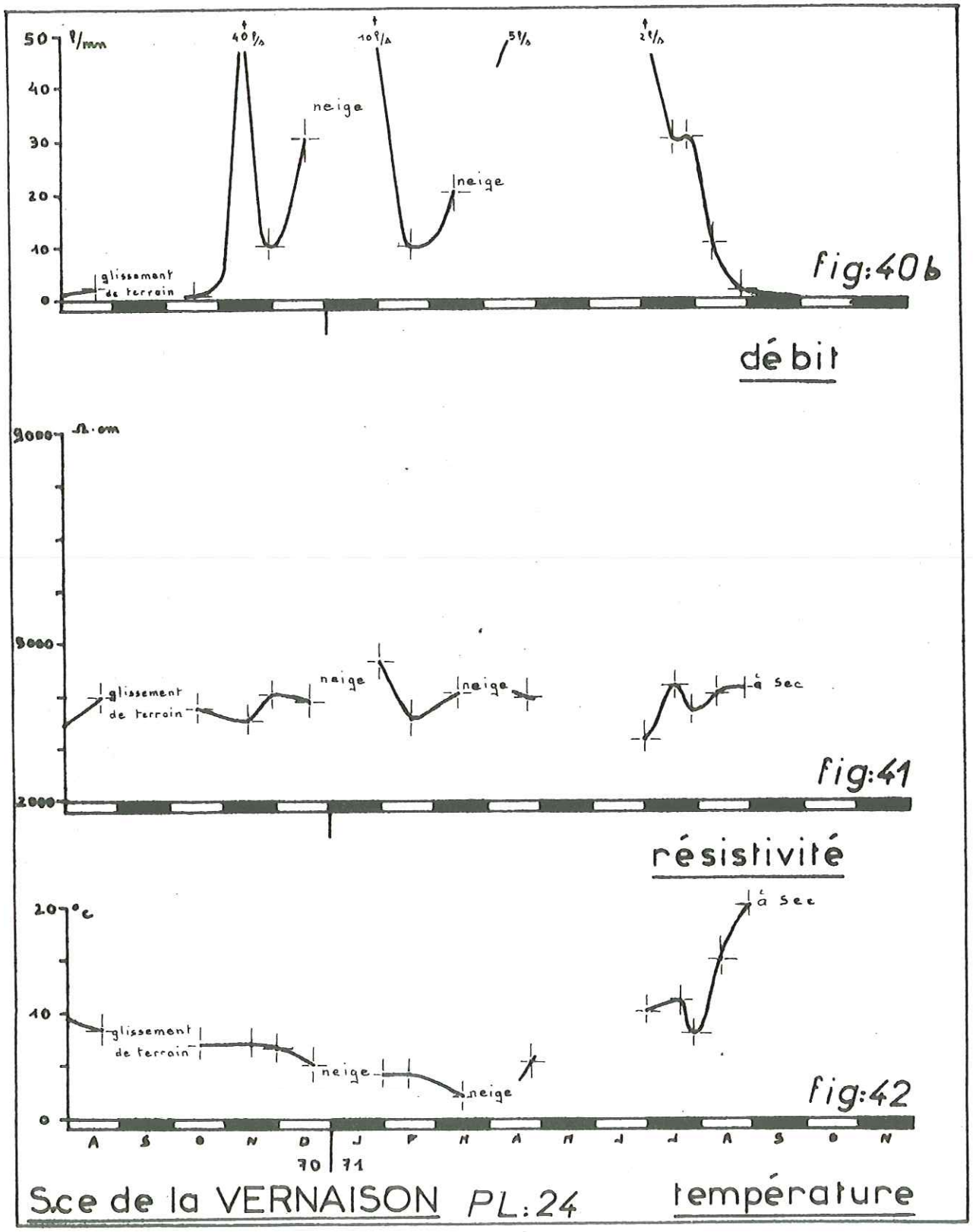
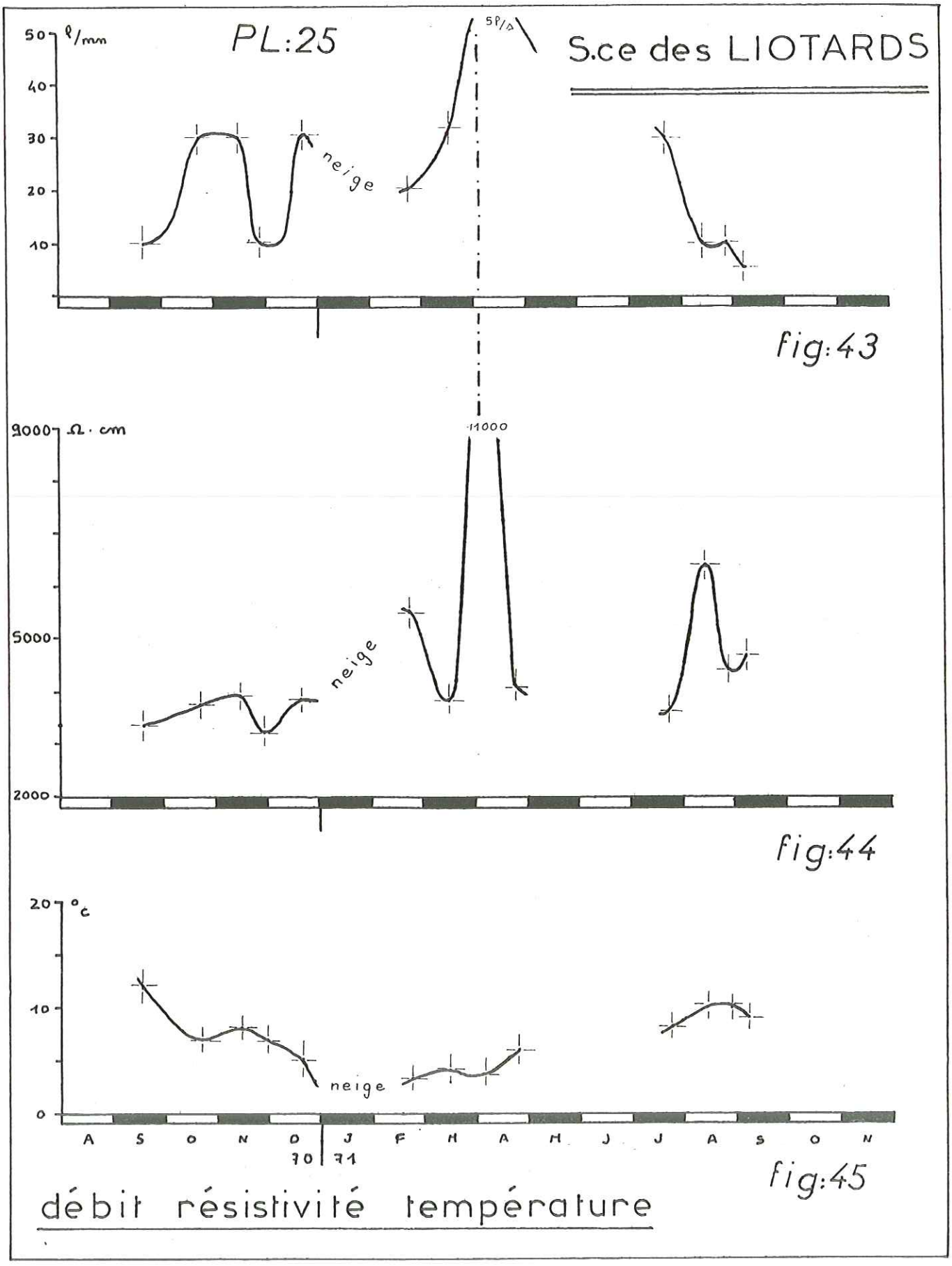


fig 40
Source des LIOTARDS
géologie
circulation
W
E
éboulis
moraine
Source
Rivière
Marnes Albiennes
"Urgonien"


50 l/mn
40
30
20
10
0
40 l/s
10 l/s
5 l/s
2 l/s
neige
neige
glissement de terrain
fig:40b
débit
9000 Ω.cm
5000
2000
glissement de terrain
neige
neige
à sec
fig:41
résistivité
20 °c
10
0
glissement de terrain
neige
neige
à sec
fig:42
A S O N D J F M A M J J A S O N
70 71
S.ce de la VERNAISON PL:24
température


PL:25
S.ce des LIOTARDS
50 ℓ/mn
40
30
20
10
neige
5ℓ/s
fig:43
9000 Ω · cm
11000
5000
2000
neige
fig:44
20 °c
10
0
neige
A S O N D J F M A M J J A S O N
70 71
fig:45
débit résistivité température

perdent du CO_2 ; il y a donc dépôt de bicarbonates, car la teneur en bicarbonates est directement liée à la teneur en CO_2. Ce dernier phénomène montre qu'une eau froide sera théoriquement plus riche en bicarbonates, par le seul fait qu'elle est plus riche en CO_2.

1.2.4. - Sources mixtes

Ce sont des sources qui occupent également le fond du synclinal de la Vernaison, mais dont nous le verrons, les caractères sont différents. Nous trouvons dans cette catégorie, les sources 1, 4, 13, 19, 24, 25, 26, 33, 34, 35, 36, 37, 39, 40, 41 et 42. Comme les précédentes, leurs émergences se trouvent dans les dépôts glaciaires, les éboulis, mais leur alimentation est sans doute différente.

1.2.4.1. - Géologie générale

Le type classique peut être trouvé dans la source des Liotards (36). Nous rencontrons une faible couverture de dépôts glaciaires, déjà invoquée au chapitre II, directement sur les marnes albiennes. Ces "moraines" passent plus ou moins à des éboulis anciens, lorsqu'on se rapproche du flanc du synclinal. Ces éboulis, comme le montre le secteur de la source 34, sur la route de Pré-Grandu, sont de composition analogue aux moraines et leurs caractères granulométriques sont voisins. Il existe parfois, au-dessus de ces deux formations, des éboulis récents très perméables.

Le point le plus important est dû au fait que les moraines sont très peu épaisses, les circulations se font au contact avec les marnes gréso-glauconieuses. Il se produit le plus souvent, d'ailleurs, un entraînement des particules fines, plus connu sous le nom de "renardage", qui fait que les circulations se font en chenaux et non sous la forme d'émergences diffuses.

1.2.4.2. - Caractéristiques

La résistivité de telles sources n'est jamais très élevée, ce qui implique une minéralisation analogue à celle des précédentes. Le caractère le plus important reste cependant lié aux températures.

Dans le cas des sources de la Vernaison, en effet, ou dans le cas surtout de la source des Liotards, la température moyenne annuelle, fait ressortir un bassin versant assez élevé, de l'ordre de 1 000 à 1 100 m, soit bien au-delà de l'extension maximale des marnes apto-albiennes qui sont le plus souvent situées au-dessous de 950 m.

A ce niveau-là, le bassin versant réel ne suffit pas à expliquer le débit de ces sources et il est clair, que nous avons là, un apport du karst superficiel dans les éboulis, puis dans les moraines, qui assure une part de l'alimentation.

Lorsqu'on considère les variations sur un an de la résistivité, de la température et du débit, un point intéressant apparaît dans la période allant de juin à septembre 1971 (fig. 40 à 45).

Dans la catégorie précédente, les résistivités, et donc les minéralisations, étaient directement liées à la température, et non au débit, pour les raisons que nous avons vues. Pour ces sources mixtes, la liaison entre température et résistivité reste, la résistivité augmente avec la température, puisque la teneur en bicarbonates va diminuer, mais cette liaison est plus estompée. Il est net, par contre pour les deux sources considérées, que lorsque le débit augmente, en dehors de toute fonte de neige, la résistivité diminue et inversement.

L'explication d'un tel phénomène est liée à la double alimentation de ces sources. Lors des périodes normalement pluvieuses, les moraines jouent leur rôle d'aquifère, parallèlement à l'apport du karst superficiel.

Les températures des deux apports sont voisines, les résistivités également (3 500 Ω·cm pour les eaux de moraines, 3 500 à 4 000 Ω·cm pour les eaux du karst superficiel), et le caractère particulier de ces sources n'est pas particulièrement net.

Lorsque, par contre, survient une longue période sèche, les réserves des dépôts glaciaires seront rapidement épuisées et le karst, alimenté nous l'avons vu par le stock neigeux, alimente alors seul ces sources. La résistivité tendra alors vers une valeur plus élevée, car l'eau karstique est sensiblement moins minéralisée, et surtout la température baissera, pour tendre vers la valeur moyenne liée au karst du fait de l'altitude de son bassin versant. Ce dernier point élimine la confusion qui pourrait se faire, entre hausse de résistivité, par hausse de température et hausse de résistivité

par suite de l'apport d'une eau initialement moins riche en bicarbonates. Ce point est net le 15 septembre à la source des Liotards, et si, pour la source de la Vernaison le phénomène n'est pas sensible, c'est tout simplement que ces sources sont très superficielles (il y a en effet plusieurs sources que l'on regroupe sous le nom de sources de la Vernaison), et donc montrent des caractères complétement faussés.

1.2.5. - Conclusion

De cette étude il ressort la distinction entre quatre types de sources, pour le secteur étudié :

- sources karstiques profondes, caractérisées par une faible minéralisation en carbonates et bicarbonates, entraînant une forte résistivité ; températures basses dues à l'altitude du bassin versant ;

- sources karstiques superficielles, plus riches en bicarbonates et carbonates, présentant donc une résistivité plus faible, mais dont la température reste basse du fait de l'altitude de leur bassin versant ;

- sources liées au Quaternaire, ce sont les plus minéralisées, et donc celles qui montrent la résistivité la plus faible. Du fait de leur présence en fond de vallée, ce sont également les plus "chaudes" ;

- sources mixtes, qui montrent des caractères voisins des précédentes, tout en traduisant, nous l'avons vu, une alimentation double, par les dépôts glaciaires et le karst superficiel. Le fait que ce type de sources ne se rencontre que sur le flanc est du synclinal, met en valeur la différence de karstification existant entre les deux flancs du synclinal, différence dont nous aurons l'occasion de reparler ultérieurement.

La minéralisation est uniforme sur tout le secteur et les variations ne se font qu'au niveau de la teneur en carbonates et bicarbonates, ce qui permet de considérer les variations de la résistivité comme représentatives d'une variation de la teneur en ces ions.

Le pH de ces sources karstiques est de l'ordre de 7,4 à 7,6, alors que pour les sources liées au Quaternaire, il semble plus élevé, de 8,0 à 8,4.

L'existence de sources alimentées par le stock neigeux, et d'autres plus classiques, permet d'expliquer certaines aberrations qui n'ont cessé de surprendre les habitants de cette région.

Lors de certaines années, des sources ne tarissent pas, alors que d'autres, au contraire, sont complétement à sec, et inversement lors d'années très sèches, toutes les sources se tarissent, sauf celles qui précédemment l'avaient fait.

Nous observons-là une conséquence de l'alimentation par le stock neigeux. Si le stock neigeux est très important, les sources karstiques seront normalement alimentées, même si l'année suivante est très sèche, ce dernier fait entraînant un tarissement des sources liées au Quaternaire. Inversement, si une année est normalement pluvieuse, mais si le stock neigeux est réduit, les sources karstiques superficielles se tariront rapidement, car l'alimentation par les eaux de pluie est insuffisante, alors que les sources liées au Quaternaire fonctionneront normalement.

Signalons enfin un dernier point, qui montre à quel point le Vercors est lié au karst, pour tout ce qui concerne les circulations. Les circulations karstiques représentent au niveau de la grotte de la Luire, un débit d'étiage de 200 l/s, alors que pour un bassin versant équivalent, toutes les sources cumulées ne représentent que quelques l/s. Nous considérons, bien sûr, les sources dont le débit est utilisable au fond du synclinal de la Vernaison, en éliminant celles dont le débit retourne au karst profond.

2. - LES CIRCULATIONS

Nous venons de passer en revue, les types de sources rencontrées, de l'étude réalisée au chapitre II comme celle du paragraphe précédent, il ressort que le Vercors montre un caractère particulier en ce qui concerne ses circulations. Voyons donc les points qui peuvent être intéressants.

2.1. - LES CIRCULATIONS DE SURFACE

Nous avons vu que ces circulations sont très réduites, et nous ne reviendrons donc pas sur les considérations évoquées au chapitre II. Il reste cependant trois points importants que nous pouvons noter.

2.1.1. - Evolution des caractères lors d'une fonte de neige

Une étude des résistivités, de la température et des débits, le long de la rivière la Vernaison, est intéressante pour préciser les conséquences que peut avoir une fonte des neiges, sur les caractères des eaux (fig. 46, 47, 48).

Le 26 décembre 1970, tout d'abord, se produit une légère fonte, le débit de la rivière reste faible, la résistivité des apports latéraux (sources de la Vernaison, des Liotards, des Rochas, des Berts, des Trucs) est faible, mais par contre, les résistivités augmentent considérablement au niveau de Saint-Agnan-en-Vercors parallèlement à une diminution nette de la température. Ainsi se trouve mise en évidence une modification très locale de la chimie des eaux, par apport d'une eau de fonte, peu minéralisée, sans augmentation sensible du débit.

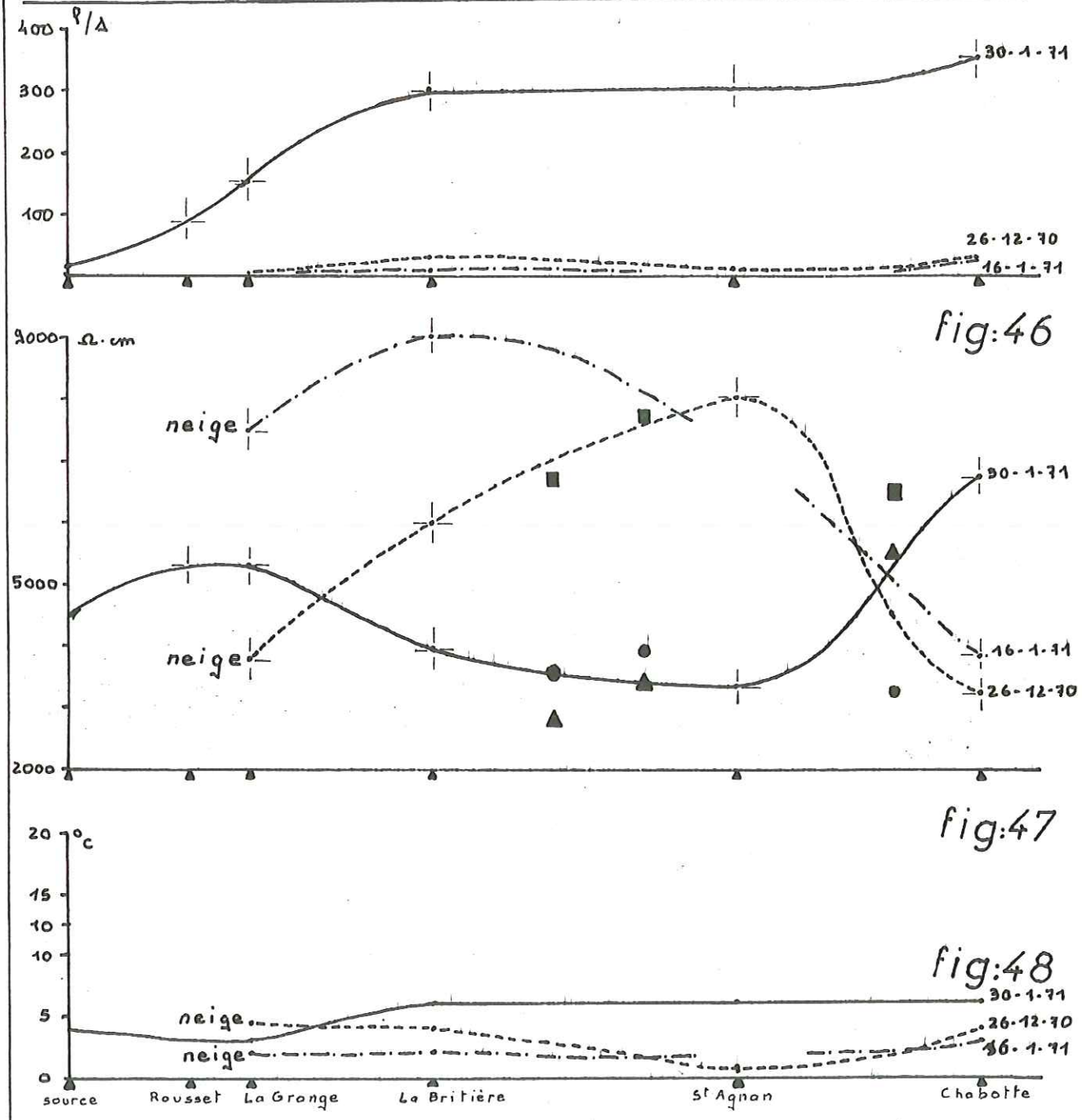
Le 16 janvier 1971, la résistivité des eaux est beaucoup plus importante, sur l'ensemble de la rivière, et ce phénomène s'accompagne d'une résistivité plus importante des apports latéraux. Ce pic des résistivités s'explique, là encore aisément, par l'apport d'une eau moins minéralisée, représentant la véritable arrivée de la crue de forte résistivité, qui indique le début de la fonte des neiges comme nous l'avons vu pour les sources citées. Le débit, quant à lui reste faible.

Le 30 janvier 1971, la résistivité est plus basse, sur l'ensemble de la rivière, les apports latéraux ont eux aussi une résistivité normale, mais par contre, les débits ont considérablement augmenté. La fonte des neiges est totale, c'est-à-dire que tous les aquifères sont affectés. L'eau est alors normalement minéralisée, et les débits ont augmenté, après le passage de la véritable "onde de crue des minéralisations" que nous avons par deux fois mise en évidence, pour les sources, et ensuite à l'échelle de la rivière drainante. La position anormale de la résistivité au niveau de Chabotte peut s'expliquer par une amorce tardive du processus à cet endroit.

Dans ce cas particulier, il convient de retenir deux points. Les caractères physico-chimiques de la rivière sont directement liés, et c'est normal, aux caractères des apports. Nous retrouvons ensuite le processus de fonte des neiges mis en évidence par les sources, à plus grande échelle. Ce processus est très intéressant, puisqu'il met en évidence le passage d'une véritable "onde de crue", non au point de vue hauteur d'eau, mais au point de vue chimique.

Il est certain, que des mesures continues permettraient de préciser ce phénomène, et surtout de voir si le processus reste le même dans le cas d'une chute de pluie, par exemple.

LA VERNAISON fonte de neige et évolution



• résistivité des apports latéraux le 26 12 70

■ ——— le 16 1 71

▲ ——— le 30 1 71

débit resistivité température PL:26

2.1.2. - Pertes de la Vernaison et crues avec apports karstiques

Ces deux points sont très liés. Depuis longtemps en effet, il était classique de dire que la Vernaison se perdait, au niveau de Saint-Agnan-en-Vercors, pour venir alimenter la rivière souterraine de la grotte de la Luire, ce qui amenait les auteurs à qualifier la grotte de Bournillon de résurgence. Cette hypothèse, comme le confirmera l'étude des circulations souterraines, est vraisemblablement fausse, et déjà, les points que nous allons envisager mettent en évidence l'indépendance des circulations aériennes et souterraines.

Il est tout à fait exact qu'en période d'étiage, la Vernaison se perd en deux points. Le premier se trouve au pont de la Grange, au Nord de Rousset-en-Vercors, et pendant quelques centaines de mètres, la Vernaison disparaît. Nous rencontrons là, un lit de galets provenant de la faible couverture de dépôts glaciaires qui ont été décapés. La rivière ne se perd donc que dans ses propres galets, et ne peut être en liaison avec le karst urgonien, car elle en est séparée par les formations marneuses de l'Apto-Albien. De fait, l'intégralité du débit se retrouve plus à l'aval.

Le deuxième point litigieux se trouve au niveau de Saint-Agnan-en-Vercors, la Vernaison se perd peu avant le village, en aval de l'arc morainique de la Chapelle Saint-Régis, pour ne réapparaître qu'au niveau de Chabotte, un kilomètre en aval. Au niveau de Saint-Agnan-en-Vercors, il est évident que tout le Crétacé supérieur gréseux et calcaréo-gréseux a été plus ou moins érodé par les glaciers dont nous avons parlé. Les marnes affleurent sur le flanc ouest du synclinal, mais le flanc est ne montre que des dépôts glaciaires et des éboulis. Il pourrait donc très bien se faire que les marnes apto-albiennes aient été suffisamment entaillées pour que la communication s'établisse. C'est en fait, à ce stade d'observation, peu probable, pour plusieurs raisons.

Au niveau du Château, se trouve une zone marécageuse indiquant la présence d'une nappe, qui n'aurait aucune raison d'exister, si la couverture de marnes avait été érodée.

A Chabotte ensuite, la présence de cette nappe est encore plus nette, puisqu'il existe la trace d'anciens puits. Les débits sont, de plus, conservés en étiage entre Saint-Agnan-en-Vercors et Chabotte, et même légèrement augmentés par l'apport des sources des Trucs.

Il existe cependant une liaison avec le karst profond. Nous avons vu que les résistivités de ce karst profond sont caractéristiques, et, si d'éventuelles pertes sont difficilement visibles, un apport par contre sera particulièrement net. Pour comprendre ce phénomène, nous parlerons, brièvement pour l'instant, des crues de la grotte de la Luire, sur lesquelles nous reviendrons de manière très détaillée.

La rivière souterraine de la grotte de la Luire coule, pour sa partie connue, à 350 m au-dessous du niveau de l'entrée, soit à 525 m d'altitude, bien au-dessous donc de la vallée de la Vernaison, dont l'altitude moyenne pour la partie nous intéressant est de 800 m. Lors de fortes pluies, ce réseau se met en charge, les conduits sont d'un diamètre insuffisant pour permettre l'évacuation de tout le débit vers l'exutoire normal qui est la grotte de Bournillon. L'eau dans ce cas, remonte, remplit tout le volume utilisable de la grotte, et si l'arrivée d'eau est très importante, l'eau peut sortir par le porche de la grotte de la Luire qui est une véritable cheminée d'équilibre et envahir la vallée de la Vernaison. Ce schéma implique de fortes chutes de pluie, qui sont le plus souvent combinées avec une fonte rapide des neiges au printemps.

Trois cas peuvent alors se présenter :

- Le premier, si la chute de pluie est relativement peu importante, se caractérise par la seule crue du réseau de la grotte de Combe-Mâle, dont nous avons parlé précédemment. Il se produira au niveau de Rousset-en-Vercors, un apport d'eau peu minéralisée qui se traduira par une remontée nette de la résistivité des eaux de la rivière, parallèlement à une remontée des débits, puisque l'apport est de l'ordre de 5 m^3/s en général. Le niveau de l'eau monte dans la grotte de la Luire, mais de manière trop faible pour que le phénomène soit sensible de l'extérieur

crue de la VERNAISON avec apports karstiques

débit résistivité température le 22/4/71

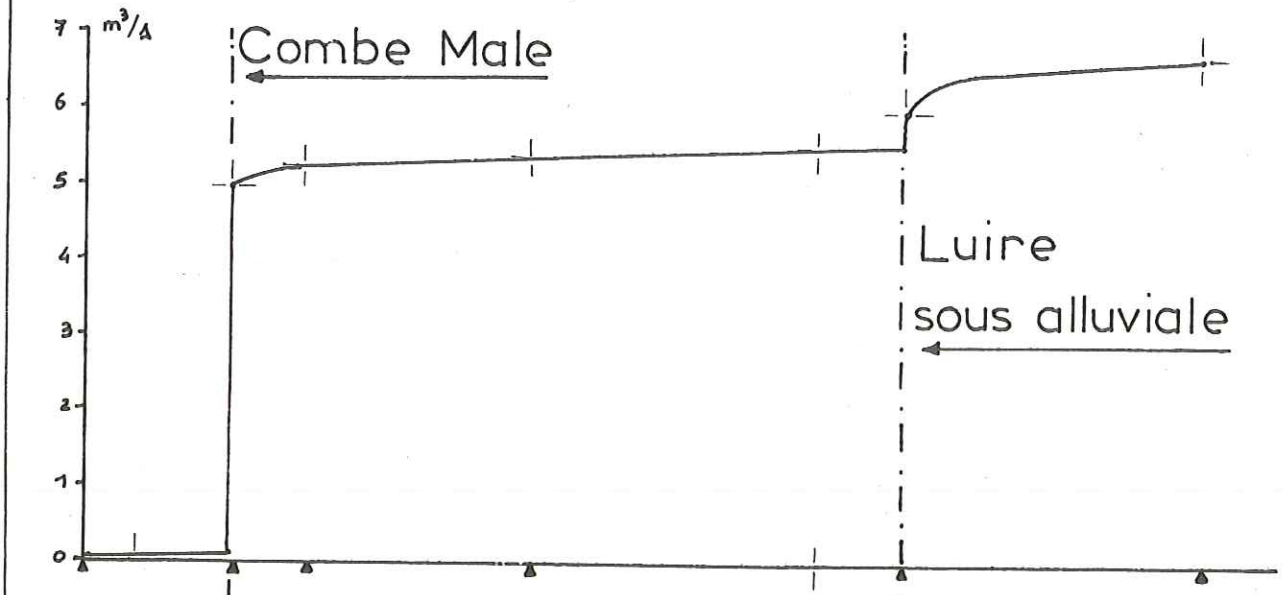


fig:49

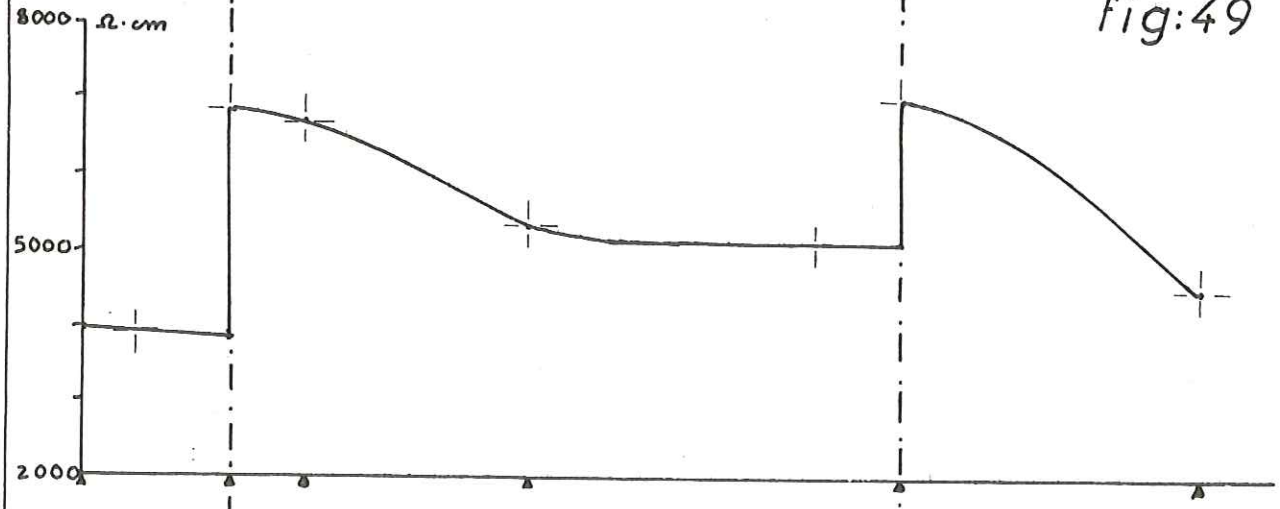
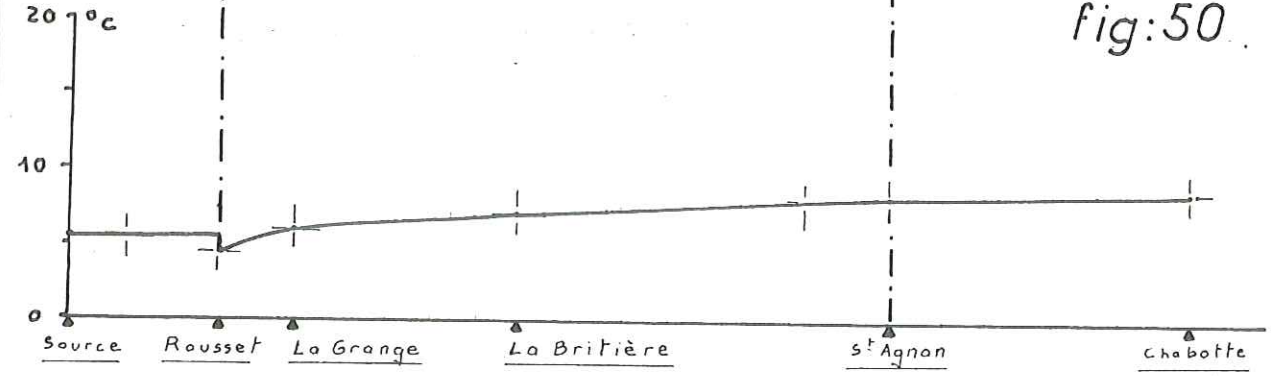


fig:50



PL : 27

fig:51

- Le deuxième cas, le plus spectaculaire, se présente lorsque la crue est très importante, la grotte de Combe-Mâle résurge abondamment et apporte 5 m^3/s, la grotte de la Luire résurge elle aussi avec des débits allant jusqu'à 40 m^3/s, et au niveau de chaque point d'apport, les résistivités de la rivière de surface montreront deux pics, pour ensuite, plus en aval tendre vers des valeurs plus basses.

- Nous avons pu mettre en évidence un troisième cas. Lorsque les pluies sont importantes, mais insuffisantes pour provoquer une crue totale de la grotte de la Luire (fig. 60 - 61), nous constatons que l'apport de la grotte de Combe-Mâle, est net, avec un pic des résistivités à 6 500 cm, et un passage des débits de 30 l/s à 5 m^3/s. Le débit augmente ensuite légèrement, par suite d'apports latéraux classiques, alors que la résistivité redescend vers des valeurs plus normales par minéralisation des eaux karstiques qui se fait très rapidement. Au niveau de la grotte de la Luire rien ne se produit, et c'est par contre plus en aval, au niveau de Saint-Agnan-en-Vercors que l'on constate, sans qu'aucune arrivée ne soit visible, une montée des résistivités, à des valeurs comparables à celles de l'eau issue du karst profond, alors que le débit, par ailleurs très difficile à mesurer, semble augmenter sensiblement.

Il est donc certain que nous sommes en présence d'un apport karstique qui se fait au travers des dépôts quaternaires. Le réseau de la grotte de la Luire étant le seul à pouvoir présenter de tels caractères, nous pouvons donc être certains que lorsque la grotte de la Luire est remplie jusqu'à une certaine cote que nous définirons par la suite, il se produit des apports par un exutoire situé sous les alluvions, vers la vallée de la Vernaison, au niveau de Saint-Agnan-en-Vercors.

Il est donc à retenir qu'une liaison existe au niveau de Saint-Agnan-en-Vercors entre circulations profondes et circulations de surface. Nous montrerons dans un paragraphe suivant, que si le karst peut, sous certaines conditions, alimenter la rivière de surface, la réciproque est impossible.

Notons enfin la très rapide baisse des résistivités dans la rivière, en aval des apports karstiques, qui implique une minéralisation très rapide des eaux karstiques une fois à l'air libre. Ce dernier point permet d'expliquer certaines erreurs pouvant être faites si l'on fait des mesures trop en aval des résurgences, les résultats ne correspondant plus alors aux véritables caractères de l'eau karstique.

2.2. - LES CIRCULATIONS KARSTIQUES PROFONDES

2.2.1. - Généralités

Le Vercors est le siège de circulations profondes qui, le plus souvent, ne sont connues que dans leur partie la plus aval, les investigations spéléologiques étant souvent dangereuses, voire impossibles. Il existe sur le secteur étudié deux réseaux importants, celui du trou de l'Aygue ou grotte de Combe-Mâle, et celui de la grotte de la Luire. Ces deux réseaux sont indépendants. Leurs bassins versants sont différents, et si l'eau de la grotte de Combe-Mâle contribue à l'alimentation du réseau de la grotte de la Luire, c'est tout simplement en période d'étiage, par suite de pertes du petit ruisseau issu de la grotte de Combe-Mâle au niveau de Rousset-en-Vercors. Il est évident que les crues des deux réseaux sont liées du fait de la proximité de leurs bassins versants, mais c'est là l'unique liaison.

La grotte de Combe-Mâle est en crue bien avant la grotte de la Luire, car son bassin versant est plus réduit, et surtout, son écoulement est gravitaire. Pour que cette grotte soit en crue, il n'est pas besoin d'attendre le long processus de mise en charge de la grotte de la Luire, que nous avons évoqué. C'est pourquoi, la grotte de Combe-Mâle sera déjà au début de sa décrue, le plus souvent, lorsque la grotte de la Luire n'en sera qu'à son maximum de débit.

Un autre point est frappant. Le schéma précédent est valable, si les chutes de pluie se font conjointement sur les deux bassins versants respectifs ; or, le bassin versant de la grotte de la Luire est très étendu vers le Nord. Si les chutes de pluie se produisent dans le Nord du secteur étudié, uniquement, ce qui est rare mais observable, elles n'affecteront pas le bassin versant de la grotte de Combe-Mâle. Il se produira alors, comme au printemps 1969 des crues de la grotte de la Luire, sans crue importante de la grotte de Combe-Mâle. Ces deux réseaux sont donc véritablement indépendants.

Le réseau de la grotte de la Luire est, sans conteste, le plus important, puisque c'est lui en fait qui draine en période d'étiage tout le Sud du Vercors. Il est intéressant de voir comment fonctionne ce réseau, qui n'est finalement que peu connu, puisque, exploré uniquement aux alentours de la grotte de la Luire, et un peu en amont du point de sortie des eaux, la grotte de Bournillon, dans les gorges de la Bourne.

2.2.2. - Décrue et tarissement de la grotte de Bournillon

Si nous avons choisi ce moyen d'étude, c'est que toute particularité dans la vidange d'un réseau va se traduire sur la courbe de décrue et de tarissement. Or, le réseau de la Luire-Bournillon, nous l'avons vu, présente un certain nombre de particularités dont nous allons voir si elles se manifestent.

2.2.2.1. - Méthodes utilisées

Plusieurs méthodes d'étude de la décrue et du tarissement peuvent s'offrir, certaines sont très restrictives car elles ne concernent que le tarissement d'une part, et de plus, dans des conditions particulières.

- Formule de Maillet :

$$Q = Q_o \cdot e^{-\alpha t}$$

où la vidange de l'aquifère est considérée comme celle d'un réservoir au travers d'un bouchon poreux, la nappe ne devant pas être déformée en cours de vidange.

- Formule de Tison :

$$Q = \frac{Q_o}{(I + \alpha t)^2}$$

où l'on considère la vidange d'un réservoir rempli de sable, de longueur et de largeur infinies se vidangeant au travers d'une paroi perforée.

- De nombreux auteurs tels H. SCHOELLER, C. DROGUE, H. PALOC, A. BURGER ont essayé de transposer ces formules pour les aquifères karstiques, en tenant compte comme H. SCHOELLER de régimes turbulents ou laminaires. Mais il est bien évident que le schéma d'un réservoir rempli de sable ne peut, sauf cas exceptionnel,correspondre à une bonne image du karst.

- Une méthode intéressante par la véritable prise en compte qu'elle offre des réelles conditions karstiques a été proposée par A. MANGIN.

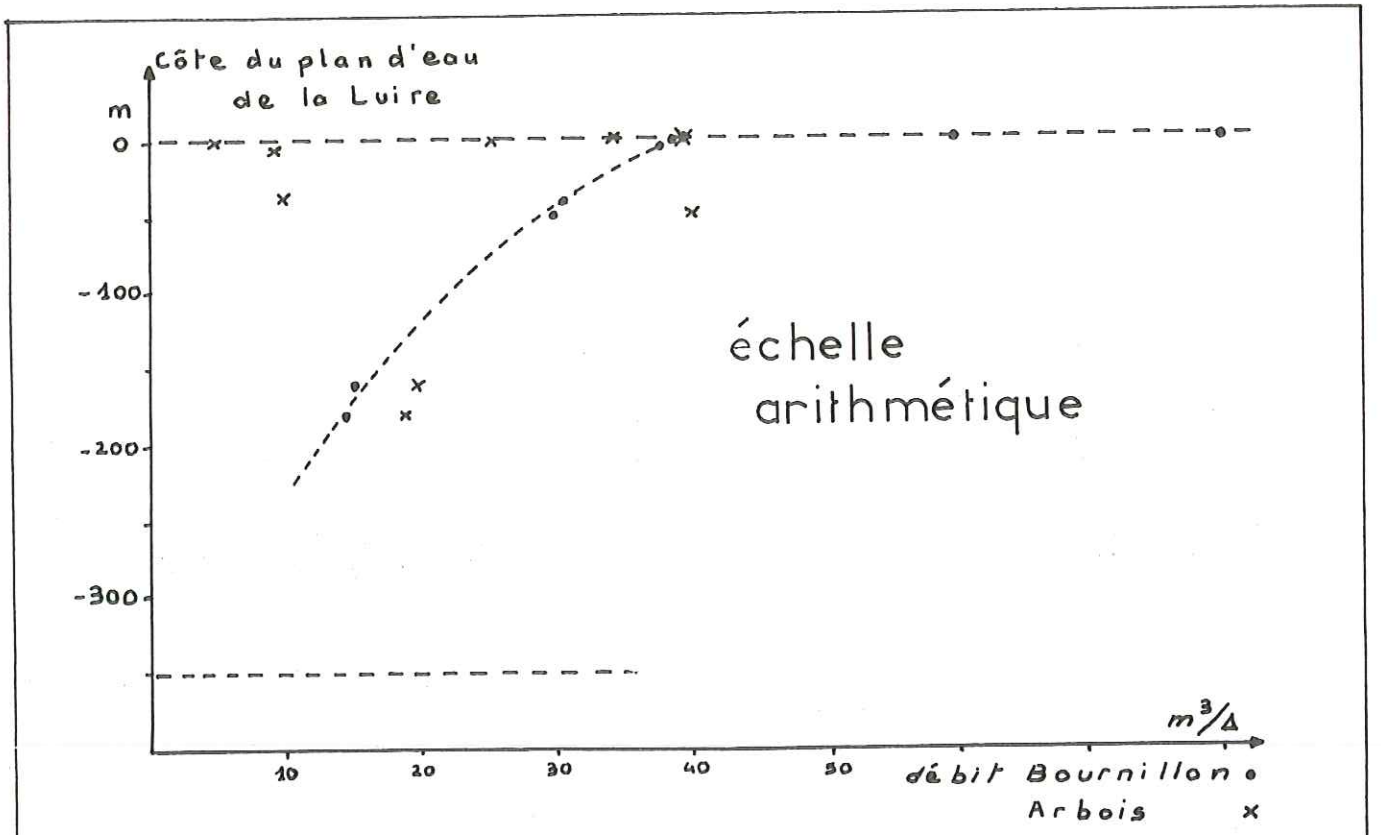
L'auteur traite le système karstique en deux ensembles, ce qui élimine la décomposition de la courbe de décrue et tarissement en segments que proposaient certains auteurs, comme conséquence de la vidange de chenaux, puis de fissures ... etc. Les sources d'erreurs graphiques, et par la suite de calcul, se trouvaient ainsi augmentées, car certaines courbes ne pouvaient être obtenues qu'à partir de deux ou trois points.

Les deux ensembles proposés sont la zone noyée ou zone saturée, et la zone non saturée où s'effectuent les infiltrations. Deux formules sont possibles, suivant que les vitesses sont faibles ou élevées, entraînant une vidange laminaire ou turbulente.

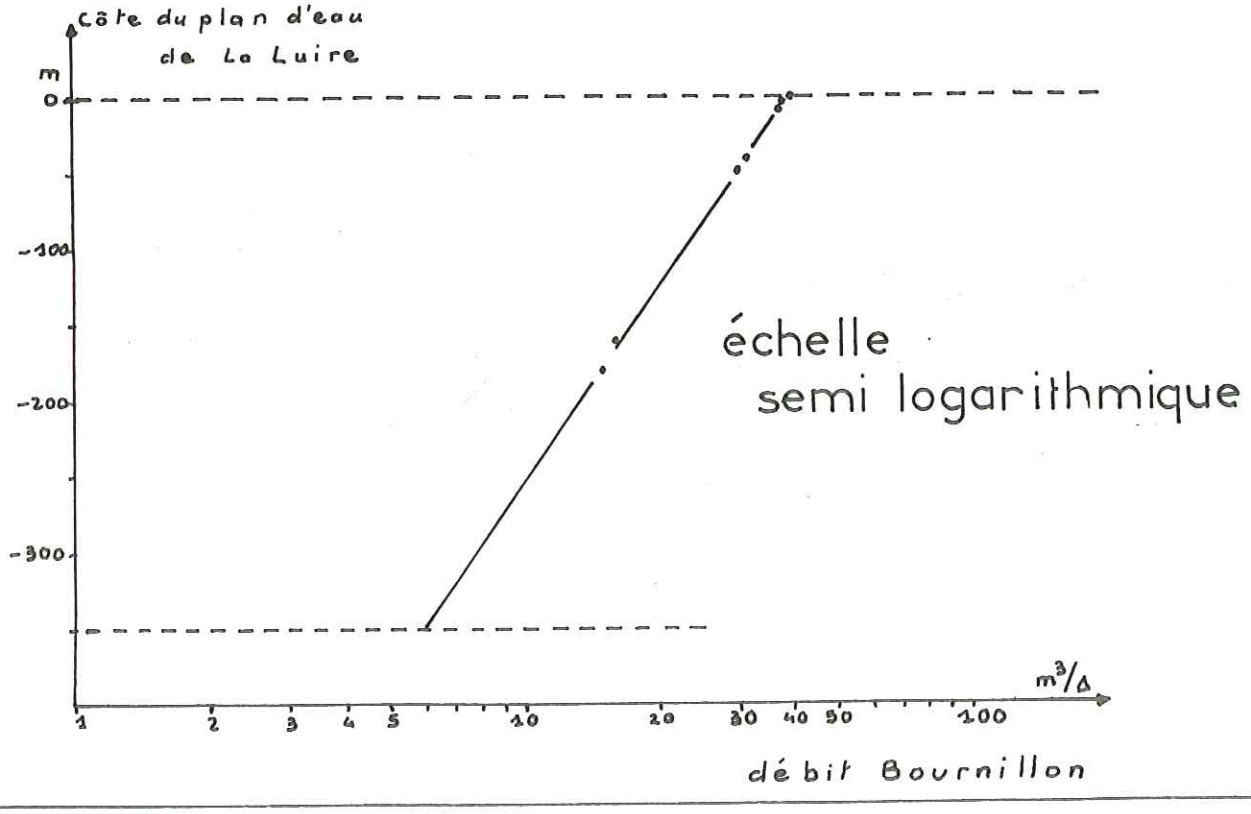
$$Q = \frac{q_o - \eta t}{I + \varepsilon t} + Q_o e^{-\alpha t} \quad \text{en régime laminaire}$$

$$Q = \frac{q_o - \eta t}{I + \varepsilon t} + (Q_o - \beta t) \quad \text{en régime turbulent.}$$

La deuxième partie de la formule représente la vidange de la zone noyée, alors que la première partie représente la part des infiltrations, car comme le souligne A. MANGIN, lorsque la pluie cesse, les infiltrations continuent et viennent influencer la vidange de l'aquifère.



Complexe La LUIRE / BOURNILLON ARBOIS



Une troisième formule a été mise au point pour un régime mixte et théorique, dont nous ne reparlerons pas ici.

Cette méthode est donc très intéressante, car le système karstique est considéré comme un véritable bassin versant, avec ses alimentations, et ses écoulements. Ce point, nous l'avons vu, ressortait déjà de l'étude des températures, et il est intéressant de le voir se confirmer.

2.2.2.2. - Application au cas considéré

Avant de voir comment peut s'appliquer cette loi de Mangin, à notre étude, il convient de considérer quelques points particuliers du réseau étudié.

2.2.2.2.1. - Liaison Luire-Bournillon

Comme le montre la figure 52, il existe une liaison entre le débit de la grotte de Bournillon et la cote du plan d'eau à la grotte de la Luire. Cette liaison est de type logarithmique.

Il est depuis longtemps considéré que l'exutoire en période d'étiage est constitué par la grotte du siphon d'Arbois, alors qu'en période de crue la majeure partie du débit passe par la grotte de Bournillon (d'après des études de J.J. GARNIER, puis H. ARNAUD). La figure 53 nous montre qu'en période de crue, il n'existe aucune liaison entre débit au siphon d'Arbois et la cote du plan d'eau à la grotte de la Luire. Cette remarque est d'ailleurs parfaitement valable, même s'il existe une liaison entre Bournillon et Arbois telle qu'elle est envisagée à ce jour. Le débit accepté par ces galeries serait alors réduit, par suite d'une capture récente du débit d'étiage de Bournillon par le siphon d'Arbois, et, en crue, ces galeries se satureraient rapidement. Ce problème est complexe et ne pourrait être résolu que par une étude plus fine de ce secteur des gorges de la Bourne, étude qui ferait intervenir un bassin versant considérable, puisque le siphon d'Arbois, s'il peut recueillir une partie des débits du réseau la Luire-Bournillon, tire son alimentation propre d'un bassin versant différent, sans doute la partie nord du synclinal de la Vernaison au niveau de la Balme de Rencurel.

Notons enfin, que pour l'établissement de la courbe des figures 52 et 53 nous avons considéré la cote maximale du plan d'eau à la grotte de la Luire et le débit correspondant à la grotte de Bournillon, qui n'est pas nécessairement celui du maximum de crue, car du fait de l'éloignement des deux points cités et suivant l'état initial du système, lors de crues (vide ou partiellement en charge) le temps de réaction sera très variable.

2.2.2.2.2. - Décrue et tarissement

- Principe

Nous avons tracé les courbes de décrue et tarissement pour un certain nombre de crues. Nous possédions en effet une série de mesures grâce aux travaux d'E. D. F. qui a aménagé la Bourne et capté pour les utiliser les sources citées.

La première chose à faire était de différencier le régime turbulent du régime laminaire. En échelle semi-logarithmique (fig. 55), nous n'obtenons pas de droite, ce qui élimine l'hypothèse du régime laminaire. En coordonnées arithmétiques par contre, un segment de droite caractérise la fin du tarissement, ce qui met en évidence le caractère turbulent des circulations. Ce point ressort d'ailleurs d'une simple étude de la morphologie des galeries de la grotte de Bournillon qui traduisent un écoulement en régime noyé avec de grandes vitesses de courants (ce sont des galeries syngénétiques).

L'équation de la décrue et du tarissement sera donc de la forme :

$$Q = \frac{q_o - \eta t}{I + \varepsilon t} + (Q_o - \beta t)$$

Q_o est le débit maximum au début de la décrue, de la zone noyée, on l''obtient en prolongeant la droite du tarissement en coordonnées arithmétiques (fig. 59).

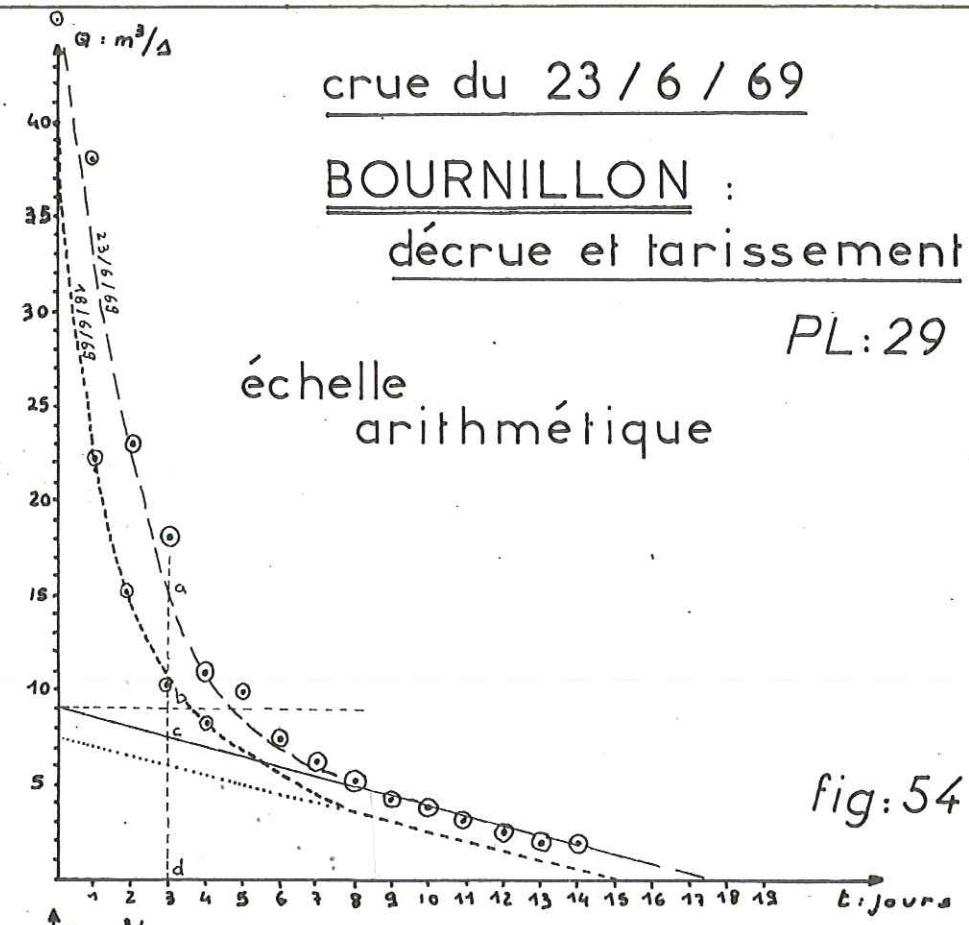

Q : m³/s
crue du 23 / 6 / 69
BOURNILLON :
décrue et tarissement
PL: 29
échelle
arithmétique
23/6/69
18/6/69
a
b
c
d
t : jours

fig: 54

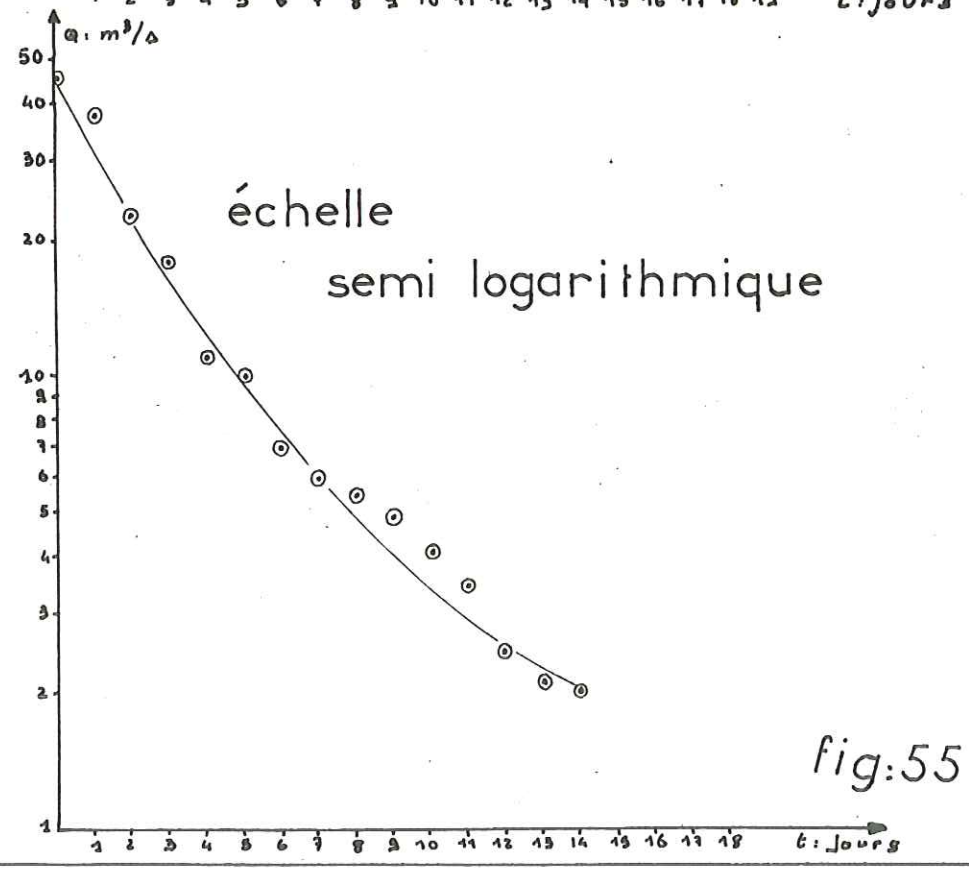
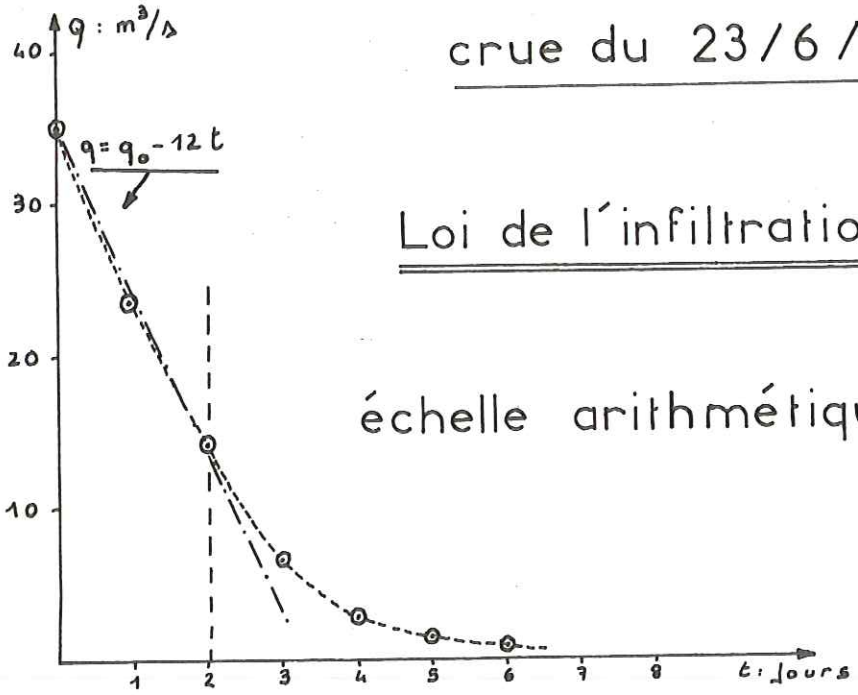

Q : m³/s
échelle
semi logarithmique
t : jours

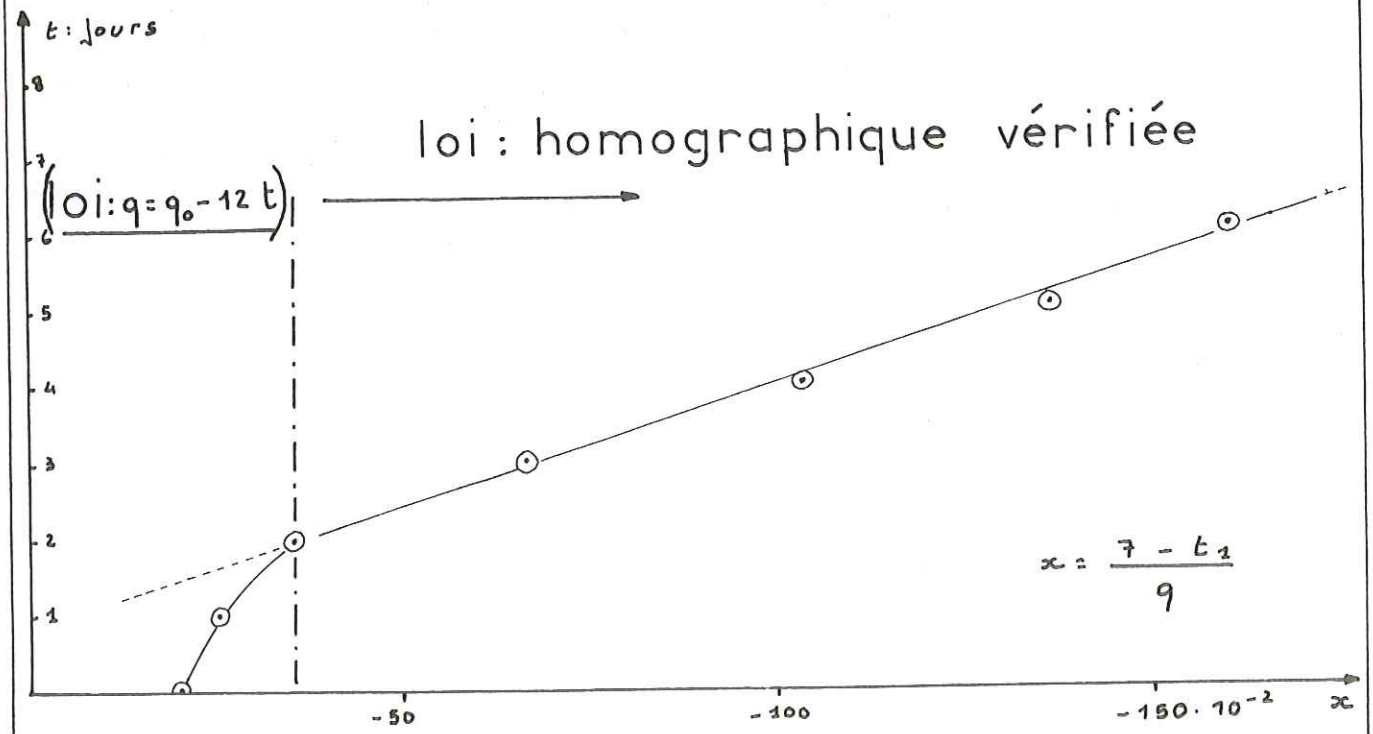
fig: 55



crue du 23/6/69

Loi de l'infiltration

échelle arithmétique



Pour obtenir q_o et surtout vérifier si la vidange en zone influencée suit la loi de Mangin, on retranche point par point la courbe de vidange de la zone noyée à la courbe de décrue, et on obtient ainsi une courbe de "baisse" des infiltrations (fig. 56).

Pour vérifier si la loi des infiltrations est bien du type homographique, préconisé par MANGIN, il faut procéder à un changement de variable :

$$\text{soit } X = \frac{-(7 - t_1)}{q}$$

où t_1 représente le temps pris depuis la valeur maximale de q, soit q_o, déduite de la figure.

Erratum : sur la figure 57 il a été porté par erreur :

$$X = \frac{7 - t_1}{q} \quad \text{au lieu de } X = \frac{-(7 - t_1)}{q}$$

En construisant ensuite une courbe en X = f (t), les points s'aligneront si la loi est réellement de forme homographique.

Dans notre cas, tant que le débit q_o de début de la décrue est inférieur à 15 m^3/s, soit un débit total inférieur à 23 m^3/s, la loi de l'infiltration est vérifiée.

Lorsque, par contre, le débit q_o est supérieur à 15 m^3/s, la loi homographique n'est plus vérifiée. Comme le montre la figure 56, la loi est alors de la forme :

$$q = q_o - 12\,t$$

Cette forme s'impose, car elle correspond de plus près à la réalité, ce qu'avait effectivement recherché MANGIN pour son étude, c'est-à-dire non pas une loi théorique, mais une loi cernant au plus près le problème.

En résumé, si l'on considère une crue dont le débit global est supérieur à 23 m^3/s :

- de Q = maximum à Q = 23 m^3/s, la loi globale sera de forme :

$$Q = (q_o - 12\,t) + (Q_o - \beta\,t)$$

- de Q = 23 m^3/s à Q = 0

$$Q = \frac{q_o - \eta\,t'}{1 + \varepsilon\,t'} + (Q'_o - \beta\,t')$$

t' étant pris depuis l'instant où Q = 23 m^3/s.

Il reste maintenant à déterminer les paramètres :
β sera égal à la pente de la droite de tarissement, soit $\beta = 0,47$
pour déterminer η et ε nous considérerons dans le cas que nous avons envisagé, que nous avons affaire à une crue dont le débit maximum était de 23 m^3/s.

$$\eta = \frac{q'_o}{t'_i}$$

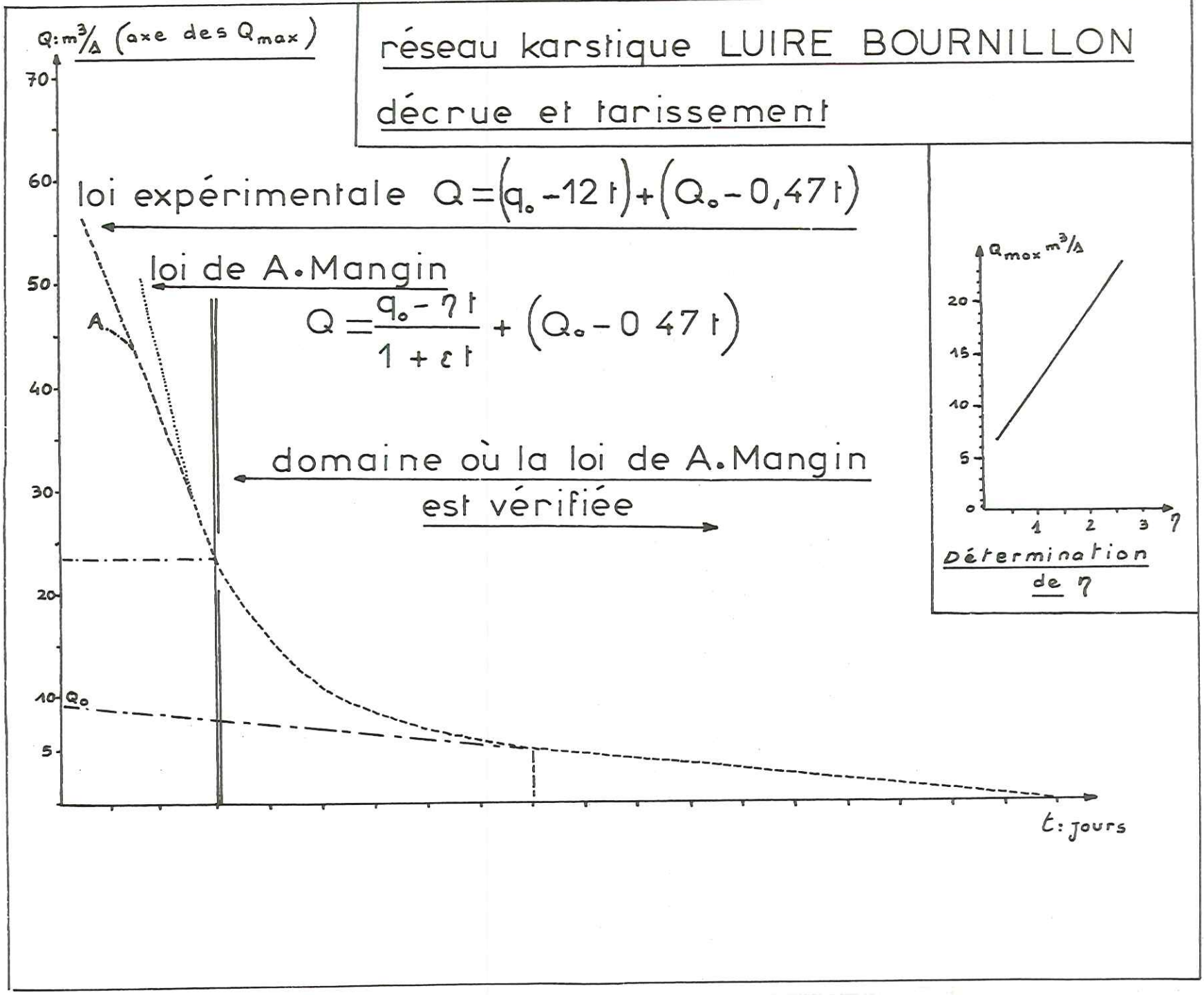
avec t'_i = temps au bout duquel q = 0 (6 jours).
q'_o = valeur de q au début de la décrue (15 m^3/s).

$$\eta = \frac{15}{6} = 2,5$$

$$t' = \frac{q'_o}{2\,\eta + \varepsilon\,q'_o}$$

réseau karstique LUIRE BOURNILLON

décrue et tarissement



donc :

$$\varepsilon = \frac{q'_o - 2\,\eta\,t'}{q'_o \,.\, t'}$$

$$\varepsilon = \frac{q'_o}{t'} - \frac{2\,\eta}{q'_o}$$

q'_o est le débit initial = 15 m^3/s
t' est le temps au bout duquel $q' = q'_o/2$ = 1 jour.
donc :

$$\varepsilon = 0,666$$

Nous obtiendrons ainsi pour la première partie de la décrue et du tarissement, l'équation suivante :

$$Q = (q_o - 12\,t) + (Q_o - 0,47\,t)$$

Pour la deuxième partie, l'équation sera la suivante :

$$Q = \frac{q'_o - 2,5\,t'}{1 + 0,666\,t'} + (Q'_o - 0,47\,t')$$

- applications pratiques

Elles sont de plusieurs ordres.

On peut, tout d'abord, remarquer que si la loi de Mangin se trouve modifiée, de la façon que nous venons de mettre en évidence, c'est comme le montre la figure 59, qu'il se marque un déficit d'écoulement vis-à-vis de la loi réelle. Ce déficit sera particulièrement net et évident, lorsque la grotte de la Luire coule par son porche, le réseau étant totalement saturé.

Dans le cas qui nous intéresse, cela ne suffit pas à expliquer cette perte pour les débits de Bournillon supérieurs à 23 m^3/s, car l'eau dans la grotte de la Luire ne se trouve encore qu'à la cote - 75, soit précisément à 800 m d'altitude.

C'est en fait de ce dernier point que découle l'explication du phénomène. Nous avons vu que l'on pouvait mettre en évidence au niveau de Saint-Agnan-en-Vercors une alimentation karstique nette, lors de crues peu importantes, où la grotte de la Luire ne résurgeait pas, mais se trouvait en charge.

Au niveau de Saint-Agnan-en-Vercors, la vallée se trouve à moins de 800 m d'altitude et pourrait donc être alimentée par le réseau de la Luire, dès que le débit de Bournillon dépasse 23 m^3/s. Il existe, nous l'avons vu, un dépôt de marnes apto-albiennes qui tapissent le fond de la vallée et le flanc ouest. Ce n'est que sur le flanc est que les formations glaciaires ont suffisamment entaillé ces marnes, pour qu'une alimentation karstique soit envisageable (fig. 60 - 61).

Nous pouvons donc dire, que le déficit d'écoulement qui apparaît à la grotte de Bournillon, dès que le débit dépasse 23 m^3/s, est dû à des pertes qui se font au niveau de Saint-Agnan-en-Vercors, par le flanc est du synclinal de la Vernaison. Si, en effet, ces communications se faisaient par le fond synclinal, la modification de l'écoulement interviendrait pour des cotes du plan d'eau inférieur à 800 m, et donc pour des débits de Bournillon inférieurs à 23 m^3/s. Le flanc ouest du synclinal est, quant à lui, tapissé de marnes apto-albiennes bien au-dessus de la cote de 800 m, et ce n'est donc pas par lui que se font les communications.

Si, enfin, au débit donné par la loi, nous rajoutons le débit de la grotte de la Luire, lorsqu'elle coule, la valeur finale est très proche de la loi théorique de Mangin, mais ne peut être égale, puisqu'il nous manque les débits des trop-pleins sous-alluviaux.

PL:32
VALLEE DE LA VERNAISON
mécanisme d une crue avec apports karstiques

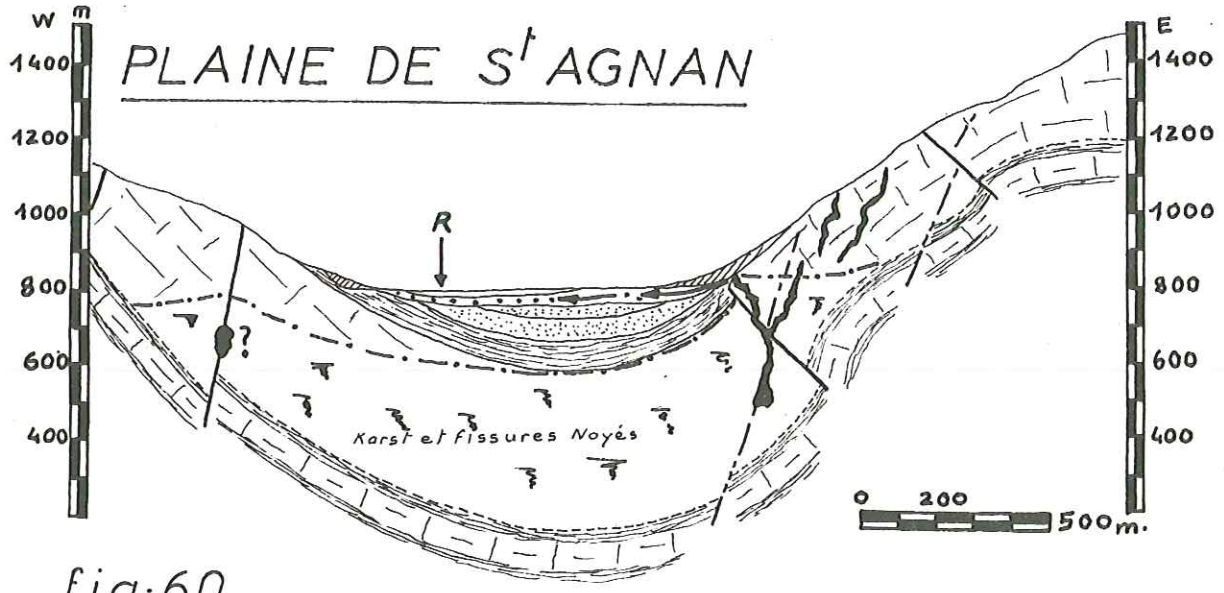


fig:60

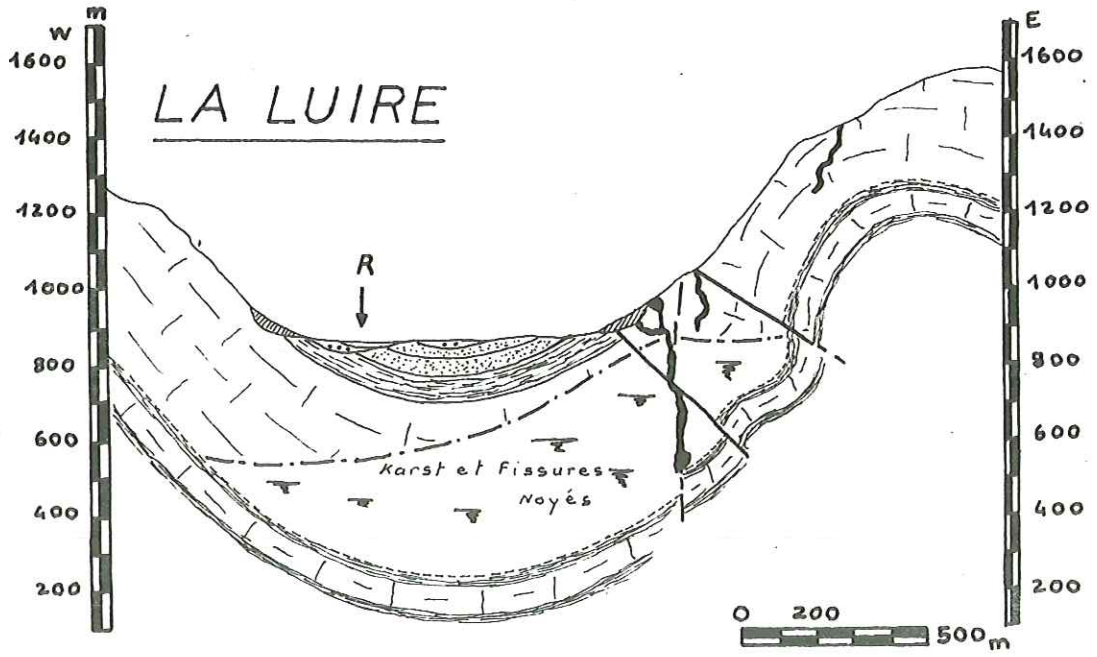


fig:61

Il est possible de trouver une autre application de la loi trouvée, dans le calcul des volumes de réserves. Il suffira, pour trouver ces volumes, d'intégrer les équations trouvées.

Considérons, par exemple, la crue de la Luire du 18 juin 1969, à Bournillon, le débit total était de 39 m^3/s, soit :

$$Q_o = 9\ m^3/s$$
$$q_o = 30\ m^3/s$$

Soit V_1 le volume des réserves vidangées entre Q = maximum et Q = 23 m^3/s.

$$V_1 = \left[\int_0^t (q_o - 12\,t)\ dt + \int_0^t (Q_o - 0{,}47\,t)\ dt \right] \times 86400$$

nous devons multiplier les résultats par 86400 car t est exprimé en jours (2 jours) et les débits sont en m^3/s.

$$V_1 = \left[(q_o t - 12\,t^2/2) + (Q_o t - 0{,}47\,t^2/2) \right] \times 86400$$
$$V_1 = 4\,570\,000\ m^3$$

$$V_2 = \left[\int_0^{t'} (Q'_o - \beta\,t')\ dt' + \int_0^{t'} \left(\frac{q'_o - \eta\,t'}{1 + \varepsilon\,t'} \right) dt' \right] \times 86400$$

$$V_2 = \left[\frac{Q'^2_o}{2} + \frac{2{,}3\ (1 + \varepsilon q'_o/\eta)\ \log\ (1 + \varepsilon q'_o/\eta) - \varepsilon q'_o}{\varepsilon^2} \right] \times 86400$$

$\beta = 0{,}47$ $\quad \varepsilon = 0{,}666$ $\quad$ t' est pris à partir de Q = 23 m^3/s

$\eta = 2{,}5$

$$V_2 = 7\,775\,000\ m^3$$

le volume total sera donc égal à la somme des volumes V_1 et V_2.

$$V = V_1 + V_2 = 12\,345\,000\ m^3.$$

Ce chiffre se rapproche des 18 000 000 m^3 déduits par R. BOUIX et P. GIAUCQUE, lors d'une crue analogue, mais plus violente, par la seule considération du volume d'eau tombé sur un bassin versant estimé à 230 km^2.

Il est possible, en outre, de savoir si une partie des eaux se trouve au-dessous de l'exutoire. Le volume dynamique initial est donné par la formule :

$$V_d = \frac{Q'^2_o}{2}$$

formule qui résulte de l'intégrale de $Q'_o - \beta\,t'$.

Nous obtenons ainsi un volume écoulé pour la zone noyée, le volume d'eau résultant des infiltrations n'est pas pris en compte. Malgré cela, ce calcul nous permet de connaître le volume d'eau situé au-dessous de l'exutoire, le volume précédemment calculé est en effet très théorique, puisque pour calculer ce volume, nous avons considéré un temps théorique égal à Q'_o/β pour que le débit soit égal à 0.

$$V_d = \frac{Q_o'^{\,2}}{2} \times 86\,400 = 5\,900\,000 \text{ m}^3$$

Considérons maintenant le temps réel au bout duquel il est possible d'observer le tarissement complet, pour un débit initial identique au précédent, de 23 m^3/s.

Ce temps est égal à 16 jours.

$$V_d = \left[\int_0^{16} (Q_o' - \beta t')\, dt' \right] \times 86\,400$$

$$V_d = (16\, Q_o' - \frac{0,47 \,.\, 16^2}{2}) \times 86\,400$$

$$V_d = 5\,900\,000 \text{ m}^3$$

Nous constatons que les volumes calculés selon les deux méthodes sont identiques, et que, donc, toute l'eau s'écoule par l'exutoire.

Ce point peut paraître anormal au spéléologue, car il est connu que de nombreux siphons ou voûtes mouillantes, parsèment le réseau, à l'étiage. Tout le volume dynamique initial ne s'écoule donc pas, d'autant que lorsque la grotte de Bournillon est à sec, il transite, malgré tout, les 200 l/s que l'on note dans la grotte de la Luire.

Ce dernier point permet d'accréditer la thèse d'une capture souterraine du réseau de la Luire-Bournillon par le siphon d'Arbois. Le débit d'étiage serait ainsi dérivé sur le siphon d'Arbois, et lors des crues, une partie serait captée jusqu'à un certain seuil, n'influençant donc pas ensuite la décrue et le tarissement de la grotte de Bournillon. Ces eaux n'interviendraient donc pas dans les volumes calculés, et le chiffre donné pour les réserves doit alors être considéré comme pessimiste.

En l'absence d'une étude détaillée du siphon d'Arbois, nous ne pouvons qu'émettre une hypothèse pour expliquer la position aberrante des débits de ce siphon, vis-à-vis de la cote du plan d'eau de la Luire en crue. Le siphon d'Arbois a sa propre alimentation, liée vraisemblablement, à la partie du synclinal voisin de la Balme de Rencurel, mais, c'est un point obscur qui fait actuellement l'objet d'études par J. GARNIER. Ce siphon d'Arbois recevrait, en plus, un apport du réseau de la Luire-Bournillon, dont le bassin versant est nettement différent.

Si la crue est simultanée sur les deux bassins, la grotte de Bournillon et le siphon d'Arbois seront en crue en même temps, et la liaison entre le plan d'eau dans la Luire, et les débits du siphon d'Arbois pourrait être notée parfois par erreur.

Si, par contre, le siphon d'Arbois est en crue, sans que le bassin versant du réseau Luire-Bournillon ait subi de chute de pluie très importante, il montrera un débit important, alors que la grotte de Bournillon n'aura qu'un débit légèrement augmenté, car pour toute la zone proche de l'émergence, les bassins versants sont voisins. Le cas inverse se produit également lorsque c'est sur le bassin versant de la grotte de la Luire que se produisent les grosses chutes de pluie. Le débit de la grotte de Bournillon sera considérablement augmenté, alors que le débit du siphon d'Arbois ne sera que légèrement augmenté par les apports venant du réseau de la Luire-Bournillon tels que les ont supposés J.J. GARNIER et H. ARNAUD, et tels que peut les préciser notre étude.

Lorsque l'on considère une crue, telle que celle du 26 décembre 1968, on peut être surpris par le fait que la crue de la grotte de la Luire ne correspond pas au maximum de la crue de Bournillon, le 24 décembre, crue qui avait pourtant été la plus importante (fig. 63). L'explication est à rechercher dans la liaison entre crues de la Luire et volume des réserves de la zone noyée, telle que l'a définie A. MANGIN. Lors de la crue du Bournillon du 24 décembre, la zone noyée était à sec quelques jours auparavant. Lors du début de la crue, les réserves ont commencé à croître, mais de manière insuffisante, pour provoquer une mise en charge totale du réseau de la Luire. Le 26, par contre, les pluies ont été particulièrement sensibles sur le bassin versant de la Luire (fig. 62-68), la zone noyée possédait déjà des réserves importantes, et bien que le débit de Bournillon ait été plus faible l'augmentation des réserves de la zone noyée a été suffisante, pour provoquer la crue de la grotte de la Luire.

PL:33

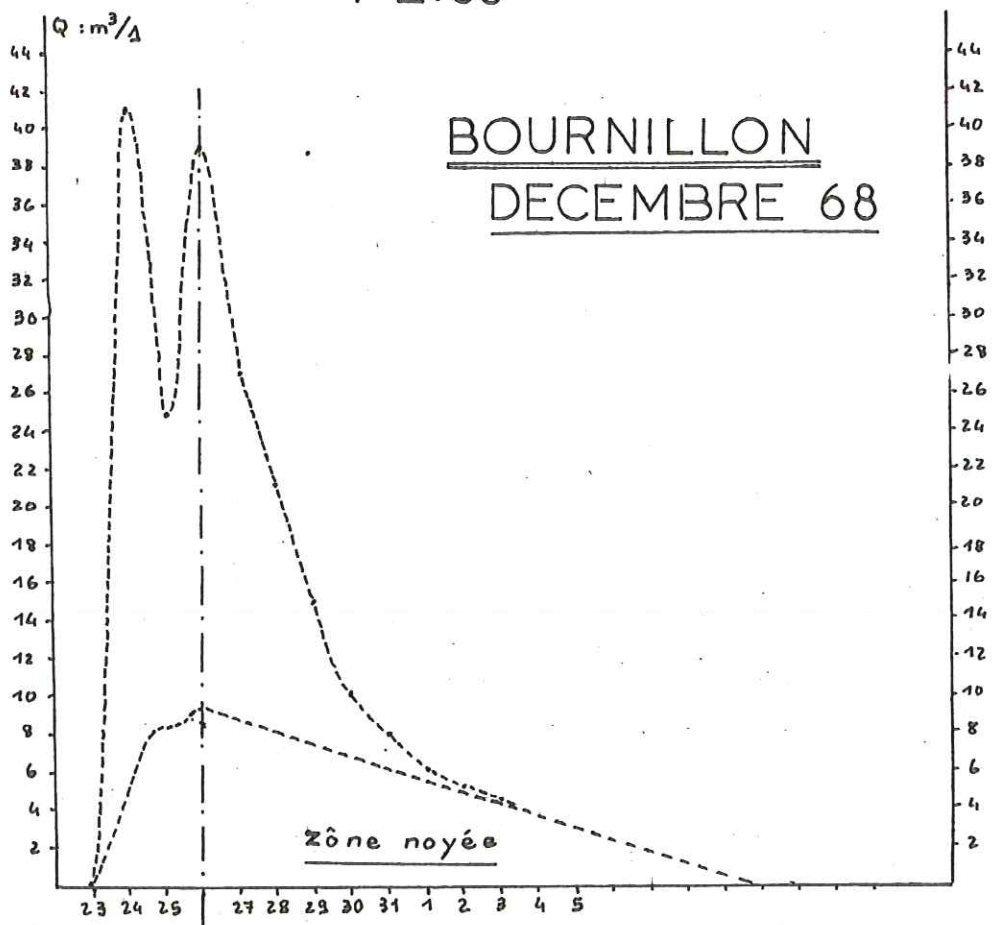


fig:62

Luire 10 m³/s

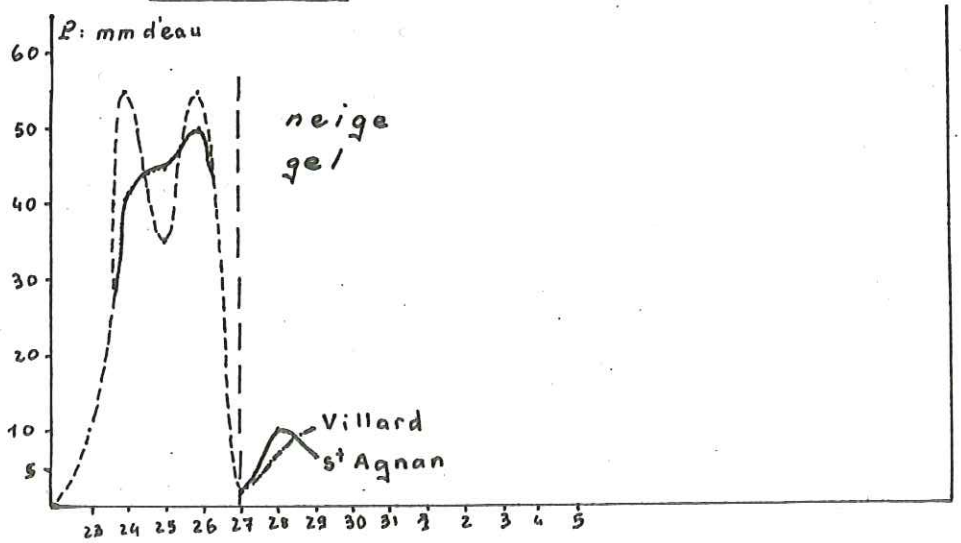


fig:63

décembre janvier 69

2.3. - CONCLUSION

L'étude des circulations nous a permis de mettre en évidence une alimentation karstique depuis le réseau de la Luire-Bournillon, vers la rivière de surface, la Vernaison, lors des crues du réseau karstique.

L'étude de la décrue et du tarissement de la grotte de Bournillon apporte un élément important en dehors des considérations liées au volume des réserves.

Les modifications apportées à la loi de Mangin, correspondent à une modification de l'écoulement due à l'alimentation dont nous venons de parler, et permet de situer l'altitude de cette alimentation karstique, à 800 m d'altitude, sur le flanc est du synclinal de la Vernaison, pour les raisons que nous avons développées. Il est donc certain que les marnes apto-albiennes tapissent tout le fond de la vallée de la Vernaison, interdisant toute perte de cette rivière, vers le réseau karstique, en période d'étiage. La nappe de la Vernaison, entre Saint-Agnan-en-Vercors et Chabotte se trouvant à moins de 800 m d'altitude, il est impossible de voir cette nappe utiliser en sens inverse les conduits karstiques cachés, puisque ceux-ci s'ouvrent, nous l'avons vu, au-dessus.

Il convient pour terminer de critiquer la méthode utilisée, pour le calcul de décrue et de tarissement. Dans cette méthode il est supposé, que la zone noyée s'obtient par simple prolongation de la courbe du tarissement. Or, de récentes études de l'évolution de la composition d'une eau lors de crues, par la méthode des isotopes naturels (P. OLIVE et A. MARCE (1970) ont montré qu'en fait, dans une crue, la part de la zone noyée est beaucoup plus importante. Il serait donc particulièrement intéressant d'avoir une étude basée sur cette dernière méthode, pour le réseau considéré. Il reste néanmoins, que la loi de Mangin, modifiée pour la circonstance dans la première partie de la décrue, correspond à la meilleure approche mathématique du phénomène envisagé.

3. - CONCLUSION GENERALE

A défaut de pouvoir faire un bilan exact qui aurait demandé des moyens importants, et surtout une étude plus étendue, sur l'ensemble du Vercors, nous pouvons retirer plusieurs points intéressants de l'étude réalisée.

Le Vercors méridional est nettement divisé en deux zones :

- la zone karstique, avec un karst superficiel, ou épidermique, dont les débits sont insignifiants, et un karst profond, qui, à lui seul représente 95 % des écoulements au niveau du secteur étudié ;
- le synclinal de la Vernaison, montrant des sources liées au Quaternaire, ou parfois mixtes, avec des apports karstiques. Le caractère principal de ce synclinal est représenté par l'indépendance de ces circulations vis-à-vis du karst profond.

Si la Vernaison n'alimente pas le karst lorsqu'elle se perd, c'est tout simplement qu'en étiage, le niveau piézométrique de la nappe qui occupe les moraines remaniées de la plaine de Saint-Agnan-en-Vercors, est très bas, bien sûr, mais la nappe est séparée du karst par la couverture de marnes apto-albiennes, jusqu'à la cote de 800 m. Cette nappe se trouve bien à une cote inférieure à 800 m, mais elle ne peut communiquer avec le karst.

La Vernaison enfin, peut parfois être alimentée par le karst profond, soit par la grotte de Combe-Mâle, mais le phénomène est là, très classique, soit par la grotte de la Luire ou son exutoire sous-alluvial, selon le processus que nous avons longuement explicité.

Il ressort donc, qu'en Vercors, et ce point est reconnu depuis longtemps, le karst joue le rôle essentiel dans le transit des eaux, mais le point important est la mise en évidence de l'indépendance des circulations de surface, dans le secteur que nous avons étudié.

CHAPITRE V

KARST ET PALEOKARST

KARST ET PALEOKARST

Pour clore ce mémoire, il convient de parler de manière synthétique de l'ensemble du phénomène de karstification du Vercors méridional, à la lumière de ce qui est observable dans le Vercors, en général, où les phénomènes sont nombreux et variés.

Voyons donc, tout d'abord, comment se présentent les différentes manifestations karstiques.

1. - LES MANIFESTATIONS KARSTIQUES

Du fait de l'ampleur des réseaux souterrains tels que celui de la grotte de la Luire, nous serons obligés de prendre des exemples au-dehors de notre secteur, mais ils pourront parfaitement caractériser l'ensemble du phénomène karstique du Vercors.

1.1. - MANIFESTATIONS KARSTIQUES DU CRETACE SUPERIEUR

Comme nous l'avons vu, c'est au Nord du Vercors que se développent les faciès calcaires du Crétacé supérieur, c'est donc là que pourront prendre naissance, d'importantes circulations karstiques, alors que sur notre secteur, les faciès gréseux et sableux, sont évidemment dépourvus de tels phénomènes.

1.1.1. - Karst en activité

C'est le cas du "Gour Ferrand", source vauclusienne dans les calcaires gréseux du flanc ouest du synclinal de la Vernaison, en bordure de la route de la Chapelle-en-Vercors à Saint-Martin-en-Vercors. Selon une étude de J.P. THIEULOY et LAFOSSE, pour un projet de captage, il s'agit en fait d'une nappe de fissures dans les calcaires gréseux, sous le Miocène du cœur du synclinal. Les circulations, dans cette zone sont nettement différentes de celles que nous avons rencontrées plus au Sud, c'est pourquoi, nous ne rentrerons pas dans plus de détail.

1.1.2. - Karst ancien

C'est lui qui, en fait, a la plus grande importance pour le paragraphe suivant. Les principaux témoins en sont la grotte de Bobache (voisine de la précédente) et la grotte des Bérards ou des Freydières, près de la Chapelle-en-Vercors.

Dans la première, des silex et diverses traces d'industrie ont permis de rattacher l'occupation de cette cavité au Magdalénien final.

Dans la seconde, une pointe de harpon en bois de renne a été datée comme remontant à 50 000 ans. Nous voyons donc que pendant le Würm, ces réseaux existaient avec la même conformation qu'à l'heure actuelle.

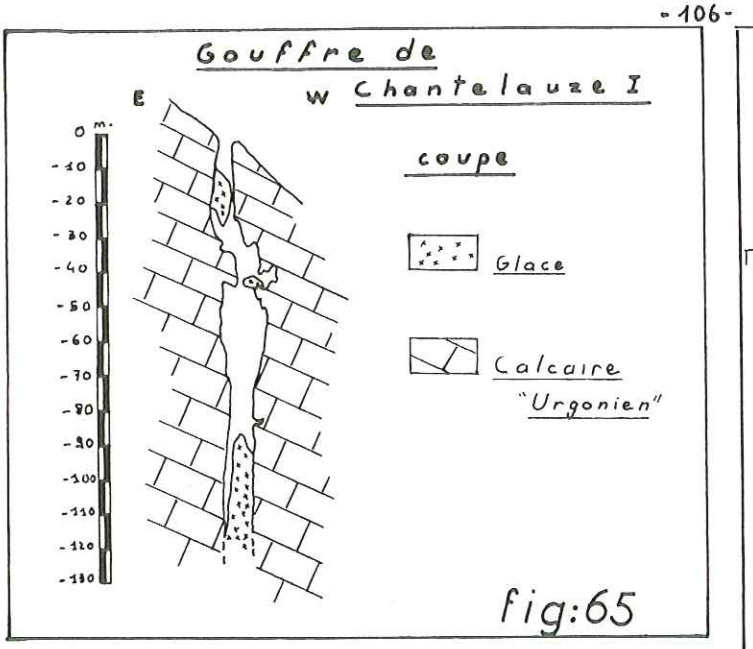

Gouffre de
Chantelauze I
E
W
0 m.
-10
-20
-30
-40
-50
-60
-70
-80
-90
-100
-110
-120
-130
coupe
Glace
Calcaire
"Urgonien"

fig:65

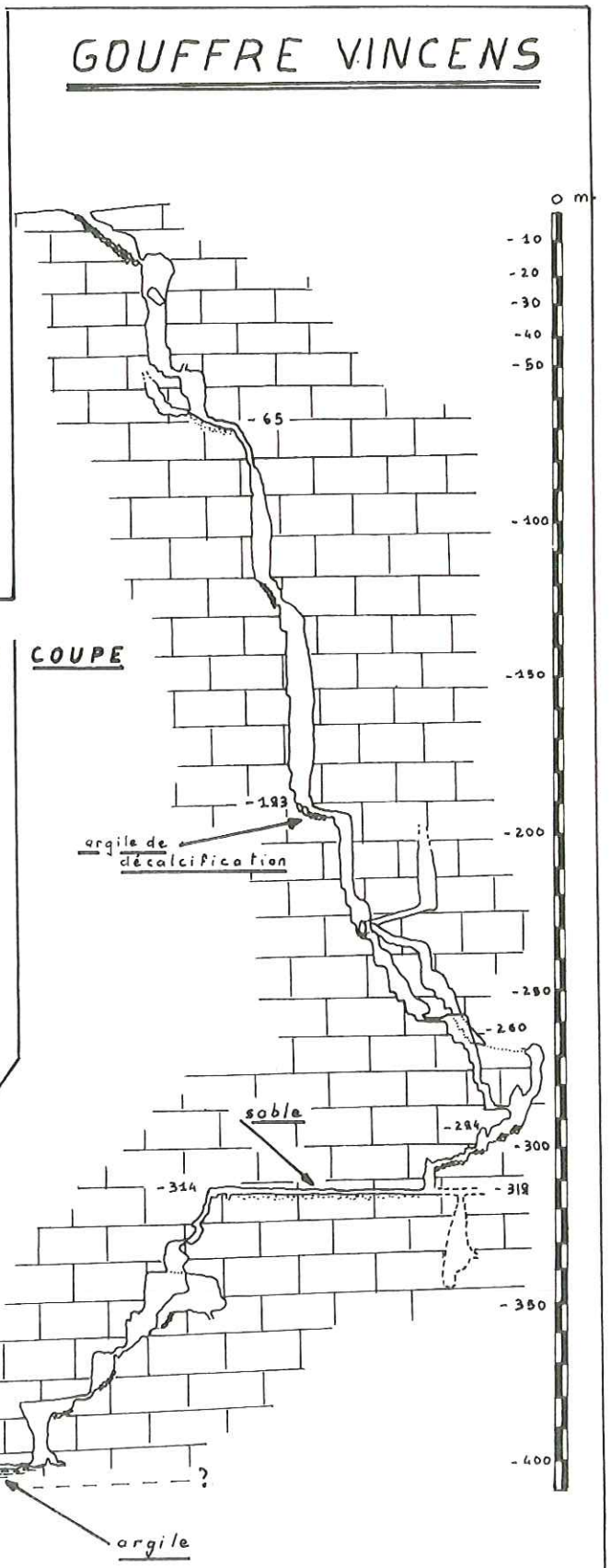

GOUFFRE VINCENS
0 m.
-10
-20
-30
-40
-50
-65
-100
-150
-183
-200
-250
-260
-284
-300
-314
-319
-350
-400
-403
argile de décalcification
sable
argile
?

fig:66

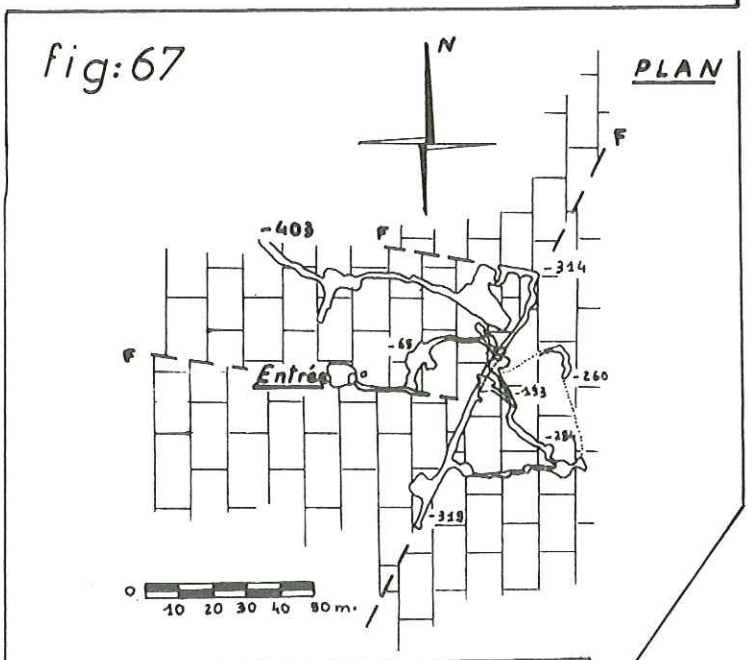
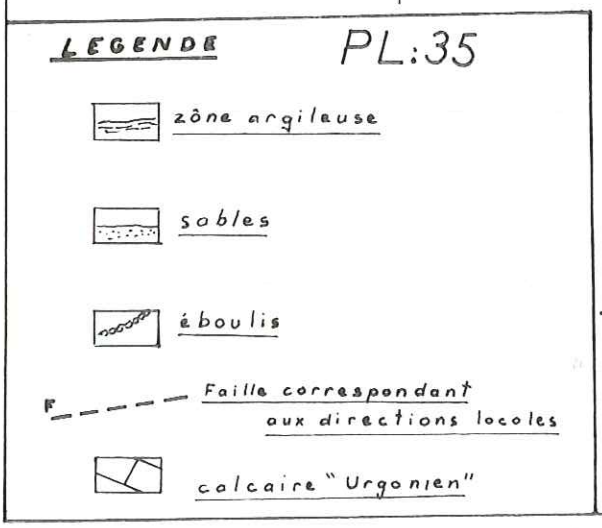


fig:67
N
PLAN
COUPE
F
-403
-314
-65
-260
-183
-284
-319
Entrée
0
10 20 30 40 50 m.


LEGENDE
PL:35
zône argileuse
sables
éboulis
F
Faille correspondant aux directions locales
calcaire "Urgonien"

1.2. - MANIFESTATIONS PSEUDO-KARSTIQUES ALBIENNES

Toujours au Nord du secteur étudié, les sables et grès verts albiens, présentent de curieux chenaux très instables, s'obturant rapidement. On constate par ailleurs la formation de véritables dolines dans les prairies surmontant cette zone.

L'ensemble de ces phénomènes est à rattacher aux "entonnoirs d'ablation", décrits par R. BARBIER (1953), et peut avoir deux origines. Soit classiquement, circulations fissurales dans les grès (car dans les sables l'eau circule en nappe), entraînement des parties fines, par phénomène de "renard", et création de conduits très instables. Soit, et c'est souvent le cas, véritable phénomène de succion, analogue à ceux décrits par P. RENAULT, des sables et grès tendres albiens par les fissures karstifiées de la lumachelle sous-jacente.

1.3. - MANIFESTATIONS KARSTIQUES DE LA LUMACHELLE

Ce niveau a été souvent considéré comme imperméable, ou ne présentant que des circulations réduites. Dans la région de la Chapelle-en-Vercors, il montre de véritables réseaux souterrains, aux dimensions le plus souvent réduites, mais absorbant néanmoins des débits importants, puisque de tels réseaux absorbaient jusqu'à une date récente les eaux usées de la Chapelle-en-Vercors, ce qui n'était pas sans poser des problèmes de pollution importants.

L'explication de la faiblesse théorique du karst de la lumachelle peut être trouvée dans le fait que, dans le Nord du Vercors, les calcaires sus-jacents du Sénonien sont plus facilement karstifiables, car plus fins, les réseaux s'y développeront préférentiellement, tout en pouvant traverser la lumachelle par de petites fissures. Il reste cependant que ces réseaux, n'ont pas une grande ampleur à l'échelle du massif, bien qu'ils recueillent les eaux de ruissellement des formations sableuses et gréseuses de l'Albien, car ces dernières sont relativement réduites en extension.

1.4. - "LE GRAND KARST DU VERCORS"

Sous ce terme volontairement vague, seront regroupées les circulations affectant la masse "urgonienne". Les problèmes de niveau de base, longuement discutés précédemment ne seront pas abordés à nouveau, et nous ne considérerons que l'aspect et le rôle général des manifestations connues de ce karst.

1.4.1. - Karst en activité

Il est constitué par tous les "scialets" (gouffres) ou grottes, siège de circulations, et c'est lui qui représente le drain principal du Vercors. Il peut, nous allons le voir, se diviser en deux catégories.

1.4.1.1. - Les "puits à neige"

Ils constituent la véritable naissance des réseaux souterrains. Ils sont le plus souvent situés relativement haut en altitude, de 1 500 à 2 300 m et sont en général peu profonds. Seul le "scialet 1 de Chantelauze" avec ses 115 m de verticale fait exception. Ces gouffres sont le plus souvent remplis de neige qui évolue en véritable glacier souterrain, en passant par le stade de névé. Le "scialet 1 de Chantelauze", par exemple, renferme de 1 000 à 5 000 m^3 de réserve à vue, de glace suivant les années, il est vraisemblable que cette quantité est bien plus importante.

Ces gouffres ont deux rôles :

soit il alimentent, lorsqu'ils sont peu profonds, le karst superficiel dont nous avons eu l'occasion de parler, tel que la source de Lachau ou de la Grande Cabane,

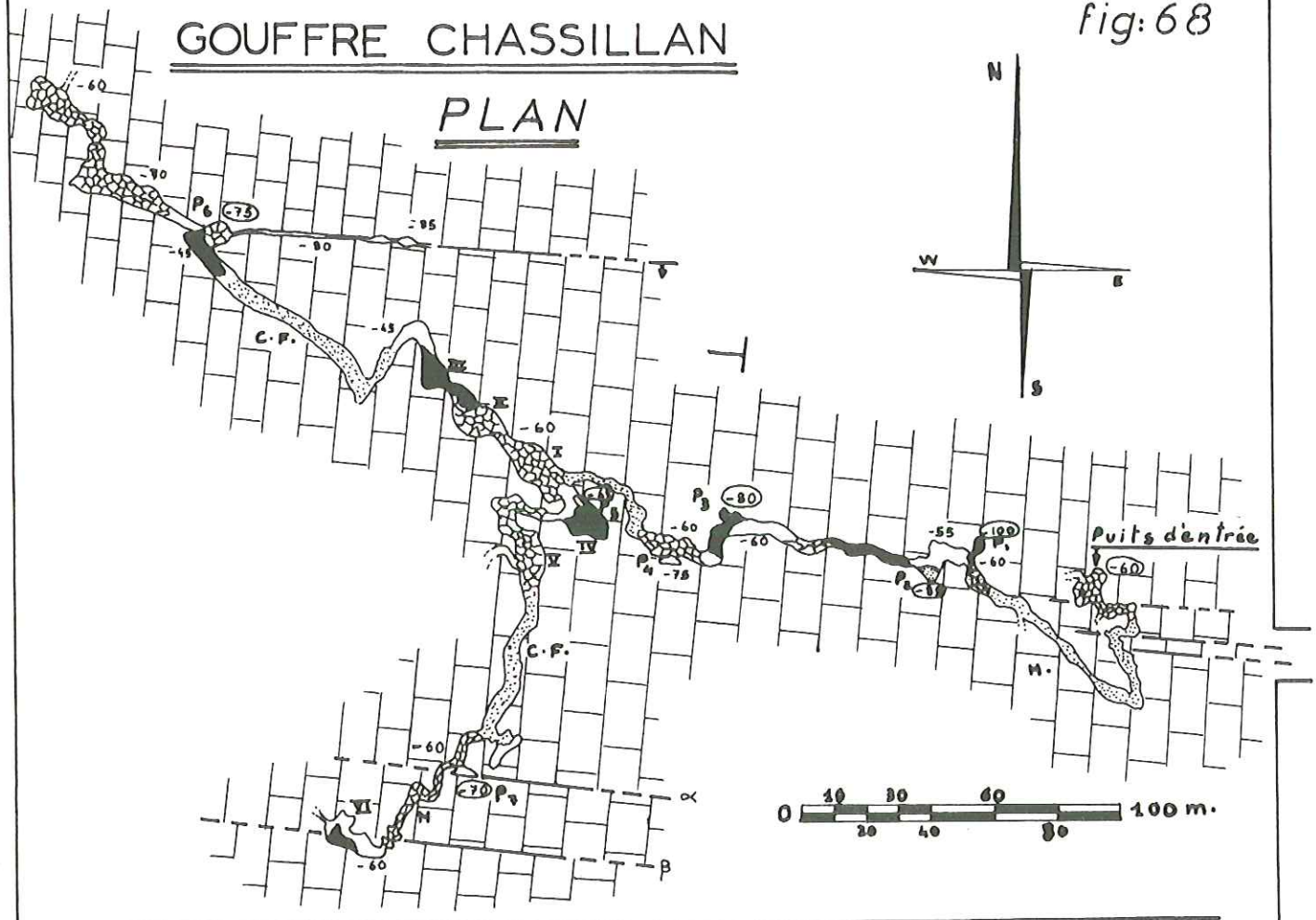
soit, lorsqu'ils sont profonds, le karst à l'échelle du massif.

Notons enfin, que lorsque ces gouffres laissent voir leur terminaison, ils se poursuivent toujours par des discontinuités tectoniques, diaclases ou fractures.

GOUFFRE CHASSILLAN

fig: 68

PLAN



LEGENDE

PL : 36

$P_1 \dots P_6$: Puits avec leur côte en fond P_1 (-100)

M : méandres

C.F. : Conduite forcée

I .... VI : salles

: fractures

: pendage des fractures

: calcaires "Urgoniens"

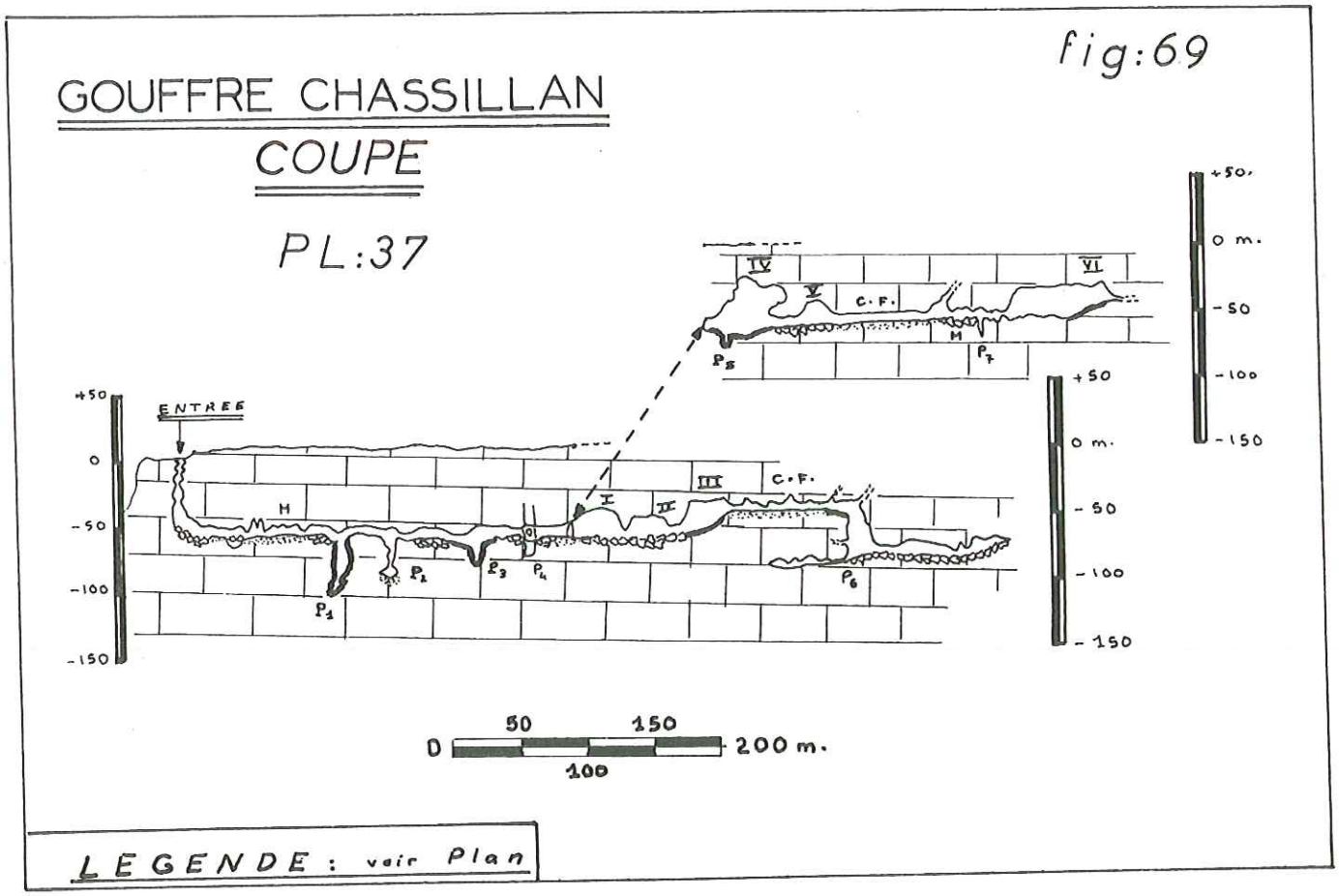
: pendage des calcaires

Eboulis (blocs)

Sable

Argile

Calcaire



1.4.1.2. - Zone évoluée et collecteurs

Un très bon exemple de ce type de cavité peut être trouvé dans le gouffre Vincens.

Ce gouffre, dont les axes de creusement sont calqués sur un important réseau de fractures, s'ouvre jusqu'à la profondeur de 408 m, sans d'ailleurs avoir touché les calcaires marneux et marnes hauteriviennes. Il est le siège de circulations importantes, mais qui ne vont pas jusqu'au stade de la rivière souterraine, il se termine en effet sur une fissure tectonique impénétrable avec un remplissage argilo-sableux caractéristique.

Ce type de gouffres, contrairement aux précédents, ne montre pas un creusement par effondrement (dû à la gélivation). Ils sont liés aux dissolutions, cylindriques, réguliers ou en "éteignoir".

A un stade ultérieur d'évolution karstique se placent les grottes de Combe-Mâle et de la Luire. Sans revenir sur leurs caractéristiques, déjà citées, on constate que ces cavités sont plus évoluées. Elles ont atteint leur niveau de base hydraulique et sont organisées en rivières souterraines pérennes. Les galeries de Combe-Mâle témoignent de circulations "aérées" (type méandre) alors que celles de la Luire sont plutôt du type "syngénétique" (selon la définition de P. RENAULT (1971) que nous développerons au paragraphe suivant), et témoignent de circulations en régime noyé, loin de l'exutoire, avec des vitesses importantes. Nous ne parlerons pas, pour l'instant, des puits donnant accès à la rivière souterraine, dont nous verrons ultérieurement la formation.

Il est bon de noter, pour conclure, que ce type de cavité n'est rencontré que sur le flanc est du synclinal de la Vernaison, et, toutes proportions gardées, relativement près de l'exutoire.

1.4.2. - Le karst ancien

Depuis une dizaine d'années, avec le Spéléo Club de la Chapelle-en-Vercors, j'ai eu l'occasion de découvrir et d'explorer des gouffres et grottes assez curieux. Certains, comme la grotte des Baumettes à Vassieux-en-Vercors, montrent des galeries démesurées à faible profondeur sous terre. D'autres, comme une cavité sur la route de Pré-Rateau (Forêt Domaniale), sont constitués par de vieilles galeries recoupées par l'érosion glaciaire, donc antérieures au moins aux glaciations würmiennes. Ces dernière galeries sont très anciennes, car colmatées entièrement par d'énormes masses de calcite.

Pendant très longtemps ces galeries nous intriguèrent, car comme pour les grottes du Crétacé supérieur, elles laissaient présager un réseau très ancien, beaucoup plus vieux, de toute manière, que tout ce qui avait été décrit classiquement dans le Vercors. Lors de la découverte du gouffre Chassillan, toutes ces individualités acquirent une certaine unité. Ce gouffre est peu profond (100 m au maximum), mais sur plus de 1 000 m de longueur nous pouvons suivre un réseau de galeries, 50 m seulement sous la surface du sol, soit quelques 400 m au-dessus du niveau de base actuel constitué par les calcaires marneux et marnes hauteriviennes.

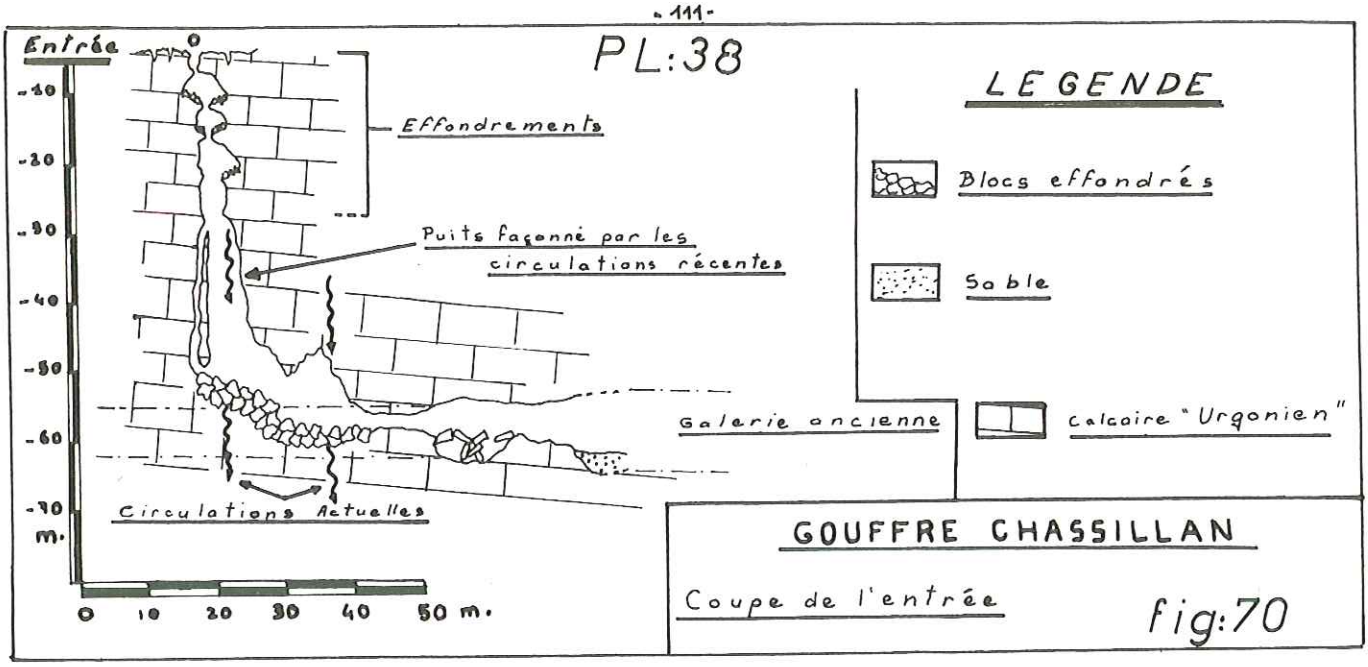
Avant d'aller plus loin, il convient d'expliciter sommairement les termes de "syngénétique" et "paragénétique" employés pour les galeries par P. RENAULT (1971). Une galerie syngénétique est une galerie fonctionnant sous régime noyé, mais où les vitesses sont importantes ; ces galeries ne présentent aucun dépôt argileux, sont souvent semi-elliptiques et se rencontrent le plus souvent loin des exutoires. Une galerie paragénétique est une galerie plus proche des exutoires, où les vitesses toujours en régime noyé sont plus faibles ; ces galeries de section grossièrement rectangulaire se colmatent d'argile par le bas, et leur agrandissement est le résultat de dissolutions au niveau du plafond.

Ce point étant précisé, dans le gouffre de Chassillan, nous rencontrons des galeries en méandres, ayant donc fonctionné sans être en charge, et des galeries syngénétiques, plus ou moins effondrées à l'heure actuelle. Le plafond de certaines galeries présente, d'autre part, des phénomènes de pendants phréatiques, dus aux dissolutions de ce plafond dans les zones en charge. Des concrétions, dont certaines ont jusqu'à 6 m de hauteur, pour 1 m de diamètre sont brisées, non alimentées à l'heure actuelle et complètement altérées.

Nous avons pu, par ailleurs, montrer que le réseau fossile est nettement recoupé par des puits du type collecteur tel que nous l'avons défini, où passent les circulations actuelles, nettement descendantes et au demeurant fort réduites. On trouve également, dans les parties effondrées formant des salles, des concrétions tout à fait récentes.

Il est donc clair que nous nous trouvons là en présence d'un réseau très ancien, dont les galeries ont été exceptionnellement conservées et surtout découvertes, car c'est tout à fait par hasard que l'un des puits du type collecteur s'est effondré vers la surface, livrant ainsi accès aux galeries. Très vite s'est posé le problème de l'époque du creusement de ce type de réseau, et c'est le point que nous allons voir maintenant.

PL:38



GOUFFRE CHASSILLAN

Coupe de l'entrée

fig:70

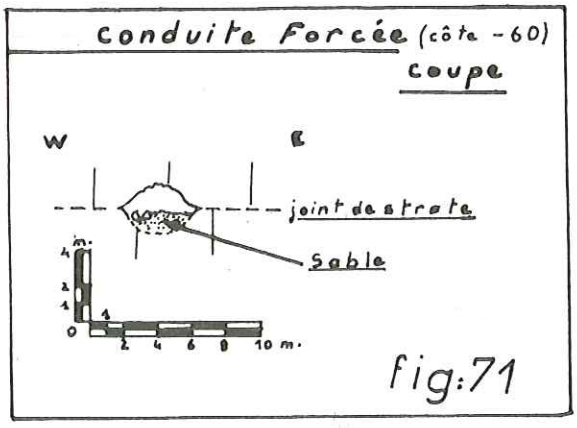


fig:71

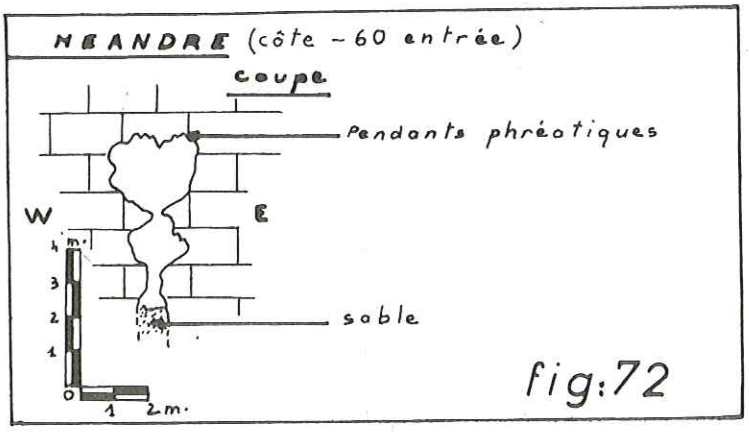


fig:72

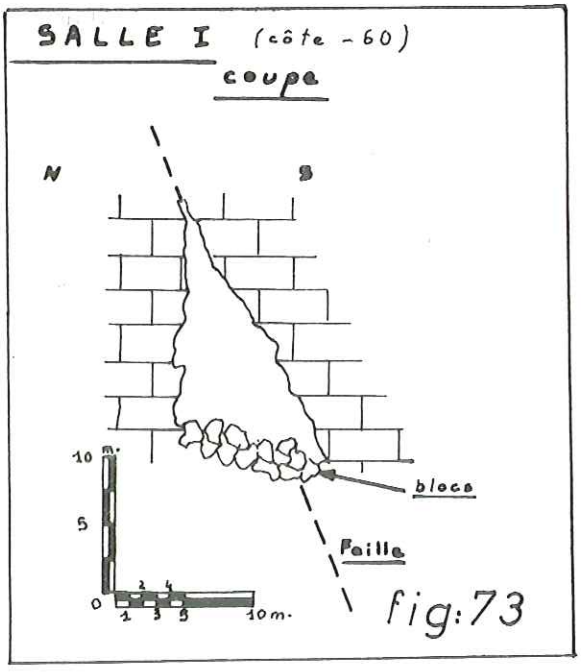


fig:73

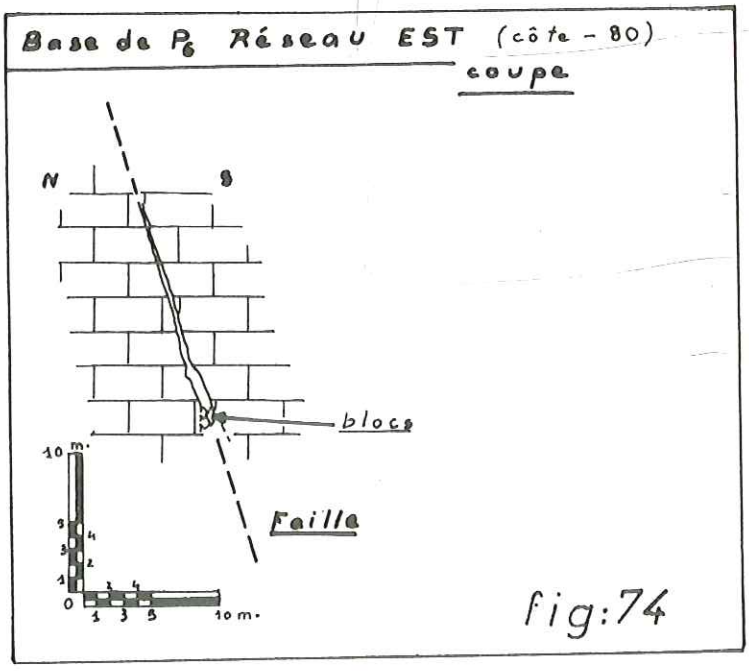


fig:74

2. - CREUSEMENT ET FONCTIONNEMENT DU KARST DU VERCORS

Nous allons, dans cette partie syntétique, considérer les problèmes évoqués, à la lumière des résultats acquis dans les chapitres précédents, ainsi qu'à la lumière des observations que l'on peut faire dans les différents gouffres et grottes du Vercors.

2.1. - GENERALITES

Nous avons, dans les chapitres antérieurs, divisé les circulations karstiques en circulations profondes et superficielles. Il ne s'agit que d'une division théorique, car si apparemment la morphologie et le fonctionnement de ces deux ensembles sont différents, nous ne sommes en présence que d'un karst, mais dont le degré d'évolution est différent, suivant les points considérés.

La dissolution des carbonates se fait suivant la classique formule :

$$CO_3Ca_{solide} + CO_{2\ dissous} + H_2O \rightleftharpoons (CO_3H)_2\,Ca_{dissous}$$

Il est évident que la teneur des eaux en bicarbonates sera directement fonction de la teneur initiale en gaz carbonique, puisque les carbonates sont, dans un calcaire en quantité infinie. Nous ne reviendrons pas sur les considérations développées au chapitre IV pour essayer d'expliquer les relativement faibles teneurs en bicarbonates des eaux issues du karst profond, pour nous pencher ici simplement sur le processus de dissolution.

- Lorsque les eaux s'infiltrent, elles vont, au niveau où elles pénétrent dans le calcaire, entraîner la formation d'une zone lapiazée, première zone de dissolution, où les eaux se saturent en bicarbonates, et dont l'épaisseur variable peut aller de quelques centimètres à quelques mètres. Dans cette partie, les eaux dont la teneur initiale en gaz carbonique peut être plus ou moins importante, pourront contenir une grande quantité de bicarbonates, la pression partielle de CO_2 est en effet forte dans les fissures qu'empruntent les circulations.

Dans un deuxième temps, les eaux s'enfoncent, débouchent dans des cavités plus importantes. Du fait de la baisse alors importante de la pression partielle du CO_2, des carbonates vont se déposer, puisque l'équation de la réaction ne sera plus équilibrée. Du gaz carbonique se dégage en contrecoup du dépôt des carbonates, et l'eau continue vers les profondeurs, en suivant les galeries.

Ces deux parties sont assimilables à ce que nous avons appelé le karst superficiel et la zone des puits de neige. Il est d'ailleurs possible de trouver dans l'existence de cette zone une autre explication aux faibles teneurs en bicarbonate du karst "profond", vis-à-vis du karst "superficiel".

Dans cette première partie, les circulations d'air sont relativement peu importantes, même si par endroit s'agrandissent de petites galeries, la concentration de l'air en gaz carbonique sera donc plus importante que dans de grandes galeries bien ventilées. Lorsque l'eau, au sortir des fissures, perd selon le processus indiqué, du gaz carbonique par suite du dépôt des carbonates, ce gaz restera dans les galeries. Les eaux suivant leur parcours, vont dissoudre à nouveau une partie de ce CO_2 et redevenir agressives, ce, d'autant plus facilement, si les dissolutions sont ensuite facilitées par de nouvelles circulations fissurales. Nous enregistrerons donc une forte teneur en bicarbonates.

Dans le cas du karst profond, le CO_2 provenant du dépôt des carbonates, sera éliminé par les circulations d'air, les eaux seront donc moins susceptibles d'en dissoudre ultérieurement dans les galeries, et bien que parfois peu agressives, ces eaux ne contiendront que relativement peu de bicarbonates. Elles seront déficitaires en CO_2 relativement à leur teneur initiale.

- Lorsque les eaux ont quitté la première zone que nous avons définie, et selon le processus classique défini par P. RENAULT (1971) elles coulent ensuite dans une galerie, où les dissolutions pourront reprendre, ces eaux, le plus souvent, étant redevenues légèrement agressives.

2.2. - STADE D'EVOLUTION DU KARST DU VERCORS

Nous venons de voir à quoi pouvait correspondre la zone des puits à neige et la zone du karst superficiel, telle que nous l'avons définie au chapitre IV. Lorsque les eaux continuent leur parcours elles vont suivre des galeries et, théoriquement, si l'on s'en tient aux anciennes données, devraient,sauf effondrement des galeries, poursuivre ainsi jusqu'à l'exutoire.

Très longtemps en effet, il a été dit que le Vercors montrait un karst très récent et très évolué. Cette théorie avait pour support une formule mise au point par J. CORBEL (1957) à partir de mesures effectuées sur différents karsts européens.

$$M = \frac{100}{4.E.T.}$$

où :

M = masse de calcaire dissoute en $m^3/km^2/an$
E = hauteur d'eau écoulée à l'exutoire en dm
T = teneur en mg/l de produits transportés.

En estimant le volume des cavités, on pouvait par la démarche inverse espérer obtenir leur âge. Un calcul basé sur les teneurs en sels des eaux sortant actuellement des cavités karstiques donnait un début de creusement remontant à une époque récente. Cette théorie était appuyée par le fait que les eaux froides, susceptibles de contenir plus de gaz carbonique, sont un facteur favorable aux dissolutions importantes.

Il est vrai que le début du creusement du karst, actuellement fonctionnel, se situe pendant les épisodes froids du Quaternaire, mais ce karst est beaucoup moins évolué que ce que l'on pouvait croire. Il convient d'être de surcroît assez réservé quant à l'application de la formule citée, car cette formule est inhomogène et ne tient pas, du fait de son caractère général, compte de tous les facteurs secondaires intervenant, tels que les variations suivant les réseaux de la teneur en bicarbonates que nous avons mise en évidence.

Si l'on considère les manifestations du karst du Vercors, on remarque que tous les puits que nous avons qualifiés de collecteurs se terminent sur des remplissages argileux ou se poursuivent par de petites fissures. Ce point est particulièrement sensible sur le plateau de la Forêt Domaniale, et nous pouvons dire qu'il n'existe aucune liaison entre ce plateau et la vallée, par l'intermédiaire de galeries. Inversement, si l'on considère les réseaux karstiques depuis les exutoires, très vite dans la majorité des cas, ces réseaux se divisent en un grand nombre de ramifications plus petites et qui deviennent de simples fissures.

On peut donc considérer que les différentes captures qui aboutissent à la formation d'un réseau évolué, avec un drain unique sont incomplètement effectuées. Il existe un grand nombre de zones à circulations fissurales entre les "collecteurs" et les drains majeurs, évolués, du type du réseau de la grotte de la Luire - grotte de Bournillon.

Pourquoi donc le karst du Vercors méridional est-il seulement à ce stade d'évolution ? Les causes sont sans doute liées directement aux phénomènes responsables de la faible teneur en bicarbonates des réseaux karstiques évolués et importants sur le plan des dimensions. Du fait des dissolutions importantes dans les parties amont des réseaux, l'évolution pourra être rapide pour tout ce qui concerne les phénomènes visibles de l'extérieur, tels que lapiaz, gouffres du type "puits à neige" et karst superficiel. La zone "de dissolution superficielle" de P. RENAULT (1971) évoluera donc de manière assez rapide. Dans les parties plus basses des réseaux karstiques, les dissolutions sont fonction encore une fois de l'agressivité des eaux, or, ces eaux sont, nous l'avons vu, peu agressives et leur composition chimique indique un déficit en bicarbonates, lié à un déficit en gaz carbonique. Les parties profondes évolueront donc plus lentement, relativement, que les parties superficielles et que le karst superficiel en général.

Voilà donc une hypothèse permettant d'expliquer le faible degré d'évolution du karst actif, dans le Vercors méridional. Il pourrait être avancé dans certaines parties comme le secteur de la Forêt Domaniale, un gouffre montre un réseau important de galeries, et donc témoigne d'un stade élevé d'évolution. Ce gouffre, en fait, n'est pas du tout actif, il est de plus recoupé par des circulations actuelles totalement différentes et fait donc partie d'un épisode karstique différent dont il va nous rester dans quelques lignes à définir l'âge.

Un deuxième argument pourrait être avancé, car nous n'avons parlé dans cette partie que de dissolutions. L'érosion

mécanique intervient en effet très peu sous terre. Lorsque l'on considère un réseau souterrain dépourvu de zones d'effondrement, les seuls remplissages que l'on y rencontre sont constitués par des argiles, résidus des dissolutions, les vitesses de courant sont, d'autre part, le plus souvent réduites et l'érosion mécanique peu importante de ce fait. Un tel cas est caractéristique des réseaux fonctionnant en régime noyé. Dans les réseaux ayant subi des effondrements, il est possible que, par suite du transport des éléments grossiers, soit notée une certaine érosion mécanique, mais ce phénomène n'affectera que des parties très localisées du réseau.

2.3. - LES AXES DE CREUSEMENT DU KARST

Nous avons longuement parlé dans le chapitre III de l'importance de la tectonique sur les axes de circulation, nous reprendrons donc le raisonnement alors poursuivi, dans une optique générale sur l'évolution d'un réseau karstique.

2.3.1. - Liaison karstification - fissuration

Comme le montre P. RENAULT (1971) le karst s'établit dans les zones de "tension", mais nous pouvons, grâce aux études réalisées sur les réseaux du Vercors méridional, préciser cette notion.

Lors d'une quelconque phase tectonique, affectant un massif à ossature relativement rigide tel que le Vercors, vont apparaître les classiques plans de faiblesse, selon le dièdre de cisaillement bien connu des mécaniciens des roches.

Ces plans sont de deux types :

deux plans de cisaillement, la contrainte maximale se trouvant dans l'angle aigu formé par ces deux plans. Dans notre cas, du fait de la proximité de la surface lors de la première phase tectonique, comme de la seconde, ces plans seront verticaux ;

deux plans de distension, se traduisant par des diaclases qui apparaîtront perpendicualirement ou parallèlement à la contrainte maximale, si au cours de la phase tectonique les couches sont plissées.

Dans une zone plus ou moins tabulaire, les réseaux karstiques suivront, nous l'avons vu, les plans de cisaillement, et l'une des directions sera dominante.

Dans une zone plissée, mais n'ayant subi qu'une phase tectonique, les plans de cisaillement seront toujours dominants, de même que dans une zone ayant subi deux phases tectoniques, mais où le plissement est relativement peu important.

Dans une zone, par contre, ayant subi deux phases tectoniques, mais où le plissement est plus important, les plans de cisaillement sont tordus et amorcent un mouvement de chevauchement, qui peut dans certains cas, aller jusqu'au chevauchement plus ou moins bien individualisé. Les circulations seront alors guidées par les intersections des plans de cisaillement tordus, avec les plans de chevauchement. Du fait du plissement il se crée en outre des plans de distension, qui dans les parties superficielles des anticlinaux, en bordure du synclinal principal, dans notre cas, se traduisent par des diaclases ouvertes ou non, qui sont autant de zones favorables aux karstifications. Dans les parties plus profondes, ces plans sont fermés, mais constituent des zones plus favorables aux dissolutions que les plans de chevauchement ou que les plans de cisaillement recoupés par les plans de chevauchement. Nous verrons ainsi se créer des réseaux guidés par l'intersection des plans de distension avec les plans de chevauchement, qui, comme le réseau de la grotte de la Luire, resteront cantonnés sur les flancs de synclinaux.

En dehors de ces plans, lorsqu'il est possible de trouver un réseau proche d'une falaise, ce qui est le cas au Nord de notre secteur, ce type de réseau est alors souvent guidé par des fractures de décompression parallèles à la falaise. Parfois même, certains spéléologues ont signalé des fractures de ce type en cours d'évolution, qui s'agrandissent par suite du basculement vers le vide de la falaise.

Notons deux points enfin. Le raisonnement que nous avons fait n'est possible que si, comme dans notre cas, les directions de contrainte des deux phases tectoniques sont identiques, dans le cas contraire la complexité du schéma serait beaucoup plus grande. Le creusement des réseaux selon l'intersection des plans de chevauchement et de distension, dans les flancs synclinaux, est facilité par le fait qu'une fois une galerie creusée, les zones très comprimées que

constituent les plans de chevauchement vont se décomprimer et amener des effondrements suivant des plans dont la direction est parallèle à celle des plans de chevauchement.

Signalons un cas un peu particulier. Le réseau de la grotte de la Luire à la grotte de Bournillon se situe dans la partie amont du synclinal de la Vernaison, sur le flanc est du synclinal. Dans la partie aval, ce réseau est dévié vers l'Ouest, vers la plaine d'effondrement de la Chapelle-en-Vercors, pour atteindre son exutoire un peu plus au Nord, dans les gorges de la Bourne. Dans sa partie aval, située au Nord du secteur étudié, ce réseau est guidé par la faille de la Chapelle-en-Vercors, qui s'amortit vers le Nord. Les contraintes sont conservées, même si la fracture n'est apparemment plus visible, car le réseau lui, continue à être axé sur cette zone de faiblesse ; il est donc primordial de tenir compte de toutes les zones de faiblesse, même si celles-ci ne semblent pas se manifester par des fractures.

2.3.2. - Problème du sens de creusement

Si nous abordons ce problème, c'est qu'il a souvent été émis l'hypothèse que des réseaux karstiques pouvaient se creuser de manière ascendante, et non par suite d'écoulements gravitaires des eaux. L'exemple de réseau s'étant creusé de cette façon était choisi dans le Vercors justement, puisque représenté par la grotte de la Luire.

Cette cavité il est vrai, se remplit périodiquement. La rivière souterraine gonflée par les pluies et les fontes de neige, coule vers l'exutoire normal qu'est la grotte de Bournillon, mais parallèlement, et selon le processus que nous avons analysé, noie le réseau entier, pour venir s'écouler en trop plein par la grotte de la Luire, quelques 400 mètres plus haut que son cours normal.

Il était donc tentant de voir dans le réseau supérieur de la grotte de la Luire, un réseau creusé par ces eaux remontant sous pression. Il ne s'agit en fait que d'une impression.

Il existe dans ce réseau supérieur une partie qui est beaucoup plus ancienne que le réseau actuellement actif, cette partie basse, concrétionnée, s'est creusée dans un joint de strate, s'est couverte ensuite de concrétions et a été finalement recoupée par un système de galeries plus vastes, où s'écoule la majeure partie des eaux en période de crue.

Il est impossible de donner un âge à ce réseau ancien, mais il nous montre qu'il existait des circulations autres que celles invoquées pour expliquer un creusement ascendant. Dans la grande salle d'entrée de la grotte se trouve le point le plus intéressant pour comprendre quel a été le creusement réel de cette cavité. La salle en question, a plus de soixante mètres de hauteur, et il est net que d'importantes cascades ont coulé, à une époque reculée à cet endroit, celles-ci fonctionnant d'ailleurs actuellement lors de pluie, même de faible intensité.

Considérons donc les schémas représentés sur les figures 85, 86 et 87.

Les eaux, alors que le karst actuellement fonctionnel n'en était qu'au début de son évolution, ont commencé par descendre, profitant des zones favorables aux dissolutions telles que les plans de distension qui accompagnent les plans de chevauchement, profitant également d'un joint de strate, zone plus tendre qui a été déblayée en tout premier lieu.

Les eaux se sont ensuite enfoncées, amorçant le creusement des séries de puits que l'on rencontre à l'heure actuelle. A ce stade, le système Luire-Bournillon était sans doute suffisamment évolué, pour que puissent se produire les fameuses mises en charge qui le caractérisent. Lorsque les eaux envahissent le réseau elles utiliseront donc ces puits, mais ceux-ci ne sont que les témoins de l'une des alimentations.

Il a été dit également que les eaux, lorsqu'elles envahissent le réseau, ont un très grand pouvoir de dissolution. Il est vrai que du fait des fortes pressions enregistrées dans le fond du réseau, la pression partielle de CO_2 est plus importante L'eau pourrait donc contenir beaucoup plus de gaz carbonique, et donc plus de bicarbonates par réaction, mais la surface d'échange entre air et eau est réduite, et l'eau ne pourra se saturer en CO_2. Ce dernier point est particulièrement net, lorsque l'on considère la résistivité des eaux, lors de crue, au porche de la grotte de la Luire. La résistivité ne varie pas ou peu et l'eau ne contient donc que peu de bicarbonates.

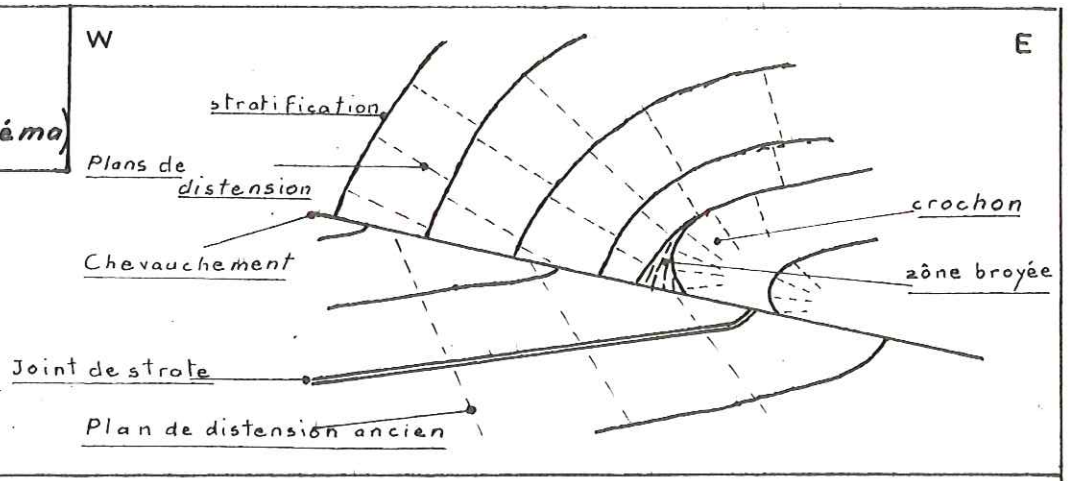
Il est donc clair que les eaux, lors de crues ne font qu'utiliser des puits et des galeries, creusés de manière traditionnelle. Avant que ne puisse se manifester un quelconque phénomène de remontée d'eau, il a fallu que le réseau soit suffisamment organisé, regroupé en quelques chenaux importants. Ce regroupement s'est fait grâce aux eaux venant de la surface et descendant dans les profondeurs du massif, creusant les passages de manière gravitaire.

LA LUIRE

creusement (schéma)

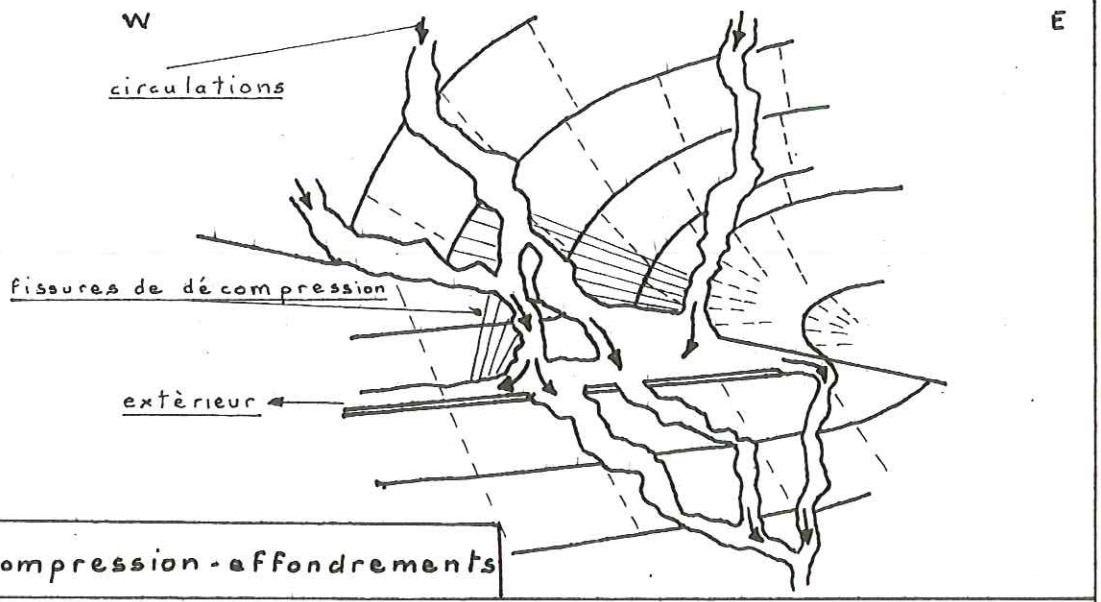
PL:45

fig:85



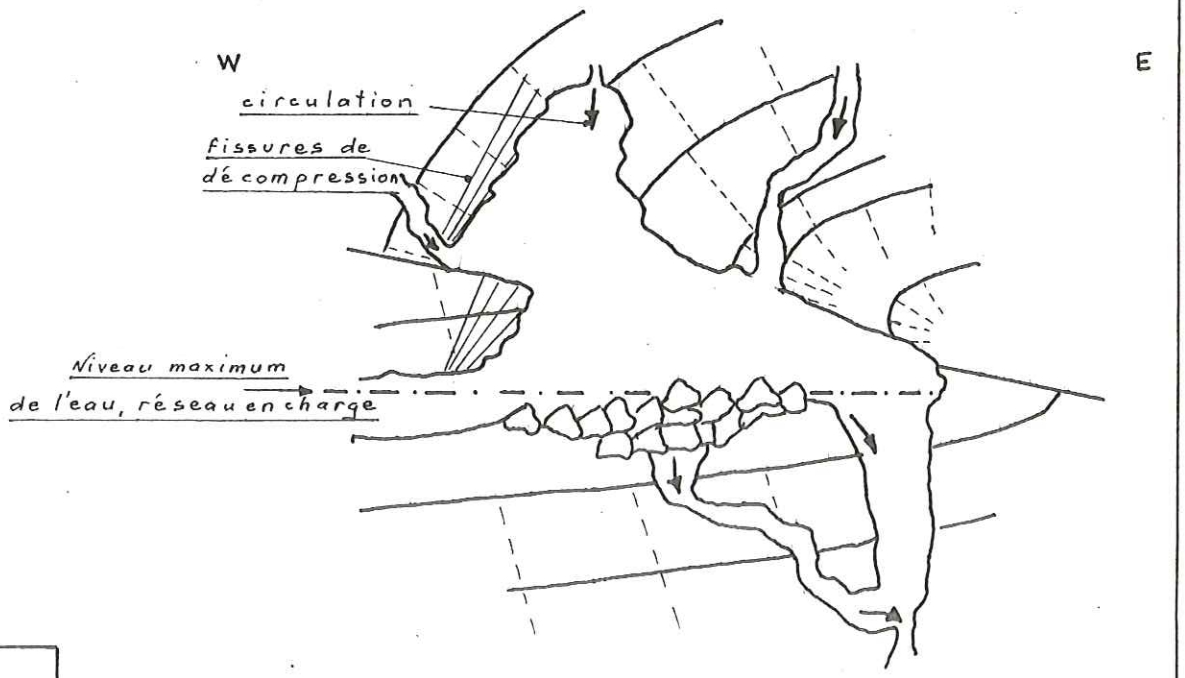
Etat Initial

fig:86



creusement - décompression - affondrements

fig:87



Etat actuel

3. - PALEOKARST DU VERCORS MERIDIONAL

Au cours des chapitres précédents, il a été plusieurs fois question de points mettant en évidence une possibilité de karstification. Au début du chapitre en cours, il a été mis en évidence des réseaux karstiques aux positions, aux caractéristiques aberrantes. Il commence donc à se faire jour plus nettement la possibilité d'un épisode karstique ancien. Voyons-en les manifestations, et dans un deuxième temps, l'âge éventuel.

3.1. - MISE EN EVIDENCE - FACTEUR MORPHOLOGIQUE

Depuis longtemps, il est connu dans le Nord du Vercors, des poches karstiques remplies de sables rouges éocènes, dont le développement est assez limité. Plus récemment, les dépôts miocènes ont été mis en évidence dans une zone lapiazée antérieurement de la région de Montaud (Isère). Tous ces éléments laissent à penser qu'à ces différentes époques, le Vercors a pu subir une karstification, mais il n'a jamais été mis en évidence de réseau important, c'est donc le point qui va retenir notre attention.

Nous avons noté les abris magdaléniens, qui par l'aspect qu'ils présentent sont le témoignage de réseaux importants, mais qui dès l'époque où ils furent utilisés par l'homme, témoignaient d'une profonde altération. Ces réseaux étaient alors déjà recoupés par l'érosion.

Sur le plateau de la Forêt Domaniale, il est possible de trouver fréquemment des restes de Marmota marmota, Cervus elaphus et Ursus spaelus, autant d'animaux datés de 20 à 50 000 ans, que l'on retrouve non encroûtés de calcite, sur des éboulis de gouffres de ce secteur, ou dans de vieilles galeries complètement abandonnées par les circulations.

A cette époque donc, le Vercors portait déjà les signes d'une profonde karstification fossile, puisque les gouffres cités ont évolué depuis ; il est, en effet, possible de retrouver les causes de la mort des animaux découverts, par suite de chute aux endroits même où on les retrouve.

Certains gouffres comme le gouffre Chassillan (sur le plateau de la Forêt Domaniale), la grotte de l'Ours (en bordure du synclinal de la Vernaison au Nord de notre secteur), ou le scialet des Baumettes (près de Vassieux-en-Vercors), montrent des galeries abandonnées le plus souvent par les circulations, et aux dimensions impressionnantes. Ces galeries ont sans doute fonctionné en charge, avec des débits allant d'après nos estimations, jusqu'à 50 m^3/s au moins. Point capital, ces galeries sont placées très superficiellement dans la masse des calcaires urgoniens sans que leur présence soit imputable à un quelconque niveau argileux.

Notons à ce propos, que la présence de telles galeries pourrait être imputable à des variations quaternaires du niveau de base. Ces variations de niveau de base sont parfois sensibles dans les gorges de la Bourne, mais dépassent le cadre de cette étude ; il est, de plus, frappant de constater que l'altitude de telles galeries est dans l'ensemble uniforme.

Si l'on considère la cote N. G. F. des galeries citées, on note qu'elles sont, sur le plateau de la Forêt Domaniale, à 1 300 m environ ; à Vassieux-en-Vercors (bordure ouest du synclinal de la Vernaison), à 1 000 m ; et dans le bassin d'effondrement de la Chapelle-en-Vercors enfin, où se trouve l'un des abris magdaléniens, à 800 m environ. Il existe donc un décalage, mais relativement faible, dont le paragraphe suivant montrera une explication possible.

Dernier point enfin, les réseaux éloignés de l'axe synclinal actuel, comme le gouffre Chassillan, présentent des galeries en méandres ou de type syngénétique, pouvant indiquer leur éloignement des points de résurgence ou d'exurgence. La grotte des Baumettes par contre, qui se trouve beaucoup plus près de l'axe synclinal, montre des galeries de type paragénétique indiquant la proximité de l'exutoire, par leur énorme remplissage argileux.

Fractures affectant le vieux Karst

PL:39

Gouffre CHASSILLAN

Faille β

(voir Plan du Gouffre

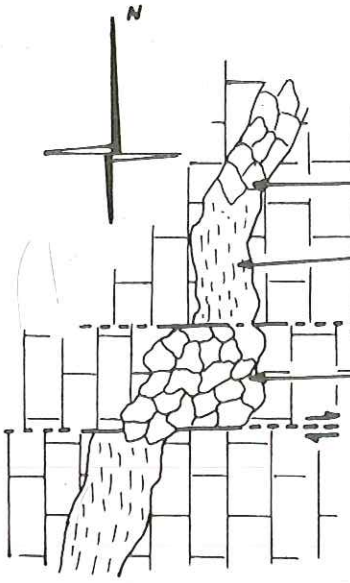


fig:75

PLAN

COUPE

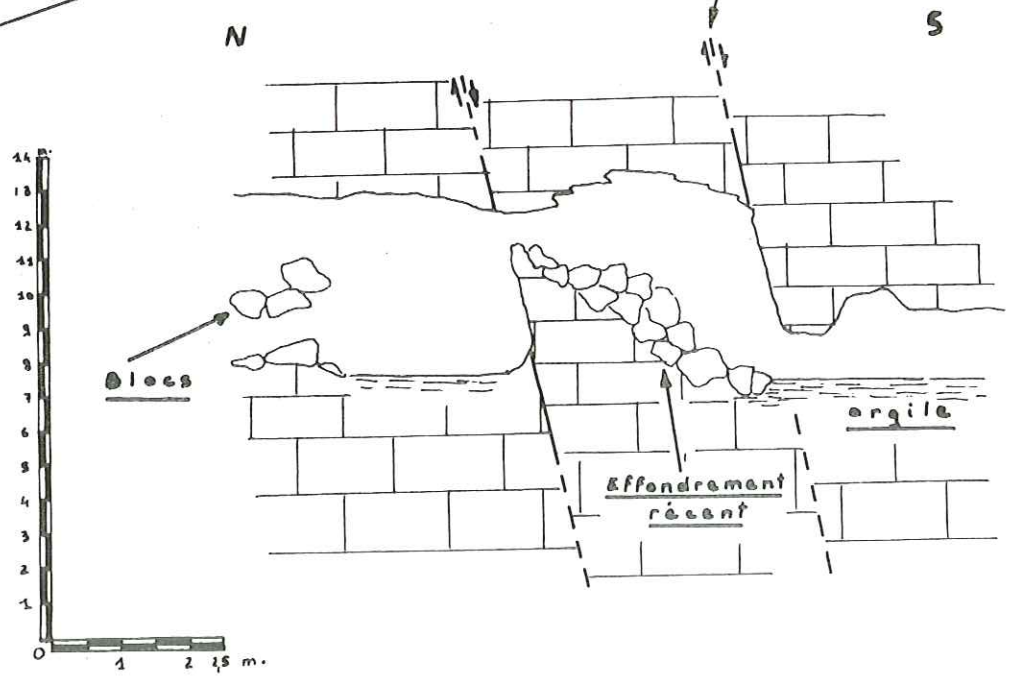


fig:76

Fractures Affectant le vieux Karst

PL:40

Gouffre CHASSILLAN

Faille α

(voir Plan du Gouffre

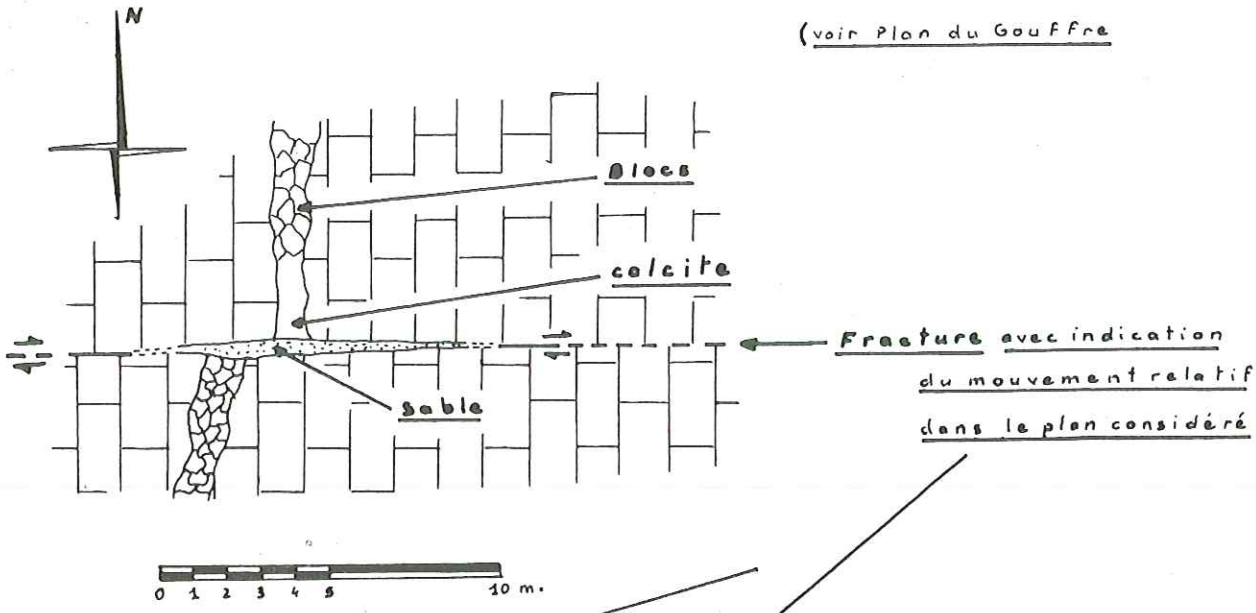


fig:77

PLAN

COUPE

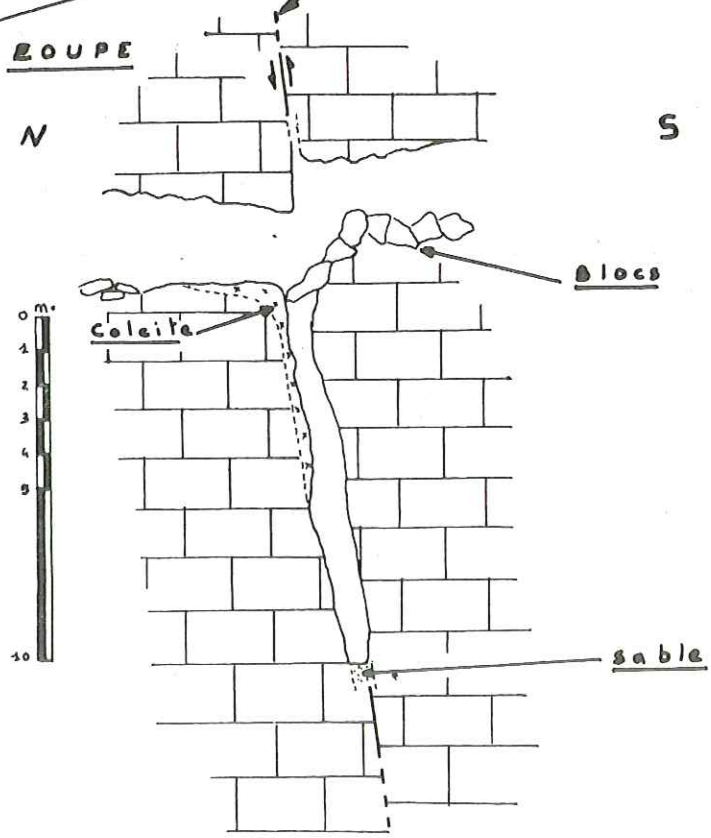


fig:78

3.2. - LE KARST ANCIEN ET LA TECTONIQUE

C'est encore une fois le gouffre Chassillan qui va nous permettre de trouver une explication à ces différents points.

Nous avons vu que les galeries typiquement anciennes, abandonnées par les circulations, étaient recoupées par les circulations actuelles, ces galeries,de plus, sont souvent interrompues brusquement contre des parois verticales. Comme le montrent les figures 75 à 78, des méandres sont nettement recoupés par la fracturation. Les plans de fractures sont constitués par des décrochements dextres, dans la mesure où nous estimons le rejet des deux parties de la galerie. Ces zones s'accompagnent ou non d'une zone broyée. La direction des fractures, le rejet également, correspondent aux direction et sens de rejet des derniers mouvements alpins.

Un point est frappant, le vieux réseau est déjà orienté par des fractures de direction analogue aux précédentes. Ce dernier fait n'est pas surprenant, l'essentiel de la tectonique du Vercors méridional, peut se résumer en une phase tectonique au début de l'Oligocène, qui provoque une fracturation de tout le secteur, et une ébauche des synclinaux sur leurs emplacements actuels ; la deuxième phase tectonique importante, se situe au Pontien, avec un rejeu des fractures existantes, et un plissement intense des synclinaux. Nous serions donc en présence d'un réseau orienté par des fractures oligocènes, et cassé par ces mêmes fractures, lors de leur rejeu ponto-pliocène.

L'hypothèse envisagée est parfaitement compatible avec la fracturation du secteur considéré, puisque nous avons vu au chapitre III, et dans le premier paragraphe du présent chapitre, que sur le secteur de la Forêt Domaniale, les manifestations tectoniques de la première phase, étaient identiques à celles de la seconde phase.

La notion de phase tectonique est par ailleurs en train d'évoluer, puisque non plus considérée comme un phénomène lent, évolutif, mais au contraire, sous l'influence de R. TRUMPY (inédit) comme un phénomène très bref, pouvant se manifester par des modifications très rapides. Dans ce cas, une phase tectonique peut donc bouleverser assez rapidement l'allure d'une région karstique, pour que les circulations, rapidement amenées à modifier leurs axes d'écoulement, n'aient pas le temps de réadapter leurs réseaux, oblitérant ainsi toute trace manifeste de l'ancien niveau de karstification.

Un deuxième point intéressant est constitué par le fait que dans le Vercors et plus spécialement dans le secteur étudié, bien que la phase ponto-pliocène reste la plus importante phase de l'orogenèse alpine, c'est à l'Oligocène que se sont déterminées les directions importantes de fracturation. La zone étudiée a joué comme un bloc, limité au Nord par la faille de Carette, au Sud par la faille de la Cléry. C'est en bordure de ce bloc que les manifestations tectoniques ont été les plus intenses (chevauchement des gorges de la Bourne, flexure du flanc est du synclinal de la Vernaison ...), et non en son sein, où les rejeux ont été plus réduits.

Dernier point enfin, si nous nous trouvions relativement près d'une falaise, les cassures recoupant le réseau pourraient être interprétées comme de simples fractures de décompression postérieures à la formation du réseau qui pourrait être alors récente, mais dans notre cas, le problème est différent et les fractures ne peuvent être quaternaires, il n'est en effet connu aucune tectonique quaternaire dans le Vercors.

Nous sommes donc bien en présence d'un réseau dont le creusement remonterait à une période comprise entre Oligocène et Pliocène, complètement indépendant des circulations quaternaires et des effondrements qui l'affectent parfois.

Ce type de réseau n'est pas isolé, et nous allons voir que lorsqu'on précise l'évolution karstique du Vercors depuis cette époque, apparaissent des possibilités de mise en évidence de réseaux analogues, dont sans cette étude il n'était possible que de constater leur ancienneté, sans pouvoir préciser leur âge exact.

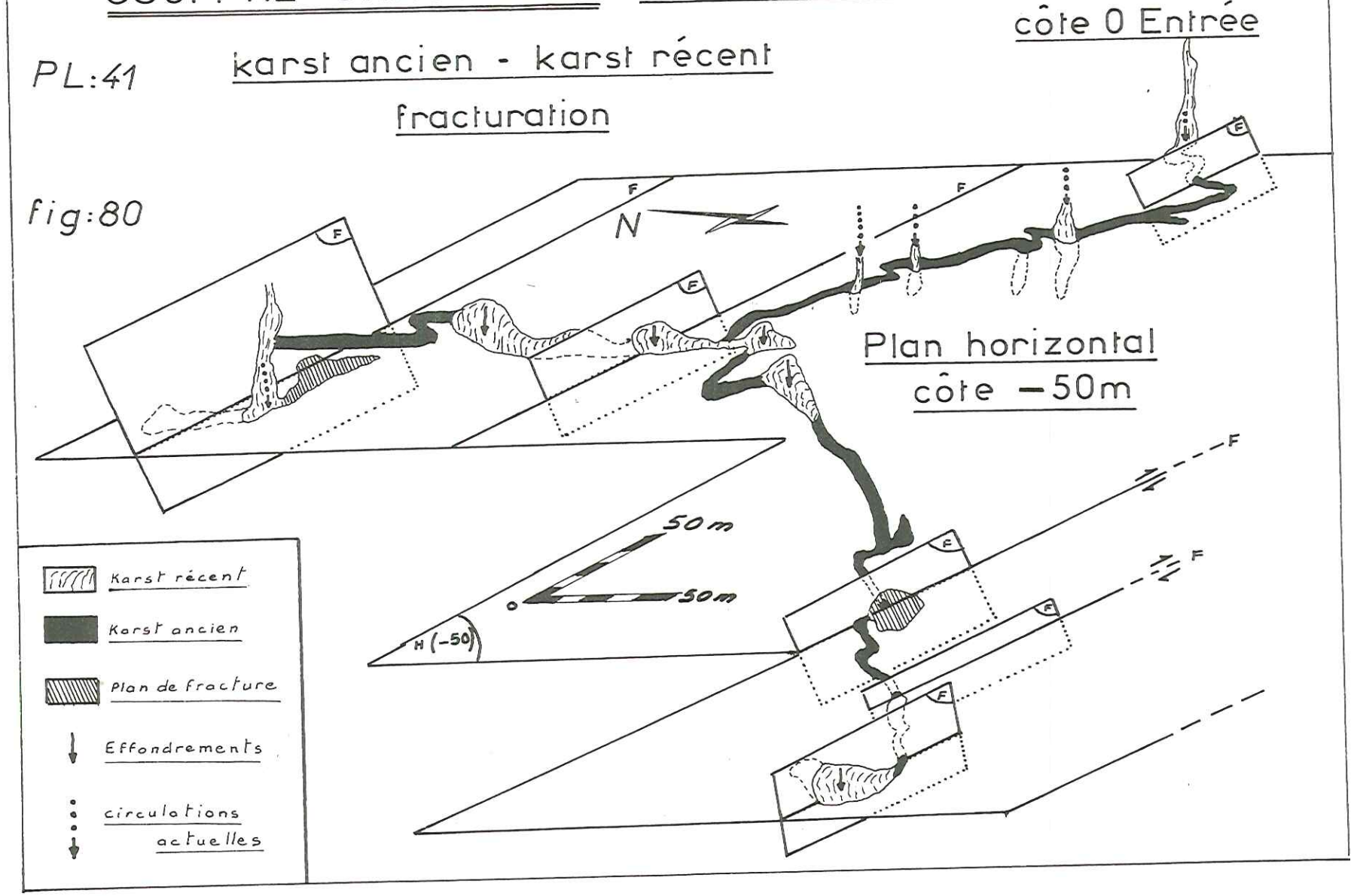
GOUFFRE CHASSILLAN DIAGRAMME SCHEMATIQUE

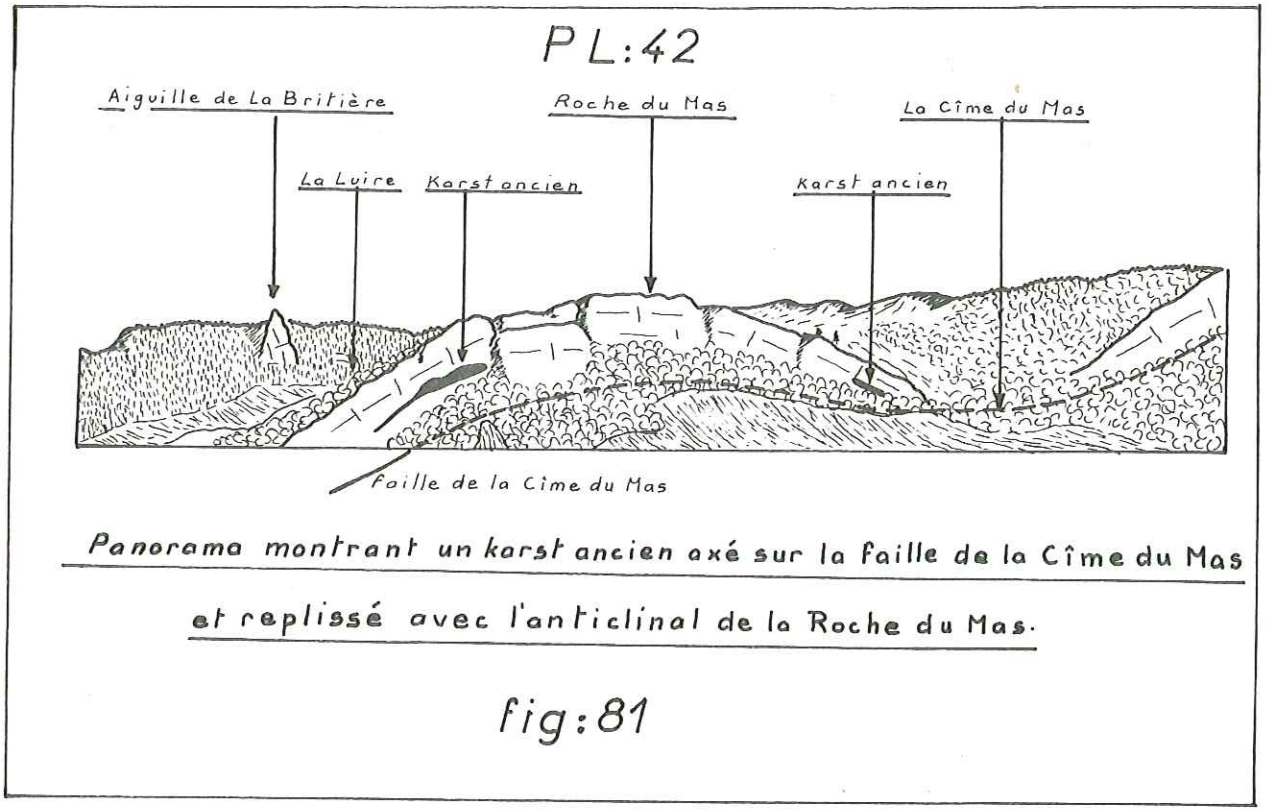
PL:41

karst ancien - karst récent

fracturation

fig:80





3.3. - LE PALEOKARST DU VERCORS - EVOLUTION

Entre Crétacé inférieur et Crétacé supérieur, le Vercors a très bien pu subir un épisode de karstification, mais les traces de cet épisode sont vraisemblablement oblitérées, et n'ont jamais pu être mises clairement en évidence. La période intéressante sera donc constituée uniquement par le Tertiaire.

A l'Eocène et au début de l'Oligocène, le Vercors était hors de l'eau, mais le climat de type tropical humide que l'on attribue à cette époque, était peu favorable aux karstifications. Malgré tout, il est possible de rencontrer des formations sableuses rouges dans des fissures et poches karstiques, creusées antérieurement.

Au début de l'Oligocène, se situe la première des phases tectoniques importantes et à l'Oligocène, le Vercors est toujours exondé. Le climat était sans doute aussi peu favorable.

Au Miocène enfin, pourrait se situer le maillon le plus intéressant de cette évolution. Il semble de plus en plus vraisemblable que seuls les fonds synclinaux ont été envahis par la mer miocène, tout au moins dans la partie sud du Vercors, qui au cours des âges, marque une particulière obstination à se trouver à fleur d'eau, et ce, depuis la fin du Barrémien.

Les formations du Crétacé supérieur étaient sans doute en partie décapées depuis les épisodes continentaux de l'Eocène et de l'Oligocène. La masse urgonienne a donc pu commencer à être karstifiée. Les réseaux karstiques d'alors se sont enfoncés, mais la mer miocène, si l'on admet sa présence dans les fonds synclinaux, servait de niveau de base, provoquant des résurgences au niveau du rivage comme cela se produit dans la région de Montpellier. Les réseaux guidés par les réseaux de fractures créés à l'Oligocène, auraient fonctionné comme actuellement des résurgences telles que celles de l'étang de Thau (région de Sète).

Ce point expliquerait la relative constance en altitude de toutes les manifestations karstiques anciennes du Vercors méridional. La morphologie particulière des galeries s'explique, elle aussi facilement, un gouffre tel que le gouffre Chassillan, relativement éloigné de l'exutoire, sans doute situé sur le flanc du synclinal de la Vernaison montrera des galeries de type syngénétique, ce qui est normal ; une grotte comme la grotte des Baumettes, située beaucoup plus près de l'exutoire, montrera des galeries paragénétiques, avec l'énorme remplissage argileux qui leur est lié.

Le décalage actuel des réseaux s'explique aisément. Lors de la phase tectonique pontienne ou post-pontienne, le plateau de la Forêt Domaniale a eu tendance à chevaucher le synclinal de la Vernaison, ce qui explique que les réseaux de ce secteur aient été relativement relevés par rapport à ceux situés hors de cette zone.

Dans le synclinal de Vassieux-en-Vercors, beaucoup plus calme, les réseaux sont sans doute plus ou moins à la même altitude, alors que dans la plaine d'effondrement de la Chapelle-en-Vercors, les réseaus anciens sont relativement plus abaissés. Notons, au passage, que l'anticlinal de la Cime du Mas s'est plissé au Ponto-Pliocène, tordant avec lui un vieux réseau qui s'était axé sur la faille de la Cime du Mas, et dont on peut voir nettement les restes.

Le karst a, bien sûr, poursuivi son évolution ensuite. Sur le plateau de la Forêt Domaniale, il est net que les circulations modernes, d'ailleurs sans rapport au point de vue volume avec les circulations anciennes, ont recoupé les axes de ces dernière. Ce point explique que les puits du gouffre Chassillan, qui traversent les anciennes galeries, soient impénétrables, car ils n'ont pas dépassé le stade d'évolution du reste du karst quaternaire.

Au niveau de la grotte des Baumettes, les circulations quaternaires ont en partie repris le vieux réseau, en provoquant des dissolutions "en méandre inversé", caractéristiques d'une reprise d'érosion dans de tels réseaux ; d'importants effondrements se sont produits et les circulations s'enfoncent alors rapidement, alors que le vieux réseau est totalement obstrué.

Il semble donc que le Vercors a conservé la trace de plusieurs réseaux anciens qu'il est possible de dater, réseaux qui étaient relativement évolués. Les réseaux actuels étant plus spectaculaires, mais sensiblement moins évolués. Notons, pour finir, que l'évolution géologique du Vercors au Quaternaire a sans doute été moins importante que ce que l'on pensait, car les réseaux fossiles où l'on rencontre des restes datés de l'époque würmienne, étaient déjà fossiles à cette époque, et n'ont depuis que très peu changé, sur un plan morphologique.

PL:43

EVOLUTION SCHEMATIQUE DE LA KARSTIFICATION DU VERCORS-SUD DEPUIS LE TERTIAIRE

phase paléocène

EOCENE-OLIGOCENE

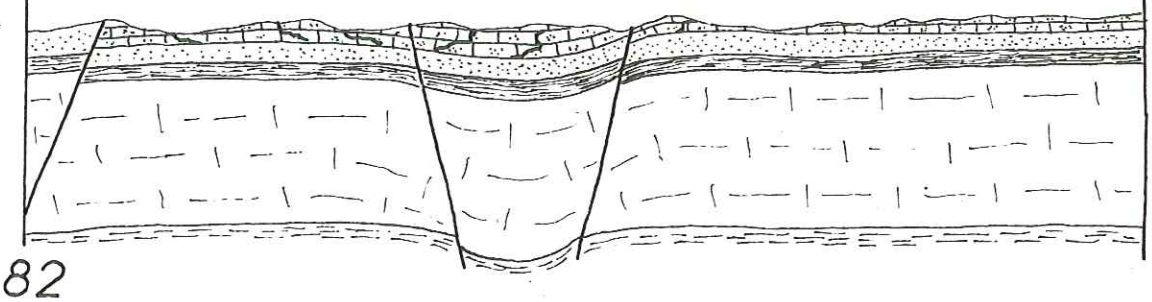


fig 82

karstification et érosion partielle du crétacé supèrieur

phase antémiocène

MIOCENE

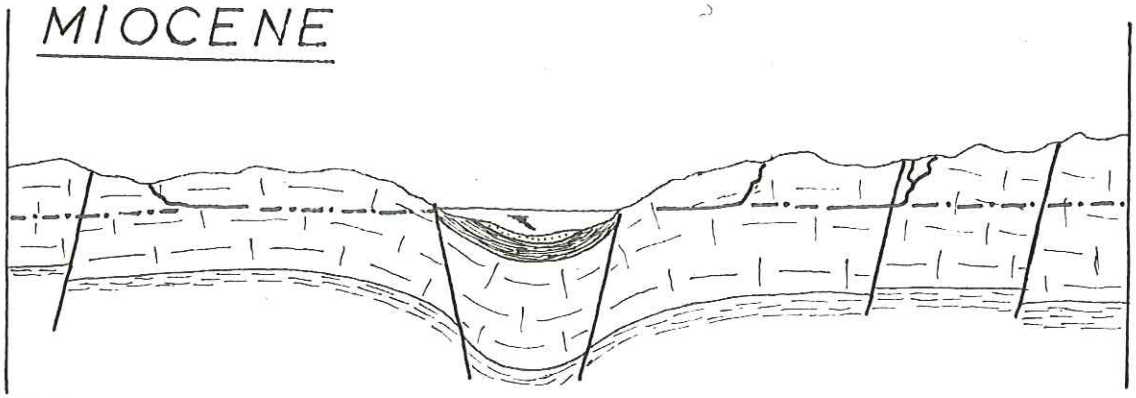


fig:83

karstification, les bras de mer dans les synclinaux constituant le niveau de base

phase ponto-pliocène

PL:44

QUATERNAIRE

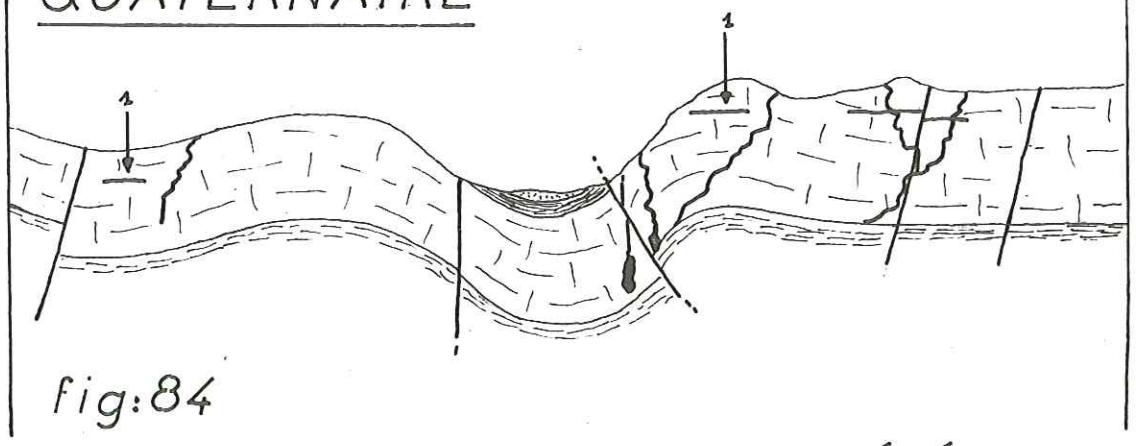


fig:84

karstification recoupant la précédente

LEGENDE

- crétacé sup. gréset calcaires gréseux
- albien marnes
- calcaires urgoniens
- hauterivien calcaires marneux marnes
- réseau karstique
- traces du karst miocène
- fractures affectant le vieux karst

4. - CONCLUSION

Les manifestations karstiques dans le Vercors méridional sont extrêmement variées. Pour ce qui est du karst le plus important, c'est-à-dire lié aux formations urgoniennes, son histoire est complexe, et intéressante.

Les calcaires ont commencé très tôt à se karstifier, peut-être entre Crétacé inférieur et Crétacé supérieur, mais de manière plus nette, pendant le Tertiaire. Le karst tertiaire et plus précisément miocène, a laissé des traces importantes, qui attestent de son développement. Ce karst a été pris dans la phase ponto-pliocène de l'orogenèse alpine, fracturé, les circulations ayant alors radicalement changé de cours. Ce karst miocène est donc abandonné, et exceptionnellement conservé, à une cote dans les calcaires urgoniens qui paraît incompréhensible si l'on n'envisage pas l'hypothèse d'un épisode karstique différent de l'épisode actuel.

La mise en évidence de ce karst ancien, particulièrement évolué, est intéressante, car le karst actuel est relativement peu évolué, la liaison entre les parties amont et aval des réseaux ne se faisant que par des fissures.

Retenons donc le rôle de la fracturation sur les axes de creusement karstique, et l'opposition entre le paléokarst, dont on a nié pendant très longtemps farouchement l'existence, et le karst en cours d'évolution, qu'est le karst actif, dont nous avons longuement parlé au chapitre IV.

CONCLUSION

CONCLUSION GENERALE

Cette étude, qui se termine ici, aura été marquée par la mise en évidence de plusieurs points intéressants, concernant les circulations dans le Vercors méridional. Ce secteur pendant très longtemps a été délaissé par ceux qui s'occupèrent d'hydrologie, car peu propice à des aménagements importants sur le seul cours d'eau qui le draine.

Le Vercors montre des circulations karstiques importantes, mais totalement indépendantes de la rivière qui coule en surface. Une étude de cette rivière montre, qu'en période d'étiage elle disparaît simplement dans les alluvions de remaniement glaciaire qui tapissent le fond synclinal, au niveau de Saint-Agnan-en-Vercors.

Grâce à une étude géologique, il est possible de penser que sous ces alluvions, avant que l'on en rencontre les calcaires urgoniens qui sont très karstifiés, se trouve une couverture marneuse interdisant le passage de l'eau, des alluvions vers les calcaires.

Lors de crues importantes, par contre, il est possible lorsqu'on considère les variations de résistivité de la rivière tout au long de son cours, de montrer un net apport d'eau karstique au sein même des alluvions. Les eaux issues du karst profond montrent des minéralisations en bicarbonates plus faibles que la moyenne des sources rencontrées, qu'elles soient karstiques ou non ; cette minéralisation faible va se traduire par des résistivités élevées, parfaitement sensibles donc par rapport à celles des eaux de surface.

Pour comprendre le phénomène, il faut également parler du principal drain des zones karstiques qu'est le réseau de la grotte de la Luire à la grotte de Bournillon, l'exutoire normal des eaux. En période normale, les eaux vont donc couler à la grotte de Bournillon, dans les gorges de la Bourne ; mais lors de fortes pluies, le réseau, sans doute insuffisamment développé ne peut assurer l'écoulement de toute la masse d'eau. Progressivement le réseau se noie et les eaux peuvent le remplir sur quelques 400 m de dénivellation, pour venir ressortir comme dans un véritable trop plein, au porche de la grotte de la Luire.

Dans un tel cas, il est évident que l'apport des eaux karstiques à la rivière de surface sera indubitable, mais dans certains cas, alors que le réseau souterrain n'est rempli que jusqu'à une certaine cote, il est possible d'observer la montée de résistivité des eaux de la rivière de surface, au niveau de Saint-Agnan-en-Vercors. Il existe donc un apport sous les alluvions de la Vernaison.

Pour résoudre complètement ce problème, il a été fait appel à un artifice mathématique, résultant de l'étude de la courbe de décrue et de tarissement de la grotte de Bournillon, exutoire normal des eaux karstiques. Toute modification des conditions d'écoulement va en effet se traduire sur la courbe de décrue. La méthode qui nous a semblé la plus précise est celle de A. MANGIN, testée pour le karst pyrénéen et qui, dans notre cas, donne de bons résultats. Il faut cependant noter que, si lorsque le débit de Bournillon est faible, la loi théorique correspond parfaitement avec la courbe expérimentale, lorsque, par contre, les débits sont plus importants, il apparaît que les débits donnés par la loi théorique sont supérieurs aux débits réels.

Ce phénomène intervient dès que les débits dépassent une valeur de 23 m^3/s à la grotte de Bournillon, or pour ce débit, le plan d'eau à la grotte de la Luire se situe à la cote - 75, soit à 800 m d'altitude. Il est donc certain qu'à partir de cette cote, il est possible d'observer les pertes mises en évidence par l'étude de résistivité. Il est donc prouvé également que les marnes tapissent bien le fond synclinal jusqu'à la cote indiquée, car s'il en était autrement, les pertes du réseau karstique vers la surface lors de crues, apparaîtraient beaucoup plus tôt. Ce point nous prouve, également, qu'il ne peut y avoir pertes de la Vernaison vers le réseau karstique, car si ces pertes existaient, les pertes inverses du réseau karstique vers les alluvions de surface se produiraient plus tôt.

Le karst du Vercors méridional constitue donc l'essentiel des drains, les circulations de surface n'ayant qu'un rôle secondaire. Ce karst est plus complexe que ce que l'on avait jusqu'à présent envisagé. Nous avons pu montrer en effet que des réseaux aux positions aberrantes, puisque montrant des galeries importantes et fossiles très superficiellement dans la masse des calcaires urgoniens, étaient recoupés par la fracturation. Ces réseaux sont donc antérieurs à la dernière phase tectonique ayant affecté le Vercors.

Nous avons pu, par ailleurs, montrer que les drains majeurs de réseaux karstiques étaient constitués par les plans de cisaillement qui affectent toute la masse de matériau soumise à une contrainte. Ce schéma, valable pour le karst actuellement fonctionnel l'est également pour un paléokarst. Comme le Vercors a subi deux phases importantes sur le plan de la fracturation, les plans ayant été identiques, et du fait que les réseaux anciens sont à la fois guidés et recoupés par ces plans, il est possible de dire que ces réseaux se sont développés entre les deux phases tectoniques. Il s'agit donc de réseaux formés entre le début de l'Oligocène et le Pontien. Pour des raisons paléogéographiques, il est vraisemblable que ces réseaux anciens se sont formés au Miocène. En dehors de cet épisode mis nettement en évidence, il est possible que le Vercors, souvent émergé au cours de son histoire, ait subi d'autres épisodes de karstification, à l'Eocène et éventuellement entre Crétacé inférieur et Crétacé supérieur.

L'étude de la tectonique du secteur étudié nous a permis de mettre en évidence la présence de petits chevauchements sur le flanc du synclinal de la Vernaison. La naissance de ces plans a été facilitée par la décomposition en deux phases de la tectonique essentielle du Vercors méridional.

Les plans de cisaillement de la première génération ont été tordus, gauchis par la deuxième phase. Leur mouvement en décrochement a pris une certaine composante chevauchante et comme la tectonique s'est poursuivie, des plans de chevauchement de deuxième génération se sont créés plus facilement. Parallèlement, du fait du plissement, se sont créées des diaclases de distension, dont l'intersection avec les plans de chevauchement, forme autant de zones favorables aux karstifications. C'est pourquoi le réseau de la grotte de la Luire se trouve cantonné sur le flanc du synclinal de la Vernaison, alors qu'il aurait dû glisser logiquement vers le fond du synclinal.

Le karst, actuellement fonctionnel, est enfin beaucoup moins évolué que ce qu'il était admis, il existe, bien sûr, des gouffres d'alimentation spectaculaires, mais qui se terminent sur de petites fissures ou des remplissages argileux ne représentant pas une phase de colmatage, mais une phase relativement peu avancée dans le creusement. A l'autre extrémité des réseaux existent des galeries très développées, mais entre ces galeries et les gouffres d'alimentation, n'existent sans doute que des réseaux de fissures.

L'explication à l'anomalie constatée dans le développement du karst peut être découverte grâce à la composition des eaux de ce karst. Les eaux de l'ensemble des sources, qu'elles soient karstiques ou liées au Quaternaire, montrent une composition chimique assez voisine. Seules les sources karstiques profondes montrent une minéralisation sensiblement moins importante, et par ailleurs à peu près constante, ce qui montre que le karst du Vercors se caractérise par la constance de ses caractères, y compris la température.

Dans les zones à forte végétation, la teneur en CO_2 du sol superficiel sera importante et les eaux le traversant seront riches en gaz carbonique, elles pourront ainsi se charger plus en bicarbonates. Malgré tout, ce point ne suffit pas à expliquer les anomalies constatées. Tout sera en fait fonction de la teneur en gaz carbonique des galeries. Lorsqu'une eau vient de s'infiltrer dans le sol, elle se charge en CO_2, puis en bicarbonates, dans les fissures fines de cette partie, elle aura une teneur importante. En débouchant dans des conduits plus importants, elle va déposer une partie des bicarbonates, si l'atmosphère est riche en CO_2 l'équilibre sera rapidement rétabli, et les eaux conserveront une teneur importante en bicarbonates, si par contre l'atmosphère est pauvre en CO_2, ce qui est sans doute le cas des conduits du karst profond, du fait des ventilations, les dépôts seront plus importants et l'eau apparaîtra comme déficitaire en bicarbonates. Lorsqu'on considère le résultat brut, on s'attend à trouver une eau très agressive, puisque ne contenant que peu de bicarbonates, il faut tenir compte du fait que la teneur en bicarbonates est essentiellement fonction de la teneur en CO_2 et qu'une eau, même ne contenant que très peu de bicarbonates pourra être en équilibre si elle ne montre parallèlement que peu de gaz carbonique.

En dehors des circulations karstiques dont nous avons ici essentiellement parlé, le secteur étudié nous montre un ensemble de sources liées au Quaternaire. L'une d'elles est liée à un dépôt morainique présentant des zones à perméabilité très différente, de plus la composition essentiellement carbonatée des formations fait que des dissolutions se produisent, amenant la création de véritables chenaux. Nous avons pu vérifier que la décrue et le tarissement de cette source suivent la loi de MANGIN, testée pourtant pour le karst.

Cette étude aura donc été particulièrement instructive quant à la dynamique des circulations du Vercors méridional. Le fait que ces circulations soient essentiellement karstiques amène à quelques réflexions d'ordre général sur tout ce qui concerne les problèmes de l'eau au niveau de l'alimentation.

Il existe, bien sûr, une certaine filtration dans les karsts, puisque ceux-ci sont peu évolués et les eaux percolent donc au travers des dépôts argileux que nous avons signalés. Cette filtration est tout de même réduite, et il est nécessaire que dans cette région soit poursuivi l'effort commencé pour la construction de stations permettant une certaine épuration des eaux.

Au niveau de l'alimentation proprement dite, les ressources sont réduites, et si les sources liées au Quaternaire peuvent servir à des alimentations privées, dans la mesure où elles sont pérennes, le seul avenir est constitué par des sources karstiques, aux débits plus importants. Il existe, en effet, quelques sources dont nous n'avons pas parlé, car situées trop à l'extérieur du secteur étudié, qui présentent des points de captage intéressants.

Nous n'abordons ce problème que comme conclusion à cette étude, mais il est important et intéressant, car faisant intervenir tous les facteurs théoriques que nous avons développés. Une étude théorique peut donc déboucher sur des applications pratiques, que nous ne développerons pas plus, chaque point étant un cas particulier.

BIBLIOGRAPHIE

ANTOINE (P.), 1968. - "Sur quelques manifestations karstiques observées lors de la perforation du tunnel du Mortier" Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors. - Grenoble 1968.

ARNAUD (H.), 1966. - "Contribution à l'étude géologique des plateaux du Vercors méridional". Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 42

--- 1968. - "Quelques précisions sur l'hydrogéologie du Vercors méridional". Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors, Grenoble. 1968

--- 1971. - "Le plateau du Glandasse : structure et place dans le cadre géologique régional. Essai d'interprétation photogéologique du Vercors Sud-oriental". - Géologie Alpine, t. 47.

AUDINET (H.), ANDRE (H.), 1968. - "Quelques résultats de contrôle de débit faits par E. D. F." Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors, Grenoble 1968

BADEL (M.), 1968. - "Contribution à l'hydrogéologie du versant ouest du massif du Vercors". Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors, Grenoble. 1968

BAISSAS (P.), 1969. - "Grottes et avens de la Brigue (Alpes Maritimes). Etude spéléologique". Bull. Musée Anthropologie Préhist. Monaco. n° 14.

BARBIER (J.L.), 1968. - "Gouffre Chassillan". - Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors, Grenoble

--- 1971. - "Gouffre Chassillan". - Spéléos 1971.

--- 1971. - "Décrue et tarissement d'un aquifère karstique, réseau de la Luire-Bournillon (Vercors-Drôme)." C. R. Acad. Sci. Paris, t. 272, p. 2860 - 2863, 7 juin 1971.

--- 1971. - "Tectonique et circulations karstiques dans le Vercors méridional (Drôme). Influence de phases tectoniques superposées sur les axes de circulation". C. R. Acad. Sci. Paris, t. 273, p. 2203-2206 (8 décembre 1971).

BARBIER (R.), 1953. - "Une curieuse forme d'érosion : les entonnoirs d'ablation". - Trav. Lab. Géol. Grenoble, t.30

--- 1955. - "Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques". - (BARBIER R. et GIGNOUX M.) Masson.

--- 1960. - "Le rôle des paléokarsts dans la formation des réseaux karstiques actuels et leurs répercussions sur l'hydrogéologie de ces régions". - C.R. Soc. Géol. France, p. 59.

BARTALA (R.), BOMBARD (J.P.), DUBUS (J.) et DURAFFOUR (C.), 1968. - "Etude du transfert précipitation - débit d'un réseau karstique ; cuves de Sassenage". - Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors, Grenoble, 1968

BOUIX (R.), GIAUQUE (P.), 1970. - "Les crues de la Luire". - Spéléos 1970.

BOURDIER (F.), LUMLEY (H. de), 1956. - "Magdalénien et Romanello-Azilien en Dauphiné". Bull. Musée Anthropologie préhist. Monaco.

BOURGIN (A.), 1941. - "La Bourne et ses affluents souterrains". - Rev. Géogr. Alpine, T XXIX, fasc. 1.

--- 1942. - "Le Dauphiné souterrain". - Arthaud.

--- 1946. - "La luire et la Vernaison souterraine". - Annales de spéléologie Spelunca, t. 1, 3e série.

--- 1950. - "Rivière de la nuit". - Arthaud.

CAMPOROTA, 1963. - "Etude hydrogéologique de la région de La Mure". - Thèse 3e cycle, Grenoble.
CASTANY, 1967. - "Traité pratique des eaux souterraines". - Masson
--- 1967. - "Introduction à l'étude des courbes de décrue et de tarissement". - Chronique d'hydrogéologie, n° 10, mars 1967.
CHOUTEAU (A.F.), MAGNIN (R.), 1968. - "Caractéristiques chimiques et bactériologiques des eaux du massif du Vercors dans le département de l'Isère". - Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors, Grenoble 1968.
CORBEL (J.), 1955. - "Crevasses et rivières sous-glaciaires". - Revue de Géographie de Lyon, 1955.
absent -- → 1956. - "Le karst du Vercors". - Revue de Géographie de Lyon, vol. XXXI. Sarrot ?
--- 1957. - "Les karsts du Nord Ouest de l'Europe". - Thèse d'Etat 1957.
--- 1957. - "Karst alpin de moyenne altitude, Interlaken, Batenberg". - Revue de Géographie de Lyon
--- 1957. - "Karsts Hauts-alpins". - Revue de Géographie de Lyon

DEBELMAS (J.), 1963. - "Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes". - T. L. G., t. 39, p. 125 - 171.
DROGUE (C.), 1967. - "Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures". - Chronique d'hydrogéologie, n° 10, mars 1967

FIORAVANTE (J.), LAFOSSE (J.), 1968. - "Inventaire des ressources en eaux superficielles et souterraines dans le Vercors". - Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors, Grenoble
FOURNEAUX (J.C.), 1968. - "Hydrogéologie de la vallée du Grésivaudan". - Thèse 3e cycle, Grenoble

GARNIER (J.J.), POMMIER (C.), 1955. - "Explorations au Vercors". - Annales de spéléologie Spelunca, t. 10, fasc.1
GIGNOUX (M.), MORET (L.), 1952. - "Géologie dauphinoise". - Masson.
GOGUEL (J.), 1944. - "Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud Est de la France". B. S. C. G. F., t. XLIX, n° 215, p. 508 - 518.
GUILLOT (P.), 1968. - "Régime de précipitations sur le massif du Vercors". - Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors", Grenoble.

JACOB (C.), 1907. - "Etude paléontologique et stratigraphique sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines". - Thèse, Grenoble, 314 p.

LORY (Ch.), 1860. - "Description géologique du Dauphiné". - Sany - Paris, 748 p.

MANGIN (A.), 1970. - "Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement". - Annales de spéléologie, t. 25, fasc. 3
MICHEL (R.), 1960. - "Contribution à l'étude de la température des sources dans le département de l'Isère". - Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 36
--- 1961. - "Aperçu d'ensemble sur la structure du département de l'Isère dans ses rapports avec l'hydrologie souterraine". - Revue de Géographie alpine, t. XLIX, fasc. 1.
MILLOT (G.), 1964. - "Géologie des argiles". - Masson.
MONTEAU (R.), - "Le karst des formations turoniennes du bassin de Beausset (Bouches du Rhône - Var). - D. E. S. Géologie Centre Universitaire de Marseille-Luminy
MORET (L.), 1962. - "Précis de Géologie". - Masson.

OLIVE (P.), CROUZET (E.), HUBERT (P.), SIVERTZ (E.) et MARCE (A.), 1970. - "Le tritium dans les mesures d'hydrogéologie de surface. Détermination expérimentale du cœfficient de ruissellement". - Journ. of hydrology (1970) II

PAQUIER (V.), 1900. - "Recherches géologiques dans le Diois et les Barronies orientales". - Thèse, Grenoble. - Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 5, n° 2 - 3, p. 149 - 556.

PORTAULT (B.), 1968. - "Problème du Sénonien du Vercors, données stratigraphiques nouvelles conséquences paléogéographiques et paléotectoniques". - Bull. Soc. Géol. France (7)

RENAULT (P.), 1971. - "La formation des cavernes". - P. U. F. coll. Que sais-je.

--- 1972. - "Le gaz des cavernes". - Sciences Progrès et découvertes, mars 72, p. 12.

SARROT-REYNAULD (J.), 1960. - "Rôle des failles transversales dans la structure de la bordure orientale du Vercors au Sud de Grenoble". - C. R. Soc. France, n° 7

--- --- 1962. - "Hydrogéologie karstique dans le massif du Vercors". - Mém. du Congrés international de géologie d'Athènes

--- --- 1968. - "Hydrogéologie du synclinal de Villard-de-Lans". - Colloque sur l'hydrogéologie karstique du massif du Vercors, Grenoble

SCHOELLER (H.), 1949. - "Température des eaux souterraines". - T. L. Géol., Bordeaux, t. 1

--- 1950. - "Variation de la teneur en CO^2 des eaux souterraines". - C.R. Acad. Sci., t. 230, n° 6 p. 560-561, Paris.

--- 1962. - "Les eaux souterraines". - Masson.

TERZAGHI (H.), 1965. - "Mécanique des sols appliquée". - Dunod

TROMBE (F.), 1951. - "Traité de spéléologie". - Payot, Paris.

VANDENBERGHE (A.). - "Obstacle à la circulation des eaux dans les terrains calcaires : notion de limite d'un réseau karstique". - Ann. Soc. Géol. du Nord, t. LXXX, 3e livret.

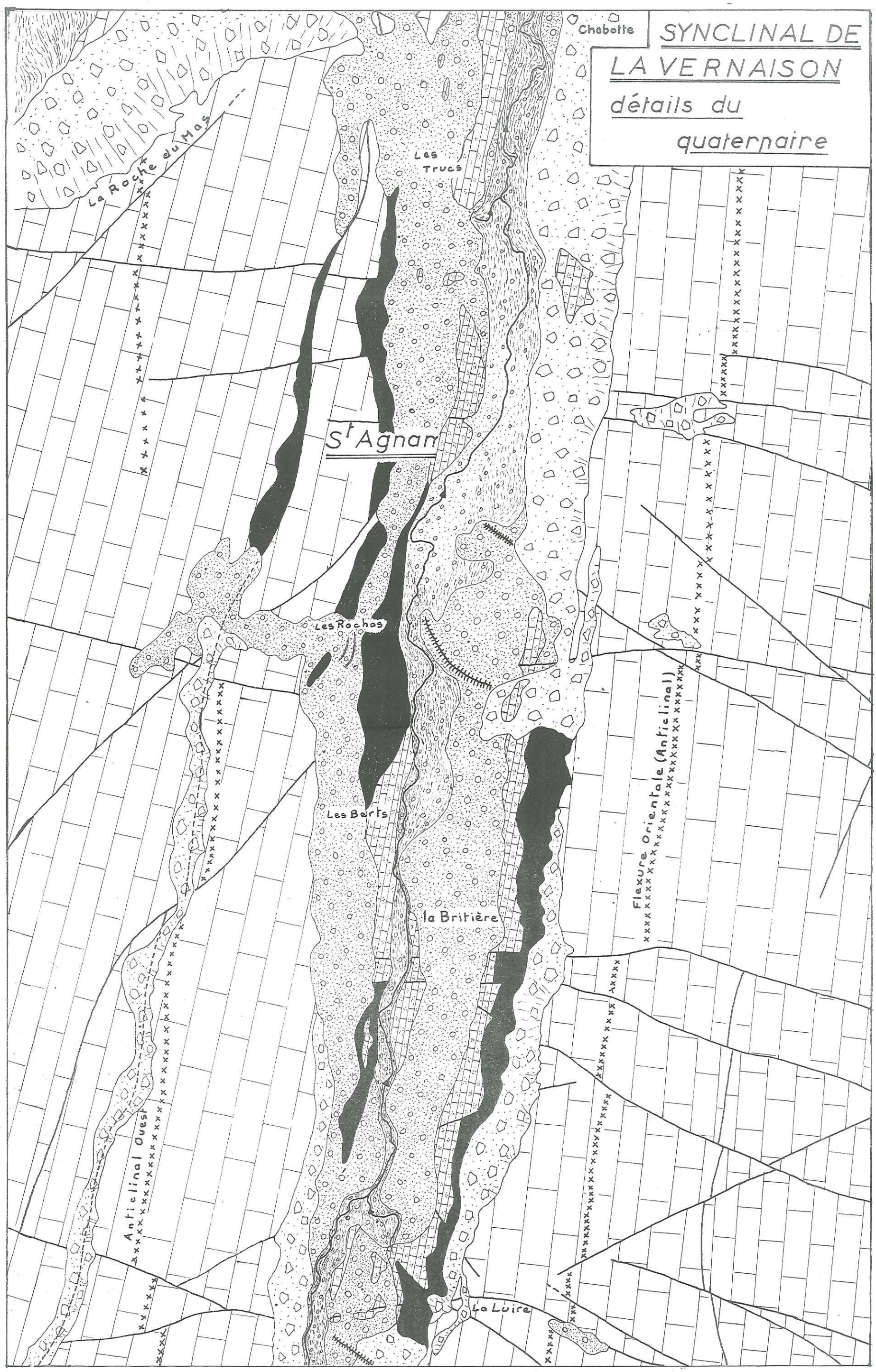
--- . - "Etude hydrogéologique de la région de Gardanne et du bassin crétacé d'Aix". - Ann. Soc. Géol. du Nord, t. LXXXI.

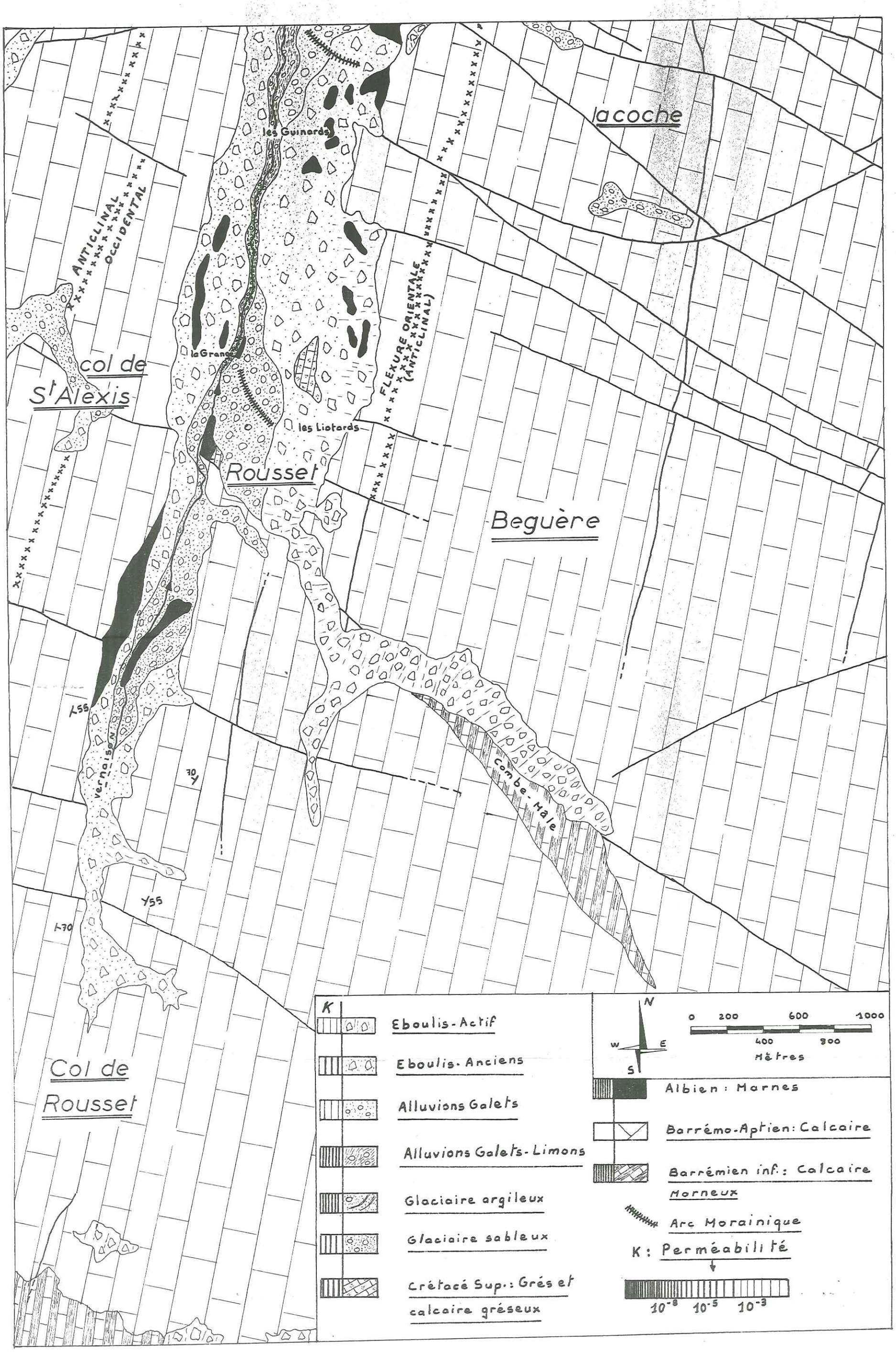
Vu,
Grenoble, le
Le Président de la thèse

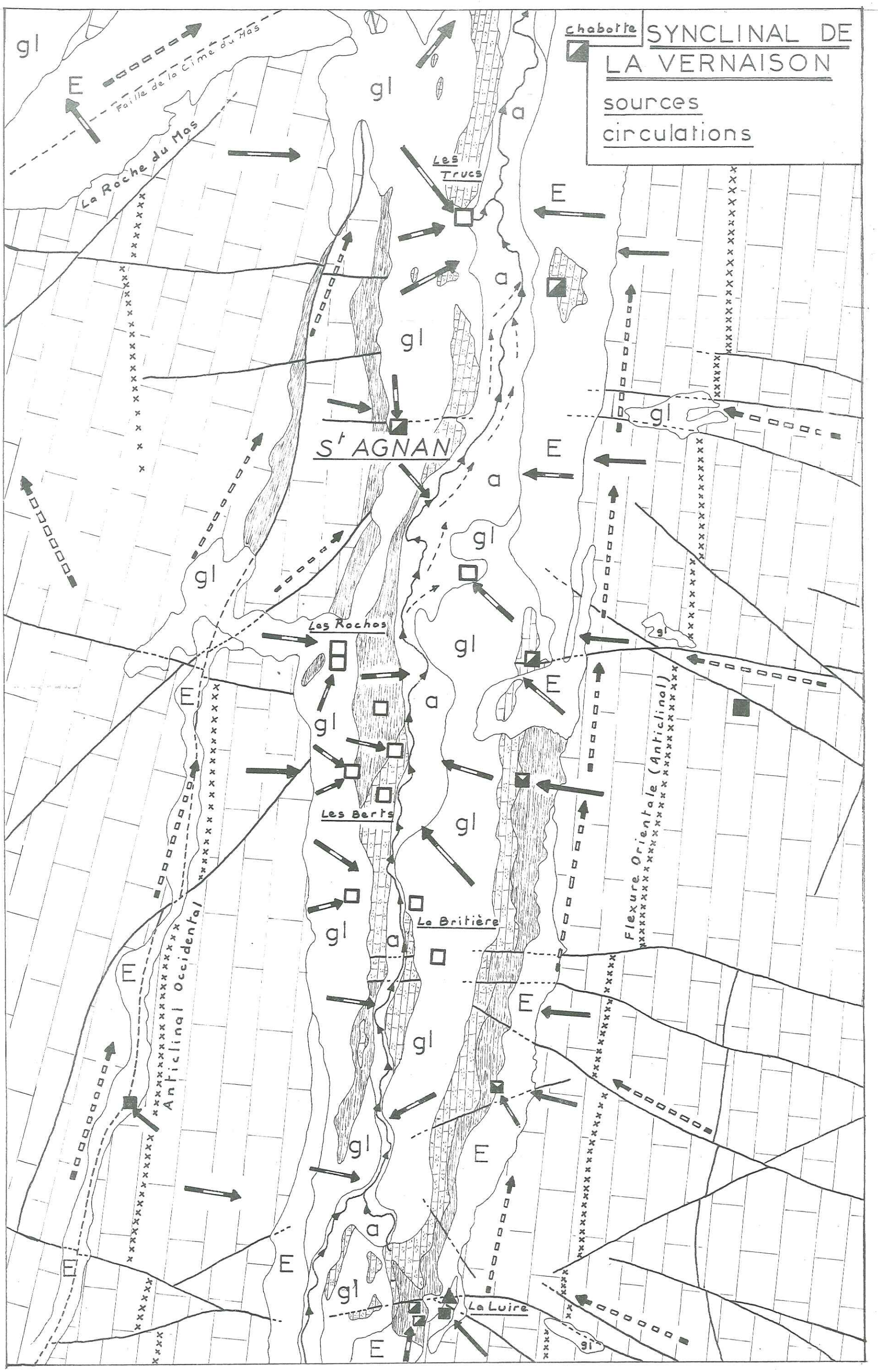
R. MICHEL

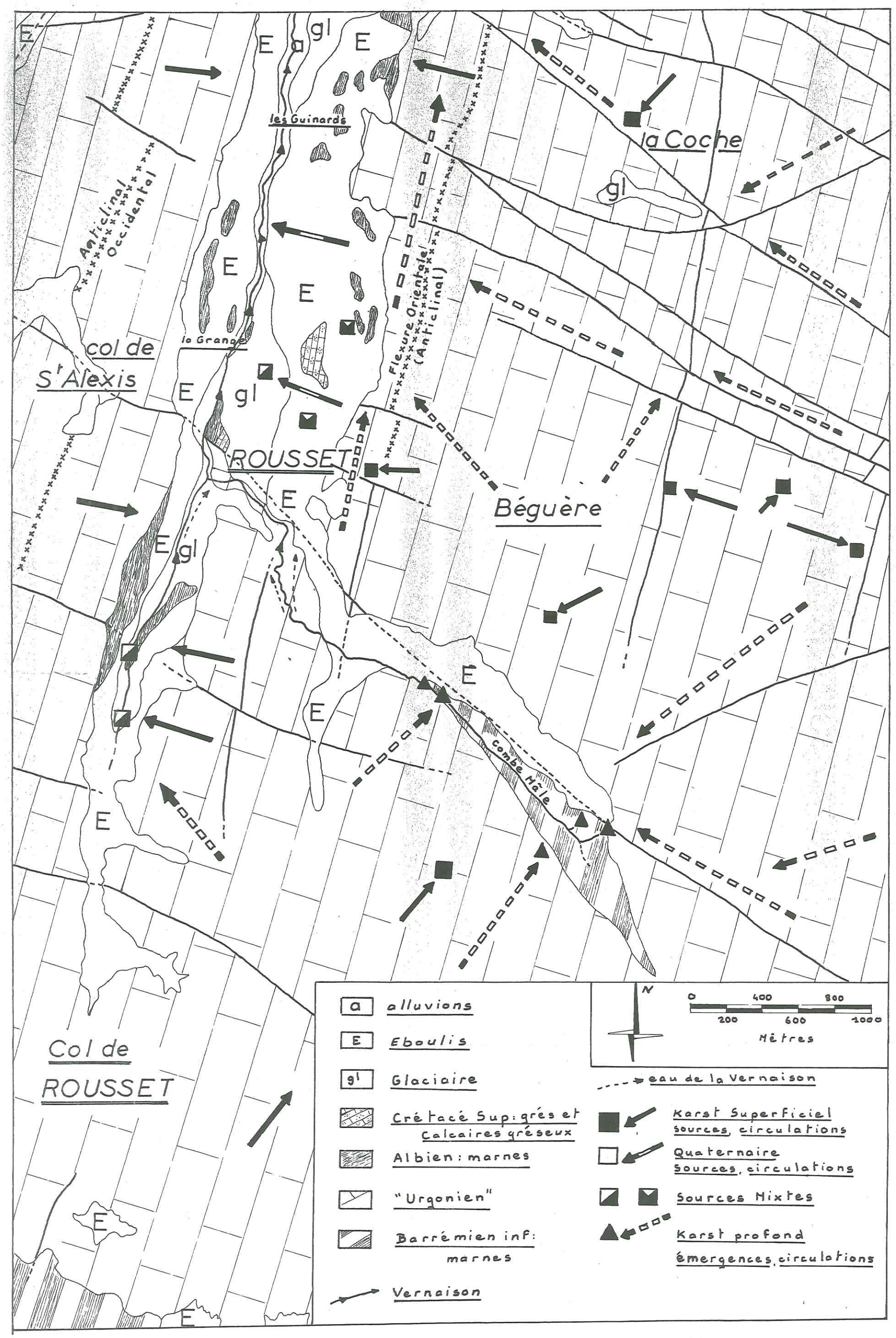
Vu, et permis d'imprimer,
Grenoble, le
Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

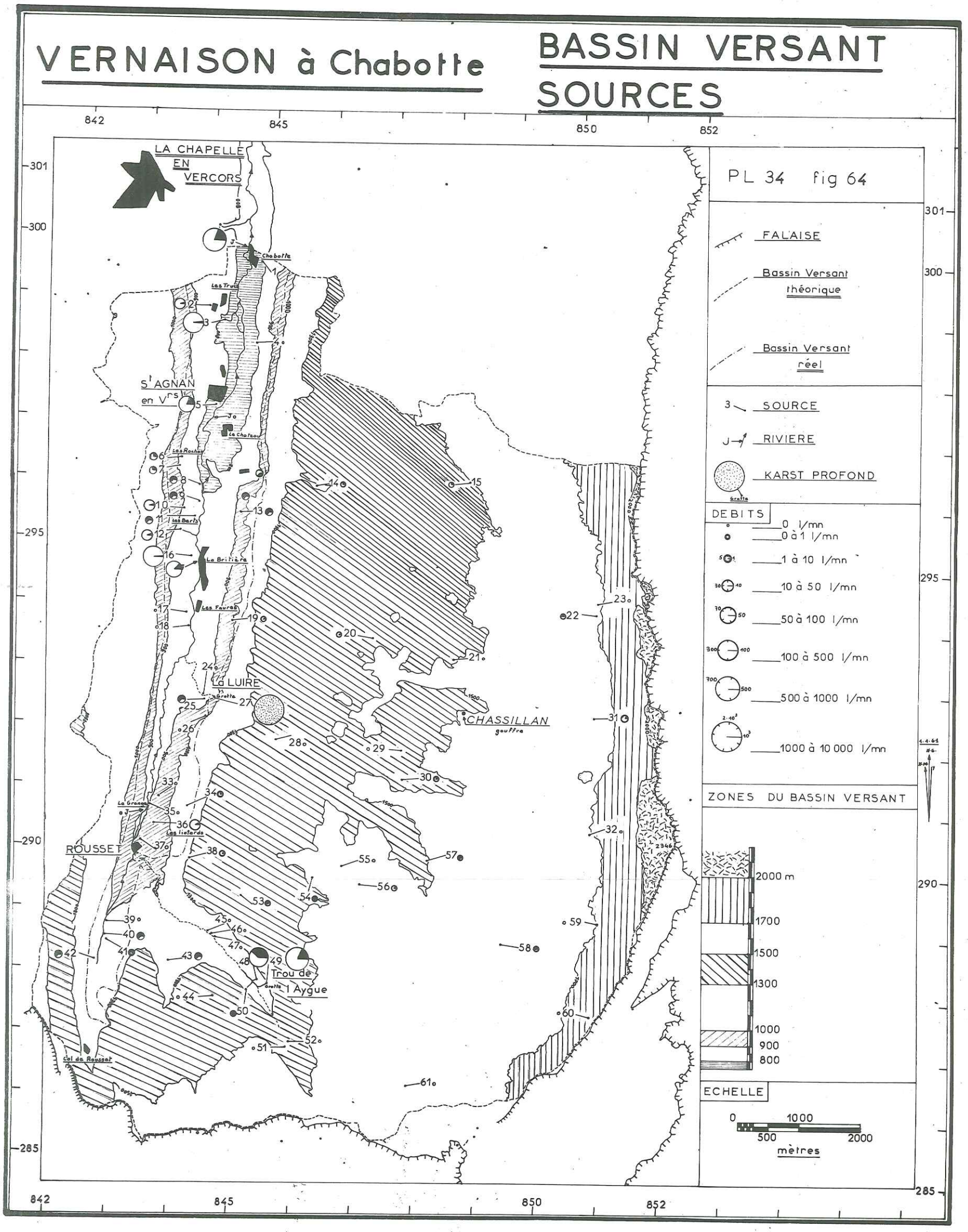
M. SOUTIF


SYNCLINAL DE
LA VERNAISON
détails du
quaternaire
Chabotte
La Roche du Mas
Les Trucs
St Agnan
Les Rochas
Les Berts
la Britière
la Luire
Flexure Orientale (Anticlinal)
Anticlinal Ouest


la coche
les Guinards
ANTICLINAL OCCIDENTAL
FLEXURE ORIENTALE (ANTICLINAL)
la Grange
col de St Alexis
les Liotards
Rousset
Beguère
K55
Vernaison
Y70
Combe-Male
Y55
K70
Col de Rousset
K
Eboulis-Actif
Eboulis-Anciens
Alluvions Galets
Alluvions Galets-Limons
Glaciaire argileux
Glaciaire sableux
Crétacé Sup.: Grés et calcaire gréseux
N
W
E
S
0 200 600 1000
400 800
Mètres
Albien : Marnes
Barrémo-Aptien: Calcaire
Barrémien inf.: Calcaire Marneux
Arc Morainique
K : Perméabilité
10^{-8} 10^{-5} 10^{-3}


SYNCLINAL DE LA VERNAISON
chabotte
sources
circulations
Faille de la Cime du Mas
La Roche du Mas
Les Trucs
St AGNAN
Les Rochos
Les Berts
La Britière
La Luire
Anticlinal Occidental
Flexure Orientale (Anticlinal)
E
gl
a


E
a
gl
les Guinards
la Coche
Anticlinal Occidental
Flexure Orientale (Anticlinal)
la Grange
col de St Alexis
ROUSSET
Béguère
Combe Mâle
Col de ROUSSET
a alluvions
E Eboulis
gl Glaciaire
Crétacé Sup: grés et Calcaires gréseux
Albien: marnes
"Urgonien"
Barrémien inf: marnes
Vernaison
eau de la Vernaison
Karst Superficiel sources, circulations
Quaternaire Sources, circulations
Sources Mixtes
Karst profond émergences, circulations
N
0 400 800
200 600 1000
Mètres

VERNAISON à Chabotte

BASSIN VERSANT SOURCES