



HAL
open science

Etude hydrogéologique du versant sud de la plaine de Bièvre-Bas Dauphiné- Bassin versant du Haut Rival (Isère)

Daniel Fournier

► **To cite this version:**

Daniel Fournier. Etude hydrogéologique du versant sud de la plaine de Bièvre-Bas Dauphiné- Bassin versant du Haut Rival (Isère). Hydrologie. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1974. Français. NNT: . tel-00557633

HAL Id: tel-00557633

<https://theses.hal.science/tel-00557633>

Submitted on 19 Jan 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.

J.C. Fournier

DOCTORAT DE 3^e CYCLE

N^o d'ordre

THESE

PRESENTEE

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE GRENOBLE

pour obtenir

LE TITRE DE DOCTEUR DE 3^e CYCLE

Spécialité : Géologie appliquée

Mention : Hydrogéologie

par

Daniel FOURNIER

ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU VERSANT SUD DE LA PLAINE DE BIEVRE - BAS DAUPHINE - BASSIN VERSANT DU HAUT-RIVAL (ISERE)

Soutenue le mars 1974 devant la commission d'examen

<u>Président</u>	R MICHEL Professeur
<u>Examineurs</u>	J SARROT-REYNAULD Professeur - Directeur de thèse
	G MONJUVENT Maitre de Recherche C.N.R.S
<u>Invité</u>	Y BRAVARD Professeur

Un
Nbre
10 145005

J.C. Fournier

DOCTORAT DE 3^e CYCLE

N^o d'ordre

THESE

PRESENTEE

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE GRENOBLE

pour obtenir

LE TITRE DE DOCTEUR DE 3^e CYCLE

Spécialité : Géologie appliquée

Mention : Hydrogéologie

par

Daniel FOURNIER

ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU VERSANT SUD DE LA PLAINE DE BIEVRE - BAS DAUPHINE - BASSIN VERSANT DU HAUT-RIVAL (ISERE)

Soutenue le mars 1974 devant la commission d'examen

<u>Président</u>	R MICHEL Professeur
<u>Examineurs</u>	J SARROT-REYNAULD Professeur - Directeur de thèse
	G MONJUVENT Maitre de Recherche C.N.R.S
<u>Invité</u>	Y BRAVARD Professeur

Univ.
Mise
10 145005

"... à l'horizon s'étendait la muraille sombre
des Alpes dauphinoises".

J. de GRANDPRÉ ("Mandrin").

AVANT-PROPOS,

Je tiens à exprimer toute ma gratitude envers les personnes qui m'ont aidé et conseillé dans mes recherches.

Mes remerciements s'adressent en particulier :

A Monsieur le professeur J. SARROT-REYNAULD qui a bien voulu me confier et diriger cette thèse. Sans ménager ni son temps ni ses encouragements, il m'a permis de mener à bien ce travail.

A Messieurs les professeurs R. MICHEL et Y. BRAVARD, qui me font l'honneur de participer au jury.

A Monsieur G. MONJUVENT chargé de recherche au CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE qui a su m'initier et m'aider à la compréhension de la géologie du Quaternaire.

A Monsieur BARTALA, ingénieur des Travaux ruraux à la Direction départementale de l'Agriculture qui a mis à ma disposition toute la documentation dont je pouvais avoir besoin.

Enfin à tous les membres du personnel technique de l'Institut Dolomieu et de la Direction départementale de l'Agriculture qui ont contribué à la réalisation technique de cette thèse.

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	1
1/ Origine de l'étude	1
2/ Condition d'exécution de l'étude et ses limites	1
3/ Cadre géographique	1
a) La plaine de Bièvre	2
b) Les gradins intermédiaires	2
c) Le plateau de Chambaran	2
4/ Le réseau hydrographique	2
Première partie : <u>GEOLOGIE</u>	7
Chapitre I : <u>ETUDE DES FACIES</u>	9
A - LE SUBSTRATUM	9
1/ Les sables	9
a) Caractères généraux	9
b) Extension géographique	10
c) Analyse granulométrique	10
2/ Les conglomérats	13
a) Caractères généraux	13
b) Extension géographique	13
c) Etude de la composition pétrographique	14
d) Analyse granulométrique	15
3/ Les argiles	15
a) Caractères généraux	15
b) Extension géographique	15
c) Analyse des teneurs en carbonates	17
d) Analyse granulométrique	17
e) Analyse radiocristallographique	19
B - LES FORMATIONS QUATERNAIRES	21
1/ Les cailloutis de Chambaran	21
a) Caractères généraux	21
b) Extension géographique	22
2/ Les moraines	22
3/ Les terrasses	25
4/ Les limons	27
5/ Les colluvions	27
Chapitre II : <u>ETUDE STRATIGRAPHIQUE</u>	31
A - LE SUBSTRATUM	31
1/ Les travaux antérieurs	33
2/ Les travaux personnels	35
a) Aspect cartographique	35
b) Etude de la résistivité des eaux	37
c) Etudes paléontologiques	39
α / Gisement des Arêtes	39
β / Gisement de Cours	40
/ Gisement de Saint-Appolinard	40
d) Etudes palynologiques	41
α / Gisement de Cours	41

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GÉOSCIENCES
DOCUMENTATION
F. 38041 B.P. 53
EL. 04 76 03 54 71 - Fax 04 76 51 40 58
Mait. plaboyr@ujf-grenoble.fr

	Pages
β/ Gisement du col de Toutes Aures	41
/ Gisement de Saint-Paul-d'Izeaux	41
Conclusion	41
B - LES FORMATIONS QUATERNAIRES	43
1/ Les grands ensembles stratigraphiques de F. BOURDIER	43
a) Le Quaternaire inférieur	43
b) Le Quaternaire moyen	44
α/ Le Riss ou glaciation des moraines externes ...	45
c) Le Quaternaire supérieur	45
α/ L'Interglaciaire Riss-Würm	45
β/ Le Würm ou glaciation des moraines internes	45
2/ Succession probable des phénomènes dans la région de Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs	47
Conclusion	51
Chapitre III : <u>ETUDE PALEONTOLOGIQUE</u>	53
1/ La subsidence miocène	53
a) L'invasion marine	53
b) La province conglomératique de Voreppe	53
2/ Les mouvements post-miocènes	54
3/ L'épisode pliocène	55
4/ L'épandage villafranchien	55
5/ Les déformations post-villafranchiennes	56
6/ L'invasion glaciaire	56
7/ Les vallées actuelles	57
Conclusion	58
Deuxième partie : <u>ETUDE HYDROGEOLOGIQUE</u>	61
Chapitre I : <u>ETUDE DES SOURCES ET DE L'HYDROCHIMIE</u>	63
A - LES SOURCES	63
1/ Les sources liées aux formations villafranchiennes	63
2/ Les sources liées aux formations tertiaires	65
3/ Les sources liées aux formations quaternaires	66
B - HYDROCHIMIE	69
1/ Analyse chimique	69
2/ Particularité chimique	69
Chapitre II : <u>LE BASSIN DE BRION</u>	71
A - INTRODUCTION	71
1/ Fiche signalitique du bassin	71
2/ Carte d'équipement du bassin	73
B - LES FACTEURS CLIMATIQUES	75
1/ Les vents	75
a) Le vent moyen	75
b) Le vent maximal	75
2/ Les températures	78

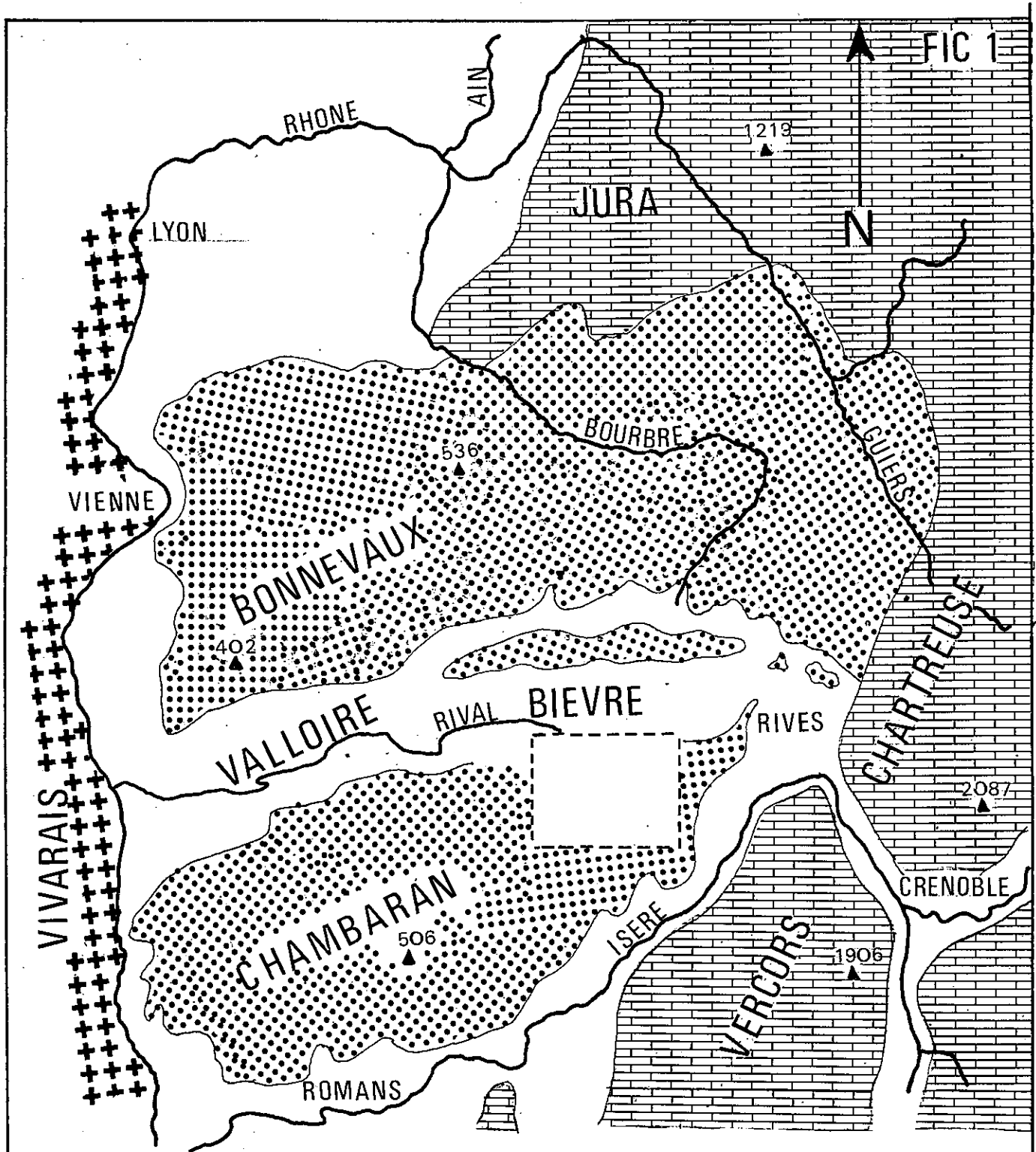
	Pages
3/ La pluviométrie	78
a) La pluviométrie annuelle	78
b) La pluviométrie mensuelle	79
c) Loi de Distribution des pluies mensuelles	81
4/ L'évapotranspiration	83
a) Méthode de Wundt	83
b) Méthode de Turc	83
c) Méthode de Coutagne	84
d) Méthode de Thornthwaite	86
C - LES DEBITS D'ECOULEMENTS	87
1/ Ecoulements saisonniers	87
2/ Ecoulements mensuels	91
3/ Débits journaliers classés	91
4/ Débits caractéristiques de périodes continues d'écoulement	93
5/ Etude fréquentielle des crues	95
D - Les évènements averses - crues	96
1/ Précipitation limite d'écoulement	97
α / Commentaires	97
2/ Etude du débit de pointe	99
3/ Analyse des crues les plus importantes	99
α / Définition	99
β / Etude des crues (en fonction de l'importance des précipitations) ..	99
/ L'hydrogramme unitaire	101
4/ Etude du tarissement du bassin de Brion	103
E - CARACTERE REPRESENTATIF DU BASSIN DE BRION	105
1/ La topographie	105
2/ La géologie	105
3/ L'agronomie	105
4/ L'hydrogéologie	107
CONCLUSIONS GENERALES	109
Bibliographie	113
Annexe	117

LISTE DES FIGURES

Numéros	Pages
1 : Plan de situation	3
2 : Profil en long des cours d'eau	4
3 : Réseau hydrographique	11
4 : Granulométrie des sables tertiaires entre Vinay et le col de Toutes Aures	16
5 : Granulométrie des conglomérats tertiaires	18
6 : Granulométrie des argiles bleues tertiaires	23
7 : les dépôts glaciaires	24
8 : Les dépôts glaciaires	32
9 : La province conglomératique de Voreppe	36
10 : Rapport entre sables et conglomérats tertiaires	46
11 : Courbe de l'épaisseur de la glace (Z) en fonction de la distance au front (X) d'un glacier	49
12 : Hypothèse sur la formation de la terrasse de Saint-Siméon-de-Bressieux ..	68
13 : Diagramme logarithmique	72
14 : Le bassin de Brion (carte géologique)	74
15 : Le ruisseau de Brion (courbe de tarage)	76
16 : Vent maximal	77
17 : Vent moyen	80
18 : Précipitations mensuelles à Brion	82
19 : Précipitation - Déficit d'écoulement (d'après WUNDT)	89
20 : Ecoulements saisonniers	90
21 : Débits moyens mensuels - Lames moyennes mensuelles - Pluies moyennes mensuelles	92
22 : Courbes de fonctionnement du bassin	94
23 : Fréquence de non dépassement	98
24 : Précipitation limite d'écoulement	100
25 : Esquisse de régression entre le débit maximum Q_x et la pluie totale P_c	104
26 : Le ruisseau de Brion : courbe de tarissement	106
27 : Le type d'émergence et le débit d'étiage de toutes les sources du bassin de Brion	

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

1 : Molasse sableuse (col de Cognet), Banc gréseux dans les conglomérats (Brion), Contact argile-conglomérat (Brion)	20
2 : Coupe dans les limons (Primarette, Valloire), Altération d'une moraine (Le Bessey, Brezins), Altération post-würmienne (Mi-Plaine, Bièvre)	28
3 : Cailloutis de Chambaran (Lentiol), Conglomérat de Saint-Paul-d'Izeaux, Conglomérat ordinaire (col de Toutes-Aures)	38



PLAN DE SITUATION

ECHELLE 1/500 000

TERRAINS QUATERNAIRES
 TERRAINS SECONDAIRES

TERRAINS TERTIAIRES
 TERRAINS CRISTALLINS

--- CADRE D'ETUDE

INTRODUCTION

1) Origine de l'étude

En prenant un travail de levés cartographiques d'une partie de la feuille Beaurepaire, au cours de l'été 1971, je ne pensais pas présenter ces résultats sous forme de thèse. La région me paraissait être suffisamment bien expliquée par les travaux antérieurs. Elle l'était effectivement, mais d'une manière trop générale ; des bases étaient jetées mais parfois trop fragiles, ce qui justifiait des recherches détaillées.

Les travaux de recherche que j'ai effectués ont été concentrés sur la feuille Beaurepaire 3-4 mais durent parfois s'étendre et cela très largement sur les feuilles Beaurepaire 7-8 et Grenoble 1-2. au 1/25 000.

En prolongement de mes levés géologiques, j'ai été amené à étudier plus spécialement les rapports qui existent entre la nature géologique des formations et les différents aquifères. Par ailleurs cette région où l'accroissement éventuel des besoins en eau prend chaque jour une acuité plus grande dans les domaines agricoles, industriels et sanitaires, la Direction départementale de l'Agriculture a aménagé depuis octobre 1970 le bassin expérimental de Brion situé au Sud de Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs. Tous les éléments se trouvaient donc réunis en vue de la réalisation d'une étude hydrogéologique du bassin versant du Haut-Rival.

2) Conditions d'exécution de l'étude et ses limites

La 4e édition de la feuille Grenoble (80 000e) publiée en 1961 rapporte pour le Bas-Dauphiné des contours effectués par W. KILIAN, M. GIGNOUX et E. HITZEL aux alentours des années 1920. Il s'avérait alors nécessaire de compléter les travaux antérieurs, concernant cette région, par les données nouvelles que nous avons en notre possession.

Les différents travaux de reconnaissance, les rapports publiés par les Collaborateurs au Service de la carte géologique, la longue expérience acquise dans ce domaine par les spécialistes nous permettaient d'avancer une nouvelle interprétation des faits observés.

En ce qui concerne la partie purement hydrologique, le concours de la Direction départementale de l'Agriculture a été très encourageant.

La seule et grande limite de notre étude aura été le temps. Le peu d'années d'observation que nous avons dans le domaine hydraulique devra nous rendre prudents, des résultats et des conclusions pouvant paraître trop hâtives.

3) Cadre géographique (fig. 1)

La présente étude est située au coeur du Bas-Dauphiné perpendiculairement à l'axe Grenoble-Lyon. Elle se trouve donc au centre de ce paysage de collines limité au Sud par la vallée de l'Isère et les contreforts du massif du Vercors, au Nord par le Jura, à l'Ouest par la vallée du Rhône et à l'Est par le seuil de Rives.

L'ensemble que nous allons étudier comporte trois grandes unités géographiques qui sont du Nord au Sud :

a) La plaine de Bièvre

Au milieu d'un paysage de collines ondulées s'étend une vaste dépression à fond plat sans aucun écoulement superficiel important, c'est la "Vallée Morte" de Bièvre.

Orientée d'Est en Ouest, elle a depuis toujours ouvert une large voie de communication entre la plaine de l'Isère et la vallée du Rhône.

Occupée jusqu'au XVII^e siècle par d'immenses forêts, c'est aujourd'hui une région à vocation essentiellement agricole. Bien que quelques industries, sans rapport avec l'agriculture aient essayé de s'implanter, leur développement se poursuit d'une manière très lente.

b) Les gradins intermédiaires

En bordure de cette plaine s'élève une zone de collines aux pentes parfois très raides. Cette particularité topographique a favorisé très tôt le développement de la petite et modeste exploitation agricole à caractère familial. Mais le plus souvent la culture n'est que l'appoint d'un salaire industriel avec tout d'abord les petites industries artisanales utilisant les produits du sol : argile, sable, bois, blé, paille, fruits, ... Mais ces exploitations ont aujourd'hui tendance à diminuer et cela en proportion de l'accroissement de la grande industrie métallurgique ou papetière.

c) Le plateau de Chambaran

C'est une vaste étendue plane, couverte de forêts et d'étangs dont la pente s'abaisse très régulièrement de l'Est vers l'Ouest. Tant à cause de son altitude élevée que de la nature même de son sol, elle fournit à l'agriculture des terres peu fertiles. Les exploitations agricoles sont rares mais très importantes, elles pratiquent en général une monoculture céréalière qui exige un amendement considérable des terrains.

4) Le réseau hydrographique (fig. 2 et 3)

Le haut bassin versant du Rival, dont les eaux vont pendant une partie de l'année rejoindre celles qui sourdent à Beaurepaire, couvre une superficie de 105 km². Son altitude moyenne est de 540 m. Il est constitué d'un ensemble de six sous-bassins dont le plus petit n'a que 4 km² et dont le plus grand (36 km²) renferme le plus petit bassin expérimental de Brion dont la superficie est de 11,76 km² et l'altitude moyenne de 560 m.

Chacun de ces sous-ensembles est alimenté par de nombreuses petites sources qui sortent à des niveaux très divers le long des côteaux. Les maigres ruisseaux qui en résultent présentent tous les mêmes caractères d'irrégularité.

Ils alimentent, entre Izeaux et Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs, une bande marécageuse, insalubre, qui a obligé très tôt les villages à s'établir sur les côteaux.

Ce n'est qu'à partir de Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs que la plaine de Bièvre est parcourue par de vrais cours d'eau tels que le Rival, la Baise, le Nivollon, et

FIG 2

PROFIL EN LONG DES COURS D'EAUX

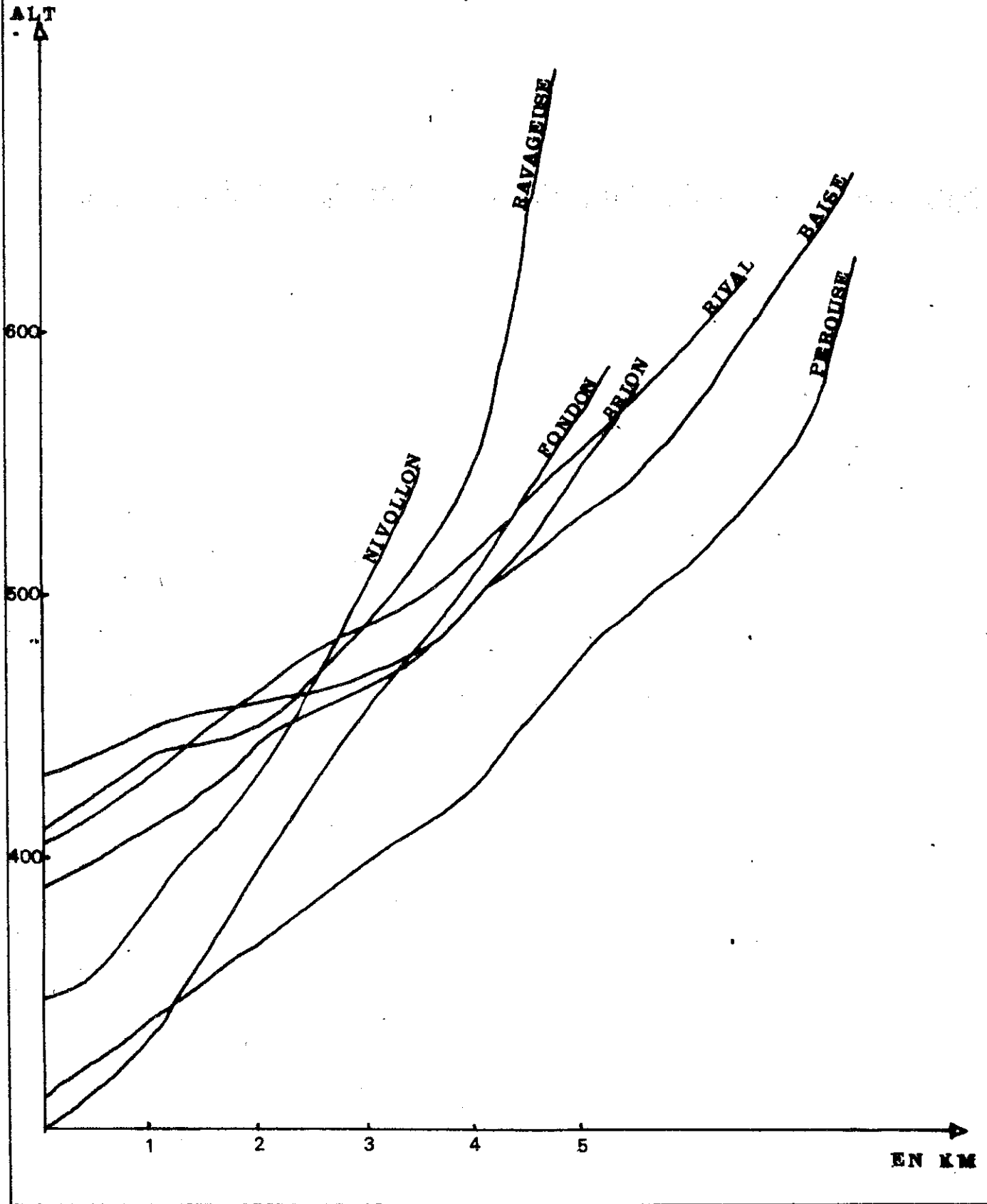
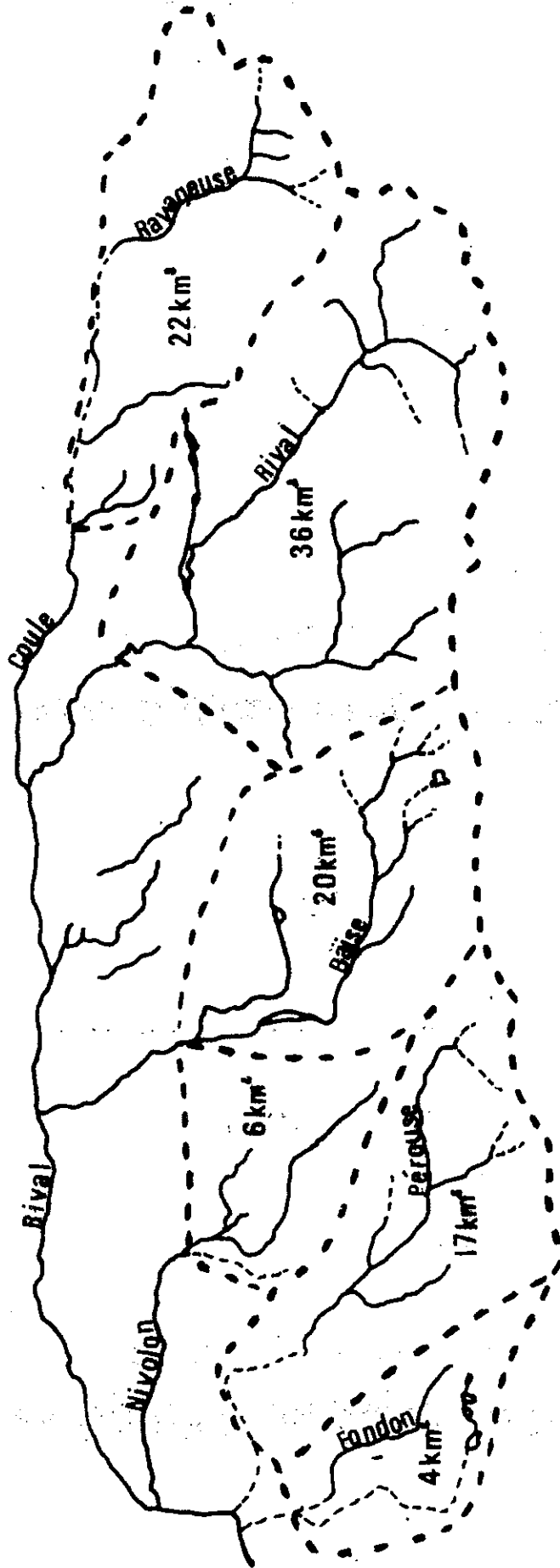
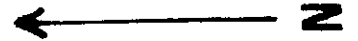


FIG 3



RESEAU HYDROGRAPHIQUE

échelle 1-100 000



la Pérouse. Si leurs eaux se perdent quelques jours par an dans les formations perméables de la plaine, les pluies les font grossir très rapidement. Leurs débordements peuvent entraîner des inondations particulièrement désastreuses.

Ainsi le régime hydrographique est particulièrement néfaste pour l'agriculture et l'industrie de la plaine de Bièvre. On retrouve dans les archives communales différentes suppliques qui réclament depuis 1789 l'établissement de canaux d'irrigation et l'on se plaint même que le déboisement ait contribué à l'appauvrissement et à l'irrégularité des débits.

M. S. GRAS (1857) prévoyait l'irrigation de la plaine de Bièvre par le lac de Charavines, celle-ci reste aujourd'hui encore "la plus sèche des vallées mortes".

Première partie : GEOLOGIE

- Chapitre I : ETUDE DES FACIES
" II : ETUDE STRATIGRAPHIQUE
" III : ETUDE PALEOGEOGRAPHIQUE

Chapitre I : ETUDE DES FACIES

Dès les premières investigations, auxquelles nous pouvons rattacher des noms illustres tels que ceux de SAUSSURE, GRAS, Ch. LORY, FALSAN, CHANTRE, FONTANNES et DEPERET, il est possible de considérer deux grands ensembles géologiques distincts, à savoir : le substratum tertiaire et les formations quaternaires superficielles.

Ce sont ces dernières, sur lesquelles nous reviendrons dans un prochain paragraphe, qui alimentèrent très tôt les querelles académiques auxquelles devaient se joindre par la suite les plus éminents spécialistes.

En ce qui concerne le substratum, les choses paraissaient beaucoup plus simples.

Les travaux de Ch. LORY considéraient un seul ensemble tertiaire marin au début, continental pour les termes tout à fait supérieurs de la série. Il attribuait la forme arrondie des galets à "l'agitation des vagues marines". Ces travaux furent complétés par les levés minutieux et précis de FONTANNES, DOUXAMI, DEPERET et DENIZOT orientés plus spécialement vers l'évolution paléomorphologique de cette région. Mais le pas qu'on voulait franchir était trop grand. En effet les éléments dont on disposait à l'époque sur ce puissant ensemble molassique où tout n'est que répétition de niveaux argileux, sableux ou conglomératiques, étaient extrêmement rares et imprécis. Les plus grandes difficultés résident dans la monotonie.

C'est pourquoi nous commencerons par décrire, sans distinction d'étages, ces trois grands types de faciès en mettant l'accent sur les variations particulières susceptibles d'être observées au sein de chacun d'eux.

A) LE SUBSTRATUM

1) Les sables

a) Caractères généraux

Ce sont des sables gréseux, moyennement grossiers, n'ayant pas une fraction argileuse très importante. Ils sont assez souvent micacés surtout lorsque leur lithologie est assez fine. Leur couleur originelle grise ou gris-cendré n'apparaît que très rarement sur des coupes extrêmement fraîches ; elle est le plus souvent masquée par des phénomènes d'altération et d'oxydation superficiels qui teignent les sables en gris-jaunâtre tirant franchement sur le jaune. Leur grésification par bancs compacts, molassiques peut soit souligner le litage entrecroisé si les bancs sont peu épais, soit la stratification apparente si l'épaisseur est plus im-

portante.

Au sein de ce faciès banal, il peut se produire certains enrichissements en galets ; c'est ainsi que l'on rencontre à différents niveaux et plus fréquemment lorsque l'on monte dans la série des intercalations de matériaux plus grossiers pouvant atteindre une dizaine de mètres d'épaisseur et ayant une extension souvent considérable. Ce faciès grossier peut envahir en certains endroits une bonne partie de la série stratigraphique, et c'est alors aux sables de ne plus apparaître qu'en lentilles gréseuses ou en élément de la matrice.

Ces sables sont en général azoïques ou ne renferment que de très rares foraminifères extrêmement roulés et difficilement déterminables.

b) Extension géographique de la molasse sableuse

Ce faciès est très développé le long de la route nationale 518 au Sud du col de Toutes Aures; la presque totalité des collines qui se développent entre Vinay et le col de Toutes Aures est constituée de cette molasse sableuse. Il est fréquent d'observer à l'intérieur de ces sables des enrichissements en matériaux grossiers qui se présentent sous la forme d'amas ou de lentilles très localisés. En général il n'y a pas de passage progressif entre la masse sableuse et la lentille graveleuse. Ces passées de cailloutis semblent disparaître ou tout au moins être réduites à quelques minces lits de graviers au-dessous de la cote 350.

Au Nord du col de Toutes Aures tous les points, situés au-dessus de la cote 350 et susceptibles d'être représentés par des formations sableuses, ont été examinés. Aucun d'entre eux ne correspond à ce faciès. Chaque fois que le substratum est visible, il se trouve entièrement constitué de poudingues. Toutefois la molasse sableuse est apparue dans les sondages effectués dans la plaine de Bièvre à Brezins/ Les deux sondages pétroliers de 1958 et le forage mené en juin 1973 par la Direction départementale de l'Agriculture ont tous recoupé la molasse sableuse entre 40 et 120 m, c'est-à-dire entre les cotes 340 et 260.

c) Analyse granulométrique (fig. 4)

Tout en reprenant les résultats des analyses obtenus au Laboratoire de Géologie de l'Université de Lyon par G. LATREILLE, en 1969, nous les avons complétés, en ce qui concerne le secteur étudié, par quelques analyses nouvelles.

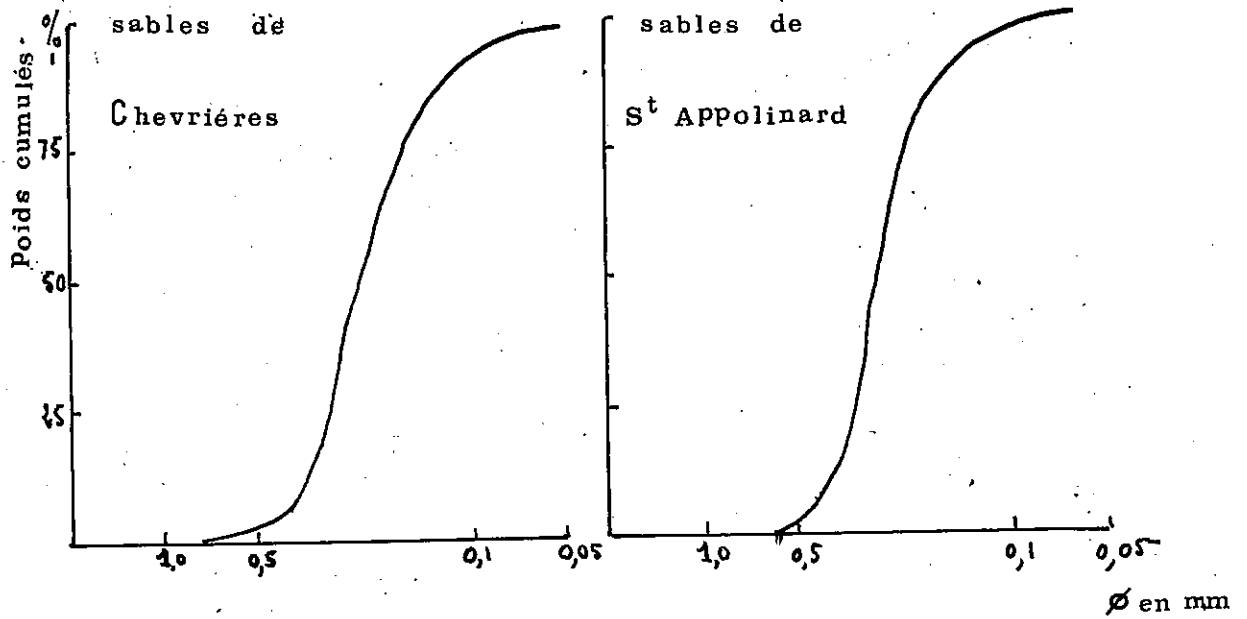
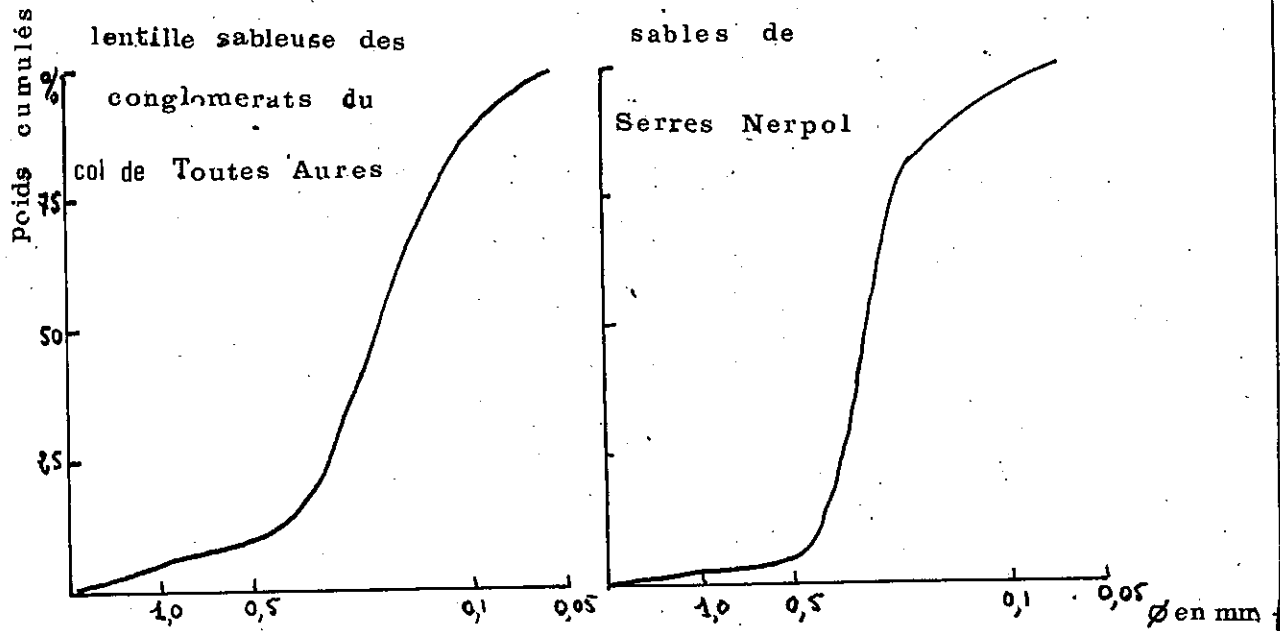
Il est à rappeler que dans les assises conglomératiques, les échantillons sableux ont été prélevés soit dans les lentilles gréseuses dépourvues de galets, soit dans le ciment de la matrice.

L'examen des courbes nous permet les remarques suivantes :

- partout le classement est excellent, mais il semble que les sables de Cognet et ceux de Chevrières présentent une courbe cumulative beaucoup plus redressée (meilleur triage) que les sables de Saint-Appolinard ou les lentilles gréseuses des conglomérats

Pour caractériser et comparer plus étroitement ces sédiments, nous avons utilisé divers coefficients :

FIG 4



GRANULOMÉTRIE DES SABLES ENTRE VINAY ET LES AURES

- la médiane Md correspond à l'abscisse dont l'ordonnée est 50 %
- le Qd Ψ de Krümbein coefficient de mauvais triage exprimé par la valeur de la relation $\frac{Q1 - Q3}{2}$

- l'hétérométrie de Cailleux (Hé) s'exprime par l'intervalle d'abscisses logarithmiques et correspond à un intervalle d'ordonnée de 25 % choisi dans la partie de la courbe la plus redressé.

Localité	Md (mm)	Qd Ψ	Hé
Conglomérat de Toutes Aures (Lentille sableuse)	0,25	0,7	0,5
Sables de Serre-Nerpol	0,3	0,2	0,2
Sables de Chevrières	0,25	0,25	0,2
Sables de Saint-Appolinard	0,3	0,25	0,3

D'après la valeur du Qd Ψ reporté sur l'histogramme de Cailleux et Tricart (1958), il est probable que les lentilles sableuses du col de Toutes Aures sont fluviales, que les sables de Serre-Nerpol sont soit des dépôts de dune, soit des plages marines et que les sables de Chevrières et Saint-Appolinard sont sans doute des formations marines.

2) Les conglomérats

a) Caractères généraux

La molasse conglomératique possède un ciment sablo-gréseux de teinte gris-jaunâtre tirant sur le jaune. Ce sable, riche en galets est grésifié de façon irrégulière soit en gros volume, soit en bancs d'environ 30 à 40 cm d'épaisseur plus ou moins lenticulaires. Les galets sont de taille variable. Les plus petits pouvant atteindre moins d'un centimètre sont en général moins usés. Les plus gros pouvant aller jusqu'à 30 ou 40 cm sont au contraire très arrondis. Ils sont de nature polygénique. On y rencontre des petits cailloux de radiolarites rouges ou vertes, des galets de calcaires marqués par des cupules d'impression, des galets de quartzite, de variolite et de roches métamorphiques ou cristallines souvent très altérées.

Outre ces caractères très généraux apparaissent certaines différenciations de faciès à l'intérieur de cette formation. En général nous constatons une très grande similitude entre les coupes situées près de Marnans, Châtenay, le col de Toutes Aures et Quincieux qui apparaissent de loin comme des dépôts homogènes où tous les éléments sont de taille moyenne (5 à 10 cm). Lorsque l'affleurement est très étendu il apparaît quelques éléments de taille plus importante (25 à 30 cm), mais leur probabilité d'apparition, sur une coupe, semble diminuer d'Est en Ouest.

Par contre les affleurements situés sur la R D 135 entre Saint-Paul-d'Izeaux et Girin (feuille Grenoble 1-2) échappent tout à fait à cette similitude.

Il n'y a pourtant aucun doute qu'ils soient d'âge tertiaire. En effet leur mode et leur degré d'altération (galets de roches cristallines arénisés) ainsi que la présence de galets de calcaires cupulés excluent leur appartenance à l'ensemble des formations quaternaires. Ce qui différencie essentiellement ce faciès de celui des autres affleurements conglomératiques c'est l'augmentation de taille des éléments et le pourcentage plus élevé des galets de quartzite.

b) Extension géographique des conglomérats

Au Sud du col de Toutes Aures comme il en a été fait mention dans le paragraphe précédent, la molasse sableuse s'enrichit localement en niveaux graveleux ; parmi ces lentilles deux sont de taille très importante.

La première ou lentille sommitale occupe le sommet de la formation sableuse. Quelques bancs sableux plus ou moins indurés subsistent encore dans cette formation mais ils se font de plus en plus rares au fur et à mesure que nous montons dans la série.

La seconde lentille ou lentille inférieure, d'une centaine de mètres d'épaisseur, se développe très largement aux environs de Serre-Nerpol ; elle correspond au prolongement de la lentille de Notre-Dame-de-l'Osier.

Donc du col de Toutes Aures à Vinay on a une succession saisissante de conglomérats, sables, conglomérats et sables.

Au Nord du col de Toutes Aures le faciès conglomératique est prédominant.

c) Etude de la composition pétrographique

Nous avons étudié la composition pétrographique de quatre affleurements en les comparant aux résultats obtenus par J. BOCQUET (1966), étude sur la province conglomératique de Voreppe amenée à effectuer plusieurs analyses dans le secteur de Toutes Aures et Serre-Nerpol.

Notre comptage a été effectué sur 100 galets compris entre 30 et 70 mm.

Stations	Calcaires Silex Grés	Quartz Quartzite	Laves	Roches cristallines
Saint-Geoirs	85%	8%	2%	5%
Toutes Aures	83%	7%		8%
Marnans	72%	25%		3%
Saint-Paul-d'Izeaux	56%	35%		9%
Pour comparaison nous donnerons quelques résultats de J. BOCQUET				
Charmette	69,5%	12,5%	6%	12%
Saint-Nizier	80%	8,5%	2,5%	9%
Voreppe	83,5%	8%	3%	5,5%
Voiron-Vouise	97%	1,5%		1,5%
Serre-Nerpol	93%	3,5%	1%	2,5%

Pour J. BOCQUET, les divers affleurements, qui ont fait l'objet de son étude, montrent une homogénéité d'ensemble indiscutable, avec une large prédominance des galets calcaires ou de silex (100 à 73 % au total) alors que les roches "exotiques" et les éléments cristallins sont en faible proportion, moins de 1 %. Les résultats montrent que le bassin versant ne s'est presque pas modifié entre le début et la fin de ce vaste épandage de conglomérats.

Parmi les 4 échantillons que nous avons étudiés trois seulement ont des proportions pétrographiques qui correspondent exactement à celles obtenues par J. BOCQUET. Quant au quatrième, celui de Saint-Paul-d'Izeaux, sa composition est en dehors des proportions obtenues sur l'ensemble du delta de Voreppe. La proportion des galets calcaires a considérablement diminué au profit des galets de quartz et de quartzite ; quant aux galets cristallins leur

pourcentage reste inchangé.

L'étude pétrographique confirme l'impression que nous avons, à savoir que ces conglomérats de Saint-Paul-d'Izeaux sont différents des autres conglomérats non seulement pour les aspects mais aussi par la proportion des différentes catégories pétrographiques.

d) Analyse granulométrique (fig. 5)

Nous nous sommes efforcé de prélever nos échantillons dans la partie la moins consolidée de l'affleurement puis en poursuivant au Laboratoire la séparation des galets et de leur matrice afin de procéder à un tamisage classique.

Deux échantillons qui nous paraissaient être les plus intéressants ont été étudiés. Un échantillon du col de Toutes Aures (F6) représentatif, d'après J. BOCQUET (1966) de la province conglomératique de Voreppe" et un échantillon de Saint-Paul-d'Izeaux (F 5). L'un qui morphoscopiquement et pétrographiquement nous apparaît comme différent.

L'examen comparatif des courbes granulométriques cumulatives (à pente forte) montre qu'il s'agit dans les 2 cas de sédiments homométriques, c'est-à-dire bien triés. Mais une seule chose est particulièrement nette c'est le déplacement de la courbe de Saint-Paul-d'Izeaux du côté des éléments grossiers.

L'utilisation des coefficients tels que le $Qd\psi$ de Krümbein et le So (Sorting index) de Tresk nous confirment que les formations sont bien triées et qu'elles correspondent à des dépôts d'estuaires. Etant donné la taille du plus gros galet dans chaque dépôt il semblerait normal que la compétence du fleuve qui a mis en place les conglomérats de Saint-Paul-d'Izeaux ait été supérieure à celle du fleuve qui a déposé les conglomérats du col de Toutes Aures.

3) Les Argiles

a) Caractères généraux

On rencontre très souvent interstratifiées dans la molasse conglomératique ou dans la molasse sableuse des lentilles d'argile. Leur couleur peut varier entre le jaune, le gris verdâtre et le bleu. Mais ce sont les argiles bleues qui sont les plus abondantes et les seules également à contenir des lignites très irrégulièrement répartis dans la masse.

L'épaisseur moyenne de cette argile est de 2 à 3 m mais elle est, en quelques endroits beaucoup plus faible ; à Saint-Appolinard elle ne mesure que 0,80 m. Aux Arêtes elle n'atteint guère plus qu'un mètre ; mais par contre à Dionay ou à Brion certains travaux l'ont découverte sur plus de 4 m.

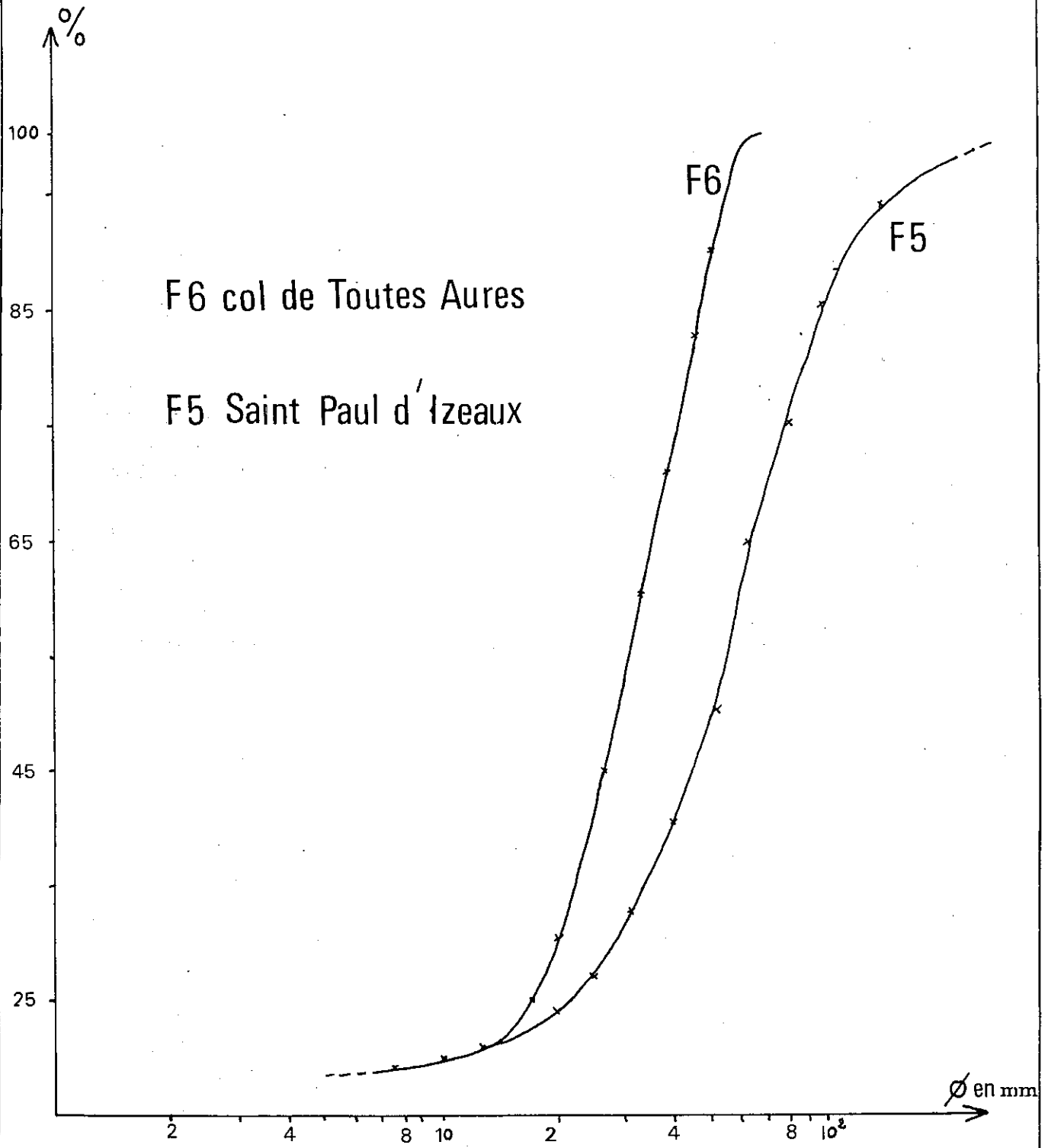
Le passage entre la masse argileuse et l'encaissant conglomératique ou sableux se fait sans transition, la lentille semble même en certains points (ex. : carrière de Cours) se décoller de la molasse.

b) Extension géographique

Nous n'avons reporté sur la carte que les points où ces argiles bleues

FIG 5

GRANULOMETRIE DES CONGLOMERATS TERTIAIRES



F6 col de Toutes Aures

F5 Saint Paul d'Izeaux

ont été observées et nous constatons qu'ils sont nombreux. Tous les affleurements signalés par Ch. LORY ont été retrouvés et d'autres ont été mis en évidence. On les rencontre aussi bien dans la molasse conglomératique que dans la molasse sableuse. Dans les conglomérats on peut les observer à environ 450 m (Bressieux, Brion), 500 m (Izeaux, Brion, Chevrières), 550 m (Brion, Serre-Nerpol), 600 m (Brion, Péraudière), 650 m (Brion, Varacieux), 700 m (Les Arêtes, Serre-Nerpol). Dans les sables on les rencontre respectivement aux cotes 450 (Saint-Jean-de-Fromental, Saint-Appolinard, Chevrirès), 500 (Saint-Jean-de-Fromental), 550 (Saint-Appolinard).

Ces lambeaux sont-ils, aux différentes cotes, subordonnés à une même nappe d'argile bleue comme l'a avancé Ch. LORY (1860) ce qui supposerait alors un ravinement important de la molasse entre les divers points d'observation ou bien n'y-a-t-il pas eu de ravinement ? Dans ce cas il s'agirait d'autant de petits dépôts lacustres (voir étude paléontologique) isolés et circonscrits au sein de la molasse.

c) Analyse des teneurs en carbonates

Nous avons procédé au dosage des carbonates dans les argiles.

Localité	CO ₃ Ca	Définition
Saint-Paul-d'Izeaux (F1)	1,2 %	argilite presque pure
Cours (F2)	35 %	marnes
Col de Toutes Aures (F3)	23,6 %	argilite calcaire
Col de Toutes Aures (F4)	39,2 %	marne
Marnans	12,8 %	argilite calcaire
Les Arêtes	14 %	argilite calcaire
Saint-Appolinard	28,4 %	argilite calcaire

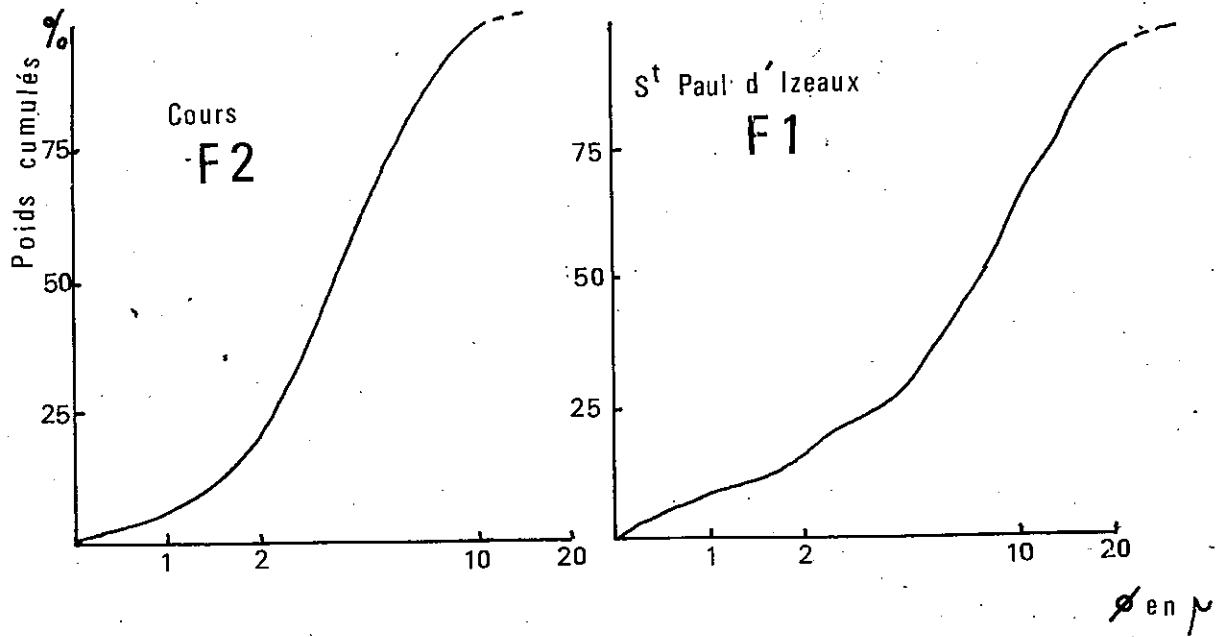
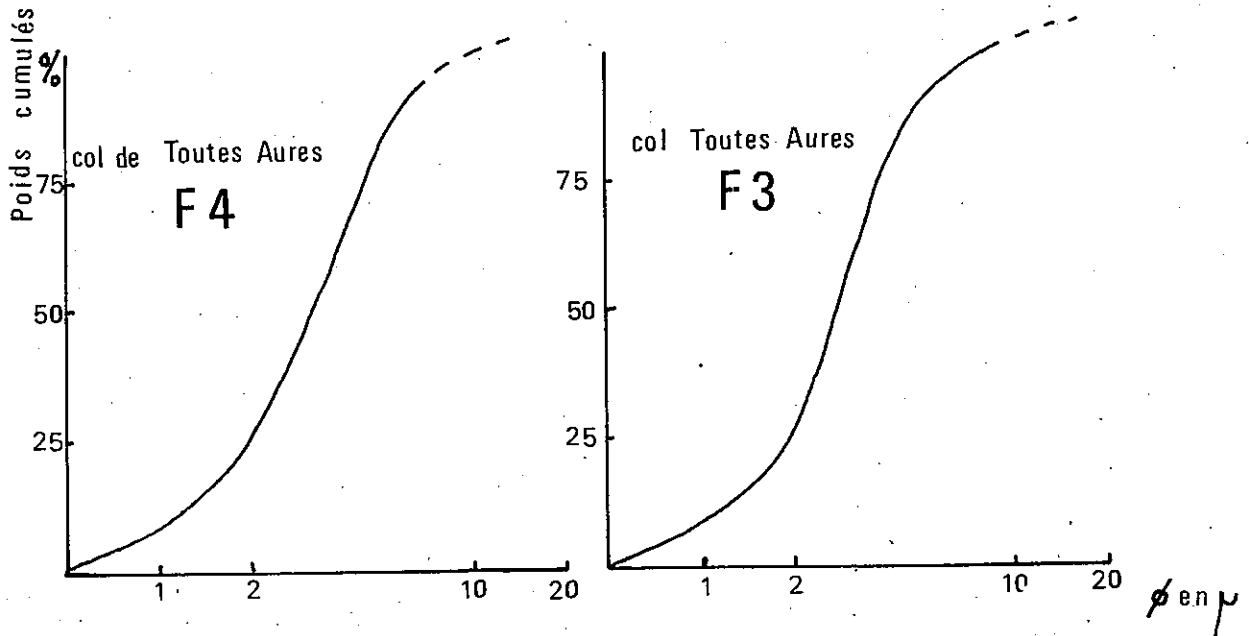
A souligner le caractère particulier des "argiles bleues" de Saint-Paul-d'Izeaux, très différentes des autres lentilles argileuses.

d) Analyse granulométrique (fig. 6)

Quatre échantillons d'"argiles bleues" ont été analysés. Ils ont été prélevés respectivement à Saint-Paul-d'Izeaux (F1), à Cours (F2) et au col de Toutes Aures (F3 et F4). En ce qui concerne ces deux derniers la prise d'échantillons s'est effectuée dans une même lentille d'argile de part et d'autre d'un amas de lignite : F3 au-dessus, F4 au-dessous.

L'analyse granulométrique a été commencée au tamis AFNOR puis s'est poursuivie à la pipette d'Andreasen. Les courbes de fraction cumulée obtenues sont unimodales pour F2, F3 et F4 ce qui traduit un sédiment homogène, relatif-

FIG 6



GRANULOMETRIE DES ARGILES BLEUES TERTIAIRES

vement bien trié et une unicité dans l'apport. Ceci est beaucoup moins vrai pour F1 qui témoigne dans l'ensemble d'un classement plus mauvais ainsi que des irrégularités dans les apports.

On peut déduire de ces courbes un certain nombre d'indices numériques tels que :

- la médiane Md
- le Qd φ de Krümbein
- l'hétérométrie de Cailleux (Hé)

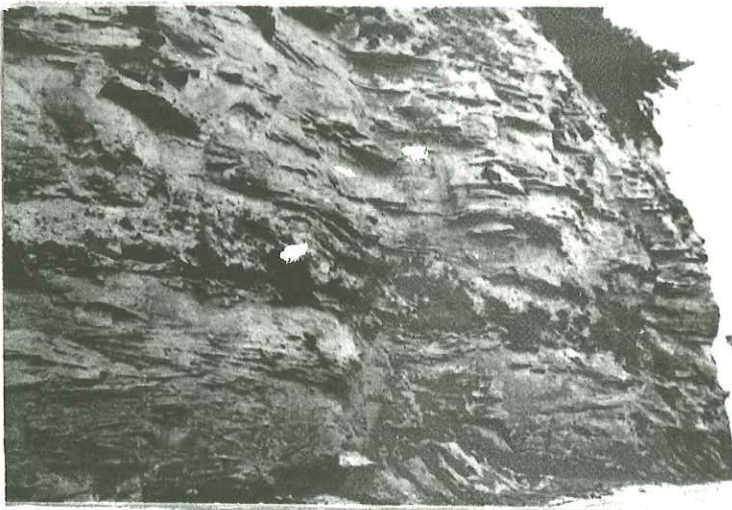
Indice en microns Echantillon	Md	Qd φ	Hé
F1	16	1,85	1,50
F2	5,4	1,30	1,30
F3	4,8	1,25	1,2
F4	7,6	1,15	1,2

Les échantillons F2, F3 et F4 ont des paramètres voisins alors que F1 est au contraire très différent, les paramètres plus élevés indiquant un triage plus mauvais. L'analyse granulométrique apporte une preuve supplémentaire du caractère particulier des argiles de Saint-Paul-d'Izeaux par rapport aux argiles bleues tout à fait banales du bassin de Brion.

e) Analyse radiocristallographique

Des plaquettes d'agrégats orientés de la fraction décarbonatée des argiles inférieure à 2 microns sont soumises à trois passages aux rayons X : le premier, un échantillon normal ; le second après traitement à l'éthylène glycol, et le troisième après chauffage de l'échantillon à 250°C. Les différents traitements appliqués aux échantillons F1, F2, F3 et F4 nous ont permis de connaître la composition minéralogique de ces "argiles".

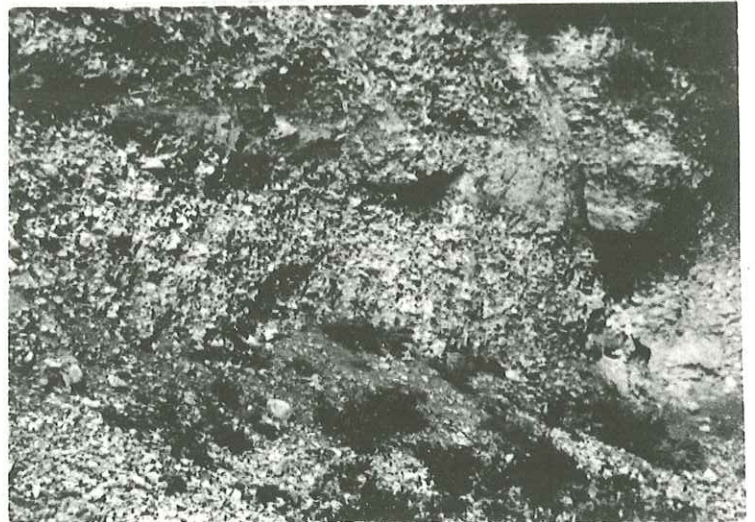
Les diagrammes obtenus pour F2, F3 et F4 sont identiques, ils mettent en évidence du quartz, de l'illite, de la chlorite, de la kaolinite, de la montmorillonite et des interstratifiés ; pour F1 nous retrouvons les mêmes éléments mais dans des proportions tout à fait différentes. Il contient plus de kaolinite, montmorillonite et interstratifiés que les autres échantillons, mais l'illite et la chlorite sont beaucoup moins abondantes. Si l'on considère alors que le quartz, l'illite et la chlorite sont des minéraux hérités et que la montmorillonite, la kaolinite et les interstratifiés sont des signes d'altération nous pouvons dire que F1 est plus altéré que F2, F3 et F4.



Molasse sableuse

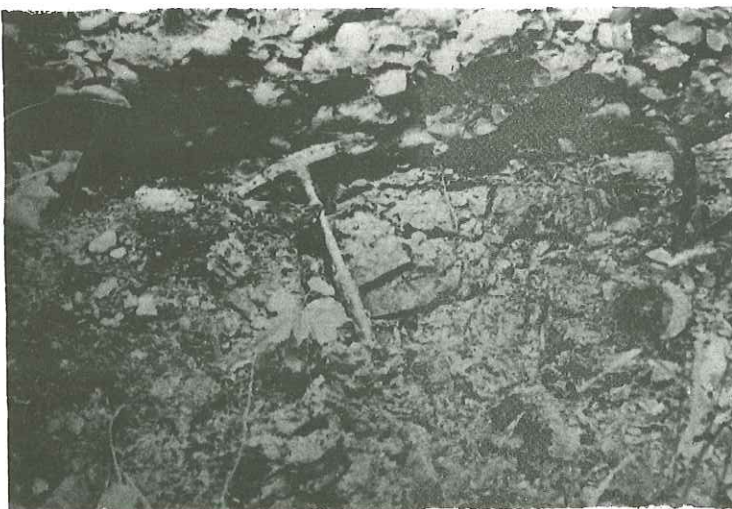
(col de Cognet)

Banc sableux dans les
conglomérats (Brion)



Contact argile -

conglomérat (Brion)



Plusieurs hypothèses permettent de résoudre ce problème de l'altération des argilites de Saint-Paul-d'Izeaux. Cette altération a tout d'abord pu se faire avant le dépôt de ces argiles soit dans le bassin d'alimentation, soit pendant le transport. On pourrait supposer par exemple que des marnes ou des argiles calcaires, du type de celles que l'on rencontre dans le bassin de Brion, ont été reprises par les phénomènes d'érosion, altérées et redéposées ensuite.

La seconde hypothèse est que cette altération s'est effectuée après le dépôt des argilites de Saint-Paul-d'Izeaux pendant une phase subaérienne importante sous un climat différent de celui qui a accompagné les autres dépôts argileux. Or nous verrons, grâce à l'analyse des pollens, que les conditions climatiques qui régnaient pendant le dépôt des argiles de Saint-Paul-d'Izeaux étaient beaucoup plus chaudes et plus humides que dans les autres cas. De ce fait la première hypothèse nous paraît plus vraisemblable pour expliquer l'altération différente de ces argiles bleues.

B) LES FORMATIONS QUATERNAIRES

Nous regroupons, dans ce chapitre, sous le terme de formations quaternaires, tous les dépôts pour lesquels une origine glaciaire a été avancée. C'est ainsi que nous traiterons les cailloutis de Chambaran ou nappe de Chambaran dans les formations quaternaires car ces dépôts ont été attribués, par certains auteurs, à la plus ancienne glaciation (Biber) reconnue jusqu'à présent en France.

1) Les cailloutis de Chambaran

a) Caractères généraux

Le plateau de Chambaran forme une vaste surface couverte de matériel détritique. Deux coupes particulièrement importantes (plus d'une dizaine de mètres chacune) l'une au Plâtre ($x = 834,5$ $y = 337,5$ $z = 660$), l'autre à la colonie de vacances Merlin-Gerin ($x = 830$ $y = 335$ $z = 610$) nous ont montré la composition hétérogène de ce matériel en profondeur qui avait déjà été signalé par W. KILIAN et M. GIGNOUX (1911). Les galets sont parfaitement bien dessinés, mais sont tous très profondément altérés sauf ceux de nature siliceuse. Tous les galets de roches cristallines sont arénisés et il ne reste que d'énormes galets de quartzites (35 à 40 cm de longueur) rubéfiés, lisses et bien roulés. Ces éléments sont emballés dans une gangue argileuse rouge dans les 2 premiers mètres, plus jaune et plus sableuse ensuite.

Nulle part, sur la feuille Beaurepaire au 1/50 000, je n'ai eu l'occasion d'observer ce matériel intact. Or en réalité on retrouve dans les coupes profondes (ravin de la Combe Blanche) à proximité de Saint-Vallier, dans la vallée du Rhône, le matériel quasi intact constitué de conglomérats polygéniques à très gros galets. Sa matrice argileuse n'est donc que le résultat d'une décomposition sur place de ce matériel. Quant au contact de ces cailloutis avec le substratum, il est en général masqué par des phénomènes de glissement qui simulent de grandes épaisseurs, mais il ne serait pas douteux que leur puissance atteigne plusieurs dizaines de mètres.

b) Extension géographique

Cette nappe de cailloutis constitue un important plateau qui s'élève quelquefois de plus de 300 m au-dessus du niveau actuel de la plaine de Bièvre (ex. : le Digonne = 330 m). La surface est légèrement inclinée vers l'Ouest avec une pente qui peut varier sur de très courtes distances de 0,4 à 1 %. La difficulté survient lorsqu'en avant de ce plateau on rencontre quelques buttes couvertes d'énormes galets de quartzite. Faut-il penser, comme le supposait la majorité des anciens auteurs, qu'il s'agit de buttes témoins de ce vaste épandage de galets ou bien est-il possible de les rattacher à une autre formation du type de celle de Saint-Paul-d'Izeaux. La réponse à ce problème nous sera fournie par l'étude de la résistivité des eaux que nous développerons ultérieurement.

2) Les moraines (fig. 7 et 8)

Les observations géologiques concernant la feuille de Grenoble au 1/80 000 ne distinguent, dans la région de Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs, que les dépôts morainiques de Bressieux-Sillans aux pieds des côteaux. En fait, il existe de nombreuses autres moraines parfaitement reconnaissables.

Lorsque la morphologie glaciaire est bien conservée, elles se présentent comme des bourrelets ainsi qu'il est possible d'en observer au NW de Plan (629 m), aux Gaillards (408 m) ou sur le flanc nord de la colline de Parménie (600 et 500 m); mais le cas est assez rare. Il s'agit, le plus souvent, de placages qui ne se distinguent en aucune façon dans la topographie. Le sol est alors parsemé de blocs erratiques ou de galets cristallins anguleux; moraines de la Valette (700 m), des Granges à Izeaux (500 et 600 m) de Beauregard au Sud de Saint-Siméon-de-Bressieux (542 m). Dans ce cas la limite entre les dépôts morainiques et les formations sous-jacentes est généralement matérialisée par une ligne de sources dont la résistivité des eaux est voisine de 4 000 Ω x m. Nous verrons que la connaissance de la résistivité des eaux est un précieux indice pour distinguer les diverses formations.

Il est cependant des endroits où de très belles coupes artificielles ont été ouvertes dans ce matériau, c'est le cas aux Gorges (500 m) au Nord de Plan, à Saint-Pierre-de-Bressieux (494 m), aux Gaillards (408 m) et la Boucaudière (360 m).

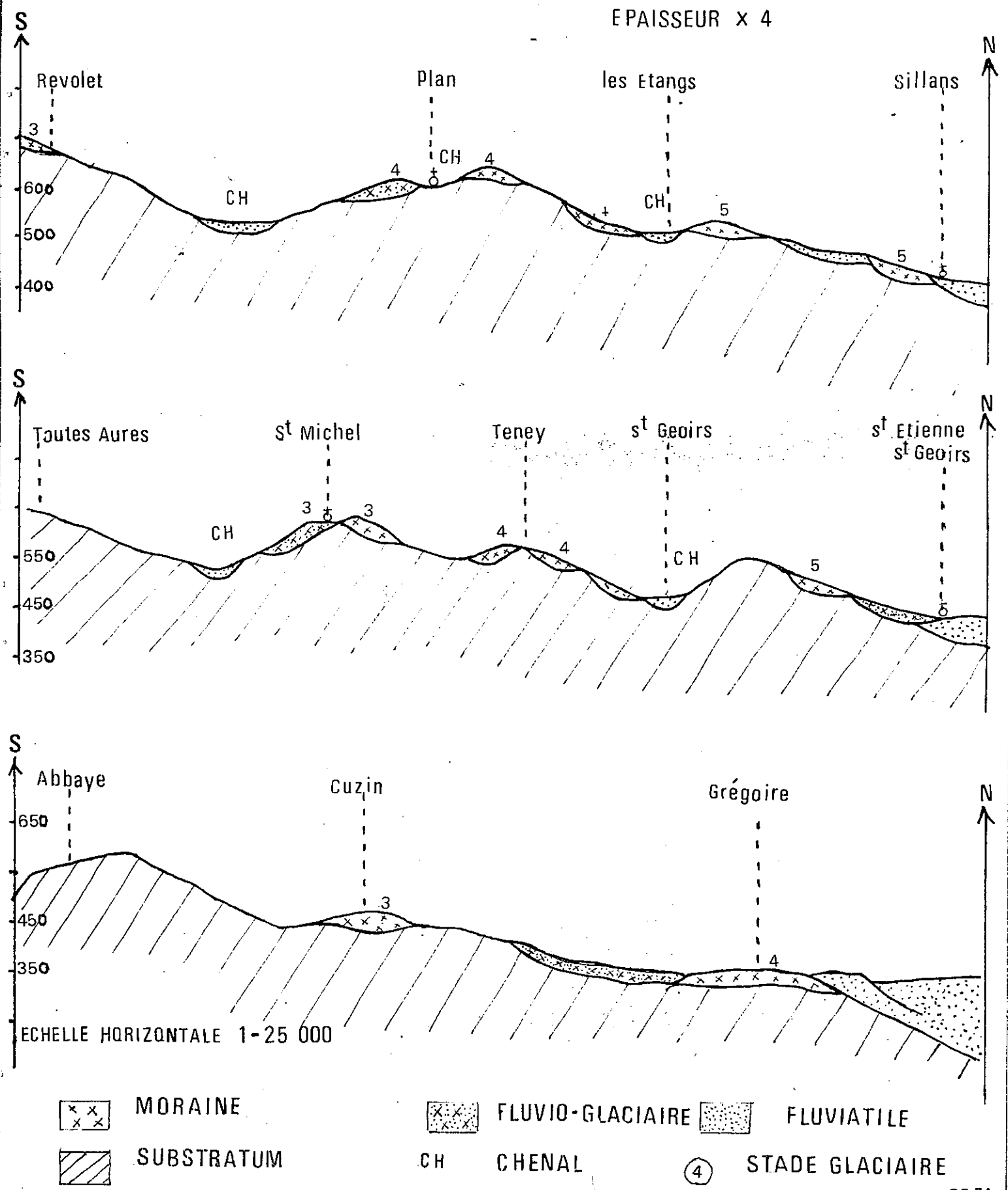
Aux Gorges le talus de la route offre une coupe de moraine typique à matrice argileuse contenant un énorme bloc erratique cristallin d'environ 2 m de long. L'altération superficielle n'est pas observable.

A Saint-Pierre-de-Bressieux, dans l'ancienne carrière servant aujourd'hui de décharge municipale, on voit une formation caillouteuse riche en éléments calcaires généralement bien roulés, mais non stratifiée, emballée dans une matrice sableuse claire formant passagèrement des poches. Les galets cristallins sont bien conservés et on y rencontre quelques galets striés et éléments anguleux. L'altération superficielle semble peu épaisse (0,30 à 0,40 m).

Aux Gaillards une carrière, servant également de décharge publique, montre une moraine à galets calcaires striés, emballés dans une abondante matrice sableuse claire. On y voit également d'énormes blocs erratiques cristallins qui ont été extraits de cette carrière. Les galets cristallins peu abondants sont tous altérés dans la partie supérieure de couleur brun-rouge.

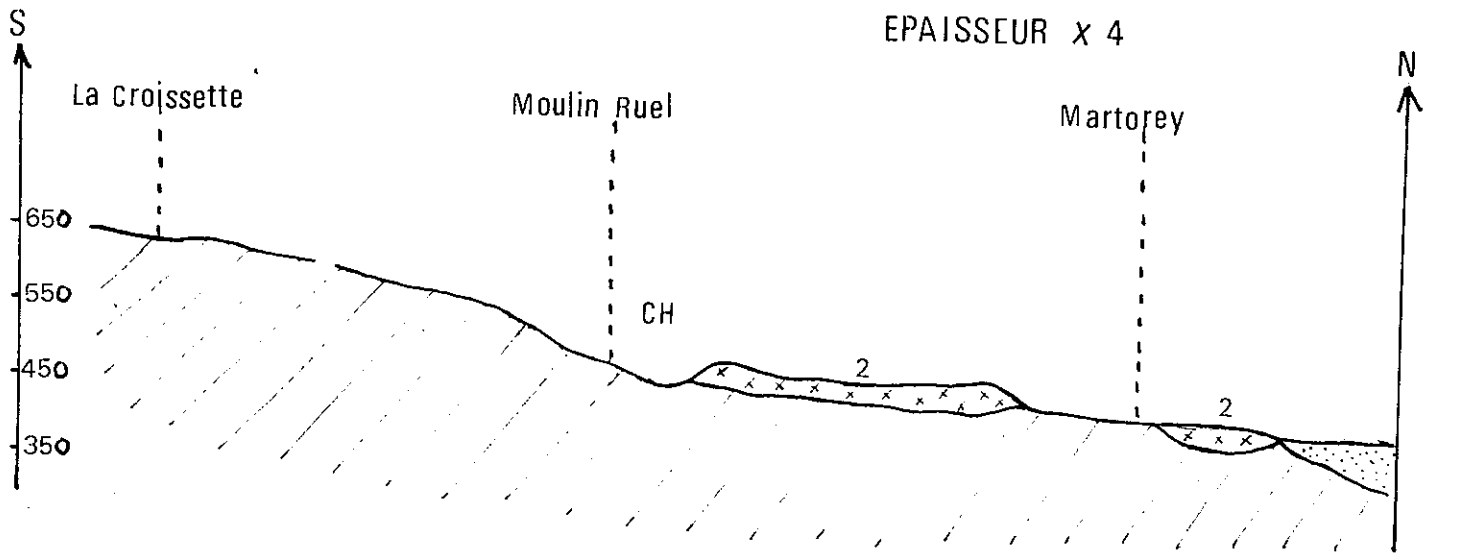
FIG 7

LES DEPOTS GLACIAIRES

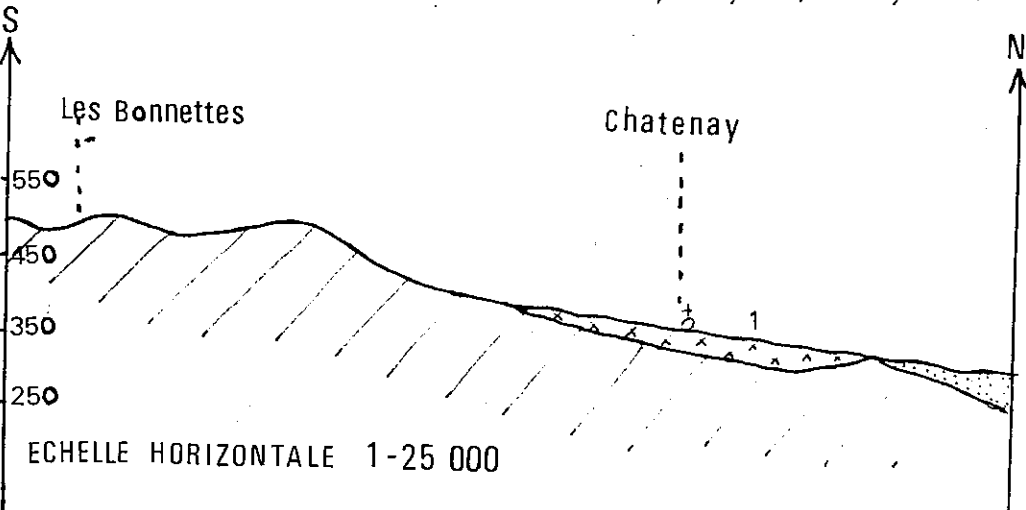
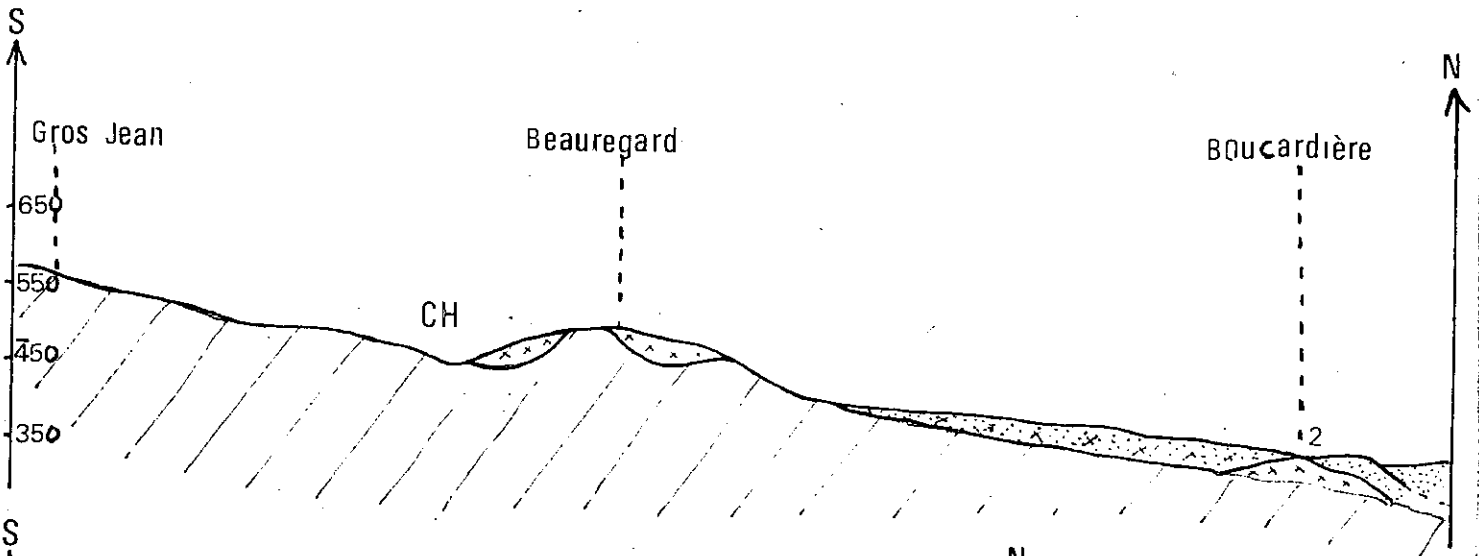


LES DEPOTS GLACIAIRES

FIG 8



EPAISSEUR x 4



ECHELLE HORIZONTALE 1-25 000

- MORAINE
- FLUVIO GLACIAIRE
- FLUVIATILE
- SUBSTRATUM
- CH** : CHENAL
- STADE GLACIAIRE

Lorsque la tranchée du pipeline a traversé la terrasse de Saint-Siméon-de-Bressieux, des dépôts franchement morainiques ont été mis en évidence, à l'intérieur de cette terrasse aux lieuxdits la Boucardière et Bizolle au Nord de Saint-Siméon-de-Bressieux. On pouvait voir à ce moment-là des blocs erratiques cristallins d'environ 1,50 m de long emballés dans une matrice argileuse et noyés dans le matériel fluviatile de la terrasse ; l'ensemble était recouvert de limons.

Le seul contact que j'ai pu observer entre une moraine et le substratum molassique, dans ce cas conglomératique, se situe au Garembourg ($x = 830$; $y = 339$; $z = 456$). Entre la moraine riche en éléments calcaires, à galets striés, à blocs cristallins cassés, non stratifiés et les conglomérats se développe un paléosol net mais peu épais (30 cm environ).

3) Les terrasses (fig. 7 et 8).

Il s'agit de surfaces relativement planes étagées sur le flanc des collines molassiques et constituant au pied de celles-ci la vaste étendue de Bièvre.

Ces terrasses peuvent être soit des formes d'accumulation à caractère nettement fluviatile : terrasses d'Izeaux, de Sillans, de Saint-Michel-de-Saint-Geoirs, de Saint-Siméon-de-Bressieux et de Brezins ; soit des formes d'érosion dans les terrains molassiques recouverts par un simple placage de glaciaire ou de limon : terrasse des Ayes (457 m) et de Mozelin (526 m) au Sud de Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs.

Partant des termes les plus élevés jusqu'au fond de la plaine de Bièvre nous rencontrons successivement :

- à 120 m au-dessus de la plaine une terrasse sur laquelle s'étend le village de Saint-Paul-d'Izeaux. Aucune coupe ne nous permet d'observer le matériel de ce dépôt mais il apparaît en bordure des chemins de gros blocs cristallins anguleux qui confèrent à cette formation un caractère fluvio-glaciaire. Elle est recouverte par endroit de limons formant des poches d'inégales épaisseurs ;
- à environ 110 m au-dessus de la plaine se développe la terrasse de Saint-Michel de-Saint-Geoirs. Toutes les coupes nous ont montré une formation caillouteuse, avec des galets calcaires et cristallins intacts, bien roulés et cimentés entre eux par de la calcite. J'ai l'impression que c'est toute la terrasse, au caractère fluvio-glaciaire, qui est conglomérée. Cette terrasse est en certains points recouverte de limons ;
- à 90 m la terrasse du Chambard à Izeaux ; une carrière montre nettement qu'il s'agit d'une formation fluviatile constituée par des lits et des lentilles de galets et graviers à stratification inclinée emballés dans une abondante matrice sableuse. Les éléments sont bien roulés et de dimension moyenne (10 à 15 cm). L'altération superficielle est de couleur brune, épaisse d'environ 10 à 40 cm ;
- à environ 33 m au-dessus de la plaine une petite carrière située sur la route de Sillans à Plan montre que le matériel constitutif de cette terrasse est emprunté aux cailloutis de la molasse conglomératique. Il s'est produit un remaniement presque sur place. Le sommet de la coupe n'est pas observable ;
- à 20 m au-dessus de la plaine de Bièvre des puits et des galeries situés

au Chambard dans la petite vallée qui descend du col de Parménie, nous ont montré une formation caillouteuse à galets calcaires et cristallins bien arrondis, emballés dans une importante matrice sableuse. Une amorce de stratification semble se dessiner dans cette formation qui conserve encore d'énormes blocs cristallins ;

- à une dizaine de mètres environ au-dessus de la plaine se développe la terrasse de Saint-Siméon-de-Bressieux. On a pu se rendre compte, dans la tranchée d'un pipeline, du caractère nettement fluvial de ce dépôt recouvert d'une épaisse couche de limons pouvant en certains points atteindre plus de 2 m (soit la profondeur de la tranchée). Un ressaut dans le tiers inférieur de cette terrasse pourrait sans doute indiquer un niveau congloméré à la base ;

- à 5 m au-dessus de la plaine, la terrasse de l'aérodrome et le petit lambeau situé au Sud Est de Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs. Leur surface est complètement dépourvue de limon ; l'altération superficielle atteint environ 50 cm d'épaisseur et le matériel, qui les compose, a conservé un état de fraîcheur remarquable ;

- à la base, la terrasse de Brezins, puissante formation caillouteuse d'apparence homogène. Ce sont des lits de cailloutis à stratification inclinée et entrecroisée à éléments bien roulés. Leur homométrie presque parfaite indique un triage très poussé et un caractère fluvial incontestable. A la partie supérieure de la formation existe une couche d'altération peu épaisse (30 à 40 cm) de couleur brunâtre.

4) Les limons

Nous avons regroupé sous ce terme un ensemble de dépôts qui présente plusieurs points communs. Il s'agit de formations superficielles meubles d'épaisseur variable formées d'éléments extrêmement fins ; leur teinte peut varier du jaune au brun rougeâtre avec quelques taches noirâtres d'oxyde de fer ou de manganèse. La répartition de ces dépôts est à suivre avec beaucoup d'intérêt.

Sur la plateau de Chambaran l'importance de ces limons, de teinte généralement rougeâtre, croît au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'Ouest ; d'une trentaine de centimètres près de la Digoine ils peuvent atteindre environ 1,50 m près de Roybon.

Sur le rebord molassique du plateau, leur répartition est très aléatoire, et ils se concentrent généralement au bas des pentes par effet de ruissellement.

Sur les terrasses de la plaine de Bièvre les couvertures limoneuses occupent une importance particulière, puisqu'elles permettent, d'après F. BOURDIER (1962), de distinguer les différentes phases glaciaires. En effet, le refroidissement, qui entraîne la disparition de la végétation, permet aux vents très violents d'arracher les fines particules des formations meubles, de les transporter et de les abandonner dans une région particulièrement calme ou abritée. C'est alors que chaque période glaciaire contribue à l'accumulation de limons à caractère loessique qui seront très importants sur les formations mindeliennes et inexistantes sur les dépôts wurmiens correspondant à la dernière période glaciaire. En plaine de Bièvre cette couche limoneuse a bien été observée au cours des travaux de mise en place d'un pipeline. Celui-ci a recoupé une bonne partie de la terrasse de Saint-Siméon-de-

Bressieux puis a suivi la terrasse inférieure constituant la plaine de Bièvre au sens strict. Ces travaux nous ont montré que ces limons pratiquement inexistant sur la terrasse inférieure étaient très importants sur la terrasse de Saint-Siméon-de-Bressieux où ils comblaient une paléomorphologie très irrégulière puisque leur épaisseur pouvait passer de 30 cm à plus de 2m (profondeur de la tranchée).

Nous avons effectué deux prélèvements dans ce limon brun-jaunâtre à la base et au sommet de la tranchée. Dans chaque cas l'échantillon est très peu calcaire 0,8 % au sommet, 1,2 % à la base.

L'analyse granulométrique des deux échantillons effectuée à la pipette d'Andreassen montre qu'il s'agit d'un sédiment assez mal trié et qu'il n'y a pas selon l'allure de la courbe une unicité d'apport. La valeur du $Qd\varphi$ (rapporté au tableau de Tricart et Cailleux) classe le sédiment non dans les dépôts loessiques mais dans les dépôts de dunes ; ceci peut très bien s'expliquer par le faible transport, par le vent, que ces éléments ont subi du fait même de la proximité des zones glaciaires productrices de ce genre de dépôts.

Cependant les courbes cumulatives sont typiques de celle du loess selon la définition de BORDES (1953) puisque dans les deux cas plus de 70 % du sédiment est situé au-dessous de 50 microns et moins de 15 % au-dessus de 2 microns.

5) Les Colluvions

Les formations molassiques sableuses ou conglomératiques ont subi après leur mise en place un ensemble de vicissitudes qui a entraîné leur altération et leur désagrégation. C'est ainsi que les actions climatiques très diverses telles que les alternances de gel et de dégel ont désagrégé les formations produisant ainsi des dépôts de pente parfois très importants. Ces dépôts de pente ou colluvions ont été entraînés par les eaux de fonte glaciaires ou par les eaux de ruissellement pluviales soit sous forme de cailloutis soit en suspension pâteuse. Ce matériel arraché aux versants a fourni la grosse masse des dépôts des vallées actuelles. Une campagne de prospection géophysique menée en 1967 au Sud d'Izeaux a montré que l'épaisseur de ces colluvions pouvait atteindre, en certains points particuliers, une cinquantaine de mètres. Cette épaisseur est elle-même fonction de la puissance du cours d'eau qui les a mis en place et c'est pour cela qu'elle croît d'amont en aval au fur et à mesure que le débit des eaux augmente.

Conclusion

Les méthodes d'investigation qui ont été utilisées pour l'étude des diverses formations, à savoir :

- l'analyse granulométrique pour les sables, les conglomérats et les argiles,
- le comptage des galets,
- la teneur en carbonates pour les argiles,
- l'analyse radiocristallographique également pour les argiles,

nous ont permis de vérifier certaines impressions que nous avions sur le terrain.



Coupe dans les limons

Primarette (Valloire)

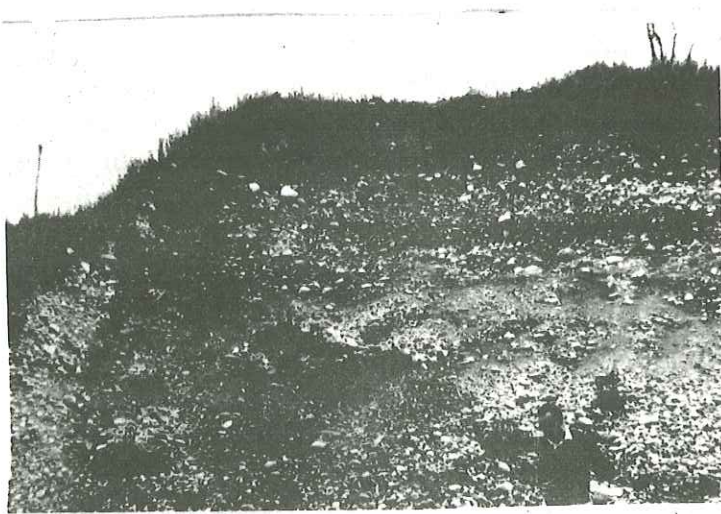
Altération d'une moraine

Le Bessey (Brezins)



Altération post-würm

Mi plaine (Biévre)



C'est ainsi qu'il est désormais possible de distinguer au Nord du col de Toutes Aures, à l'intérieur de cette puissante masse du substratum conglomératique, un ensemble particulier ou ensemble de Saint-Paul-d'Izeaux que nous n'avons retrouvé nulle part, ailleurs.

Le caractère distinctif des conglomérats de Saint-Paul-d'Izeaux par rapport aux autres conglomérats, est l'augmentation de taille des éléments et l'abondance des très gros galets de quartzite.

Quant aux dépôts argileux de Saint-Paul-d'Izeaux, ils sont plus altérés et moins bien classés que les autres dépôts argileux de cette région.

Nous verrons dans la suite de cet exposé l'importance stratigraphique et paléontologique que peut avoir cette "enclave" de Saint-Paul-d'Izeaux.

En ce qui concerne les formations quaternaires, la découverte, sous des faciès très différents les uns des autres, de nouveaux dépôts glaciaires topographiquement plus élevés, permettra soit d'affirmer soit de modifier certaines hypothèses de la théorie glaciaire classiquement admises dans cette région.

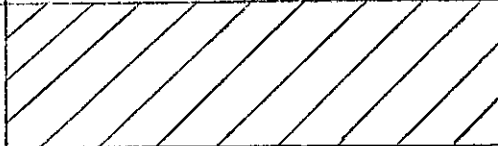
Chapitre II : ETUDE STRATIGRAPHIQUE

Une connaissance stratigraphique détaillée ne peut être entreprise sans la mise en place de travaux cartographiques importants, minutieux, précis et sans la recherche d'éléments paléontologiques contribuant à l'interprétation correcte des faits observés.

L'étude sera divisée comme dans le chapitre précédent en deux grandes parties : une première partie dans laquelle nous analyserons la stratigraphie des formations tertiaires du substratum et une seconde partie consacrée à la succession des dépôts quaternaires. A l'intérieur de chacune de ces parties nous traiterons séparément l'ensemble des travaux antérieurs montrant l'évolution lente mais précise des idées et les travaux personnels qui contribueront, je l'espère, à une meilleure compréhension de la géologie régionale.

A - LE SUBSTRATUM

Le substratum régional est constitué de formations attribuées au Miocène supérieur dont nous rappellerons les principales subdivisions qui ont été proposées à la suite du colloque sur le Néogène rhodanien en 1971. Ce tableau montre les diverses équivalences entre les termes continentaux et marins de

Division strat. bassin sup. du Rhône	Divisions marines	Divisions continentales
Mio - Pliocène	Messinien / Andalousien	Pikermien = Turolien
Miocène supérieur	Tortonien	Vallésien
	Helvétien s. l.	

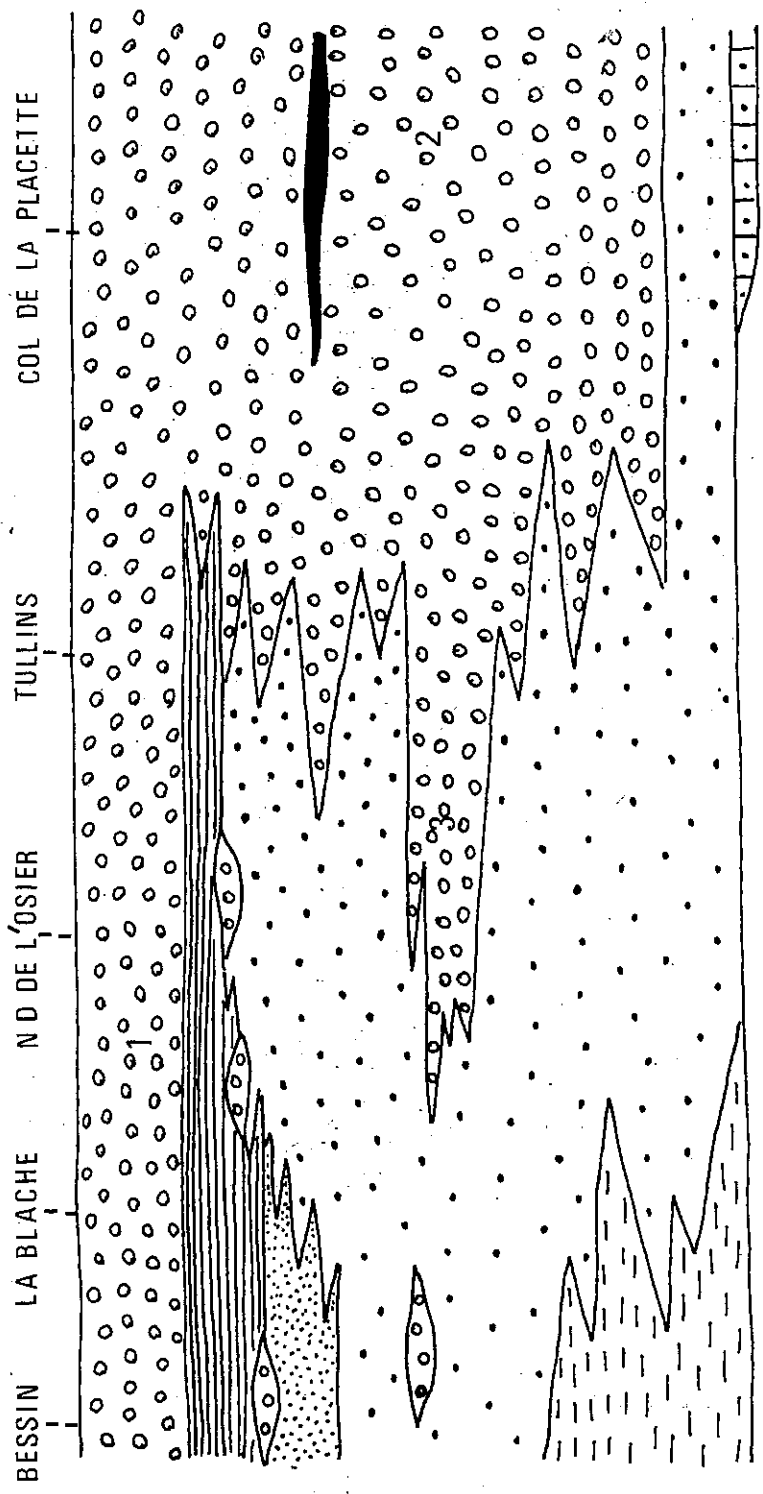
A remarquer que dans la partie moyenne et septentrionale de la vallée du Rhône on ne connaît pas de formations continentales avant le Vallésien.

FIG 9

la province conglomératique de Voreppe

NE

SW



- | | | | |
|--|--|--|--|
| | conglomérats (Pontien) | | conglomérats de Voreppe
serie compréhensive |
| | marnes
(Tortonien) | | cong! de N-D-de-l'-Osier
(Helvétien sup) |
| | sables (Vindobonien) | | molasse (Burdigalien) |
| | marnes (Helvétien inf) | | |
| | marnes et lignite dans les
conglomérats (Tortonien) | | |

0 2,5 KM 10 KM

d'après G DEMARCO (1963)

1/ Les travaux antérieurs

La carte géologique Grenoble au 1/80 000, rapportant les travaux de W. KILIAN, M. GIGNOUX et E. HITZEL (1911), montre que le Miocène supérieur n'est divisé qu'en deux grands ensembles : à la base un ensemble sableux à Helix delphinensis d'environ, 500 m d'épaisseur attribué au Vindobonien (Tortonien s. l. et Helvétien s. str.) et au sommet un ensemble conglomératique, franchement azoïque, d'une centaine de mètres d'épaisseur attribué au Pontien. Il faut attendre les travaux de G. DEMARCQ en 1962, pour avoir une idée plus précise des rapports qui existent entre ces sables et ces conglomérats (fig. 9).

En étudiant ce qui se passe dans la région de Voreppe, au débouché de la cluse de l'Isère, dans le Bas-Dauphiné (à 20 km à l'Est du secteur étudié), G. DEMARCQ montre que les conglomérats envahissent, dans cette région, tout le Miocène supérieur ; ensuite cette masse homogène se divise progressivement vers l'Ouest en une lentille inférieure ou lentille de Notre-Dame-de-l'Oiser interstratifiée dans la molasse sableuse et dont l'âge est vraisemblablement helvétien supérieur et une lentille sommitale d'âge probablement pontien. G. DEMARCQ pense que l'Helvétien inférieur est représenté, dans la région, par des argiles marneuses que l'on ne connaît qu'à Saint-Lattier dans la vallée de l'Isère.

Cette intrication complexe, qui vient d'être mise en évidence entre les sables et les conglomérats, rend les problèmes cartographiques et chronostratigraphiques extrêmement délicats.

Les levés cartographiques sont particulièrement difficiles du fait même de la couverture végétale extrêmement dense en certains points et de ces dépôts de pente ou colluvions qui masquent le contact entre les diverses formations et gênent considérablement le travail.

Conscient de telles difficultés et devant le peu d'éléments paléontologiques que lui fournit le secteur à étudier, Y. BRAVARD (1963) préfère regrouper sous le terme "Miocène" tous les affleurements sableux et graveleux du substratum de la carte géologique Grenoble au 1/50 000. Sur cette carte comme dans tous les travaux précédents, les cailloutis de Chambaran qui surmontent dans cette région la seconde lentille conglomératique (Pontien) sont attribués au Pliocène supérieur car on pense qu'ils sont le résultat de l'altération du Pliocène supérieur de la vallée du Rhône décrit par J. FONTANNES en 1881. Cet auteur reportait au Pliocène supérieur cette importante passée de conglomérats à très gros éléments que l'on trouve au sommet du Tertiaire dans la vallée du Rhône. Cette formation possède outre des galets calcaires parfaitement roulés et des galets de roches cristallines extrêmement altérés, un stock important de galets de quartzite dont la taille peut varier entre 30 et 40 cm. L'altération de ce faciès aurait ainsi donné les glaises à galets de quartzite du plateau de Chambaran.

La simple observation dans ce domaine ne suffit plus. La seule description des faciès limite considérablement l'étude du problème, car l'absence quasi constante de toute trace de fossiles caractéristiques rend toute synthèse stratigraphique bien fragile et souvent très discutable. Une approche plus scientifique doit être engagée.

C'est alors que G. LATREILLE (1969) pense que l'histoire du demantèlement de la Chaîne Alpine est inscrite dans la puissante accumulation de sédiments détritiques du Bas-Dauphiné. Chaque phase du demantèlement est susceptible de posséder un stock d'informations pétrographiques qui puisse la distinguer des autres phases. G. LATREILLE fait appel pour cela à l'utilisation des minéraux lourds.

Formations (i)	épidote	grenat	glaucophane	autres amphiboles	tourmaline	zircon
Pliocène sup. (Vallée du Rhône)	80 % à 42 %	25 % à 11 %	2 %	20 % à 2 %	3 % à 1 %	3 % à 1 %
Tortonien (conglomératique)	60 %	22 %	..	5 %	2 %	15 %
Helvétien sup. (sableux)	38,5 %	30 %	..	23 %	1 %	12 % à 3 %
Helvétien inf. (marnes de Saint-Lattier)	58,5 %	30 %	..	6 %	3,5 % à 0,5 %	..

.. = traces

Plusieurs constatations essentielles ont été faites par G. LATREILLE (1969) Tout d'abord l'épidote est plus abondante dans le Tortonien que dans l'Helvétien supérieur ; alors que les amphiboles sont en nette régression dans les sédiments tortoniens.

D'autre part le Pliocène possède les mêmes associations minéralogiques que le Miocène sous-jacent. G. LATREILLE a constaté que les minéraux alpins qui forment dans chacun des cas plus de 85 % des minéraux lourds sont aussi frais dans les formations pliocènes que dans celles du Miocène. Enfin le glaucophane que l'on rencontrait uniquement à l'état de traces dans les sédiments dits vindoboniens est beaucoup plus abondant dans le Pliocène.

Ceci nous permet peut-être de penser que le Pliocène n'est pas une reprise de sédiments miocènes, mais que l'un et l'autre furent alimentés par la même source.

Le très grand nombre de travaux antérieurs entrepris par des spécialistes laissait supposer que tout ou presque tout avait été dit dans ce secteur et qu'il semblait vain de vouloir se heurter à leurs imposantes théories Mais les observations nouvelles que je pus faire à l'occasion des innombrables travaux qui s'effectuèrent durant ces dernières années me permirent de compléter ou de modifier le schéma classiquement admis. Ces nouvelles observations personnelles que nous allons maintenant développer ont toutes pour but d'établir un document cartographique plus précis que ceux dont nous disposons ;

2/ Les travaux personnels

a) Aspect cartographique (fig. 10)

Devant les difficultés que nous venons de voir pour établir une échelle stratigraphique suffisamment précise sur les critères fondamentaux, il nous a paru beaucoup plus intéressant et plus rationnel d'établir une carte de faciès. Ce choix respecte, somme toute, les principes fondamentaux de la carte géologique qui sont de rendre celle-ci utilisable par tous, afin que chacun puisse y trouver la réponse la plus satisfaisante aux problèmes économiques qui lui sont posés.

Les levés que nous avons effectués, ont entièrement recouvert les feuilles Beaurepaire 3-4 et 7-8 au 1/25 000 et une partie de la feuille Grenoble au 1/25 000.

Ceux-ci ont révélé quelques points de divergences avec les feuilles Grenoble au 1/80 000 et au 1/50 000.

Passons successivement en revue la molasse sableuse puis les conglomérats et enfin la nappe à galets de quartzite.

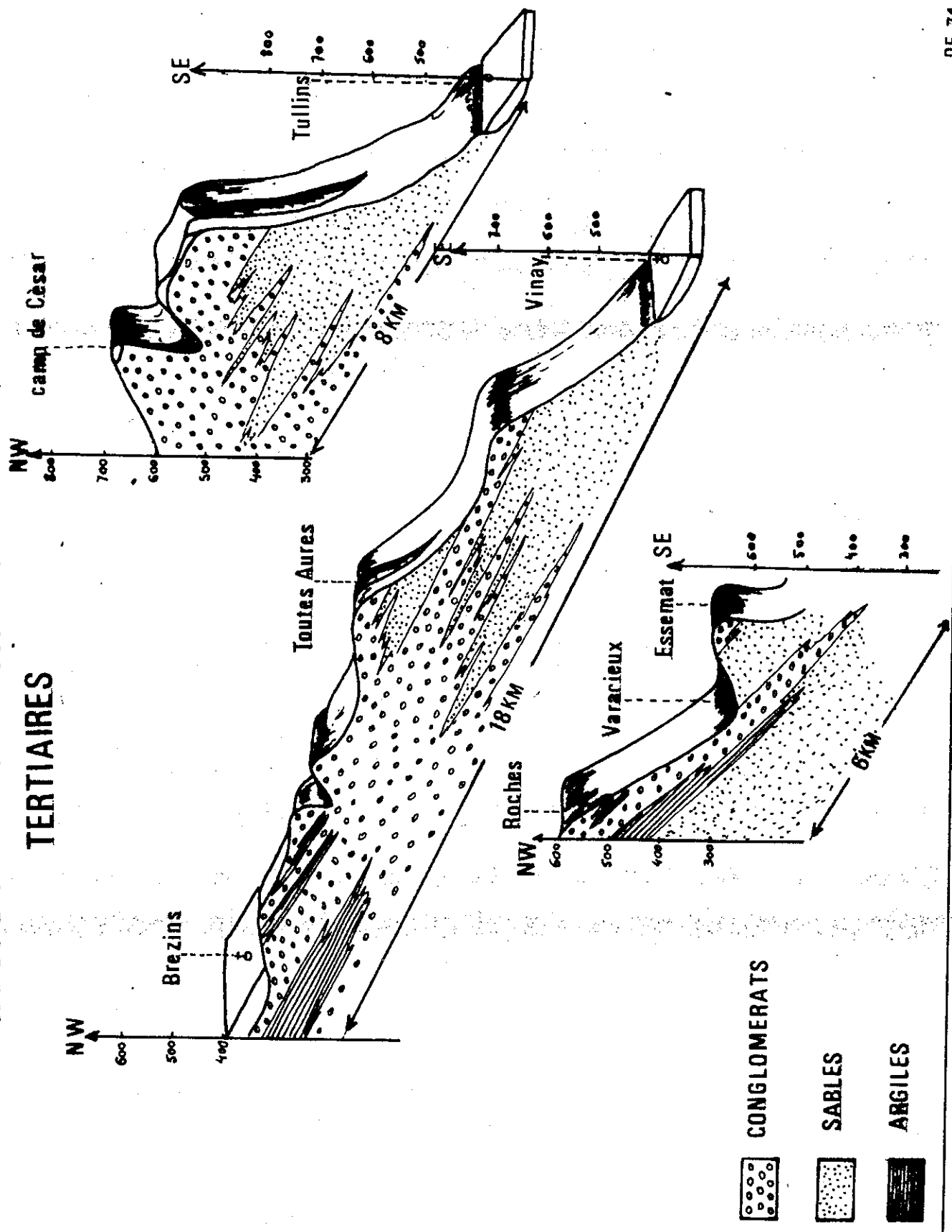
Les 70 m de sables gréseux qui apparaissent sur la carte Grenoble au 1/80 000 et qui affleuraient dans les deux petits vallons qui aboutissent à Saint-Geoirs au Sud de Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs, n'ont pas été retrouvés. Il n'en apparaît aucune trace sur le terrain ; partout où à l'intérieur de ces vallons, l'un occupé par le ruisseau de Brion, l'autre par le Rival, le substratum est visible, il est entièrement constitué de conglomérats.

En ce qui concerne les conglomérats, les faits sont beaucoup plus intéressants. Les observations de terrains nous ont permis d'apporter quelques compléments aux travaux de G. DEMARCO (1968) à savoir que la lentille conglomératique de Notre-Dame-de-l'Osier se prolonge vers le Sud Ouest jusqu'à Serre-Nerpol puis toujours dans cette direction se divise en plusieurs petites lentilles très nombreuses près de la localité de Varacieux. Ces digitations graveleuses à l'intérieur de la molasse sableuse peuvent s'étendre plus ou moins loin en direction de l'Ouest et c'est ainsi qu'elles apparaissent encore à Dionay ou à Saint-Jean-de-Fromental, à l'extrémité ouest de la feuille Beaurepaire 7-8 au 1/25 000.

D'autre part, existe à l'intérieur de ces conglomérats, cet ensemble particulier de Saint-Paul-d'Izeaux que nous n'avons rencontré nulle part ailleurs. Nous avons franchement l'impression que ces conglomérats se rapprocheraient davantage du niveau à gros galets de quartzite signalé par F. FONTANNES et attribué au Pliocène supérieur que de l'ensemble conglomératique du delta de Voreppe étudié par J. BOCQUET. Peut-être avons-nous découvert un de ces indices que recherchait G. DENIZOT à l'Est de la vallée du Rhône, si l'on tient compte que celle-ci était, au Pliocène, occupée par une ria de plus de 400 m de profondeur dont l'alimentation devait se faire par de profondes vallées creusées à l'intérieur des formations miocènes. C'est alors que les conglomérats de Saint-Paul-d'Izeaux seraient peut-être le remplissage de cet ancien réseau hydrographique antépliocène et pourraient dans ce cas avoir un âge sensiblement pliocène supérieur. Sur le terrain il n'est pas possible d'observer, étant donné la densité de la végétation, le contact entre ces conglomérats de Saint-Paul-d'Izeaux et les autres formations.

FIG 10

RAPPORT ENTRE SABLES ET CONGLOMERATS TERTIAIRES



Enfin, la plus grande divergence de point de vue s'observe au niveau de la nappe à galets de quartzite. Cette formation était couramment attribuée par les anciens auteurs, au Pliocène supérieur ; or, ils ne fournissaient aucun argument cartographique ou paléontologique qui puisse étayer cette proposition. Une étude plus approfondie s'appuyant sur la position stratigraphique, le mode de dépôt et la découverte de faune permirent à F. BOURDIER (1961) de donner à cette formation de Chambaran un âge Villafranchien.

Mais si son âge était à réviser, son existence sur le terrain était à vérifier, car les feuilles Grenoble au 1/80 000 et au 1/50 000 couvraient de ce faciès typique le sommet des buttes du Camp de César et de Marsonnat, ainsi que d'autres affleurements comme le Bois à Izeaux. L'examen de surface laisse déjà planer un certain doute dans notre esprit. Elle se présente soit sous la forme de prairie (camp de César, Bois d'Izeaux), soit sous la forme de terrains labourés (Marsonnat), où l'on rencontre bien évidemment quelques gros galets de quartzite, mais où la matrice argileuse n'est plus de teinte rougeâtre comme sur le plateau de Chambaran, mais prend tout simplement une couleur brun-ocre.

Notre doute est plus fort encore si l'on se souvient que de tels galets de quartzite peuvent également appartenir à une formation bien déterminée, à savoir les conglomérats de Saint-Paul-d'Izeaux. Pour lever cette indétermination, nous nous sommes intéressés à la mesure de la résistivité des eaux.

b) Etude de la résistivité des eaux

Parallèlement à nos levés cartographiques, nous avons suivi pendant plus d'un an et avec une périodicité régulière de 8 jours, près d'une centaine de sources en mesurant à chaque fois le débit; la température et la résistivité ramenée à 20°C. Le contexte géologique de plus de 40 % des émergences était parfaitement visible. C'est alors qu'à la fin de cette campagne de reconnaissance, nous pouvions faire correspondre à certaines valeurs de résistivités, une formation géologique bien déterminée. Mais cela n'est vrai que si la mesure est effectuée plus de trois jours après la dernière pluie tombée.

Les résistivités très fortes correspondent aux cailloutis de Chambaran, les résistivités faibles, aux formations quaternaires, quant aux résistivités intermédiaires, elles correspondent aux formations tertiaires conglomératiques ou sableuses.

L'explication en est très simple : si les eaux souterraines circulent dans les formations très altérées, lessivées, et c'est le cas de la formation de Chambaran, elles se chargeront très peu en sels minéraux ; si, au contraire, elles circulent dans des formations ayant conservé un état de fraîcheur remarquable, c'est le cas des formations glaciaires, elles se chargeront davantage en sels minéraux et leur résistivité va décroître. La résistivité des eaux ayant circulé dans des formations tertiaires est intermédiaire entre les précédentes, ce qui correspond au fait que le degré d'altération des formations tertiaires est également intermédiaire entre l'altération des cailloutis de Chambaran et l'altération des dépôts glaciaires.



Cailloutis de Chambaran
(Lentiol)

Conglomérat
de Saint-Paul-d'Izeaux



Conglomerat ordinaire
(col de Toutes Aures)

Formations	Résistivités
Glaciaires	2 400 à 2 800 Ω X m
Tertiaire (sables et galets)	2 800 à 3 500 Ω X m
Tertiaire (lentille argileuse)	2 800 à 3 000 Ω X m
Cailloutis de Chambaran	5 500 à 8 000 Ω X m

Donc pour lever cette indétermination qui reposait sur le quartzite du Camp de César et de Marsonnat, il suffisait d'appliquer ces méthodes des résistivités aux deux sources situées dans chacun des cas à une quinzaine de mètres du sommet. Toutes les mesures effectuées au Camp de César et à Marsonnat donnèrent des résistivités comprises entre 3 000 et 3 500 Ω X m ; ce qui est loin de représenter les résistivités des cailloutis de Chambaran. Cette valeur particulière de la résistivité indiquerait que nous sommes peut-être en présence, au sommet du Camp de César et à Marsonnat de ce faciès particulier des conglomérats de Saint-Paul-d'Izeaux.

Cette méthode des résistivités est un précieux élément pour le géologue qui prospecte dans une région couverte par la végétation comme celle-ci et nous pensons qu'il est important lors des travaux de levés cartographiques d'établir systématiquement, si les faciès géologiques suffisamment différents les uns des autres le permettent, une carte des résistivités de l'eau à 20°C, de toutes les sources, en dehors des périodes de crues.

c) Etudes paléontologiques

Il existe, comme nous l'avons vu précédemment, interstratifiées à l'intérieur des conglomérats ou de la molasse sableuse, des lentilles d'argile. Parmi ces argiles, seules les argiles bleues se sont montrées fossilifères. Le seul gisement, reconnu avant la présente étude et signalé sur la carte de Grenoble au 1/80 000, Saint-Appolinard, avait fourni une faune à Helicidés datée du Vindobonien. L'étude de ce gisement a été reprise ainsi que celle d'autres gisements que nous avons découverts et dont les déterminations ont été gracieusement faites par G. TRUC du Laboratoire de géologie de Lyon.

α / Gisement des Arêtes

(X = 838,5 ; Y = 336,5 ; Z = 680)

Des travaux d'aménagement d'un captage d'eau (commune de Saint-Michel-de-Saint-Geoirs) ont permis de mettre en évidence un niveau d'argile bleue

particulièrement fossilifère intercalé dans la série conglomératique. Malgré le très mauvais état de conservation des coquilles, il est possible de déterminer Megalotechia delphinensis, espèce continentale ubiquiste fréquente dans le Vallésien équivalent continental du Tortonien supérieur. On observe également à l'intérieur de ces argiles quelques débris de lignite que certains paysans utilisaient, il y a quelques dizaines d'années, pour leurs usages personnels.

β/ Gisement de Cours

(X = 836 ; Y = 334 ; Z = 460)

Les résidus de lavage d'un prélèvement d'environ 2 kg effectué à Cours dans une ancienne carrière d'exploitation d'argiles bleues servant à la fabrication d'articles de poterie, (la présence de poudingues grévait le prix de revient), ont livré des opercules de Bithynia, mollusque d'eau douce également du Vallésien. Les lignites sont toujours présentes mais extrêmement disséminées.

γ/ Gisement de Saint-Appolinard

(X = 825,5 ; Y = 125,5 ; Z = 540)

Dans les anciennes exploitations de sables fins de la butte Saint-Roch située au Nord du village de Saint-Appolinard, se trouvent des lentilles d'argiles bleu-verdâtre d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur. Entre ces lentilles, la molasse sableuse se charge en petites boules d'argile sphéroïdique. Vers le sommet de la carrière, les sables et des niveaux de marnes blanchâtres à bois ferrugineux sont ravinés par des conglomérats.

Dans le niveau argileux du tiers inférieur de la carrière, on récolte quelques coquilles telles que Planorbarius sp., et Klikia apula la plupart du temps brisées, souvent difficilement déterminables. Cette faune est toujours attribuée au Vallésien.

Parmi tous les dépôts d'argiles bleues minutieusement observés celui de Saint-Paul-d'Izeaux n'a pas été épargné. Mais les recherches très importantes qui ont été menées sur cet affleurement se sont malheureusement avérées vaines. Quelques granules particuliers ont retenu l'attention de G. TRUC et de G. LATREILLE mais ceux-ci sont affirmatifs pour dire qu'il ne s'agit pas de concrétions organiques. L'espoir subsiste de découvrir un jour une faune qui viendrait infirmer ou, ce que nous souhaitons, confirmer nos idées sur ces dépôts particuliers.

Néanmoins nous devons souligner que toute la faune récoltée est d'âge vallésien ; il nous reste cependant le cas des argiles de Saint-Paul-d'Izeaux, voyons si l'analyse pollinique peut nous permettre de résoudre ce problème.

d) Etude palynologique des formations miocènes sup. et pliocènes

Les travaux de recherche auxquels nous nous référons furent l'objet d'une thèse d'état soutenue en 1970 par H. MEON-VILLAIN.

Ils avaient pour but de définir palynologiquement le Miocène supérieur et le Pliocène afin de mieux préciser les termes de passage de l'un à l'autre.

Les fossiles connus jusque-là étaient pour la plupart des mollusques auxquels il était difficile d'accorder, pour des raisons de corrélation, une valeur stratigraphique. On pouvait espérer que les sédiments seraient plus riches en spores et en pollens afin d'établir une échelle stratigraphique plus complète que celle que nous possédions et une connaissance plus approfondie des conditions dans lesquelles s'étaient effectués les dépôts.

D'après cette étude, dont les prélèvements ont été effectués dans la vallée du Rhône, on rencontre jusqu'à la fin du Pliocène presque toutes les espèces connues depuis le début du Miocène. La seule différence apparaît dans les proportions des diverses espèces qui variaient suivant les conditions climatiques qui résidaient pendant leurs dépôts. C'est ainsi que l'augmentation des espèces tertiaires telles que Taxodiacées et Cupressinées à la fin du Vallésien est à rattacher au climat devenu plus chaud et plus humide qu'au début de cette période.

Au Pliocène, la situation paraît beaucoup plus nette et plus tranchée. Si les Taxodiacées, Cupressinées et Betulacées sont abondantes au Pliocène moyen, elles sont par contre beaucoup plus rares au Pliocène inf. et sup., ce qui semble indiquer du point de vue climatique, l'existence de deux périodes relativement chaudes et humides, séparées par une période beaucoup plus humide.

Ce qu'il nous faut retenir, c'est que la palynologie est un instrument de travail qui permet d'établir une reconstitution climatique aussi précise que possible. Si pour le Crétacé et l'Eocène les analyses polliniques ont permis de tirer à grande échelle un découpage valable, H. MEON-VILLAIN pense que pour l'instant il n'est pas possible qu'elle puisse fournir pour le Néogène des données stratigraphiques intéressantes.

En ce qui concerne le secteur étudié, trois échantillons d'argiles bleues ont fait l'objet d'une étude palynologique effectuée par le Laboratoire central du B. R. G. M à Orléans.

α/ Le gisement de Cours

Dans le même niveau argileux qui a fourni les opercules de Bithynia, on observe également les spores suivantes :

Olmus Abt

Pinus diploxylor

Taxodiaceae

Carya

Ovoidites type lagunaire

Composae

La conclusion apportée par la palynologie est qu'il s'agit peut-être du Pliocène.

β/ Le gisement du col de Toutes Aures

(X = 836,5 ; Y = 337,1 ; Z = 600)

Dans cette lentille d'argile bleue qui n'a pas fourni de coquille on a noté la présence de :

<u>Taxodiaceae</u>	60 %	<u>Cupressus</u>
<u>Alnus</u>	10 %	<u>Pterocarya</u>
<u>Pinus</u>		<u>Baculasporites</u>
<u>Picea</u>		<u>Sequoia</u>
<u>Carya</u>		<u>Oleiclenudites</u>

Le palynologue pense qu'il s'agirait du Pliocène ceci à cause de l'absence d'Engelhardia et Nyssa du Miocène

γ/ Le gisement de Saint-Paul-d'Izeaux

Un prélèvement a été effectuée à l'unique endroit où ces argiles affleurent. On signale la présence de :

<u>Pinus</u>		
Cupressinées		Graminées
Saprophytes		Polypodiacées

L'âge avancé par l'auteur de cette détermination serait très probablement pliocène.

Si l'on se réfère aux études palynologiques de H. MEON-VILLAIN, il n'est pas possible d'après ces listes de donner un âge précis aux différents gisements. Ses travaux nous ont montré que la flore rendait impossible la distinction entre le Miocène sup. et le Pliocène; une très grande quantité d'espèces étant commune à l'une ou l'autre des deux formations. Les seules précisions que les pollens nous apportent sont d'ordre climatique et non pas stratigraphique. Si l'âge n'a guère de valeur nous ne retiendrons pas celui fourni par le palynologue pour les trois gisements étudiés. Mais par contre les listes de pollens nous permettent de penser que le climat qui régnait pendant le dépôt des argiles de Toutes Aures était plus chaud et plus humide (abondance de Taxodiaceae et de Cupressinées que celui qui accompagna le dépôt des argiles de Cours et de Saint-Paul-d'Izeaux.

CONCLUSION

Les données nouvelles que nous avons obtenues sur cette région précisent les rapports qui existent entre les sables et les conglomérats. Ces derniers se présentent en deux lentilles très épaisses interstratifiées dans la molasse sableuse.

La lentille inférieure ou niveau de Notre-Dame-de-l'Osier peut être prolongée jusqu'à Serre-Nerpol; à partir de là, elle se divise en plusieurs petites lentilles jusqu'à Dionay. La lentille supérieure ou niveau de Parménie, beaucoup plus épaisse, s'étend vers l'Ouest en s'amincissant, mais en conservant au sommet du Miocène une extension géographique générale. Cette intrication entre les sables et les conglomérats nous est confirmée par l'âge commun de ces deux formations de part et d'autre du col de Toutes Aures. En effet, toutes les lentilles argileuses,

même celles situées le plus au sommet de chacune des deux formations, ont été datées du Vallésien, équivalent continental du Tortonien sup. Le fait, entièrement nouveau, souligne l'absence de Pontien auquel les anciens auteurs rattachaient le niveau conglomératique sommital.

Enfin, il est à noter l'intérêt particulier que nous avons accordé à la méthode des résistivités, puisque celle-ci, applicable dans cette région, nous a permis de distinguer les cailloutis de Chambaran d'un faciès particulier : les conglomérats de Saint-Paul-d'Izeaux. L'étude complète de ces deux derniers permet sans doute de supposer qu'ils sont d'âge Pliocène supérieur.

B - LES FORMATIONS QUATERNAIRES

L'étude stratigraphique des formations quaternaires de la plaine de Bièvre a été effectuée par F. BOURDIER (1961) depuis le seuil de Rives jusqu'à la vallée du Rhône. Cet auteur démontre l'existence de 4 grandes glaciations successives qui sont respectivement de la plus ancienne à la plus récente: Gunz, Mindel, Riss et Wurm. Bien que leur existence reste encore incertaine, F. BOURDIER pensait attribuer à deux phases climatiques froides plus anciennes que les précédentes, l'existence des galets de la nappe de Chambaran et des loess à bancs durcis de Saint-Vallier. C'est en fonction de cette classification que nous essaierons d'étudier la succession probable des phénomènes.

1/ Les grands ensembles stratigraphiques de F. BOURDIER (1961)

a) Le Quaternaire inférieur

Reposant directement sur les conglomérats polygéniques du Pliocène dans la région d'Hauterives, les cailloutis de Chambaran ont longtemps été considérés comme le dépôt terminal du Pliocène sup. (F. BOURDIER, 1953). Au Villafranchien était alors attribuée la période d'éolisation avec formation de loess. Ces loess sont séparés des alluvions villafranchiennes par un paléosol constitué par des argiles jaunes et gris-vert. Près de Saint-Vallier (La Croix Thoré), il y a 2 couches de loess qui contiennent chacune un banc durci de calcaire concrétionné et sont séparées par un paléosol net mais peu épais. Ces loess ont livré une faune très importante (J. VIRET, 1954) à Mastodon arvernensis, Equus stenorhinus, Leptobos etruscus, qui ne peut être qualifiée de froide. Ils contiennent également une quantité importante de pollens de cèdres (A. LEROI-GOURHAN, 1972) qui évoque à l'endroit même où ils se sont déposés un climat tempéré. F. BOURDIER pense qu'entre l'édification du glacis de Chambaran et le dépôt des loess se situe une phase de creusement, début de l'enfoncement des vallées¹. Or un encaissement aussi important du réseau hydrographique se situe plutôt entre les maximums glaciaires, probablement aux périodes cataglaciales ou anaglaciales.

1. La terrasse de Chonas Granges-Haute (dans la vallée du Rhône), à 80 m en dessous de la nappe villafranchienne est, elle aussi, recouverte de loess à bancs durcis.

Ainsi les loess de Saint-Vallier ne proviendraient pas d'une première glaciation qui se serait manifestée pendant l'édification du glacier de Chambaran, mais d'une seconde (F. BOURDIER, 1961). Le schéma ainsi proposé par cet auteur est le suivant :

VILLAFRANCHIEN	- Sédimentation éolienne ... loess de Saint-Vallier 2e glaciation (Donau)
	- Creusement du réseau hydrographique ... interglaciaire
	- Dépôt des cailloutis de Chambaran sur le glacier par ruissellement... 1re glaciation (Biber)
PLIOCENE	- Abrasion continentale ... façonnement du glacier
	- Sédimentation détritique fluviale ... sables puis galets
	- Golfe marin ... dépôt d'argile

b) Le Quaternaire moyen

Sous ce terme sont groupées les 3 grandes glaciations : Gunz, Mindel et Riss. Les deux premières (Gunz et Mindel) sont extrêmement difficiles à mettre en évidence dans la plaine de Bièvre-Valloire. F. BOURDIER attribue au Gunz la vaste nappe alluviale de Louze (vallée du Rhône) contenant de très gros blocs erratiques alpins et recouvertes d'un "ferretto" plus foncé, plus violacé que le "ferretto" recouvrant le Mindel.

Quant à ce dernier, il est représenté par les 3 nappes alluviales de Tourdan, Agnin et Anneyron (plaine de Valloire). En 1938, F. BOURDIER découvrit à la base de la terrasse de Tourdan une argile morainique à blocs et galets striés. Malgré ce faible indice glaciaire et les blocs erratiques de Louze, l'existence de ces 2 glaciations est encore fort discutée. L'absence de morphologie purement glaciaire est souvent un argument invoqué contre l'invasion probable des glaciers dans ces secteurs. L'interglaciaire Mindel-Riss correspond à la période pendant laquelle s'est formée l'épaisse couche d'altération rouge qui recouvre les terrasses mindéliennes.

Par son épaisseur et son intensité, cette couche d'altération comparée à celle des terrasses würmiennes, permet de supposer que l'intervalle Mindel-Riss a duré plus de 50 000 ans.

α) Le Riss ou glaciation des moraines externes

Nous devrions plutôt parler des glaciations rissiennes car en fait il a dû s'en produire plusieurs à en juger par les nombreuses zones d'altération des loess et limons jaunâtres qui accompagnèrent chaque phase glaciaire (F. BOURDIER, 1964).

Le Riss I est caractérisé par des dépôts de moraines (Faramans-Pajay), d'alluvions fluvio-glaciaires et de limon "panaché" souvent sableux. A Beausemblant le limon "panaché" est encore subdivisé en deux par une zone de faible altération. Le problème est donc très complexe.

L'interstade Riss I - Riss II est marqué par l'altération des limons panachés qui se transforment en sables roux légèrement argileux.

Le Riss II est uniquement basé sur des dépôts loessiques à grain de fer et de manganèse. Aucune moraine n'a pu être rattachée avec certitude à cette période à laquelle F. BOURDIER rapporte la formation des terrasses de Lapeyrouse, Beaufort pour la Valloire, la Côte-Saint-André (terrasse supérieure) pour la plaine de Bièvre.

L'interstade Riss II - Riss III correspond à l'altération des limons à manganèse. Le Riss III (néo-Riss de C. DEPERET) correspond à la mise en place du limon jaune clair de Beausemblant qui comprend, à sa partie inférieure, une zone très fortement altérée. Pour F. BOURDIER les terrasses de Marcolin, la Côte-Saint-André (terrasse inférieure), Saint-Siméon-de-Bressieux dans la plaine de Bièvre sont très certainement de cette époque.

C/ Le Quaternaire supérieur

Sous ce terme sont groupées la glaciation würmienne et les deux périodes relativement chaudes qui l'encadrent.

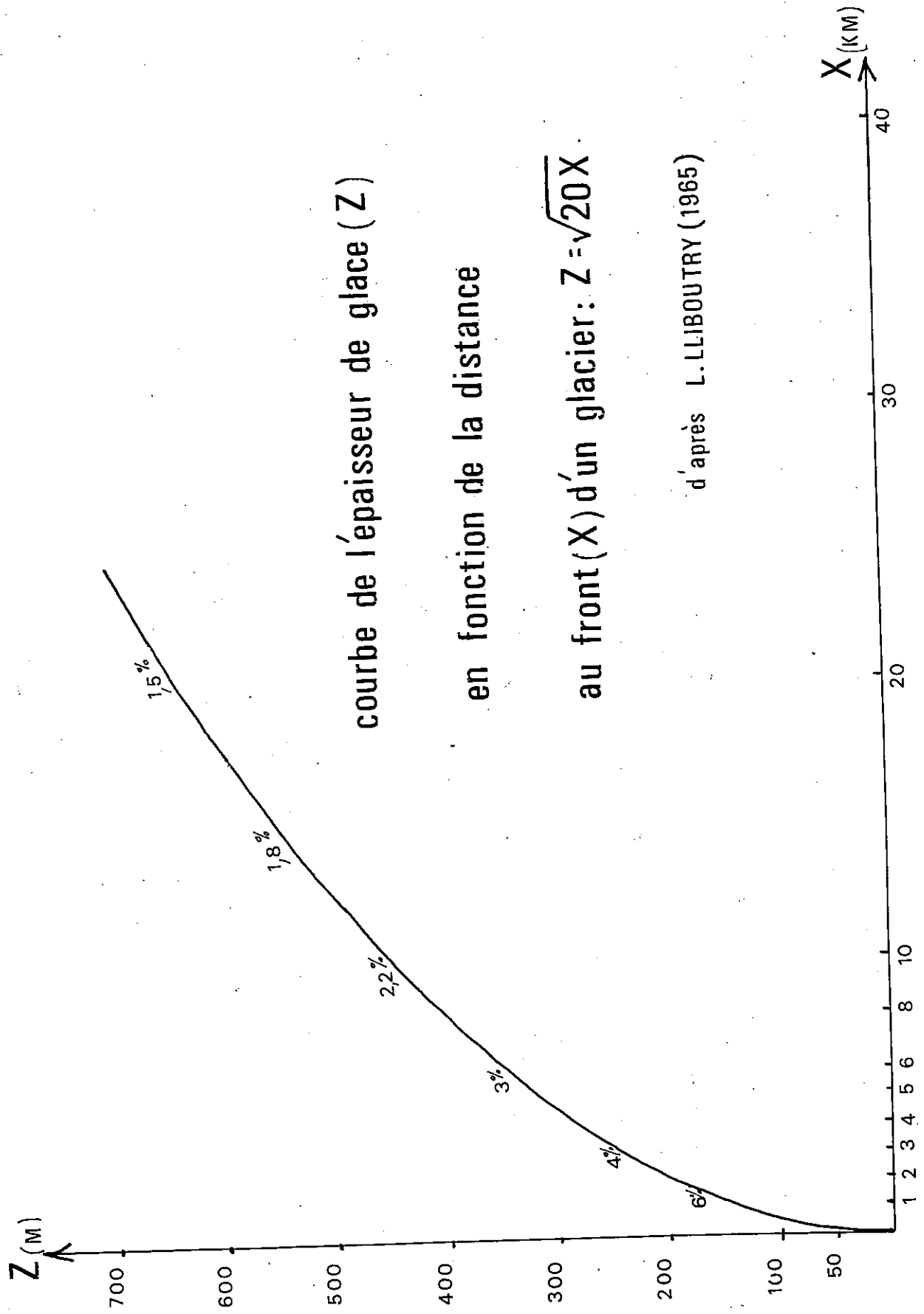
α) L'interglaciaire Riss-Wurm

Pendant cette période où le climat était au moins aussi chaud que l'actuel se sont établis, à l'intérieur des grandes vallées alpines et notamment dans la vallée de l'Isère, des lacs très importants. Des dépôts lacustres (ex. : argiles d'Eybens, près de Grenoble), se sont accumulés pendant toute cette période ce qui permit à F. BOURDIER de distinguer d'après la coupe de l'aéroport du Bourget, (en Savoie), sept phases climatiques différentes dont la durée totale n'a pas dû excéder 30 millénaires. C'est également au cours de cet interglaciaire assez chaud et ensoleillé sans sécheresse ni humidité excessives que les transformations géologiques des formations rissiennes eurent lieu.

β) Le Wurm ou glaciation des moraines internes

Après une période de retrait important à l'intérieur de leur bassin d'alimentation, les glaciers ont à nouveau envahi l'avant-pays pour une durée estimée grâce au C₁₄ entre 35 000 et 45 000 ans. A cette nouvelle avancée correspondent les moraines würmiennes de Rives, Apprieu, Chabons, dites moraines internes. On admet classiquement que le bourrelet morainique de Mi-plaine constitue le terme le plus extrême de cette glaciation. Mais certains auteurs (M. GIDON,

FIG 11



courbe de l'épaisseur de glace (Z)

en fonction de la distance

au front (X) d'un glacier: $Z = \sqrt{20X}$

d'après L.LIBOUTRY (1965)

G. MONJUVENT, et E. STEINFATT(1969), ont été conduits pour des raisons de coordination entre le glacier isérois et le glacier rhodanien à repousser la limite du maximum wurmien plus à l'Ouest que la moraine de Mi-plaine et à attribuer au Wurm et non plus au Riss beaucoup de dépôts de la plaine de Bièvre. Nous verrons dans un prochain paragraphe pourquoi, si nous considérons la terrasse de Saint-Siméon-de-Bressieux comme liée au maximum wurmien, nous devrions alors rajeunir un plus grand nombre de témoins ce qui rendrait, du fait même des coordinations à grande échelle, cette idée inapplicable.

Pendant la période de retrait du glacier wurmien, entre le stade de Mi-plaine et celui de Beaucroissant, les eaux de fonte ont emprunté la plaine de Bièvre et façonné d'Est en Ouest un chenal, large dépression à fond plat à l'intérieur des fragiles alluvions rissiennes.

Après le stade de Beaucroissant, les eaux de fonte ont abandonné la plaine de Bièvre pour aller se jeter dans la vallée de l'Isère en longeant la bordure orientale de la colline de Parménie et de ce fait ont laissé intacte cette vallée de Bièvre que F. BOURDIER considère comme "le plus étonnant musée glaciaire du monde".

La dernière glaciation a donc été la glaciation wurmienne, ce qui explique l'absence de dépôt à caractère loessique sur ces formations.

2/ Succession probable des phénomènes dans la région de Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs

Pour coordonner les différents dépôts morainiques entre eux, nous avons utilisé une loi de la dynamique glaciaire (fig. 11) qui permet, connaissant l'épaisseur de la glace X en point, de déterminer la distance qui sépare le dépôt du front du glacier soit :

$$Z = \sqrt{20 X} \text{ (L. LLIBOUTRY, 1965).}$$

L'épaisseur de la glace se calcule entre le fond du glacier représenté ici par le toit des formations tertiaires et le dépôt morainique considéré.

Pour estimer l'épaisseur de la glace il convient non seulement de connaître l'importance du surcreusement dans la plaine de Bièvre mais aussi de savoir quelle était la direction d'écoulement du glacier.

La puissance du remblaiement alluvionnaire nous est fournie par les résultats d'une campagne de sondages électriques. Entre Sillans et Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs, l'épaisseur d'alluvions est au maximum de 50 m; entre Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs et Brezins elle atteint 55 m, pour diminuer entre Brezins et Saint-Siméon-de-Bressieux jusqu'à 40 m et ne plus être entre Saint-Siméon-de-Bressieux et Châtenay que de 25 m. Quant à la direction d'écoulement du glacier elle se déduit directement de la position intermédiaire des moraines de la région de Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs. Elles correspondent en effet à une période de retrait entre l'avancée maximale des glaciers qui recouvraient les collines du Banchet et une partie des plateaux de Bonnevaux et la phase finale où les glaces étaient cantonnées dans la plaine de Bièvre guidées au Nord et au Sud par les collines molassiques. On peut ainsi supposer que la direction d'écou-

lement du glacier était au début sensiblement NE-SW puis progressivement est devenue E-O. Donc l'épaisseur de la glace sera mesurée entre une ligne NW-SE correspondant aux moraines les plus externes (Chatenay - Beauregard) et une ligne N-S correspondant aux termes les plus internes (Les Gorges, Plan). Nous avons ainsi pour toutes les moraines déduit de l'épaisseur de la glace la distance correspondant entre leur dépôt et le front du glacier.

Nous avons pu, grâce à cette méthode, mettre en évidence 5 stades successifs de retrait.

Chaque stade ou chaque alignement morainique correspondant à une position particulière du glacier est accompagné d'un chenal ou dépression dont le tracé est manifestement étranger au réseau hydrographique actuel.

Ces chenaux sont en général parcourus par de faibles écoulements superficiels sans commune mesure avec leur dimension. Nous supposons donc que ces "gouttières" ont servi de collecteurs principaux des eaux de fonte marginale de l'appareil glaciaire. Les résultats de coordination que nous avons obtenus peuvent être résumés par le tableau p. 50 et la fig. 12.

Cet examen de la situation nous permet de faire deux constatations :

- la première est que la terrasse de Saint-Siméon-de-Bressieux s'est construite tout au long de la période de retrait du glacier, puisque tous les chenaux par lesquels devait être véhiculée une importante quantité de matériaux débouchent sur cette terrasse. Les eaux de fonte venaient à chaque fois déposer au-devant du glacier les alluvions qu'elles transportaient. Or cette terrasse est entièrement recouverte de limons loessiques. Dans l'hypothèse où ce transport éolien s'est effectué pendant la glaciation wurmienne, on peut penser que les 5 stades que nous avons distingués, correspondent tous à des stades de retrait du glacier rissien ;

- la seconde constatation concerne les énormes blocs cristallins de Moulin Ruel et les dépôts glaciaires de Garembourg et Bressieux. Il nous est difficile de les rattacher à l'un quelconque de ces stades ; aussi devons-nous admettre l'hypothèse suivante. Au cours du stade I les eaux de fonte du glacier, chargées de matériaux, avaient la possibilité d'emprunter le petit col de la Rosière et de se concentrer dans ce qui est aujourd'hui la vallée de la Baïse. Mais ces eaux étaient retenues à l'aval par le glacier qui stationnait dans la région de Saint-Siméon de Bressieux. Lorsque ce barrage naturel a cédé les eaux ont laissé sur place une partie des sédiments qu'elles transportaient, établissant ainsi ce qu'on appelle une kame-terrasse ou kame. C'est le même phénomène qui s'est produit pour la terrasse du Chambard au droit de la vallée de Parménie (Izeaux) mais cela en des temps beaucoup plus récents puisque pour la terrasse de Garembourg il s'agit du glacier rissien alors que c'est le glacier wurmien qui est responsable de l'édification de la terrasse du Chambard.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION

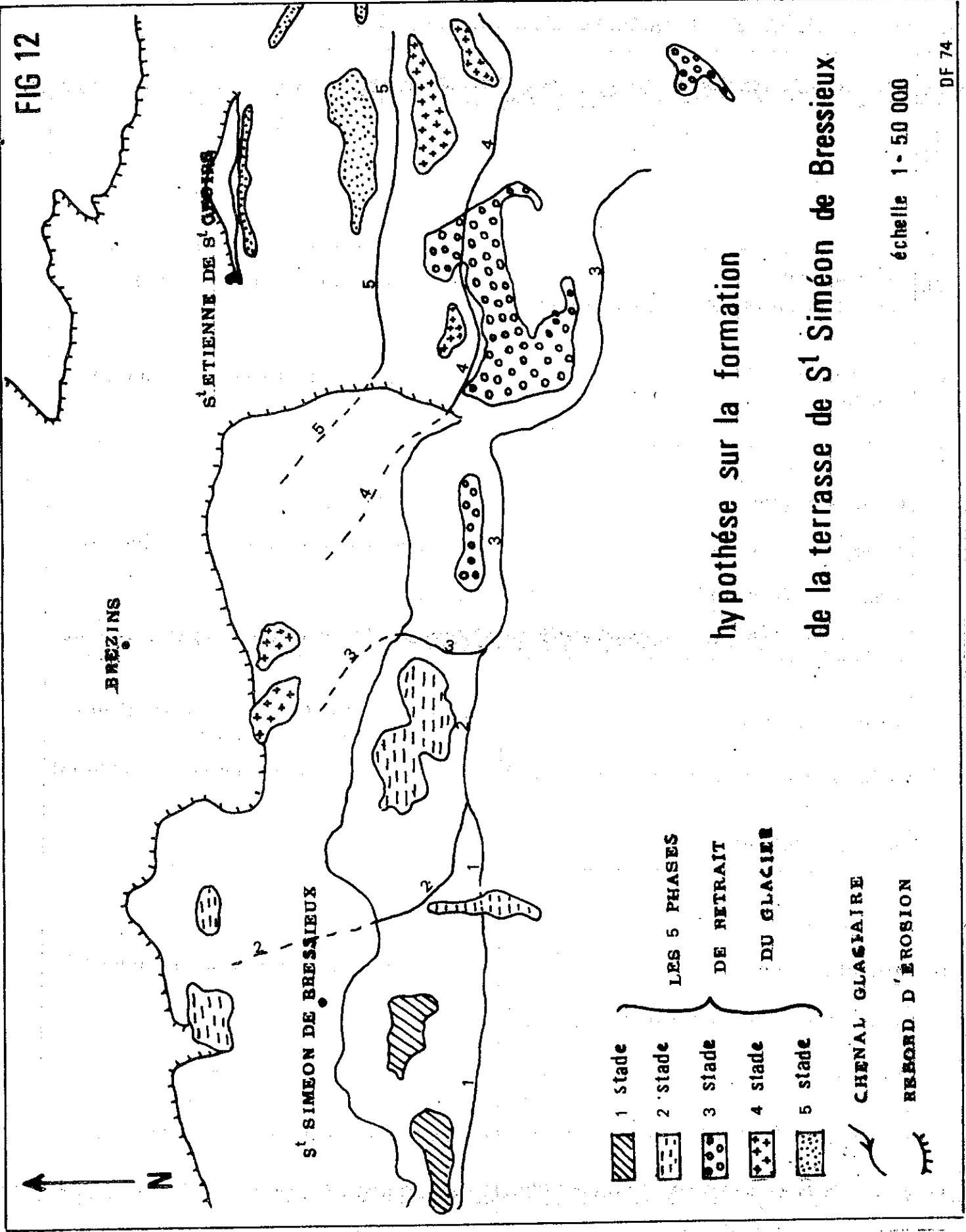
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX

Tél. 04 76 63 54 27

Fax 04 76 51 40 58

Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

FIG 12



hypothèse sur la formation

de la terrasse de S^t Siméon de Bressieux

échelle 1 - 50 000

DF 74

Coordination des dépôts glaciaires du versant sud de Bièvre

STADE	MORAINE	TERRASSE
Vb	Sillans (460 m) Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs (450m)	Sillans (460 m, kame terrasse)
Va	Gorges (512 m) Moilles (555 m)	Saint-Siméon-de-Bressieux (400 m)
IV	Guillauds (408 m) Peney (570 m) Plan (629 m)	Plan -600 m) Saint-Siméon-de-Bressieux (400 m)
III	Billoux (611 m) Saint-Michel-de-Saint-Geoirs (630m) Valette (700 m)	Saint-Michel-de-Saint-Geoirs (540 m) (entièrement conglomérée) Saint-Siméon-de-Bressieux (400 m)
II	Bourcadière (370 m) Bizolle (380 m) Saint-Pierre-de-Bressieux (490 m)	Saint-Siméon-de-Bressieux (400 m)
I	Chatenay (402 m) Beauregard (560 m)	Garembourg (Kame Terrasse) Saint-Siméon-de-Bressieux (400 m)

CONCLUSION

Les 5 stades de retrait glaciaire, que nous avons mis en évidence dans le bassin versant du Haut-Rival (versant sud de Bièvre), débouchent tous sur la terrasse de Saint-Siméon-de-Bressieux qui s'est constituée progressivement au fur et à mesure que le glacier reculait en direction du Seuil de Rives. Comme cette terrasse est entièrement recouverte de limon brun-jaune, à caractère loessique il n'est pas possible de l'attribuer, selon la classification de F. BOURDIER (1961) à la glaciation würmienne, mais il est fort probable que tous les dépôts glaciaires du bassin versant du Haut-Rival soient d'âge rissien.

Chapitre III : ETUDE PALEO-GEOGRAPHIQUE

Nous allons tenter de reconstituer l'histoire de ces formations détritiques depuis le début du Miocène jusqu'à la fin du Quaternaire; c'est-à-dire pendant cette période où se sont déroulés les principaux phénomènes de l'orogénèse alpine. Ces conditions particulières donnèrent aux rivages des mers tertiaires des contours flous et variables ce qui entraîna très rapidement la création de zones marécageuses dans lesquelles se déposèrent des matériaux argileux. Pendant les temps quaternaires les conditions climatiques particulières permirent l'accumulation de masses considérables de glace et l'avancée des importants glaciers.

1/ La subsidence miocène

a) L'invasion marine

Une importante accumulation de sédiments détritiques se caractérise dès le début du Burdigalien par une série de dépôts à cheval sur l'Est du Bas-Dauphiné et le Préalpes.

La subsidence débute dans un chenal SO-NE rapidement envahi par la mer. Les contours de ce chenal sont sans doute beaucoup moins réguliers que le proposait H. DOUXAMI (1896). En effet, la présence de sédiments du Burdigalien dans les forages de Beaurepaire suppose déjà un golfe dans cette direction.

A l'Helvétien les phénomènes de subsidence vont tendre à se déplacer vers l'Ouest provoquant ainsi une généralisation de l'invasion marine dans cette direction. Des épaisseurs considérables de sédiments (cf. annexe A) vont s'accumuler sous une très faible tranche d'eau comme nous le confirment les études granulométriques (formations deltaïques), les figures de sédimentations entrecroisées que l'on rencontre à tous les niveaux et la présence relativement fréquente d'argile à lignite ou de bois silicifié (cf. L. MORET et M.T. MAZENPAPIER (1964).

La succession depuis le début du Miocène entre les phases marines et continentales va finalement se terminer à l'avantage de ces dernières qui deviendront prédominantes sur tout le Bas-Dauphiné au Wallésien.

b) La province conglomératique de Voreppe

La très grande masse de conglomérats tertiaires qui a été mise en évidence par G. DEMARCQ (1962), dans la région de Voreppe, et que nous avons rencontrée en puissantes lentilles interstratifiées dans la molasse sableuse, correspond dans son ensemble à un immense cône de déjection axé sur la cluse de l'Isère ac-

tuelle. Ils nous fournissent la preuve que ce cours d'eau existait déjà au Miocène avec des caractères torrentiels très nettement marqués (présence de galets de très grande taille).

De l'étude sédimentologique et pétrographique effectuée par J. BOCQUET (1966), il apparaît que cette "Isère miocène" drainait une partie des massifs de roches piémontaises, mais que la plus grande part des alluvions transportées provenait de la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes. L'apparition successive des associations de roches cristallines nous permet de suivre (cf. G. LATREILLE, 1969) le démantèlement de cette chaîne.

A la sortie de la cluse de l'Isère, ce fleuve divaguait entre de petites dépressions occupées temporairement par des lacs dans lesquels s'accumulaient des formations argileuses. Ces lacs peu importants, le plus grand n'a guère dépassé plus d'une dizaine de kilomètres (grand nombre de lentilles d'argile à la cote 500 de part et d'autre du col de Toutes Aures) devaient être en général peu profonds et furent rapidement comblés par l'arrivée de matériaux graveleux. A proximité de ces lacs se développait une flore luxuriante si l'on en juge par le très grand nombre de débris végétaux (lignites, spores et pollens), que l'on rencontre à l'intérieur des sédiments.

A la fin du Miocène, le comblement de cette vaste zone de subsidence a été total et la surface fini-miocène devait ressembler à une immense plaine, couverte de galets, descendant en pente douce vers la vallée du Rhône. Si l'on cherchait une comparaison avec un paysage actuel, c'est sans doute la plaine de la Crau qui s'en rapprocherait le plus.

2/ Les mouvements post-miocènes

A la fin du Miocène se produit dans les Alpes la dernière phase orogénique que nous connaissons. Elle est faite de toute la série de contractions successives qui débutent au Miocène supérieur et se poursuivent au Mio-Pliocène (J. DEBELMAS, 1963). C'est alors que se fait le plissement des chaînes subalpines auquel Tertiaire et Mésozoïque réagissent parallèlement. Ce phénomène paroxysmal va se faire sentir dans le Bas-Dauphiné où les études géophysiques des géologues pétroliers utilisant des méthodes gravimétriques ont apporté quelques faits nouveaux intéressants.

En effet, elles permirent de mettre en évidence deux anticlinaux importants : Saint-Lattier et Varacieux. Ils ont à peu près chacun la même direction N15° E et les mêmes pendages entre 10° et 20°, bien que l'anticlinal de Varacieux soit légèrement plus symétrique que celui de Saint-Lattier.

Les levés cartographiques faits dans le secteur de Varacieux n'ont donné que des indications sporadiques sur le pendage des couches miocènes. Seuls trois points de mesure (Toutes Aures 12° NW, La Forteresse 5° NW, Serre-Nerpol 15° SE) ne permettent pas une corrélation satisfaisante.

Cette phase de plissement s'accompagne immédiatement d'une phase de surrection (J. DEBELMAS, 1963) qui est plus marquée dans les chaînes subalpines où les formations tertiaires sont portées à une altitude plus élevée (Saint-Nizier dans le Vercors et les Charmettes en Chartreuse) que dans le Bas-Dauphiné

Ces phases orogéniques miocènes - pliocènes sont suivis comme toutes les phases antérieures de mouvements de réajustements positifs ou négatifs dans les zones périphériques. De tels mouvements sont peut-être à l'origine des affaissements qui se sont produits dans la vallée du Rhône à la fin du Miocène et au début du Pliocène permettant une nouvelle inression marine.

3/ L'épisode pliocène

Ce profond affaissement de plus de 400 m qui s'est produit dans l'axe de la vallée du Rhône près de Saint-Vallier affectant la surface des sédiments miocènes provoque l'apparition d'une ria qui sera très rapidement envahie par la mer. Mais cette invasion ne sera que de très courte durée, puisque dès la fin du Pliocène inf. après avoir déposé des argiles bleues à Nassa semistrata et des sables à Ostrea, la mer se retirera définitivement de cette région.

On peut supposer que cette ria a permis la création d'un réseau hydrographique très important reliant les Alpes, en cours de soulèvement, à cette profonde dépression. Ce tracé hydrographique a toujours été supposé, mais on n'a jamais pu prouver son existence. Son comblement par des matériaux repris au Miocène, ou semblable à ceux-ci, augmente considérablement la difficulté.

Or, les conglomérats de Saint-Paul-d'Izeaux, si différents des conglomérats miocènes et si fortement semblables aux formations du Pliocène sup. de la vallée du Rhône, pourraient en quelque sorte représenter des témoins orientaux, épargnés par l'érosion, de cette dernière phase de comblement du réseau antepliocène.

4/ L'épandage villafranchien

Nous avons vu que le plateau de Chambaran est formé par une nappe de galets de quartzite emballés dans une glaise jaunâtre résultat de l'altération d'un matériel alpin que l'on retrouvait intact près de Saint-Vallier. Si l'origine de cette masse de cailloutis a longtemps été discutée il semble aujourd'hui que son caractère alluvial ne soit plus à remettre en cause si l'on tient compte, de l'aspect bien stratifié de la formation, de la présence de nombreuses lentilles sableuses, de la morphoscopie des galets et de l'absence générale de caractère glaciaire (galets anguleux ou blocs erratiques). Les plateaux constitués de cette formation et les quelques placages situés en avant suffisent à redessiner la topographie d'un immense cône de déjection branché sur la cluse de l'Isère (G. MONJUVENT, 1969a). D'après ce schéma il n'est plus nécessaire d'employer une tectonique postérieure à sa mise en place pour expliquer sa double pente (ouest et sud) mais que cette double pente découle tout naturellement de la morphologie du cône.

Par contre de nombreux géologues et géographes se sont interrogés sur la genèse de cette énorme accumulation de galets. Certains, tels que M. GIGNOUX et L. MORET, (1952), y voient la conséquence d'un nouvel accès orogénique qui aurait entraîné une reprise d'érosion. D'autres, comme F. BOURDIER (1961), tout en reconnaissant le caractère nettement fluvial du dépôt, pensent qu'il correspond à une crise climatique, à une période froide qui se serait manifestée à l'intérieur des massifs montagneux et qui pourrait très bien correspondre à la glaciation du Biber.

5/ Les déformations post-villafranchiennes

On soupçonne depuis longtemps des déformations de cette surface villafranchienne. Certains évoquent immédiatement la pente régulière de ces plateaux qui s'incline légèrement vers l'Ouest. Cette belle régularité est trompeuse car notre vue ne peut embrasser d'un seul regard la totalité de cette surface.

F. BOURDIER (1961) pense avoir trouvé près de Beausemblant en bordure de la vallée du Rhône une faille quaternaire qui affecte la formation villafranchienne et dont le rejet est d'environ une centaine de mètres.

Quant à M. GIGOUT (1968) il prétend, après avoir tracé un plan de la surface terminale du glacier, que le plateau de Chambaran est accidenté de deux irrégularités principales qui sont d'une part une ride axée WSW-ENE entre Monchenu et Montrigaud, d'autre part un monoclinal de même direction passant à l'extrémité orientale du Camp de Chambaran.

En ce qui me concerne, j'ai observé sur la feuille Grenoble 1-2 au 1/25 000 un fait particulièrement intéressant. Entre les collines de Maisonnat (alt. 784 m) et celle du Camp de César (alt. 789 m) qui ne sont pas recouvertes par la formation des cailloutis de Chambaran (cf. chap. II, parag. 3) se situe une colline au sommet extrêmement plat "le Bois de Châtain" qui culmine à 757 m. Celle-ci est recouverte d'un placage d'alluvions villafranchiennes (cf. carte).

Cette disposition particulière peut avoir 2 origines. Une origine morphologique si l'on suppose qu'à la fin de la mise en place du glacier de Chambaran émergent encore quelques flôts de molasse non recouverts de cailloutis. Le Camp de César et Maisonnat pourraient être les témoins de ces flôts supposés.

La seconde hypothèse possible est d'origine tectonique, comparable à celle proposée par F. BOURDIER (1961) près de Beausemblant ; dans ce cas une série d'effondrements villafranchiens aurait pu se produire à proximité des chaînes subalpines. Le Bois de Châtain serait de ce point de vue une zone effondrée au centre d'un relief tertiaire.

Cette deuxième solution nous paraît être la plus vraisemblable si l'on considère, comme l'a fait remarquer G. MONJUVENT (1968) que la surface de base des cailloutis de Chambaran dessine une courbe régulièrement croissante vers l'Est c'est-à-dire vers l'amont. Cette courbe passerait, théoriquement, au niveau du Camp de César à environ ^{la} cote 800 m, nous nous retrouvons, bien en place, plus de 100 m en dessous, ce qui laisserait supposer une déformation postérieure à la mise en place de la nappe de Chambaran.

6/ L'invasion glaciaire

Au début du Quaternaire, des phénomènes climatiques très importants vont se produire en Europe, caractérisés essentiellement par un brusque refroidissement qui entraîne le développement considérables d'importantes masses glaciaires à l'intérieur des Alpes. Les glaciers vont quitter très rapidement leur zone d'alimentation et déborder sur l'avant-pays. Les premiers puissants appareils ont très certainement trouvé, à la sortie de la cluse de l'Isère, une vallée creu-

sée en bordure du Vercors. Car si rien n'avait existé, ni la vallée de l'Isère, dans sa position que nous connaissons actuellement, ni la plaine de Bièvre, le glacier aurait tout naturellement poursuivi son chemin dans l'axe de la cluse de l'Isère, entaillant sans effort les fragiles alluvions villafranchiennes. La vallée de Bièvre serait alors devenue la vallée principale de l'Isère, qui y coulerait aujourd'hui encore. Mais les choses ne se sont pas passées de cette façon. C'est la vallée de l'Isère actuelle qui était la vallée principale, et la vallée de Bièvre n'a été creusée que par débordement au-dessus du Seuil de Rives. Les différentes langues glaciaires qui se sont succédées à l'intérieur de Bièvre ont entaillé une vallée très large (plus de 10 km), et très profonde (plus de 300 m en amont). Le nombre de ces incursions est impossible à déterminer, car ce qu'il reste aujourd'hui d'inscrit dans la topographie, n'est que le maximum de chacune des phases. La morphologie glaciaire qui se caractérise par une succession de dépôts morainiques étagés sur les versants, de chenaux d'écoulement qui véhiculèrent les eaux de fonte et de puissantes terrasses d'accumulation, conserve, à l'intérieur de cette plaine, un état de fraîcheur remarquable.

7/ Les vallées actuelles

Le drainage du bassin versant du Haut-Rival s'effectue du Sud vers le Nord par une série de vallées orientées Sud-Nord ou Est-Ouest. Les dimensions de ces vallées sont sans commune mesure avec la faiblesse de l'écoulement qui les parcourt.

Néanmoins l'édification de la morphologie actuelle est post-villafranchienne car les cailloutis de Chambaran supposés d'âge villafranchien se trouvent aujourd'hui situés au sommet des plateaux.

La possibilité que d'anciennes vallées miocènes ou pliocènes aient été recreusées et réutilisées n'est pas entièrement exclue. Toutefois l'origine des vallées actuelles est soit glaciaire soit fluviatile. Les caractères de l'une et de l'autre sont très différents. Ces différences essentielles furent nettement mises en évidence au cours des travaux de prospection géophysique, en 1967, au Sud d'Izeaux, entre la vallée de Parménie et la vallée des Grandes Combes. Les distinctions portent principalement sur le profil de la vallée, la composition et la nature du remplissage.

Pour les vallées glaciaires telle que la vallée de Parménie le surcreusement à l'intérieur du substratum est plus important à l'amont qu'à l'aval ; les sédiments qui remplissent cette vallée sont très hétérogènes constitués essentiellement de galets anguleux ou de blocs.

Pour les vallées fluviatiles produites par simple érosion régressive le surcreusement est plus important vers l'aval ; quant au remplissage il est plus homogène et constitué d'alluvions sableuses avec des galets roulés.

Nous donnerons pour le bassin du Haut-Rival une liste des principales vallées glaciaires ou fluviatiles.

VALLEES GLACIAIRES	VALLEES FLUVIATILES
Parménie	Les Grandes Combes (Izeaux)
Les Etangs (Sillans)	Ruisseau du Rival jusqu'à Saint-Geoirs
Plan	
Ruisseau de Saint-Michel	Ruisseau de Brion
Combe de Vaux	
Combe du Bas (Bressieux)	Ruisseau de la Pérouse
Ruisseau de Bertrand (Châtenay)	
Ruisseau de la Balse	

Il est bien évident que la nature exacte de chacune de ces vallées ne peut être connue sans l'utilisation de méthodes géophysiques comme par exemple l'emploi de la méthode électrique qui nous a permis de connaître, avec une grande précision, l'importance du surcreusement et les caractéristiques du remblaiement.

CONCLUSION

Ce chapitre nous révèle deux faits particulièrement importants qui influenceront l'accumulation de dépôts détritiques à l'intérieur de l'important bassin du Bas-Dauphiné. Le premier concerne l'influence des facteurs orogéniques qui se dérouleront à la fin du Tertiaire, le second montre l'influence des facteurs climatiques qui se manifesteront pendant le Quaternaire.

Pendant la période mio-pliocène, on assiste au plissement et à la surrection des massifs cristallins externes et de leur couverture sédimentaire. Le démantèlement de cette chaîne amène, dans le Bas-Dauphiné, une puissante accumulation de sédiments détritiques entrecoupée par des phases de creusement très intenses. L'épaisseur considérable de ces matériaux est également favorisée par des mouvements de subsidence dus sans doute au jeu des failles profondes qui se manifestent pendant toute cette période.

A la fin de cet épandage considérable se produira un changement radical des conditions climatiques qui va entraîner, dès le début du Quaternaire, l'établissement de masses de glace sur les Alpes. Quatre grandes périodes de refroidissement ont été observées en dehors des Alpes, mais seules les deux dernières sont connues avec certitude dans la plaine de Bièvre. Dans la région que nous venons d'étudier, cinq grandes phases de retrait de l'avant dernière période glaciaire,

c'est-à-dire la période rissienne, ont été mises en évidence.

Il est à supposer que la nature même de l'ensemble de tous ces dépôts et les différents phénomènes d'érosion qui se sont succédés, doivent influencer considérablement la pénétration des eaux de pluie et le cheminement de celles-ci dans le sous-sol. C'est pour cette raison que nous allons, à présent, analyser les résultats qui ont été obtenus à partir des différentes sources. Nous, rappellerons que ces études ont été menées parallèlement aux observations de terrain et qu'elles nous ont permis dans un très grand nombre de cas de connaître parfaitement la nature de la formation considérée.

Deuxième partie

ETUDE HYDROGEOLOGIQUE

Chapitre I : ETUDE DES SOURCES et de L'HYDROCHIMIE

" II :: ETUDE HYDROLOGIQUE DE BASE DU BASSIN
DE BRION

Chapitre I : ETUDE DES SOURCES ET DE L'HYDROCHIMIE

A - LES SOURCES

Poussés par le souci que nous avons de suivre la variation de la résistivité d'un maximum de points d'eau, afin de mieux connaître la répartition des diverses formations, nous avons été amenés à contrôler systématiquement un très grand nombre de sources, soit plus d'une centaine au total sur l'ensemble du Haut-Bassin versant du Rival. Cet inventaire ne prétend en aucune façon être exhaustif mais il nous a permis d'observer tous les types d'émergences possibles et parmi elles les plus importantes.

Les principales conditions d'émergence sont au nombre de cinq, à savoir :

- le contact entre les cailloutis de Chambaran et les conglomérats tertiaires,
- la présence de bancs gréseux à l'intérieur des conglomérats tertiaires,
- la présence de niveaux marneux dans les conglomérats tertiaires,
- le contact entre les formations quaternaires et le substratum tertiaire,
- la présence de niveaux à galets cimentés par la calcite dans les formations quaternaires.

1/ Les sources liées aux formations villafranchiennes

Les eaux de pluie qui tombent sur le plateau de Chambaran s'infiltrent toujours avec difficulté dans ces formations argileuses très imperméables. C'est après un cheminement très lent à travers cette formation que les eaux doivent emprunter un niveau sans doute moins altéré, (le contact entre Villafranchien et Tertiaire n'est pas visible), qui assurent leur drainage au contact des formations conglomératiques tertiaires de perméabilité moyenne.

Les vitesses d'écoulement à l'intérieur de la zone argileuse peuvent être suffisamment élevées pour entraîner les particules fines du sol. L'élimination de ces éléments fins se traduit par une augmentation de la perméabilité et par conséquent de la vitesse de circulation des eaux souterraines. Ce phénomène d'érosion interne à caractère régressif finit par désorganiser complètement le sol produisant par effondrements successifs à sa surface, de véritables entonnoirs de suffosions. Ces trous dont certains peuvent atteindre 2 m de diamètre et 1,50 m de profondeur sont relativement fréquents sur le plateau de Chambaran ; ils ont été notamment signalés par le professeur R. MICHEL à propos d'une enquête sur les eaux de la commune de Serre-Nerpol.

Parmi toutes les sources liées à cette formation quatre ont été suivies régulièrement tout au long de l'année. Les résistivités de ces eaux sont toujours les plus élevées et comprises entre 5 500 et 8 000 Ω Xm. La température de chacune des sources ne varie, en général, guère ceci grâce à la lenteur des

écoulements et à l'épaisseur des niveaux argileux de décomposition qui protège cet écoulement contre les variations thermométriques superficielles. Quant aux débits ils ne varient que très peu eux aussi si l'on en juge par les faibles valeurs coefficient de variabilité. Cette régularisation des débits est essentiellement due à la grande masse de dépôts argileux traversée.

Les sources de la Grande Fontaine située sur la commune de Saint-Pierre-de-Bressieux et la source de la combe de Mernès située sur la commune de Marnans seraient très intéressantes à prendre en compte dans un projet d'alimentation. En effet d'un accès facile et d'un débit moyen important (environ 300 l/mn) elles sont néanmoins tout naturellement protégées contre les risques de pollution éventuels qui ne sont pour l'instant guère envisageables tant que ce vaste plateau de Chambaran conservera ses magnifiques et non moins attachantes forêts.

Tableau 1 : DEBIT MAXIMUM MESURE.

Source	X	Y	Z	Date	Débit	T° ext	T° eau	Résist à 20°C Ω Xm
Gde Fontaine	833,5	337,5	580	13.9.72	390 l/mn	17°	11°	6 800
Cbe de Mernès	828,5	336,5	540	20.9.72	320 l/mn	14°5	11°6	6 300
Cbe des Clercs	827	336	570	26.9.72	58 l/mn	14°	10°2	5 800
Servas	834,5	339	590	25.7.73	17 l/mn	21°	9°	7 000

DEBIT MINIMUM MESURE :

Source	Date	Débit	T° ext	T° eau	Résist à 20°C Ω Xm	Coefficient de variabilité des débits
Gde Fontaine	16.11.72	280 l/mn	13°	11°	6 100	1,5
Cbe de Mernès	25.10.72	240 l/mn	17°	12°	5 600	1,4
Cbe des Clercs	23.1.73	55 l/mn	10°5	9°	5 600	1
Servas	21.11.72	8 l/mn	12°	8°5	6 500	2

2/ Les sources liées aux formations tertiaires

Ce sont celles qui sont le plus abondamment représentées dans notre région. Les circulations qui s'effectuent à l'intérieur de la molasse sableuse ou conglomératique, réapparaissent à la faveur d'un banc gréseux ou d'un niveau argileux. Les circulations ont été rigoureusement observées à l'intérieur des quelques galeries de captage aux dimensions parfois impressionnantes que l'on rencontre sur l'ensemble du Haut-Bassin du Rival : c'est le cas par exemple de la galerie des Arêtes à Saint-Michel-de-Saint-Geoirs de plus de 40 m ou de celle des Envers à Brion d'une trentaine de mètres environ. A l'intérieur de ces galeries on voit l'eau circuler le long de fissures très ouvertes produites par le basculement de très gros paquets de molasse le long de la pente.

Parmi les sources liées à cette formation 6 ont été suivies régulièrement tout au long de l'année. Les résistivités de ces eaux varient entre 3 000 et 4 000 Ω Xm. Les températures et les débits sont très irréguliers et les variations peuvent être très importantes comme c'est le cas de la source Reboul à Parménie dont le coefficient de variabilité des débits est de 10. De tels caractères les rendent en général peu intéressantes pour assurer les besoins alimentaires car les risques de pollution, engendrés par la proximité de tas de fumier ou de lessivage des engrais, sont très importants.

Tableau II : DEBIT MAXIMUM MESURE

Source	X	Y	Z	Date	Débit	T° ext	T° eau	Résist à 20°C Ω Xm
Reboul	844, 5	340, 3	555	29. 7. 72	20 l/mn	17°5	11°	3 800
Mont	840	336	620	23. 8. 72	24 l/mn	13°	9°	3 400
Brion	835, 5	337	550	17. 8. 72	120 l/mn	13°	10°8	4 000
Mangin	842	338, 2	600	4.10. 72	39 l/mn	15°	10°5	3 200
Girin	841, 8	338, 5	623	14.12. 72	80 l/mn	11°	10°5	3 300
Abbaye	844	339	630	29. 7. 72	100 l/mn	16°	11°	3 500

Tableau II (suite) : DEBIT MINIMUM MESURE.

Source	Date	Débit	T° ext	T° eau	Résist à 20°C Xm	Coefficient de variabili té des débits
Reboul	25.10.72	2 l/mn	18°	11°8	3 200	10
Mont	5. 8.72	12 l/mn	26°	9°	3 300	2
Brion	4.10.72	42 l/mn	15°	11°	3 500	3
Mangin	18.10.72	23 l/mn	13°5	10°5	3 200	1,3
Girin	18.10.72	30 l/mn	13°5	11°5	3 300	2,7
Abbaye	18.10.72	12 l/mn	12°	11°	3 300	6

3/ Les sources liées aux formations quaternaires

Parmi les sources liées aux formations quaternaires, il nous faut distinguer celles qui sourdent au contact des placages glaciaires, ou fluvio-glaciaires accrochés sur les pentes et du substratum, et celles déterminées par la présence à l'intérieur des alluvions quaternaires de niveau congloméré.

Parmi les premières, il nous faut citer l'importante source du Fontanil qui alimente la commune de Plan dont le débit à l'étiage est d'environ 200 l/mn. Les conditions hydrogéologiques d'émergence de cette source s'expliquent aisément ; en effet les eaux de ruissellement viennent se concentrer dans un chenal d'écoulement glaciaire rempli d'alluvions sableuses et caillouteuses situé au Nord Ouest du village de Plan. Ce chenal est entaillé dans la molasse conglomératique de perméabilité beaucoup moins élevée.

Dans le même cas il nous faut citer les sources des Granges à Izeaux. Ces sources, dont le débit est d'environ 80 l/mn au total, sont déterminées par des circulations qui empruntent également d'anciens chenaux entaillés dans la molasse et remblayés d'alluvions fluvio-glaciaires. Ces alluvions tapissent le fond de la vallée de Parménie qui se développe au-dessus du hameau des Granges. Cette vallée orientée Est-Ouest, sans écoulement superficiel a fait l'objet, en 1967, à la demande du Génie rural, d'une campagne de prospection géophysique. Cette campagne par sondages électriques a révélé le caractère franchement glaciaire de cette vallée qui se traduit par une grande hétérogénéité des alluvions et une réduction de l'épaisseur des dépôts vers l'aval. Néanmoins par leur puissance importante en certains points (plus de 70 m) et une résistivité élevée, ces dépôts laissaient présumer une forte perméabilité et une vaste réserve aquifère. Ce qui fut, héla, en partie démenti par les forages mécaniques et les essais de pompage.

Ces essais infructueux ne sont pas particuliers à la vallée de Parménie, on en connaît de nombreux exemples en plaine de Bièvfe ; ils sont la conséquence du fait que les chenaux ont souvent un profil très irrégulier, dont les contours sont difficiles à préciser avec les méthodes géophysiques classiques.

Parmi les sources déterminées par la présence de niveaux conglomérés à l'intérieur des formations glaciaires nous ne connaissons que la source du Pré-Marais à l'Est de Saint-Michel-de-Saint-Geoirs d'environ 30 l/mn et la source de la Crésennière à Brezins d'environ 100 l/mn. Cette dernière très importante est la seule source, qui, à notre avis, draine la terrasse de Saint-Siméon-de-Bressieux.

Parmi toutes ces sources liées aux formations quaternaires six ont été suivies régulièrement tout au long de l'année 1972. Excepté au Chambard ou à Plan où les réserves sont, sans doute, très importantes et où par conséquent le coefficient de variabilité des débits varie peu ; ailleurs, c'est le cas des Etangs et de la source Braymand, l'augmentation du coefficient de variabilité des débits est lié à la faible importance des dépôts quaternaires et des réserves aquifères.

Tableau III : DEBIT MAXIMUM MESURE

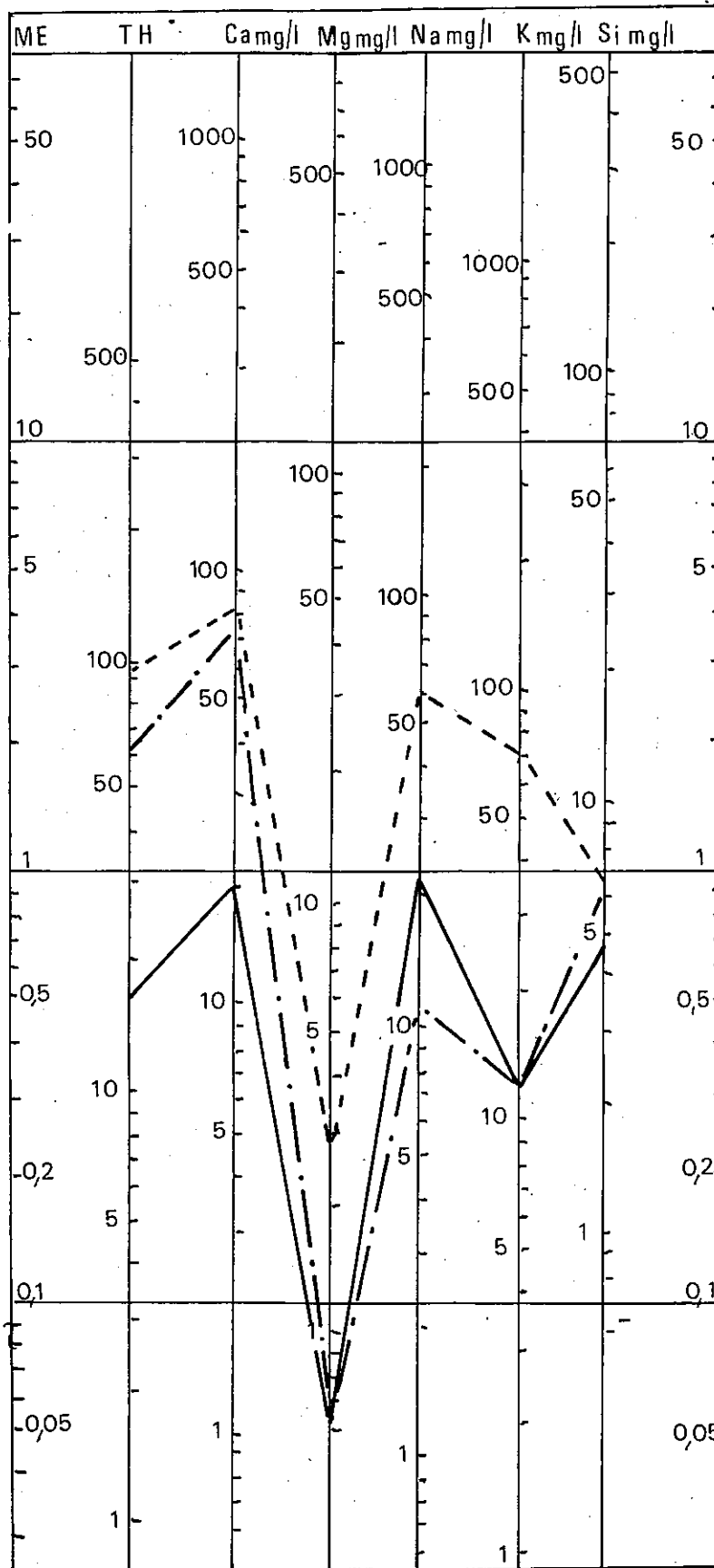
Source	X	Y	Z	Date	Débit	T° ext	T° eau	Résist à 20°C Xm
Bergeret	842,5	341,2	424	17.8.72	36 l/mn	14°	10°4	2 700
Chambard	843	341,5	470	29.7.72	120 l/mn	21°	11°8	4 000
Les Etangs(1)	839	340,5	500	5.8.72	20 l/mn	21°5	12°	5 100
Les Etangs(2)	839	340,4	520	5.8.72	10 l/mn	22°	11°5	4 900
Braymand	841	341,5	430	29.7.72	30 l/mn	21°	11°3	4 100
Plan	839	339	530	4.10.72	200 l/mn			2 800

DEBIT MINIMUM MESURE

Source	Date	Débit	T° ext	T° eau	Résist à 20°C Xm	Coefficient de variabilité des débits
Bergeret	14.12.72	18 l/mn	12°3	9°5	2 600	2
Chambard	16.11.72	96 l/mn	11°	9°8	4 000	1,2
Les Etangs(1)	16.11.72	6 l/mn	11°	9°2	5 200	3
Les Etangs(2)	16.11.72	6 l/mn	12°	9°8	5 100	3
Braymand	28.11.72	8 l/mn	10°	7°3	4 400	4
Plan	28.11.72	120 l/mn			2 650	2

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

FIG 13



DF 74

formations villafranchiennes ———
formations tertiaires - · - · -
formations quaternaires - - - -

B - HYDROCHIMIE

1/ Analyse chimique (fig. 13)

Nous avons nous même procédé à l'analyse chimique d'une trentaine d'échantillons prélevés le 23 novembre 1972, en période de basses eaux, sur le Haut-Bassin du Rival.

Ce lot d'échantillons a été choisi de manière à ce qu'il représente les 5 types d'émergences possibles. Les analyses ont été effectuées au Laboratoire de Géographie Alpine sous la direction et le contrôle de M. RICQ.

Bien que seuls les cations tels que : Si_{4+} , Ca_{2+} , Mg_{2+} , Na^+ et K^+ ont été analysés, ils fournissent néanmoins des résultats très intéressants.

Les eaux de ce bassin sont hypercarbonatées sodiques. Parmi ces cations, les alcalins Na^+ et K^+ n'ont pas une teneur négligeable, les rapports tels que Na/Ca et K/Ca varient entre 0,5 et 1. Le magnésium a par contre des teneurs extrêmement faibles, inférieures à 5 mg/l.

2/ Particularité chimique (fig. 13)

Un fait particulièrement intéressant est apparu à l'examen de ces analyses chimiques. Toutes les sources d'une même famille, c'est-à-dire liées à un même faciès géologique, ont une composition chimique très voisine et cette composition est caractéristique du faciès considéré. Cela se manifeste par la proportion respective des trois principaux cations : Si_{4+} , Ca_{2+} , et Na^+ .

C'est ainsi que :

$\text{Ca}_{2+} > \text{Si}_{4+} \gg \text{Na}^+$ correspond aux sources liées aux formations molassiques tertiaires,

$\text{Ca}_{2+} = \text{Si}_{4+} = \text{Na}^+$ correspond aux sources liées aux formations de cailloutis de Chambaran,

$\text{Ca}_{2+} > \text{Na}^+ > \text{Si}_{4+}$ correspond aux sources liées aux formations glaciaires.

L'explication nous est fournie par l'importance des phénomènes d'altération qui ont agi différemment sur ces 3 formations.

Tous ces dépôts sont à l'origine, très calcaires : le calcium, élément très soluble, sera mis en solution très rapidement par les eaux souterraines. Mais si les phénomènes d'altération et de lessivage se poursuivent pendant un temps suffisamment long, sous des conditions climatiques favorables, la silice sera à son tour mise en solution. Plus le lessivage est long, plus on tend vers un état d'équilibre. est le cas des cailloutis de Chambaran ; si le lessivage manifeste pendant un temps moyen, la silice commence être entraînée ; mais si le lessivage est nul, et c'est le cas des formations glaciaires, la silice n'est pas mise

en solution.

A chaque formation géologique, il est possible à présent d'associer un groupement d'éléments chimiques et une valeur de la résistivité particulière.

Tertiaire : $\text{Ca}_{2+} > \text{Si}_{4+} \gg \text{Na}^+$ $\cong 3\ 000$ à $3\ 500\ \Omega\ \text{Xm}$

Villafranchien : $\text{Ca}_{2+} = \text{Si}_{4+} = \text{Na}^+$ $\cong 5\ 500$ à $7\ 000\ \Omega\ \text{Xm}$

"Glaciaires" : $\text{Ca}_{2+} > \text{Na}^+ > \text{Si}_{4+}$ $\cong 2\ 600$ à $3\ 000\ \Omega\ \text{Xm}$
et de $4\ 000$ à $5\ 000\ \Omega\ \text{Xm}$.

L'ensemble des résultats géologiques et hydrogéologiques, qui ont été obtenus sur le bassin du Haut-Rival, sont suffisamment généraux et précis pour être utilisables dans le cadre d'une étude hydrogéologique locale; mais ne permettent pas de prévoir les volumes d'eau disponibles et exploitables. De la même façon ils ne permettent pas d'estimer les valeurs probables des coefficients d'infiltration et de ruissellement dans les types de terrain rencontrés.

C'est pourquoi la Direction départementale de l'Agriculture, pour mieux comprendre et maîtriser les caractéristiques hydrologiques de cette région, a aménagé le petit bassin de Brion dont nous proposons maintenant de faire l'étude hydrologique de base.

Chapitre II : LE BASSIN DE BRION

A - INTRODUCTION

La présente étude hydrologique du bassin de Brion utilise les résultats obtenus entre le 1/XI/1970 et le 30/X/1972 ce qui correspond à 2 années hydrologiques complètes si l'on tient compte qu'une année hydrologique, comportant uniquement un hiver et un été, commençait le 1er novembre et se termine le 30 octobre de l'année suivante.

Le bassin de Brion orienté nord-sud est situé à 3 km au Sud de Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs. Il est limité au Sud par le col de Toutes Aures, à l'Ouest par le rebord du plateau de Chambaran et à l'Est par les collines qui dominent le village de Saint-Michel-de-Saint-Geoirs. Administrativement le bassin est entièrement situé sur les communes de Brion (250 habitants) et Saint-Michel-de-Saint-Geoirs (300 habitants).

Après avoir représenté les caractéristiques physiques et le mode d'aménagement du bassin sous forme de tableau, nous passerons successivement en revue, dans une première partie, les différents facteurs climatiques qui influencent directement les écoulements.

L'étude détaillée de ces débits d'écoulement et l'analyse séquentielle des crues, dans une seconde partie, devront permettre d'acquérir une maîtrise complète et une connaissance plus précise du régime des eaux.

Dans une troisième partie nous traiterons plus spécialement le problème de la formation de cet écoulement à partir des pluies.

Enfin dans la quatrième et dernière partie il sera plus spécialement question du caractère représentatif du bassin de Brion sur le plan régional.

1/ Fiche représentative du bassin de Brion

- Localisation du bassin

Pays : France

Département : Isère.

- Bassin fluvial et sous-bassins

Ruisseau de Brion ----> le Rival ----> le Ruisseau des Collières
----> le Rhône.

- Formations géologiques (fig 14)

Sédimentaire (Bas-Dauphiné)

Affleurements : conglomérats tertiaires (70 %) ; argiles bleues (5 %) ;
cailloutis de Chambaran (5 %) ; formations glaciaires (20 %).

LE BASSIN DE BRION

CARTE GEOLOGIQUE



Alluvions récentes



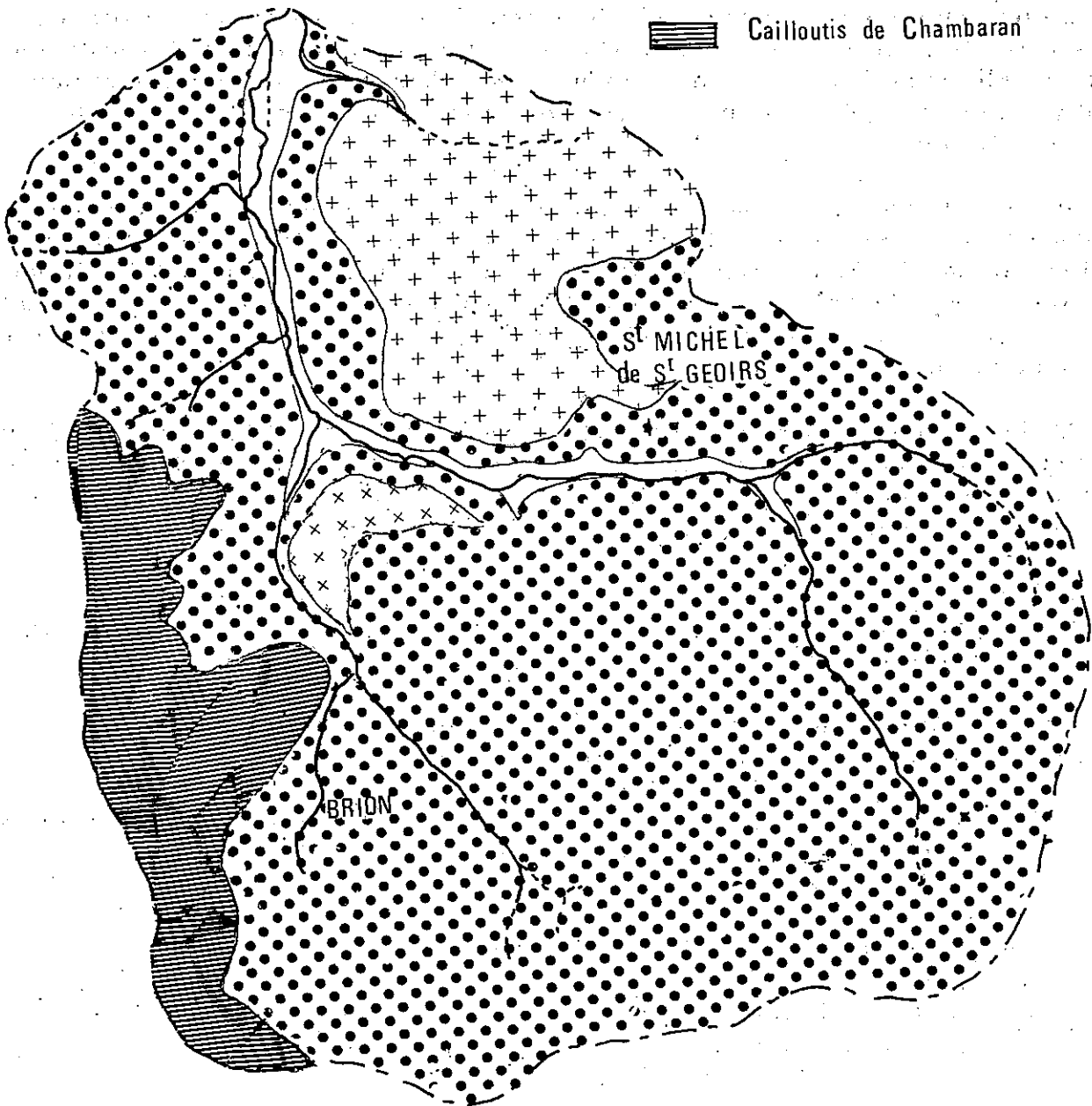
Formations glaciaires



Conglomérats tertiaires



Cailloutis de Chambaran



ECHELLE : 1 - 25 000

DF 74

Le bassin de Brion est donc essentiellement formé de molasse conglomératique tertiaire riche en bancs gréseux peu épais et en lentilles d'argiles bleues bien développées. Si l'on considère ce qui se passe dans le lit du ruisseau on s'aperçoit que ces faciès affleurent très largement au-dessus de la cote 500 mais qu'en dessous de cette limite ces formations disparaissent car elles sont masquées par des alluvions argileuses récentes.

- Relief de collines :

Orientation: nord, mi-face aux vents dominants (Est et Nord)

Altitude minimale : 420 m

moyenne : 560 m

maximale: 700 m

- Réseau hydrographique : allongé

- Végétation

75 % de prairies

25 de terres labourées

- Caractères morphologiques

Superficie : 11,76 km²

Périmètre : 13,5 km

Rectangle équivalent

- Longueur = 4,9 km

. Largeur = 2,2 km

D'une façon générale ce bassin est parfaitement bien délimité du point de vue géographique, hydrographique et géologique ; ce qui fait que les seuls apports, qu'il reçoit, ont lieu sous forme de précipitations. D'autre part les différents écoulements ont déterminé deux zones distinctes situées de part et d'autre de la cote 500 ; une zone supérieure où dominent les formes d'érosion et une zone inférieure correspondant à la mise en place, dans le fond de la vallée, de dépôts d'alluvions.

2/ Carte d'équipement du bassin de Brion

- Station hydrométrique : une seule station fixe

- Dispositif de contrôle

. une échelle limnimétrique

. un limnigraphe : marque SIAP

type : réduction 1/5 et déroulement bimensuel

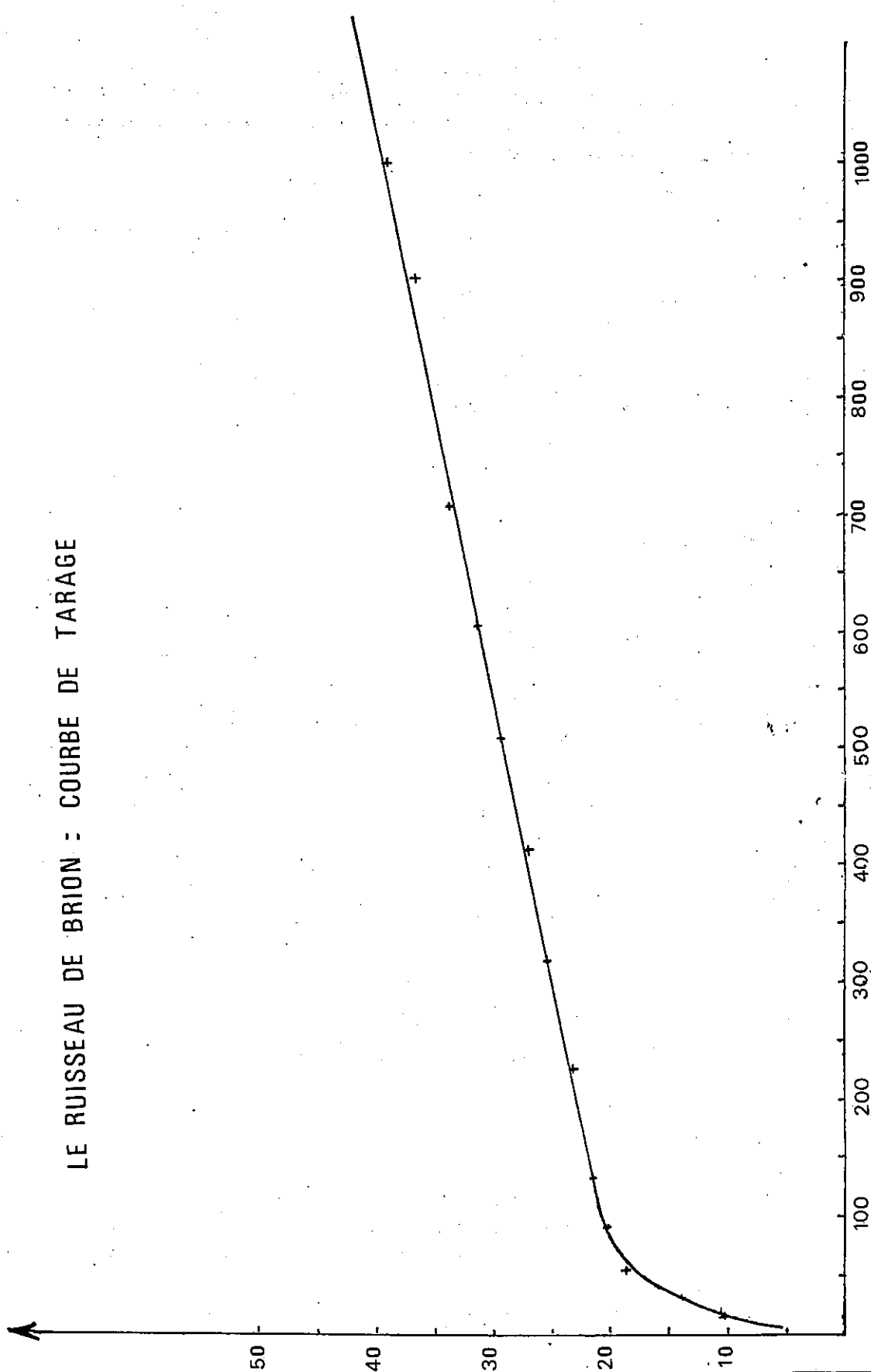
- Date de mise en service : 1er Mai 1970

- Station de jaugeage

. une passerelle de jaugeage permet de faire des mesures sur une section déterminée, et d'établir ainsi la courbe de tarage du ruisseau (fig. ...).

FIG 15

LE RUISSEAU DE BRION : COURBE DE TARAGE



- Station météorologique

. Localisation : Brion altitude 550 chez M. SAINVOIRIN.

. Appareillage : un pluviographe à augets basculeurs
marque : Salmoiraghi
type : 1625/A
déroulement : hebdomadaire

B - LES FACTEURS CLIMATOLOGIQUES

Les observations concernant les facteurs climatologiques, qui permettront de calculer le bilan hydrologique du bassin de Brion, ne recouvrent pas deux années calendaires complètes.

Pour pallier à cet inconvénient nous regrouperons toutes ces données en années hydrologiques.

L'année hydrologique va du 1er Novembre au 31 octobre soit jusqu'à la date du minimum des réserves en eau du sol. Aussi est-il possible de distinguer un hiver et un été avec changement le 30 avril. De cette façon il nous sera possible de distinguer deux années hydrologiques complètes 1970/71 et 1971/72.

1/ Les vents

Les observations relatives aux vents sont effectuées à l'aérodrome de Grenoble-Saint-Geoirs depuis 1968. Elles concernent le vent "moyen" et le vent "maximal".

Le vent "moyen" est celui observé empiriquement pendant la période de 10 mn qui précède chaque observation synoptique. Par convention on appelle un vent calme un vent dont la vitesse est inférieure à 1 m/s.

Quant au vent "maximal" il représente la pointe instantanée extrême repérée quotidiennement sur les enregistreurs.

a) Le vent moyen (fig. 16)

La rose des vents établie sur 5 années d'observation nous permet de constater que :

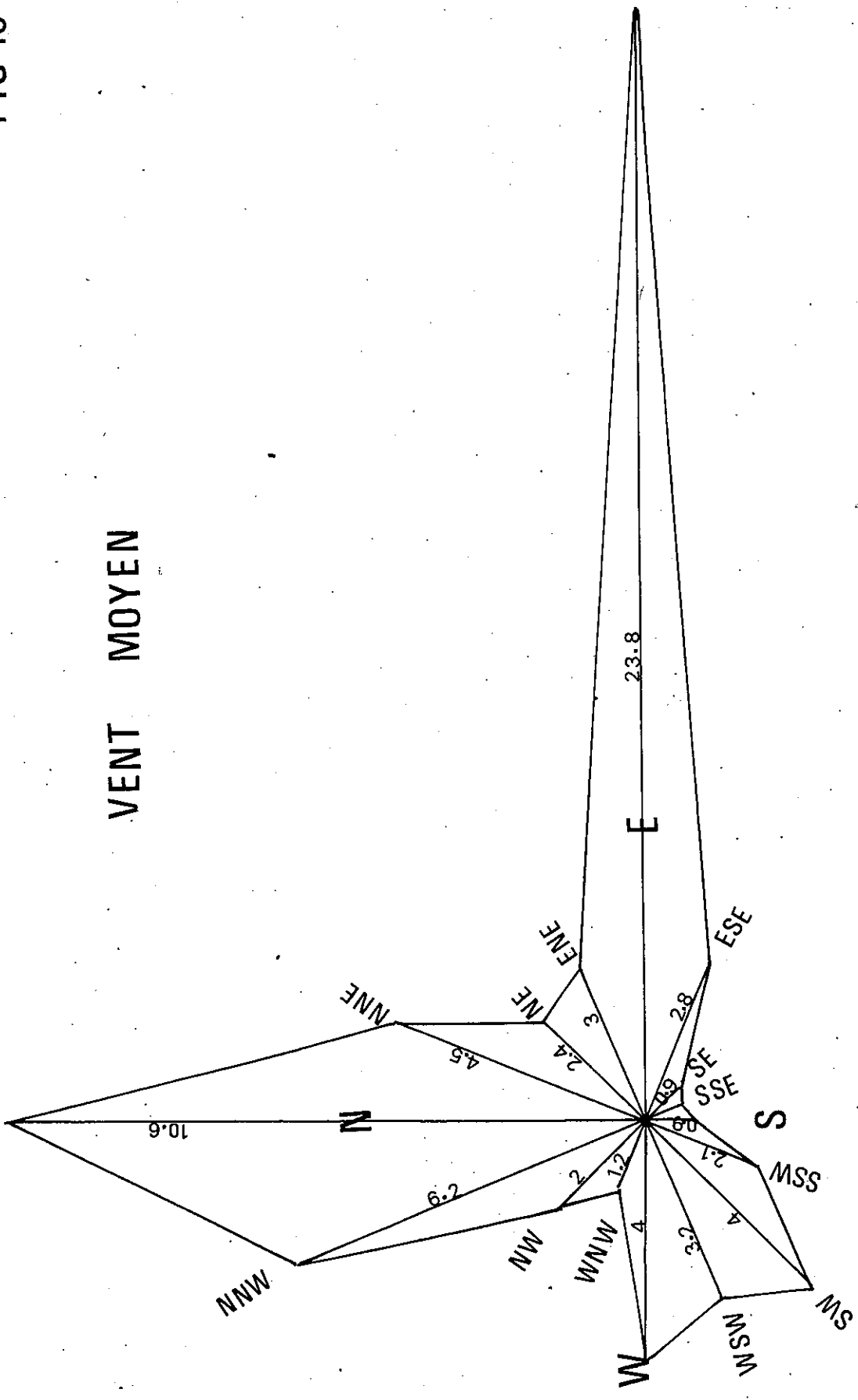
- deux directions principales dominent : l'une est la direction "Est" (23,8 % du total (traduit le fait qu'à la sortie de la cluse de l'Isère les vents s'engouffrent dans la seule vallée qui s'ouvre en face d'elle ; l'autre est la direction nord (10,6 % du total) dans laquelle le vent peut souffler sans être gêné par un relief important comme il en existe au Sud (massif du Vercors).

b) le vent maximal (fig. 17)

Comme pour le vent moyen, la rose des vents permet de traduire de façon concrète le phénomène. Celle-ci montre qu'il existe trois directions principales qui sont le Nord, l'Est et le Sud Ouest. La pointe maximale atteinte par le vent

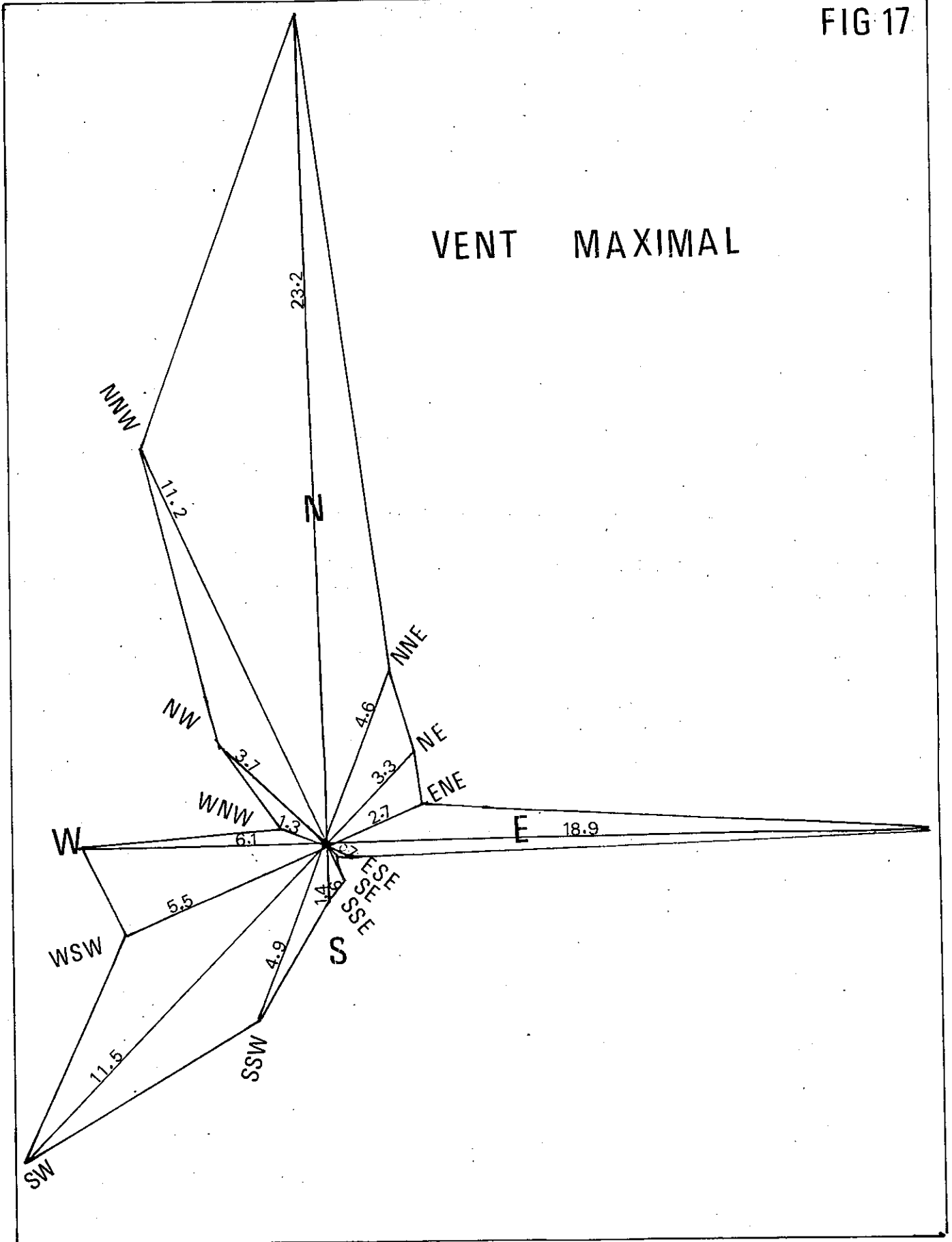
FIG 16

VENT MOYEN



CALMES 27,7%

FIG 17



pendant ces 5 années d'observation a été de 108 km/h (30 m/s) ; elle s'est produite 2 fois au cours de la même année en mai et en Juillet 1970 ; et ce vent d'intensité maximum venait à chaque fois du Sud Ouest.

2/ Les températures

Nous possédons les relevés thermométriques de la station de Grenoble-Saint-Geoirs de 1941 à 1951 et de 1968 à 1972.

Les moyennes mensuelles sont les suivantes :

J	F	M	A	M	J	Moyenne
+ 1	+ 2, 8	+ 6, 8	+ 10, 7	13, 8	17, 2	Annuelle
J	A	S	O	N	D	10, 6
19, 9	19, 7	16, 7	+ 11, 6	+ 5, 8	+ 2, 2	

La valeur de 10°6 sera utilisée comme moyenne thermométrique annuelle de l'ensemble du bassin de Brion puisque le calcul de l'évapotranspiration n'exige pas la connaissance de la température avec une très grande précision.

3/ La pluviométrie

Un pluviographe à augets basculeurs a été mis en service le 1er octobre 1970. Cet appareil est situé à l'altitude de 550 m. Quant pour des raisons multiples l'appareil n'a pas fonctionné :

- entonnoir bouché par des feuilles
- la plume défectueuse
- l'arrêt du mouvement d'horlogerie
- le dérèglement du bras enregistreur

nous avons substitué aux données manquantes, les données qui sont fournies dans la même période par la station de Grenoble-Saint-Geoirs.

a) Pluviométrie annuelle (années hydrologiques)

Pour les années hydrologiques 1970/71 et 1971/72 nous comparerons les résultats de la station de Brion et ceux de Grenoble-Saint-Geoirs.

	Brion	Grenoble - Saint-Geoirs
1970/71	925 mm	956 mm
1971/72	895 mm	855 mm

Les résultats obtenus à la station de Grenoble - Saint-Geoirs (station principale de météorologie) doivent être considérés comme extrêmement correctes. D'autre part une étude effectuée par la SOCREAH sur différentes stations de la plaine de Bièvre conclue à un gradient pluviométrique de 95 mm pour 100 m de dénivellation. Or si l'on utilise cette valeur pour calculer les précipitations moyennes annuelles du bassin de Brion (altitude moyenne 560 m), par rapport aux valeurs de Grenoble - Saint-Geoirs (alt. : 390 m), on obtient :

- 1970/71 :

$$956 \text{ mm} + 0,95 (560 - 390) = 1\,117 \text{ mm}$$

- 1971/72 :

$$855 \text{ mm} + 0,95 (560 - 390) = 1\,016 \text{ mm.}$$

Ces valeurs sont de beaucoup supérieures à celles fournies par l'observation ; ceci tient tout simplement au fait que les données de Grenoble - Saint-Geoirs, venues remplacer les données manquantes de Brion, ne sont pas corrigées du gradient pluviométrique considéré. Mais cette opération ne peut pas s'effectuer systématiquement pour chaque valeur car il faudrait être sûr qu'il pleuve en même temps à Brion et à Grenoble - Saint-Geoirs.

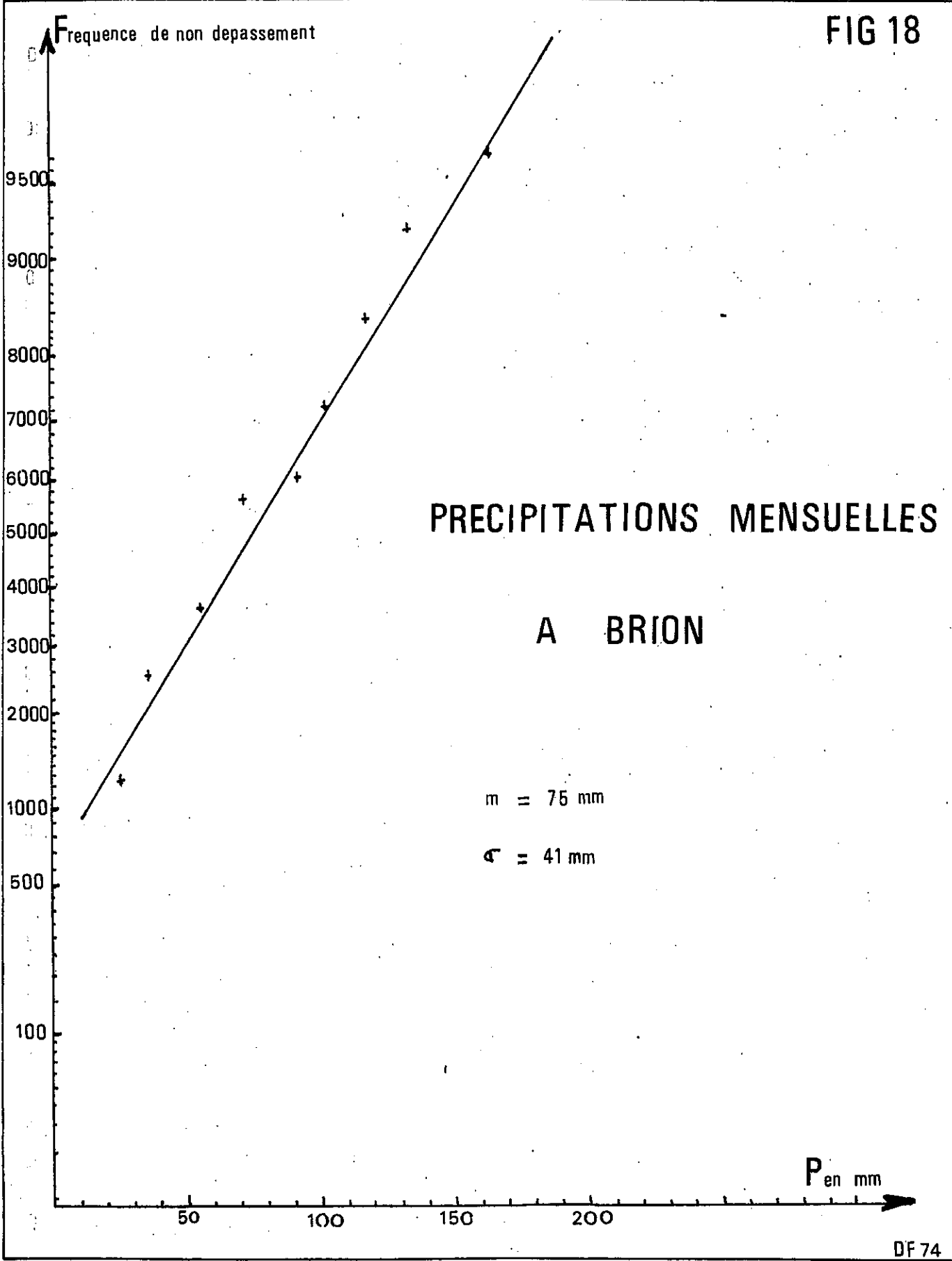
b) Pluviométrie mensuelle

Nous obtenons les lames d'eau mensuelles suivantes : à Brion.

Valeurs en mm

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
									90,5	129,6	69,2
90,7	35,3	116	100	106,6	158,3	23,8	56,4	25,5	34,2	126	23,2
45,7	154,1	64,2	168,4	62,2	108,3	31,9	57,4	41,1	72,5		

FIG 18



Par comparaison nous donnons également les valeurs obtenues à Grenoble - Saint-Geoirs.

valeurs en mm

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
									102	114	55
67	38	170	116	75	161	27	66	17	19	139	12
55	155	68	58	45	115	61	53	41	93		

Dans les 2 cas les mois de juillet, août et septembre sont marqués par un temps relativement sec, alors que pour les autres mois les précipitations sont très variables.

c) Loi de distribution des pluies mensuelles (fig. 18)

Soit $X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$, les valeurs considérées.

La moyenne $m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i$ est égale pour les 25 mois d'observation à 75 mm.

L'écart type de la loi cherchée, soit $\sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - m)^2}$ est égal à 41 mm.

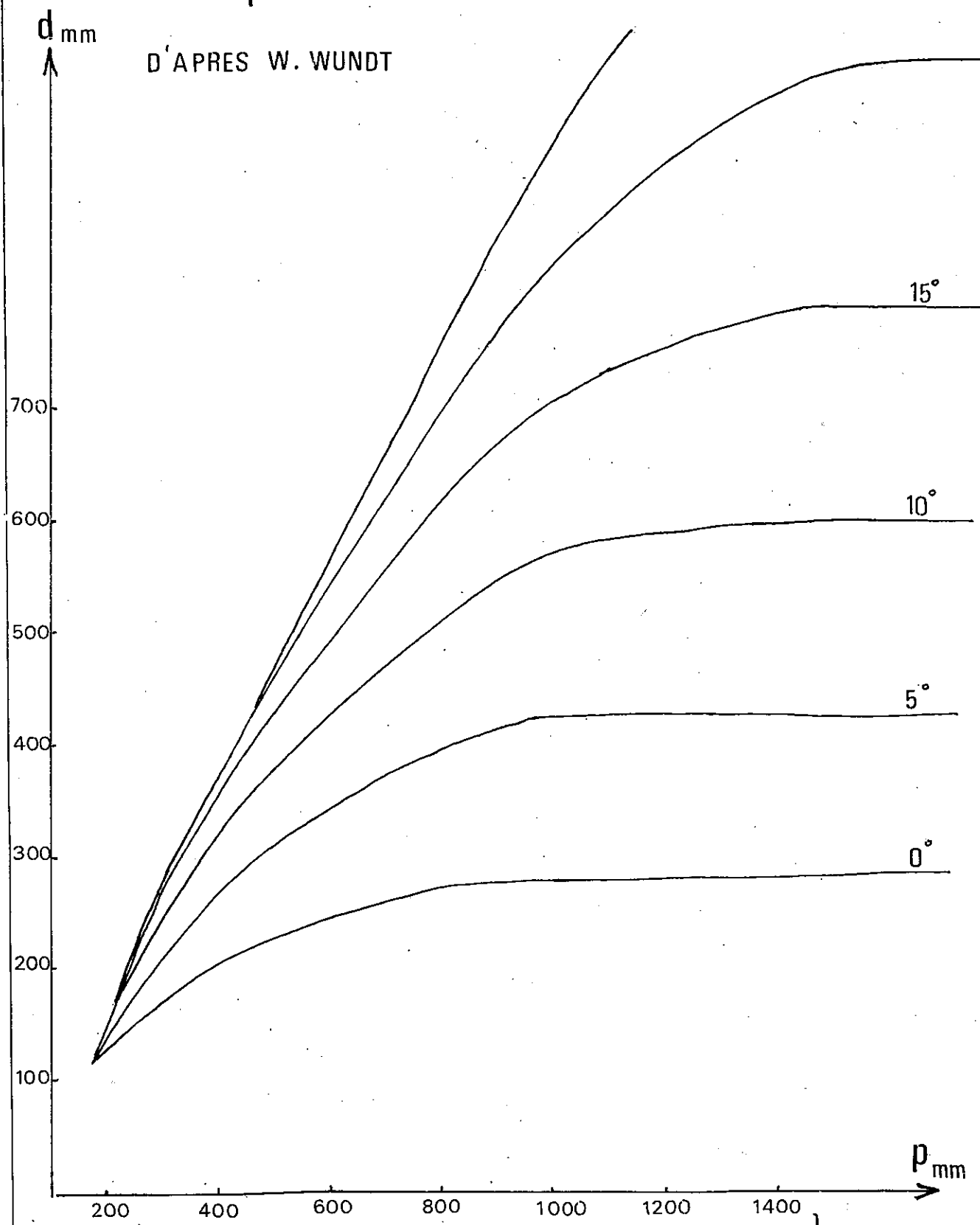
Ainsi nous assimilons donc la loi de probabilité des hauteurs pluviométriques mensuelles à la loi normale de moyenne 75 mm et d'écart type 41 mm ce que nous traduisons ci-dessous pour des niveaux de probabilité souvent utilisés.

$$\text{La période de retour } T(x) = \frac{1}{1 - W(x)} \quad W(x) = \text{Prob}(X < x).$$

FIG 19

Précipitation (P) déficit d'écoulement (d)

D'APRES W. WUNDT



Probabilité de non Dépassement	0,01	0,02	0,05	0,1	0,2	0,5	0,8	0,9	0,95	0,98	0,99	
Période de retour en mois	ANNEES SECHES						ANNEES HUMIDES					
	100	50	20	10	5	2	5	10	20	50	100	
Hauteurs pluviométriques en mm	0	0	0	12	35	72	110	130	145	150	170	

4/ Evapotranspiration

a) Méthode de Wundt (fig.19)

WUNDT a dressé un tableau donnant le déficit d'écoulement en fonction de la température et des précipitations annuelles.
Soit avec 10°6 de température moyenne : 1 117 mm pour 1970/71 et 1 016 mm de pluie pour 1971/72 on obtient un déficit de 575 mm.

b) Méthode de Turc

La formule de Turc s'écrit

$$Da = \frac{Pa}{0,90 + \frac{Pa^2}{L}}$$

avec :

$$L = 300 + 25 T + 0,05 T^2$$

avec :

Da le déficit annuel en millimètres

Pa la lame d'eau moyenne annuelle en millimètres

T la température moyenne

ce qui donne :

$$L = 300 + 25 (10,6) + 0,05 (10,6)^2 = 570$$

- pour 1970/71 :

$$Da = \frac{1117}{\sqrt{0,90 + \left(\frac{1117}{570}\right)^2}} = 517 \text{ mm}$$

- pour 1971/72 :

$$Da = \frac{1016}{\sqrt{0,90 + \left(\frac{1016}{570}\right)^2}} = 478 \text{ mm}$$

Ce qui donne une moyenne interannuelle = 494 mm

c) Méthode de Coutagne

La formule de Coutagne s'écrit :

$$Da = Pa - \lambda Pa^2 \quad (1)$$

Da et Pa sont exprimés en mètres.

$$\lambda = \frac{1}{0,8 + 0,14T} \quad (2)$$

La formule (1) n'est valable que pour Pa compris entre $\frac{1}{8\lambda}$ et $\frac{1}{2\lambda}$

avec $T = 10^6$
on a $\lambda = \frac{1}{0,8 + 0,14 \times 10,6} = 0,44$

$$\frac{1}{8\lambda} = \frac{1}{8 \times 0,44} = 0,28$$

$$\frac{1}{2\lambda} = \frac{1}{2 \times 0,44} = 1,14$$

Or il faut que $0,28 > Pa > 1,14$ avec Pa en mètres, ceci est donc valable pour 1970/71 et pour 1971/72.

La formule (1) peut être utilisée ce qui donne :

pour 1970/71 $Da = 1117 - 0,44 \times (1117)^2 = 0,569 \text{ m} = 569 \text{ mm}$

pour 1971/72 $Da = 1016 - 0,44 (1016)^2 = 0,562 \text{ m} = 562 \text{ mm}$

Ce qui donne comme moyenne interannuelle $Da = 565 \text{ mm}$

Calcul de l'évapotranspiration à Brion (d'après Thornthwaite

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
+1	+2,8	6,8	10,7	13,8	17,2	19,9	19,7	16,7	11,6	5,8	2,2	2 ans T 1941/51
0,14	0,50	1,60	3	4,4	5,7	7,6	7,6	5,8	3,5	3,1	0,25	$i = \frac{T^{1,5}}{5}$ I = 41,9
4	11	29	48	63	80	96	95	78	52	24	9	ep mm non corrigée
0,8	0,81	1,02	1,13	1,28	1,30	1,31	1,21	1,04	0,94	0,79	0,75	K
3,2	8,9	29,5	54,2	80,6	104	124,8	114	81,1	47	19	6,7	Ep mm

EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (annuelle) .673 mm

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

d) Méthode de Thornthwaite

La méthode de Thornthwaite permet de calculer l'évapotranspiration mois par mois.

On calcule l'évapotranspiration potentielle E_p ; on calcule pour chaque mois $i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1,5}$

avec T = température moyenne mensuelle

l'indice thermique

L'évapotranspiration potentielle mensuelle non corrigée e_p est égale à :

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

av. $a = 1,6 \cdot 10^{-3} I + 0,5$

On obtient l'évapotranspiration potentielle E_p en multipliant e_p par un coefficient K différent à chaque mois. Par cette méthode, on obtient la valeur de l'évapotranspiration potentielle annuelle soit 673 mm.

Tous ces résultats peuvent être résumés dans le tableau suivant :

Méthode	Evapotranspiration
Turc	494 mm
Wundt	575 mm
Coutagne	565 mm
Thornthwaite	673 mm

Nous pouvons les comparer aux valeurs obtenues à partir des faits d'observation (voir paragraphe : débits d'écoulement) qui sont pour 1970/71 = 443,9 mm et pour 1971/72 = 563,5 mm, ce qui donne comme moyenne inter-annuelle 503 mm. Seule la méthode de Turc se rapproche sensiblement de cette valeur, les 3 autres méthodes de Wundt, de Coutagne et de Thornthwaite donnent des valeurs par excès. Donc il semblerait, d'après ces calculs, que ce soit la formule de Turc qui s'adapterait le mieux au calcul de l'évapotranspiration dans cette région.

C - DEBITS D'ECOULEMENT

Après avoir passé en revue les facteurs climatologiques conditionnant le régime du ruisseau de Brion, nous aborderons l'étude des débits.

Bien que l'étendue de ce bassin soit assez modeste, il est à notre sens suffisamment représentatif du versant sud de la plaine de Bièvre (p. 105) pour que nous nous attardions un peu sur l'étude de ses seuls débits, dont la connaissance constitue la donnée de base nécessaire à tout projet d'aménagement hydraulique. Certes le nombre d'observations que nous possédons est extrêmement faible ; ce qui devra, par conséquent, nous inciter à beaucoup de prudence.

1/ Ecoulements saisonniers (années hydrologiques fig 20)

- Nous récapitulons dans le tableau ci-dessous les valeurs saisonnières des principales caractéristiques de l'écoulement pour 1970/71 et 1971/72.

Ces résultats nous suggèrent les remarques suivantes :

- les déficits d'écoulement réagissent comme l'inverse de la pluviométrie. Pour les fortes précipitations, en hiver, les déficits sont faibles ce qui correspond à de forts écoulements. Pour les faibles précipitations, en été, les déficits sont forts ce qui correspond à de faibles écoulements et à une recharge de la nappe.

- les valeurs du coefficient d'écoulement varient très fortement au cours de l'année hydrologique : l'été elles oscillent entre 40 et 17 %, l'hiver elles peuvent atteindre près de 60 %.

- quant au volume écoulé il est tout aussi variable ; celui d'hiver a une moyenne inter-annuelle qui vaut presque 2 fois celle de l'été.

Période	Saison	Débit moyen l/s	Débit spécifique moyen	Volume écoulé	Lame écoulée	Pluie sur le bassin	Déficit écoulement	Coefficient écoulement
	unité	l/s	l/s km ²	10 ⁶ m ³	mm	mm	mm	% $\frac{\text{ha}}{\text{Pa}}$
1970/71	hiver	240, 11	21, 18	3, 96	336, 7	541, 8	204, 1	62 %
	été	123, 07	10, 46	1, 94	165	404, 8	239, 8	40 %
	année hydrologique	186, 09	15, 82	5, 90	501, 7	956, 6	443, 9	
1971/72	hiver	172, 32	14, 65	2, 72	231, 2	481, 6	250, 4	49 %
	été	45, 51	3, 87	0, 71	60, 3	373, 4	313, 1	17 %
	année hydrogéolo- gique	108, 91	9, 26	3, 43	291, 5	855	563, 5	

Débits mensuels Qm (en l/s)

1970					203	76	57	51	56	55	157	92
1971	270	141	487	216	233	335	58	41	36	37	76	62
1972	49,6	654,2	135,6	81,8	64,8	72,6	51,9	20,9	19,5	42,4		

Débits spécifiques mensuels Qm (l/s/km²)

1970					17,2	6,46	4,89	4,34	4,76	4,68	13,3	7,82
1971	22,9	12,0	41,4	18,3	19,8	28,5	4,93	3,48	3,06	3,14	6,46	5,27
1972	4,21	55,62	11,53	6,95	5,51	6,17	4,41	1,77	1,65	3,60		

Volumes écoulés mensuels Vm (en 10³ m³)

1970					543,71	196,99	152,66	131,53	145,15	147,31	406,94	246,41
1971	723,16	341,10	1304,38	553,87	624,06	868,32	155,34	109,81	93,31	99,10	196,99	166,06
1972	132,84	1695,16	363,19	212,02	173,56	188,17	139	55,97	50,54	113,56		

Lames écoulées mensuelles hm (en mm)

1970					46,2	16,7	12,9	11,6	12,3	12,5	34,6	20,9
1971	61,4	290	110,9	47,6	53	73,8	13,2	9,3	7,9	8,4	16,7	14,1
1972	11,2	144,6	30,8	18	14,7	15,9	11,8	4,7	4,2	9,6		

Pluies mensuelles sur le bassin (en mm)

1970										90,5	129,6	69,2
1971	90,7	35,3	116	100	106,6	158,3	23,8	56,4	25,5	34,2	126	23,2
1972	45,7	154,1	64,2	68,4	62,2	108,3	31,9	57,4	41,1	72,5		

FIG 20

ECOULEMENTS SAISONNIERS

(1970-71 1971-72)

L/s

600

400

200

Pa PRECIPITATIONS

Da DEFICIT D ECOULEMENT

Ha LAME D EAU ECOULEE

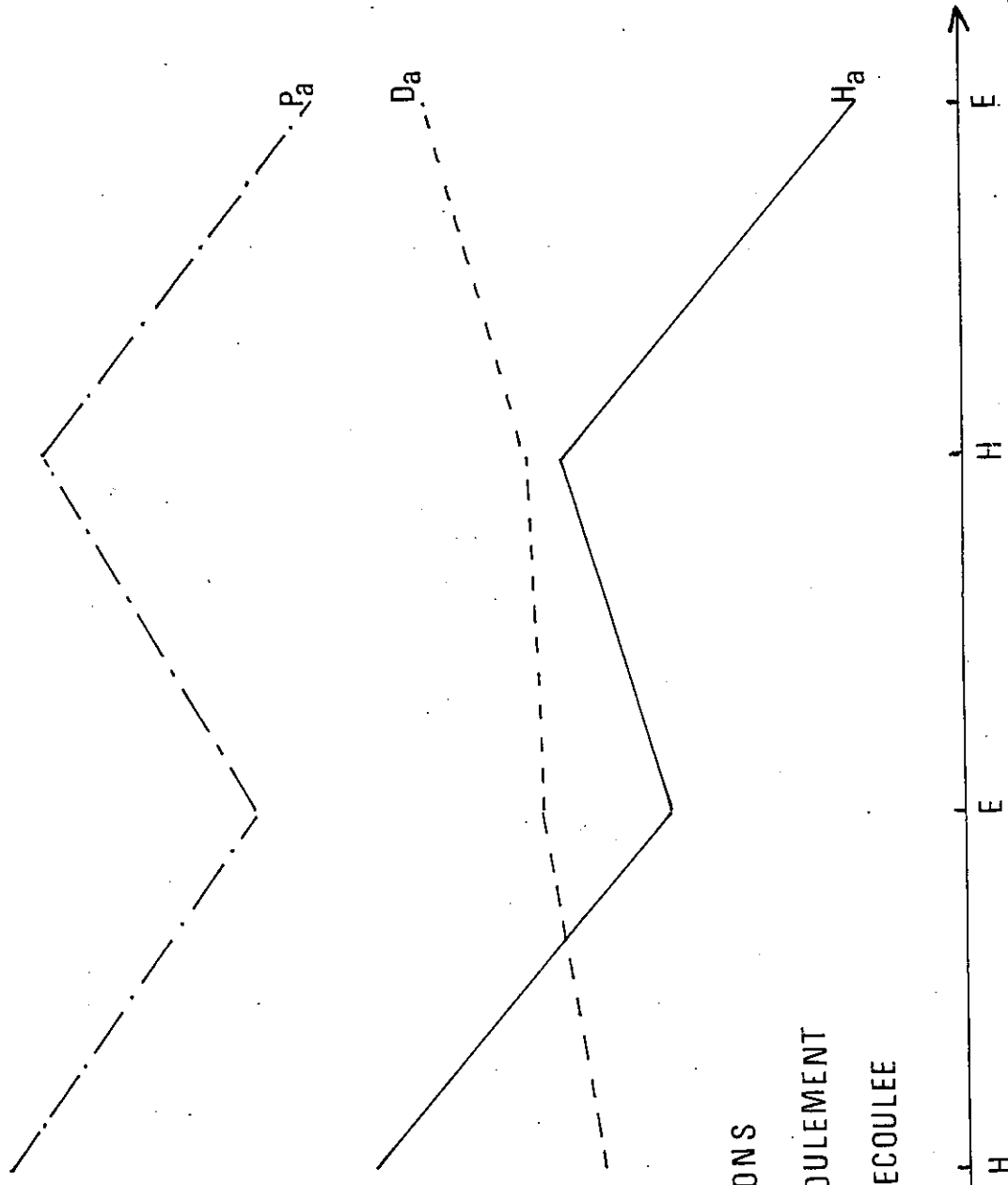
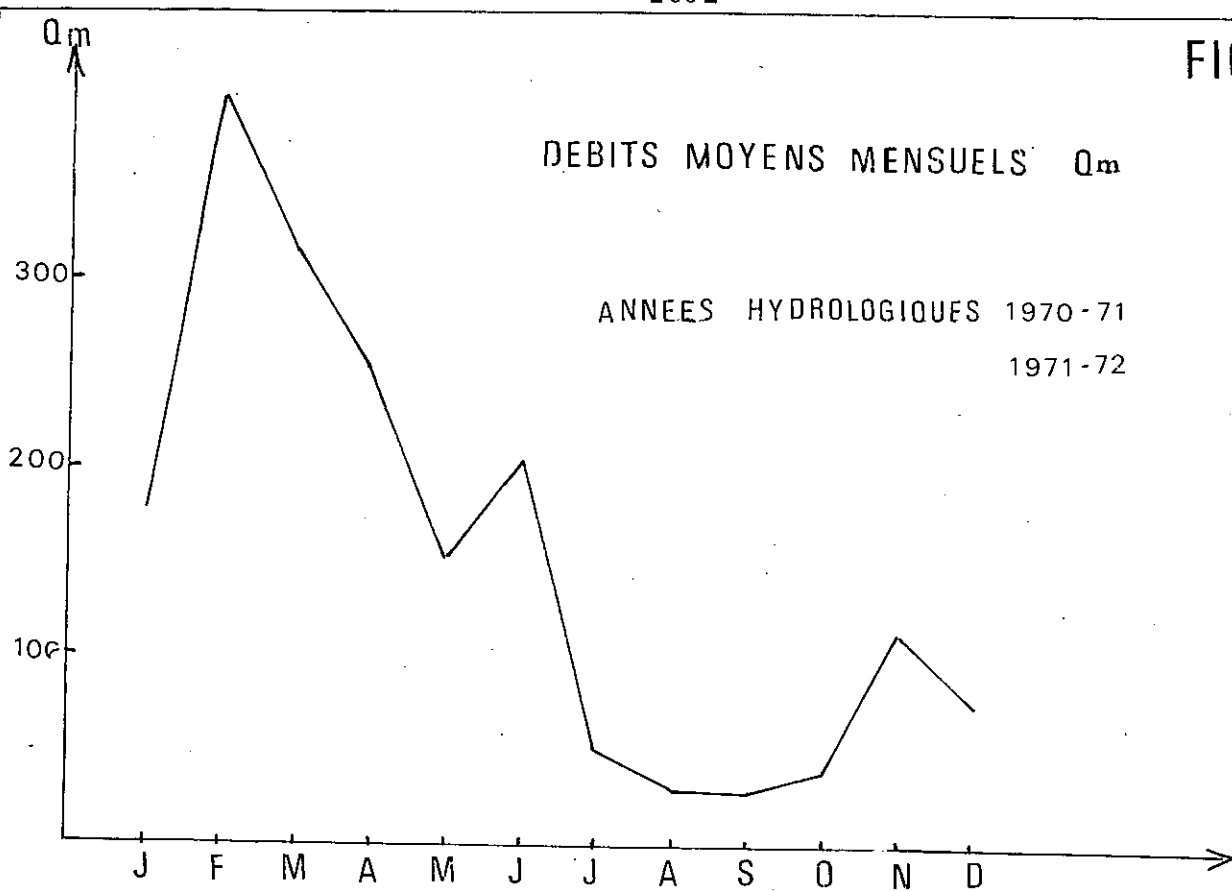


FIG 21

DEBITS MOYENS MENSUELS Q_m

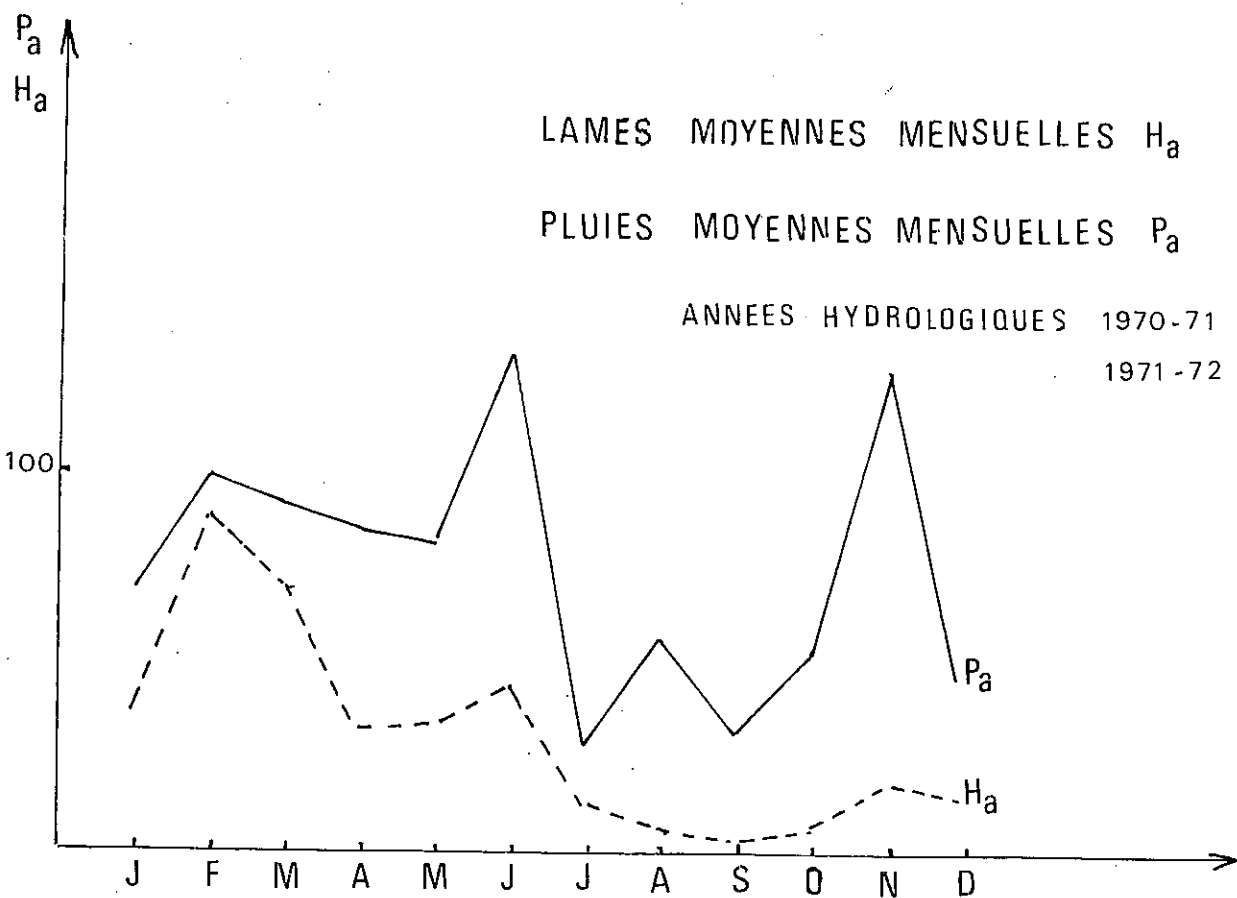
ANNEES HYDROLOGIQUES 1970-71
1971-72



LAMES MOYENNES MENSUELLES H_a

PLUIES MOYENNES MENSUELLES P_a

ANNEES HYDROLOGIQUES 1970-71
1971-72



2/ Écoulements mensuels

Les résultats sont reportés sur les figures 21 et 22. ;

On remarque que les débits mensuels suivent d'assez près la pluviométrie sauf pour le mois d'août où la liaison pluie-débit présente une assez forte dispersion.

Considérons à présent les courbes de fonctionnement h du bassin. Ces courbes s'obtiennent par cumul des valeurs mensuelles de la lame écoulée hm et de la pluviométrie P_m de l'année hydrologique. Les résultats observés nous suggèrent les remarques suivantes :

- les pentes de ces courbes représentent le coefficient d'écoulement (K) ;
- les limites, entre les zones à fort K et à faible K , sont celles des saisons d'hiver et d'été au sens hydrologique. Ainsi ce partage de l'année hydrologique en 2 saisons, est parfaitement confirmé ;
- le point de rencontre des deux courbes est situé entre le mois de février et le mois de mars ; il a pour coordonnées $h = 200$ mm ; $P = 380$ mm ce qui donne $K = 50$ % . Cette valeur de 50 % caractérise le coefficient d'écoulement spécifique du bassin.

3/ Débits journaliers classés

Il a été établi pour chaque année hydrologique, un classement des débits journaliers (en l/s).

Le tableau ci-après rassemble les résultats de certains débits caractéristiques de rang n (D_{cn}).

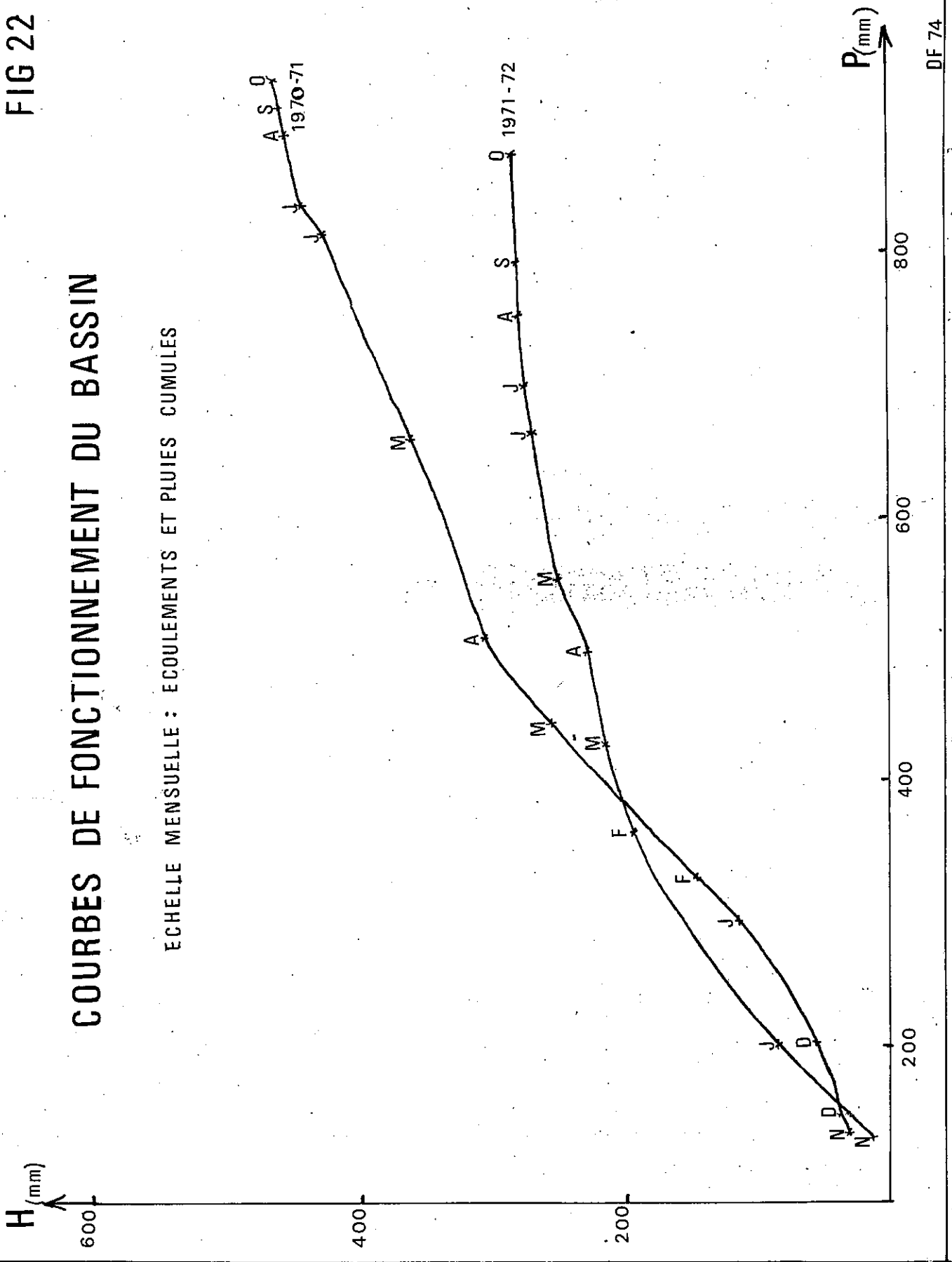
On constate que les valeurs peuvent être les mêmes en période d'étiage (10 l/s) et fort différentes en période de hautes eaux (1 284 et 1 534 l/s). Ce qui signifie qu'à l'inverse de violents orages, d'intensité fort variable, déterminant des crues exceptionnelles, se crée très lentement un équilibre entre les infiltrations ou recharge des réserves et l'écoulement des sources.

Année	DC 365	DC 360	DC 355	DC 335	DC 270	DC 180	DC 90	DC 30	DC 10	DC 5	DC 1
1970/71	10	10	24	36	42	68	180	560	955	1 137	1 824
1971/72	10	10	10	21	36	46	68	225	850	1 093	1 534

FIG 22

COURBES DE FONCTIONNEMENT DU BASSIN

ECHELLE MENSUELLE : ECOULEMENTS ET PLUIES CUMULEES



4/ Débits caractéristiques de périodes continues d'écoulement (QCn)

Donnons tout d'abord une définition de ces QCn. Toute période continue de N jours contient N débits journaliers qui comportent toujours un maximum et un minimum. Il est d'autre part possible, pour une année donnée, de déterminer 365 périodes de N jours en déplaçant jour par jour un intervalle mobile de N jours. Pour $N > 1$ il faut déborder de $N/2$ de part et d'autre des extrémités de l'année. Les 365 périodes ainsi déterminées fournissent 365 maximums et 365 minimums.

Le classement de ces deux séries d'extrémums permet de dégager un minimum et un maximum pour chacune d'elles. Ces 2 valeurs de rang 1 (maximum des maximums et maximum des minimums) et de rang 365 (minimum des maximums et minimum des minimums) sont des débits caractéristiques de période continue de N jours.

Pour un ouvrage de régulations des eaux, alors qu'en étiage le débit peut descendre au-dessous d'un seuil critique d'alimentation à des moments variables en durée et en date, il serait par exemple utile de connaître le plus mauvais de ces moments (N jours consécutifs).

Pour un N donné il faut donc connaître le minimum des 365 maximums déterminés puisque c'est ce minimum qui ne sera pas atteint N jours par an.

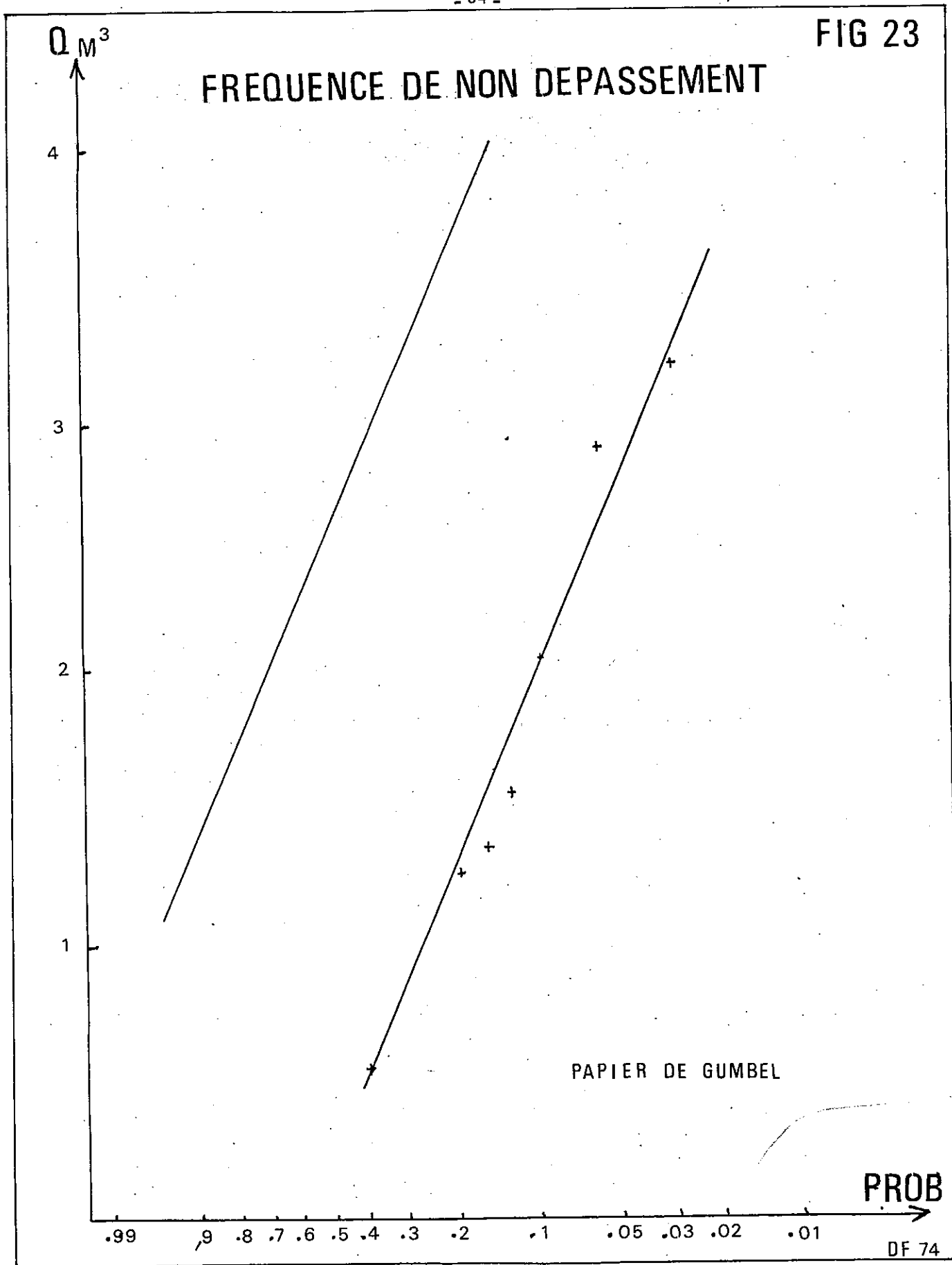
En hautes eaux, même processus : il y a un seuil de débit au-delà duquel les dégâts commencent et il est utile de connaître la plus longue des périodes qui dépassera ce seuil. Il s'agira alors de prendre ici en considération pour un N donné, le maximum des 365 minimums déterminés car c'est ce débit qui sera dépassé pendant N jours consécutifs dans l'année.

La notation QCn a été adoptée avec $N = n$ en période de hautes eaux (jusqu'à $N = 30$) ; $365 - N = n$ en période de basses eaux (jusqu'à $N = 30$).

Les résultats sont résumés dans le tableau suivant.

Année	BASSES EAUX				HAUTES EAUX			
	(débits en l/s.)							
	QC 365	QC 360	QC 355	QC 335	QC 30	QC 10	QC 5	QC 1
1970/71	32	32	32	36	96	464	971	1 824
1971/72	10	10	21	35	68	560	771	1 534

FIG 23



5/ Etude fréquentielle des crues

Nous avons reporté dans le tableau suivant la valeur maximum des débits enregistrés pour chaque mois de mesure. Les débits sont reportés en m^3/s . Nous allons essayer d'ajuster la loi des valeurs extrêmes (loi de Gumbel) aux fréquences de non dépassement des débits maximums enregistrés mensuellement.

La loi de Gumbel est la suivante :

$$F(Q) = 1 - e^{-KQ}$$

Cette loi se traduit par une droite sur graphique de Gumbel sur lequel on porte :

- en abscisse $U = -\log(-\log F(Q))$
- en ordonnée Q

soit $F(Q)$ la fréquence de non dépassement des débits maximums mensuels enregistrés. Si l'on considère qu'une crue a une probabilité d'apparition égale pour chaque mois et que les crues de deux mois consécutifs sont indépendantes, la fréquence de non dépassement des débits maximums enregistrés sur n mois sera $F(Q)^n$.

La courbe $F(Q)^n$ sera représentée en graphique de Gumbel par :

$$UF(Q)^n = -\text{Log}(-\text{Log} F(Q)^n) = -\text{Log}(-\text{Log} F(Q) - \text{Log} n)$$

$$UF(Q)^n = UF(Q) - \text{Log} n$$

La courbe $F(Q)$ se déduit de la courbe $F(Q)^n$ par une translation $-\text{Log} n$.

La courbe de fréquence de non dépassement des débits maximums enregistrés mensuellement suit la loi de Gumbel pour $Q = 500 \text{ l/s}$.

La courbe de fréquence de non dépassement des débits maximums annuels se déduit de la courbe précédente par translation de $\text{Log} 12$.

On obtient ainsi les valeurs caractéristiques suivantes :

Fréquence	Biennale	Quinquennale	Décennale
Valeur adoptée	2,6 m^3/s	3,7 m^3/s	4,4 m^3/s

Ces valeurs sont très loin de celles que l'on obtient en utilisant les travaux de M. GIRARD (1969) sur le ruisseau le Rival à Brezins, et qui seraient alors de :

Fréquence	Biennale	Quiquennale	Décennale
Valeurs	4,8 m ³ /s	7,6 m ³ /s	9,5 m ³ /s

Mais cela vient du fait que M. GIRARD (1969) n'a pas tenu compte de l'apport de la Coule, ruisseau qui draine le marais de Sillans, dans l'alimentation du ruisseau le Rival.

Certes, la pointe de crue de la Coule est plus étalée et se prolonge bien après la pointe de crue du ruisseau le Rival, ce qui ne veut pas dire que le débit maximum enregistré sur le Rival à Brezins correspond uniquement aux apports de celui-ci ; la participation de la Coule, et par conséquent de tout son bassin n'est pas négligeable. Ainsi ce n'est pas 39 km² qui sont à considérer comme bassin versant du Rival à Brezins, mais 58 km² et en utilisant ce chiffre dans la formule de M. GIRARD :

$$Q = Q_0 \left(\frac{A}{A_0} \right)^{0,8}$$

- avec $A_0 = 58 \text{ km}^2$
- et Q_0 valeurs des crues du Rival

On obtient pour le bassin de Brion : ($A = 11,76 \text{ km}^2$), les mêmes valeurs que celles de notre étude.

D - LES EVENEMENTS AVERSES - CRUES

L'importance que l'on accorde à la détermination des caractéristiques de couples averses-crues pour un cours d'eau n'est pas seulement justifiée par les effets destructeurs dont sont généralement responsables mais encore par la connaissance qu'ils peuvent apporter sur les mécanismes d'écoulement à partir des averses qui arrosent le bassin.

Chaque couple averse-pluie sera isolé et analysé en utilisant les méthodes classiques du bilan. Ces méthodes devraient nous permettre d'approcher de façon intéressante les deux principales fonctions qui sont :

- la fonction de rendement "qui fait passer du volume de pluie tombée au volume de pluie écoulée" ;
- la fonction de transfert qui "module ce dernier volume dans le temps et conduit aux hydrogrammes observés à l'exutoire du bassin." Cette dernière fonction nous amènera tout naturellement à analyser le cas de l'hydrogramme unitaire avec le minimum de caractéristiques. Les réactions d'un cours d'eau dépendent essentiel-

lement de l'intensité des pluies qui les provoquent. Ces réactions peuvent être de deux sortes, à savoir : une véritable crue ou un simple gonflement de l'écoulement de base.

Pour préciser davantage ces conditions d'apparition des réactions du bassin aux précipitations, nous allons utiliser la méthode dite de la "précipitation limite d'écoulement".

1/ Précipitation limite d'écoulement (fig 24)

Sur une feuille de papier millimétré on reporte : en ordonnée H la hauteur moyenne d'eau tombée, pour chaque précipitation, en abscisse T l'intervalle de temps séparant cette averse de la précipitation antérieure. Chaque point est surmonté d'un petit signe (+) si le bassin a réagi par un gonflement ou une crue nette (-) si le bassin n'a pas réagi. Ceci conduit à deux images de points dans le plan H (T) dont la limite de séparation représente la précipitation limite d'écoulement en fonction de l'intervalle de temps écoulé depuis les dernières pluies choisies.

Les courbes n'ont pu être établies pour les mois de février et de septembre, car les informations averses-crues concernant ces 2 mois sont beaucoup trop insuffisantes.

α / Commentaires

L'examen de toutes les courbes mesurables nous permet de faire les remarques suivantes :

- lorsque T est faible (donc pluies quasi quotidiennes), de faibles averses inférieures à 3 mm provoquent une réaction d'écoulement direct pendant les mois de janvier et mars;

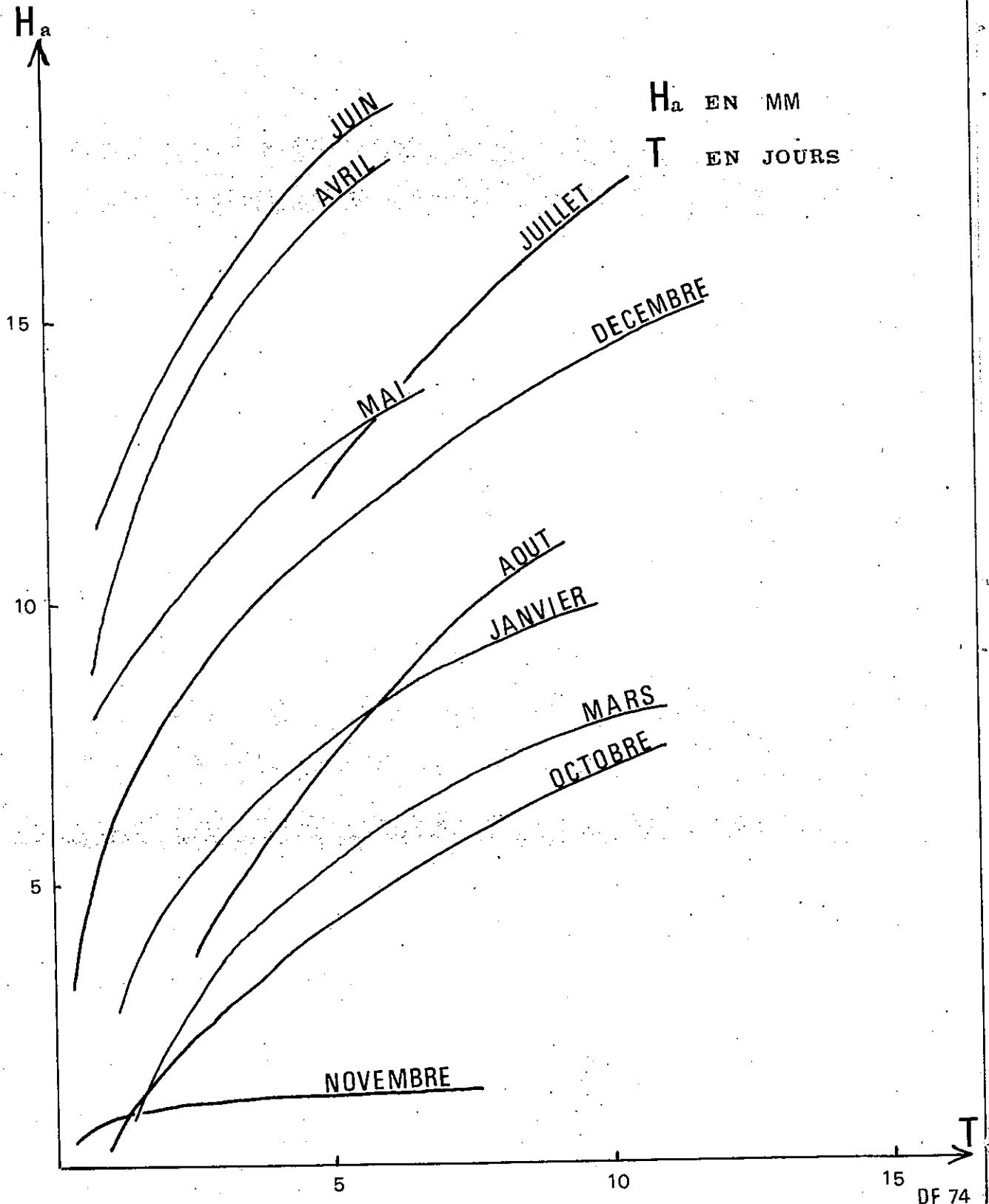
- les courbes P(T) ont une forte pente toute l'année sauf au mois de novembre. Ceci est dû à l'influence prédominante de l'état d'humidité du sol (représenté ici par T) qui prime sur les caractéristiques propres de la pluie. Cette humidité permanente du sol est due à cette couche d'argile bleue (v. Géologie) qui tapisse une partie du bassin versant;

- au mois de novembre la pente de la courbe est plus faible. Les caractéristiques de la pluie priment sur l'état d'humidité du sol. C'est tout à fait normal car en effet il s'est produit pendant les mois d'été, toujours particulièrement secs, un ressuyage considérable du sol ;

- pendant l'hiver et un peu après, le sol retrouve plus ou moins son état d'humidité maximale laquelle se maintient même au cours des séquences sèches (T grand) ; d'où à nouveau de fortes pentes pour les courbes représentatives. Cependant durant les séquences pluvieuses, il apparaît dans le sol de l'eau gravitaire en excès qui entraîne un écoulement direct presque immédiat et total : ceci explique la plongée des courbes P (T) avec $T < 3$ jours pour les mois d'octobre à mars.

FIG 24

PRECIPITATION LIMITE D'ÉCOULEMENT



2/ Etude du débit de pointe (fig 25)

Il s'agit dans ce paragraphe d'étudier la liaison entre le débit maximal de la crue et la pluie responsable. C'est en fait une façon d'appréhender la fonction de rendement.

Pour cette étude nous avons retenu une méthode graphique simple qui consiste à paramétrer le plan P (Q_x) avec le débit de base Q_x au début de la crue ; ce débit de base caractérise l'humidité introduite par les phénomènes antérieurs.

L'examen de ce graphique nous montre qu'il existe une assez forte dispersion. Mais cette abaque, malgré sa grande imperfection, peut par sa simplicité assez grossière, nous permettre d'obtenir quelque prévision. Ainsi connaissant la hauteur de la pluie et le débit de base on peut prévoir le débit de pointe de la crue engendrée. Par exemple, pour un débit de base de 70 l/s et pour une pluie de 32 mm, le débit maximum de la pluie correspondante sera de 1 m³/s.

3/ Analyse des crues les plus importantes

α / Définition

Commentaire d'un schéma théorique représentant les principales caractéristiques d'une crue.

L'hydrogramme est caractérisé le plus simplement par 2 parties ; une courbe de montée correspond un temps de montée qui représente la durée qui s'écoule entre le début de l'arrivée à l'exutoire du ruissellement, et le maximum de l'hydrogramme de ruissellement.

Quant à la courbe de décrue nous pouvons la scinder en deux parties. La première partie représente la courbe de décrue de l'écoulement superficiel à un volume de ruissellement V_R ou ruissellement pur ; il est égal au volume de la pluie efficace (partie supérieure de l'hydrogramme). La seconde partie représente la courbe de décrue de l'écoulement hypodermique ou ruissellement retardé à laquelle correspond un volume de ruissellement V_H .

Pour distinguer correctement ces deux ruissellements on reporte sur un papier semi-log la courbe de décrue avec en abscisse le log des débits et en ordonnées le temps en coordonnées arithmétiques. Les différents points reportés dans le plan log $Q(t)$ s'alignent suivant deux droites et le point de rencontre de ces 2 droites représente exactement le point de séparation entre le ruissellement pur et le ruissellement hypodermique. Nous avons ainsi procédé pour les différentes crues dont nous allons étudier les caractéristiques.

β / étude des crues (en fonction de l'importance des précipitations)

- Crue du 10 novembre 1970

Une lame d'eau de 22 mm détermine une crue dont le temps de montée est de 4 h pour atteindre un débit maximal de 416 l/s.

FIG 25

ESQUISSE DE REGRESSION ENTRE LE DEBIT
MAXIMUM Q_x ET LA PLUIE TOTALE P_c

(Q_b DEBIT DE BASE)

Q_x

1500

1000

500

$Q_b = 90$ l/s

$Q_b = 80$ l/s

$Q_b = 70$ l/s

$Q_b = 60$ l/s

$Q_b = 50$ l/s

$Q_b = 40$ l/s

$Q_b = 30$ l/s

$Q_b = 20$ l/s

$Q_b = 10$ l/s

P_c

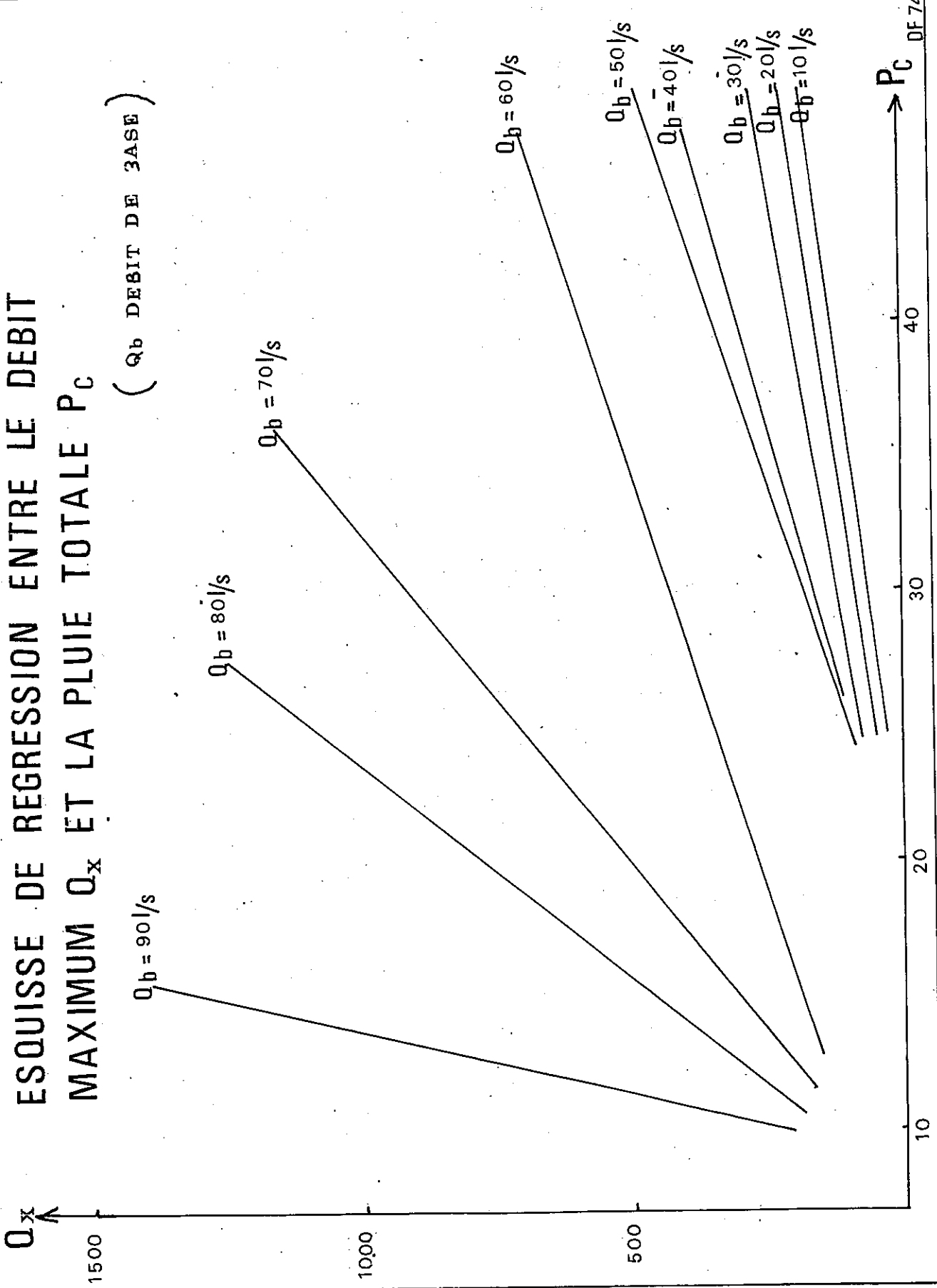
40

30

20

10

DF 74



Le volume du ruissellement pur est de $2\ 880\ m^3$ ce qui correspond à 0,2 mm d'eau ; ce qui entraîne que la lame d'eau correspondant à la saturation de la courbe superficielle est de 20 mm.

Donc il n'y a pas eu de crue véritable mais un simple gonflement du niveau de base.

- Crue du 18 février 1972

Une lame d'eau de 37,2 mm de pluie a produit une crue dont le temps de montée a été de 9 h pour atteindre un débit maximal de 2 050 l/s. Le volume du ruissellement pur est de $7\ 200\ m^3$ ce qui correspond à 0,6 mm de hauteur d'eau. Donc plus de 36 mm ont été nécessaires pour saturer les couches de terrains superficiels.

- Crue du 6 mars 1972

Une averse de 38,6 mm d'eau a produit une crue dont le temps de montée a été de 5 h pour atteindre un débit maximal de 630 l/s. Le volume du ruissellement pur est de $6\ 912\ m^3$ ce qui correspond à une lame d'eau de 0,6 mm. Ce qui entraîne que, dans ce cas, 38 mm ont été nécessaires pour saturer les couches de terrains superficiels, donc que l'écoulement retardé ou hypodermique est plus important que le ruissellement pur.

- Crue du 15 juin 1971

L'averse qui s'est abattue sur le bassin représente une lame d'eau de 44 mm, celle-ci a produit une crue dont le temps de montée est de 3 h pour atteindre le débit maximal de 2 950 l/s. Le volume du ruissellement pur est de $43\ 200\ cm^3$ ce qui correspond à une lame d'eau de 4 mm. Donc 40 mm d'eau ont été nécessaires pour saturer la couche de terrain superficielle. Ici encore pas de véritable crue mais un important écoulement hypodermique.

Nous pourrions ainsi multiplier les exemples à l'infini nous aurions toujours sur le bassin un ruissellement retardé très important. Chaque pluie qui tombe ne ruisselle pas directement, elle commence par saturer les couches d'argiles bleues et de limons superficiels à l'intérieur desquels l'eau va circuler très lentement.

} L'hydrogramme unitaire

Pour terminer l'étude des résultats fournis par la campagne d'observation, on se penche enfin sur les averses homogènes courtes ayant donné lieu à des crues unitaires. L'étude de l'hydrogramme unitaire est basée sur 3 principes fondamentaux.

1re hypothèse : soit une averse homogène de durée T_1 d'intensité suffisante pour qu'il y ait ruissellement en chaque point du bassin. Il en résulte un hydrogramme de temps de montée t_1 . Si on prend une série d'averses de durée T_2, T_3, T_4 décroissantes le temps de montée va décroître jusqu'à une valeur t_0 correspondant à une valeur T_0 de l'averse. Lorsque la durée de l'averse continue à diminuer, le temps de montée reste constant et égal à t_0

valeur qui représente le temps de montée propre du bassin. Toute averse d'intensité suffisante pour donner lieu à du ruissellement et de durée inférieure à T_0 est appelée "averse unitaire".

2e hypothèse : Soit une averse unitaire ayant donné un volume de ruissellement V_1 ; si une autre averse unitaire donne sur le même bassin un volume de ruissellement V_2 , l'hydrogramme de la seconde se déduit de la première par une affinité de rapport $\frac{V_2}{V_1}$.

3e hypothèse : Etant donné que tous les hydrogrammes se déduisent les uns des autres par une opération linéaire, chacun d'eux peut être décomposé en une série d'hydrogrammes unitaires correspondant chacun à une "tranche unitaire" d'averse continue.

Ces propositions étant faites, on commence par classer les averses suivant leur importance ; celles qui sont franchement hétérogènes sont immédiatement mises de côté. Ainsi après examen complet on a pu mettre en évidence seulement deux hydrogrammes unitaires qui sont les crues du 6 juin et 19 juillet 1972.

- Crue du 6 juin 1972

Une averse de 2, 4 mm a produit une crue dont le temps de réponse (intervalle de temps qui sépare le centre de gravité de la pluie efficace de la pointe de l'hydrogramme) est de 1 h 30 et le temps de montée de 3 h pour un débit maximal de 464 l/s.

Le temps de concentration - temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée de l'exutoire pour parvenir à celui-ci - peut s'estimer en mesurant la durée comprise entre la fin de la pluie efficace et la fin du ruissellement il est ici de 1 h 30. Comme le bassin a une longueur de 6 km, la vitesse de la goutte d'eau est de 4 km/h soit un peu plus d'un mètre/seconde.

On remarque qu'en général la courbe de décrue de l'hydrogramme a la forme d'une courbe exponentielle : si l'on porte dans un plan semi-logarithmique les différents points de cette courbe avec en abscisse le logarithme des débits et en ordonnée le temps on s'aperçoit que tous les points s'alignent suivant 2 droites dont le point de concours représente le passage du ruissellement pur à l'écoulement hypodermique. Si l'on applique cette méthode à l'hydrogramme unitaire du 6 juin 1972 le point de concours des deux droites a pour coordonnées ($Q = 425$ l/s et $t = 8$ h 30) ce qui donne comme volume de ruissellement pur venant directement de la pluie : $10\ 800\ m^3$.

- Crue du 19 juillet 1972

C'est dans ce cas une averse de 2, 6 mm soit aussi peu importante que la précédente qui a produit une crue dont le temps de réponse est cette fois de 2 h pour un temps de montée qui reste inchangé de 3 h ; le débit maximal de la pointe de crue est de 528 l/s. Le temps de concentration est encore de 1 h 30 donc une vitesse d'un peu plus d'un mètre/seconde.

Comparons ce temps de concentration avec celui qui peut être calculé à partir de la formule de VENTURA établie empiriquement dans les Alpes.
Cette formule est la suivante :

$$T (h) = 0,13 \frac{S^{1/2}}{n^{1/2}}$$

S : surface du bassin en km²
n : pente du bassin en pourcentage.

Ce qui donne :

$$T (mm) = 0,13 \sqrt{\frac{11,76}{2,3}} = 16 \text{ mm}$$

Ce chiffre très différent de celui que nous obtenons nous permet de dire que la formule de Ventura établie sans doute sur de plus grands bassins aux pentes vraisemblablement plus raides ne s'appliquent pas dans la région étudiée.

En distinguant la partie ruissellement pur de l'écoulement hypodermique nous avons pu établir qu'un volume de 8 100 m³ provenait directement de la pluie.

4/ Etude du tarissement

Plusieurs périodes de tarissement ont été observées sur le ruisseau de Brion pendant les 2 années d'étude.

La difficulté d'obtenir à chaque fois une droite sur un papier semi-logarithmique, où sont reportés en ordonnées les débits, et en abscisses le temps, est simplement due au fait que le flotteur permettant l'enregistrement des variations de niveau du ruisseau présente une certaine inertie. Cette inertie entraîne la conservation pendant un certain nombre de jours d'une même valeur de débit puis la chute brutale à une valeur inférieure.

Néanmoins, il nous a été permis de tracer entre le 29 juin et le 17 juillet 1971 une courbe de tarissement que nous pouvons traiter, puisque nous avons là un écoulement laminaire dans un milieu poreux, par la formule de Maillet, soit :

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} \quad \text{avec} \quad \begin{aligned} Q_0 &= 96 \text{ l/s} \\ Q &= 46 \text{ l/s} \\ t &= 19 \text{ jours} \end{aligned}$$

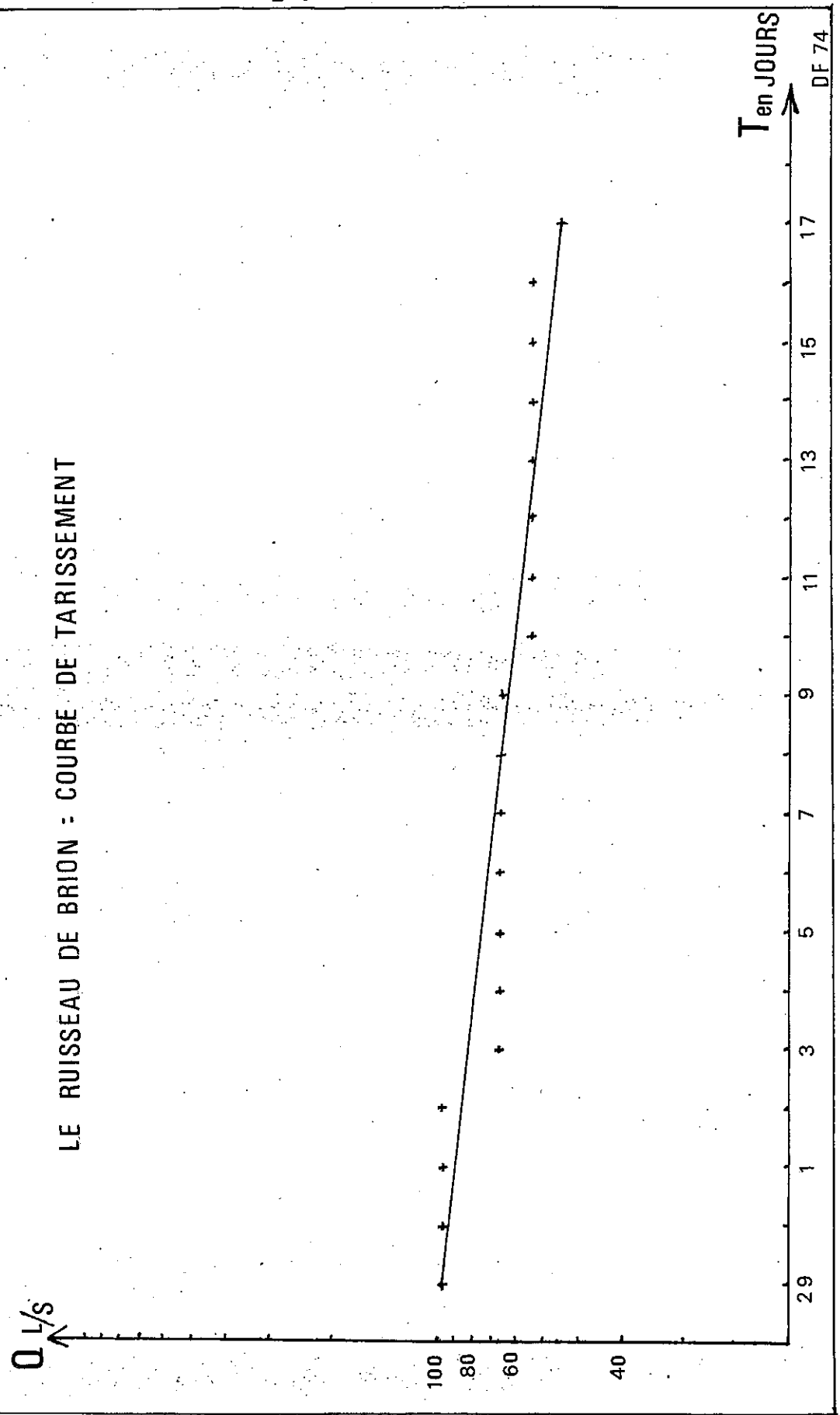
nous permet de calculer le coefficient de tarissement, α :

$$\alpha = \frac{0,3}{733 \ 946}$$

L'intégration de cette équation entre le temps initial $t_0 = 0$ et l'infini donne approximativement le volume des réserves souterraines (V) à

FIG 26

LE RUISSEAU DE BRION : COURBE DE TARISSEMENT



l'instant t_0

$$V = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt = Q_0 \frac{1}{\alpha}$$

Donc pour un débit initial de 96 l/s le volume des réserves souterraines le 29 juin 1971 est de 235 000 m³

E) Caractère représentatif du bassin de Brion

La question est de savoir si le bassin expérimental de Brion est représentatif de l'ensemble du bassin du Haut-Rival, afin que nous puissions reporter sur ce dernier, toutes les caractéristiques hydrologiques de base qui ont été observées et calculées sur cette aire élémentaire.

1/ La topographie

- L'altitude : l'altitude moyenne du bassin de Brion (560 m) est très proche de celle du bassin versant du Haut-Rival (540 m).

- L'exposition : l'ensemble du bassin versant du Haut-Rival est entièrement situé sur le versant sud de la plaine de Bièvre, ce qui entraîne que chaque sous-bassin est exposé au vent dominant (nord et est) qui souffle dans cette région.

- Le réseau hydrographique (la pente longitudinale du ruisseau de Brion est très peu différente de celle des autres cours d'eau du bassin versant du Haut-Rival (cf. chap. 1, parag. 3). Cette similitude parfaite entre les différents profils permet de délimiter, comparativement à ce qui se passe le long du ruisseau de Brion, une zone amont où prédominent les phénomènes d'érosion et une zone aval où s'accumulent les produits d'altération entraînés par ruissellement sur les versants.

2/ La géologie

Tous les faciès géologiques tertiaires et quaternaires qui ont été définis sur la bordure sud de la plaine de Bièvre, s'observent à l'intérieur du bassin de Brion. L'exemple est unique, car ailleurs la série est généralement incomplète. Tantôt ce sont les cailloutis de Chambaran qui ont été érodés, tantôt ce sont les argiles bleues ou les formations quaternaires qui ne se sont déposées. Mis à part ces points de détail, tout à fait secondaires, l'ensemble du bassin versant du Haut-Rival est en grande partie constitué de molasse conglomératique qui représente plus de 80 % du substratum tertiaire de la bordure sud de la plaine de Bièvre.

3/ L'agronomie

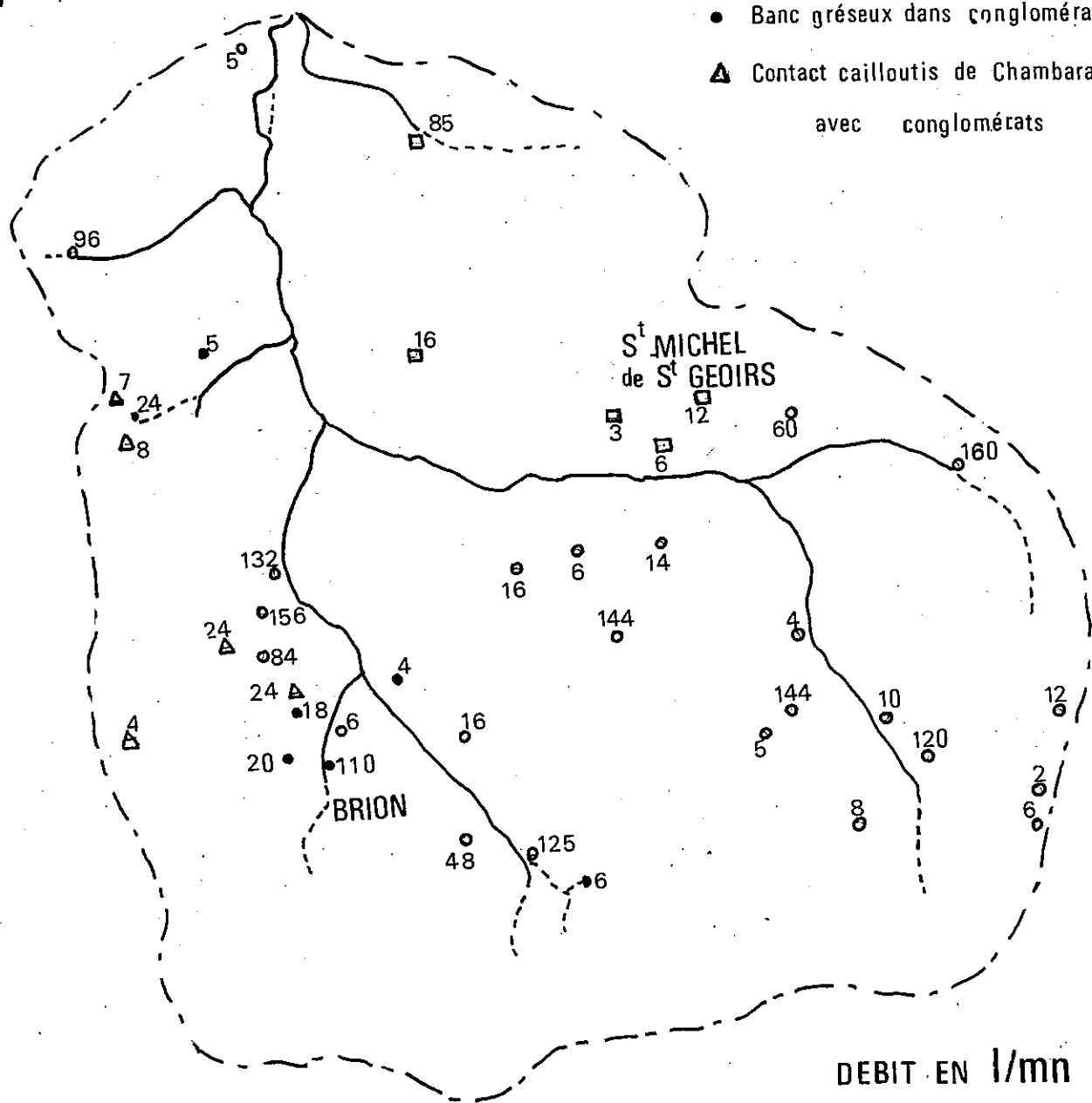
Sur ces sols très caillouteux s'étendait jusqu'au XVIII^e siècle une vaste forêt qui recouvrait toute la plaine de Bièvre et que à droite comme à gauche "les terres avoisinant la forêt de Bièvre n'étaient comme cette forêt qu'un vaste désert garni de bois" (DOUDART DE LAGREE, 1780).

FIG 27

LE TYPE D'EMERGENCE ET LE DEBIT D'ETIAGE DE TOUTES LES SOURCES DU BASSIN DE BRION



- Contact glaciaire conglomérats
- Banc marneux dans conglomérats
- Banc gréseux dans conglomérats
- △ Contact cailloutis de Chambaran avec conglomérats



DEBIT EN l/mn

ECHELLE : 1 - 25 000

DF 74

Aujourd'hui les seuls témoins de cette végétation naturelle couvrent le plateau de Chambaran ; tout le reste, c'est-à-dire le versant sud de Bièvre et en particulier le bassin de Brion, a été transformé en zones de culture et d'élevage à caractère familial.

4/ L'hydrogéologie

Puisque le bassin de Brion possède tous les faciès géologiques susceptibles d'être rencontrés sur le versant sud de la plaine de Bièvre, il possède également tous les types de sources observables dans cette région. Parmi les 46 sources qui ont pu être mises en évidence 6 sont déterminées par le contact entre les cailloutis de Chambaran et le substratum molassique ; 21 sortent à la faveur d'un niveau argileux ou d'un banc gréseux dans les conglomérats tertiaires ; enfin 7 émergent au contact entre les formations quaternaires et le substratum molassique. Le débit de toutes ces sources a été mesuré après une très longue période de sécheresse (fig. 27).

En raison de ses caractéristiques topographiques, géologiques, agronomiques et hydrogéologiques le bassin expérimental de Brion est parfaitement représentatif du bassin versant du Haut-Rival. Bien que les résultats hydrologiques aient été obtenus, sur un temps relativement court, ils peuvent être d'une part extrapolables au versant sud de la plaine de Bièvre et d'autre part aider à la compréhension, sous réserve des conditions climatiques, du comportement de l'eau sur le versant nord de cette plaine.

CONCLUSIONS GENERALES

Au terme de cette étude les résultats obtenus nous permettent d'esquisser l'histoire géologique et le comportement hydrogéologique de cette région.

Ces résultats sont le fruit d'une application rigoureuse de méthodes scientifiques relativement simples mais qui mériteraient d'être développées plus intensément.

En ce qui concerne la partie purement géologique l'ensemble des formations étudiées appartient à deux grandes périodes ayant chacune des caractères très particuliers : le Tertiaire et le Quaternaire.

A la fin du Tertiaire c'est-à-dire au Miocène supérieur l'histoire de cette région est liée à la succession des phénomènes de plissement et de soulèvement qui se manifestaient à cette époque dans les Alpes. Ces puissants mouvements entraînèrent le démantèlement des massifs cristallins externes et de leur couverture sédimentaire. Les produits d'érosion mécanique et d'altération, qui en résultèrent, venaient, en particulier, combler le bassin de subsidence péri-alpin du Bas-Dauphiné temporairement envahi par la mer.

Ces sédiments détritiques accumulés pendant le Miocène supérieur, sur une épaisseur d'environ 500 à 600 m, sont principalement représentés par des sables marins ou continentaux et des conglomérats fluviaux. Ces derniers, prédominant dans la région de Voreppe, dessinent par leur masse considérable un véritable cône de déjection axé sur la cluse de l'Isère actuelle, ce qui laisserait supposer que cette rivière existait déjà à cette époque mais avec des caractères plus torrentiels.

Vers l'Ouest ces conglomérats s'interpénètrent, de façon très complexe, avec les sables marins ou continentaux et leur épaisseur tend à diminuer progressivement. Parmi les nombreuses lentilles conglomératiques disséminées à l'intérieur de la molasse sableuse deux sont particulièrement importantes à savoir : la lentille inférieure dite lentille de Notre-Dame-de-l'Osier et la lentille sommitale dont l'extension géographique est plus importante.

Quant à la mise en place de ces dépôts elle était sans doute comparable à celle d'un gigantesque delta côtier où entre les chenaux estuariens transportant les alluvions grossières, se formaient quelques lacs ou marécages temporaires dans lesquels la sédimentation était beaucoup plus fine.

L'existence et la conservation de ces dépôts argileux lagunaires ou lacustres dans les sables et les conglomérats nous permirent, par la déter-

mination des mollusques qu'ils contiennent, d'attribuer un âge à ces formations. D'après les indications recueillies il semblerait que cet âge soit le même (Vallésien) pour tous les affleurements miocènes sableux ou conglomératiques de cette région et qu'il n'existe pas de dépôts "pontiens" ou équivalents au "Pontien" comme on aurait pu le supposer.

Au Mio-Pliocène, pendant la phase d'émersion, se produit en bordure du Massif Central et dans l'axe de la vallée du Rhône actuelle, un affaissement considérable de plusieurs centaines de mètres de profondeur. Cette subsidence entraîne, dès le Pliocène inférieur, une nouvelle ingression marine dont les dépôts fossilifères argileux et sableux ont été jusqu'à présent reconnus au Nord jusqu'à Lyon et à l'Est jusqu'à Hauterives (20 km à l'Est de Saint-Vallier).

Mais la mer se retira, sans doute, très rapidement de cette "ria rhodanienne" dont le comblement va se poursuivre par des alluvions fluviatiles sableuses à la base, conglomératiques pour les termes tout à fait supérieurs de la série. Ces apports détritiques grossiers sont attribués, par leur position stratigraphique, au Pliocène supérieur.

Bien que l'on n'ait aucune preuve de son existence, on peut supposer qu'un réseau hydrographique prépliocène se soit développé sur le bassin dauphinois et qu'il ait fonctionné pendant tout le Pliocène. La difficulté de mettre en évidence cette paléomorphologie vient d'une part qu'en dehors du "golfe rhodanien" il n'existe pas de dépôt daté du Pliocène et que d'autre part son remplissage, si ce réseau existe, est constitué d'alluvions pliocènes semblables aux alluvions miocènes.

Ce problème peut, à notre avis, trouver sa solution dans une étude systématique (analyses granulométriques, pétrographiques, calcimétriques et radiocristallographiques) des affleurements de conglomérats et d'argiles telle que nous l'avons réalisée près de Saint-Paul-d'Izeaux et dont les résultats (hétérométrie des galets, pourcentage plus important des très gros galets de quartzite) permettent, de façon très hypothétique, d'attribuer, aux conglomérats et aux argiles bleues de ce secteur, un âge pliocène.

La fin du Pliocène et le Plio-Quaternaire sont représentés par des dépôts torrentiels ou fluviatiles (cailloutis de Chambaran) constituant un vaste glacis d'accumulation. Ce glacis, alimenté principalement par la cluse de l'Isère, serait pour les uns lié à une reprise d'érosion due sans doute à un nouvel accès de l'activité orogénique, pour les autres il serait la preuve d'un changement climatique important (refroidissement) dans les Alpes. La surface de ce glacis présente de nombreuses irrégularités qui ne peuvent être rattachées, avec certitude, à des déformations postérieures à sa mise en place.

Au Quaternaire ce changement climatique va se faire sentir de façon plus marquée puisqu'il entraîne la création de puissants appareils glaciaires qui pénètrent dans le Bas-Dauphiné et glacèrent la surface des alluvions villafranchiennes et tertiaires. Il n'est pas nécessaire que ces glaciers suivent le tracé du réseau hydrographique prépliocène pour expliquer la morphologie actuelle qui résulte essentiellement du façonnement de la surface du glacier villafranchien par les poussées glaciaires successives.

La corrélation des dépôts morainiques, excessivement nombreux, qui s'étagent sur le versant sud de Bièvre, à été faite à l'aide d'une formule établie en 1965 par L. LLIBOUTRY : $Z = \sqrt{20X}$ (avec Z = épaisseur de la glace du dépôt et X = distance entre le dépôt considéré et le front du glacier) dont les résultats permettent, aujourd'hui, de proposer une nouvelle hypothèse sur la formation de la terrasse de Saint-Siméon-de-Bressieux. Celle-ci est à la convergence de plusieurs stades de retrait (cinq au total) du glacier très probablement rissien (présence de loess). Ceci implique que les chenaux marginaux du glacier rissien s'écoulaient en direction de la plaine de Bièvre et non pas parallèlement à celle-ci comme on l'avait, jusqu'à présent, supposé.

Mais très vite on se rendit compte que dans cette région, extrêmement couverte de végétation, les simples observations d'affleurements trop ponctuels limitaient considérablement nos levés cartographiques ; il nous fallut faire des reconnaissances complémentaires destinées à combler les lacunes. C'est ainsi que l'apport des caractères physico-chimiques des émergences et plus généralement du comportement de l'eau dans cette région nous permirent de résoudre ce problème.

L'étude des sources et l'hydrochimie des eaux du versant sud de la plaine de Bièvre nous ont aidé d'une part à mieux comprendre la région des circulations pour chaque type de terrain considéré et d'autre part d'établir une relation utile entre la résistivité ou la composition chimique des eaux et la nature géologique de chaque formation.

C'est ainsi que la valeur de la résistivité de l'eau, variant avec le degré d'altération du terrain, est très élevée pour les cailloutis de Chambaran (5 500 à 7 000 Ω X m), plus faible pour les formations tertiaires sableuses et conglomératiques (3 000 à 3 500 Ω X m) et variable pour les dépôts quaternaires (2 600 à 3 000 Ω X m et 4 000 à 5 000 Ω X m).

Pour passer de la connaissance particulière du comportement de l'eau à l'intérieur de chaque formation au cas le plus général du comportement hydrologique du versant sud de la plaine de Bièvre nous avons eu à notre disposition le petit bassin versant de Brion (11,76 km²) tout spécialement aménagé à cette intention.

Cette aire élémentaire est grâce à des caractères topographiques, géologiques, agronomiques et hydrogéologiques parfaitement représentative du bassin versant du Haut-Rival et d'une manière plus générale du versant sud de Bièvre.

Ce modèle hydrologique nous a aidé à définir les termes du bilan élémentaire pour cette région. L'étude menée sur deux années hydrologiques complètes nous a permis d'apprécier en fonction de la hauteur de précipitation (1 050 mm) de la lame d'eau écoulée (400 mm) et de l'évapotranspiration (500 mm) les valeurs du coefficient de ruissellement (50 % des précipitations) et du coefficient d'infiltration (15 % des précipitations).

Quant aux valeurs probables des débits d'écoulement de chaque sous-bassin du Haut-Rival ils peuvent être calculés en fonction des débits du ruisseau de Brion par la relation : $Q = Q_0 \left(\frac{A}{A_0}\right)^k$ (voir p.

Si l'on considère les débits maximums de crue de fréquence biennale, quinquennale et décennale il nous paraît intéressant de proposer, en étant néanmoins très prudent sur leur utilisation, les valeurs suivantes :

Emissaire	Bassin versant en km ²	Crue biennale en m ³ /s	Crue quinquennale en m ³ /s	Crue décennale en m ³ /s
Ravageuse et Coule	22	4,1	5,9	7
Baïse	20	3,9	5,5	6,6
Nivollon	6	1,5	2,2	2,6
Pérouse	17	3,3	4,8	5,7
Fondon	4	1	1,3	1,8

Ces résultats relatifs au comportement du bassin expérimental de Brion devraient nous permettre d'acquérir une connaissance essentielle et capitale pour esquisser une image analytique des diverses possibilités d'approvisionnement en eau dans cette région.

En résumé si le document cartographique de base n'a été mené à bien qu'au moyen de mesures indirectes complémentaires des levés de terrain et sans lesquelles ce travail aurait été incomplet, l'intérêt de cette étude fut de montrer l'interférence constante entre la nature géologique des formations et le comportement de l'eau dans cette région.

BIBLIOGRAPHIE

- BLANCHARD (R.), 1912. - Le Seuil de Rives. Zeit. f. Gletscherkunde, t. VI, p. 289-337, 11 fig. et 1 carte h. t.
- " " 1953. - Piémont pyrénéen et Piedmont alpin. E. R., n° 2, t. XXVIII.
- BOISSIEUX (A.), 1909. - La vallée de Bièvre - Valloire : étude géographique. A. U. G., t. XXI, n° 3, 91 p.
- BOCQUET (J.), 1966. - Le delta miocène de Voreppe. Etude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble. Thèse 3e cycle, Grenoble.
- BOURDIER (F.), 1961. - Le bassin du Rhône au Quaternaire : géologie et préhistoire. Paris, éd. C. N. R. S., 2 vol. 364 p., 3 tabl. 297 fig.
- BRAVARD (Y.), 1963. - Le Bas-Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin. Thèse Lettres, Grenoble, Impr. Allier, 504 p., 63 fig.
- DEBELMAS (J.), 1963. - Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 39, p. 125-171.
- DEMARCO (G.), 1962. - Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. Thèse Sciences, Paris, ronéo, 425 p. 53 fig., 4 tabl.
- DENIZOT (G.), 1934. - Note sur l'extension des cailloutis pliocènes dans le Sud-Est de la France. B. S. G. F., 5e série, t. III, p. 613-647, 15 fig.
- " " 1952. Le Pliocène dans la vallée du Rhône, 9 fig. et cartes, 2 photos. E. R., vol. XXVIII, n° 4, p. 327-358.
- DEPERET (Ch.), 1893. - Note sur la classification et le parallélisme du système miocène. B. S. G. F., 3e série, t. XX, CXLV-CLVI, t. XXI p. 170-266.
- DOUDART DE LAGREE (M.), 1780. - Mémoire sur la concession de la plaine, anciennement forêt de Bièvre. Grenoble, Cuchet, in-4° XXVIII 580 p.
- DOUXAMI (H.), 1896. - Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale. Thèse Sciences Paris, in-8°, 315 p. Public. Ann. Univ. Lyon.
- FALSAN (A.) et CHANTRE (E.), 1879. - Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique du bassin du Rhône. Ann. Soc. Agr. Lyon, IVe série, VII, réunis en 2 vol. et publiés chez Pitrat, Lyon, in-8°, 622 p., 28 fig., 1 carte, 1 Pl. h. t. et 572 p. 145 fig.

- FONTANNES (F.), 1875. - Sables mio-pliocènes du Bas-Dauphiné septentrional. A. F. A. S., Nantes.
- GIDON (M.), MONJUVENT (G.), STEINFATT (E.), 1968. - Sur la morphologie fluvio-glaciaire aux marges des glaciers würmiens alpins : le dispositif moraine-chenal marginal. A. F. E. Q., p. 125-149.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1952. - Géologie dauphinoise ou initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble, 392 p., 92 fig., 3 Pl., Arthaud ed. Paris-Grenoble, 2e édition.
- GIGOUT (M.), 1965. - Sur le glacis villafranchien de Chambaran (Dauphiné). C. R. Som. Soc. géol. France, fasc. 2, p. 41-43.
- " 1969. - Recherche sur le Quaternaire du Bas-Dauphiné et du Rhône moyen. Mémoire du B. R. G. M., 91 p., 19 fig. 1 cart. coul.
- GIRARD (M.), 1969. - Etude hydrogéologique de la Bièvre-Valloire. D. E. A. 3e cycle, Fac. Sciences, Univ. de Grenoble.
- GRAS (S.), 1857. - Comparaison chronologique des terrains quaternaires de l'Alsace avec ceux de la vallée du Rhône dans le Bas-Dauphiné. Extrait du B. S. G. F., t. XV, p. 148.
- KILIAN (W.) et GIGNOUX (M.), 1911. - Les formations fluvio-glaciaires du Bas-Dauphiné. Bull. Service Carte géol. France, t. XXI, n° 129, 84 p. fig., Pl. et cartes.
- LATREILLE (G.), 1969. - La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes. Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n° 33, 254 p., 39 tab. + annexe.
- LLIBOUTRY (L.), 1965. - Traité de glaciologie. 2 vol. in-8°, Masson édit. Paris.
- LORY (Ch.), 1860. - Description géologique du Dauphiné. Paris, Savy édit. in-8°, 748 p., 33 fig., 1 carte et 5 Pl. h. t.
- MEON-VILLAIN (H.), 1970. - Palynologie des formations du bassin du Rhône. Doc. Lab. Sc. Lyon, n° 38, 167 p., 15 Pl., 51 fig., 17 tabl.
- MONJUVENT (G.), 1969. - Essais morphologiques sur un piedmont alpin. La vallée morte de Bièvre. Extrait de la Revue de Géographie alpine, p. 487-514.
- MORET (L.) et MAZEN-PAPIER (M.-T.), 1964. - Faits nouveaux sur le Miocène de la Basse-Isère. Présence d'un tronc d'arbre silicifié (conifère) dans la partie supérieure de la molasse miocène de Saint-Marcellin. Extrait des Trav. du Lab. de Géol. de la Fac. Sc. de Grenoble, p. 37-44.

- PENCK (A.) et BRUCKNER (Ed.), 1909. - Die Alpen im Eiszeitalter. 3 vol. in-8°, 1909.
393 p., 56 fig., 11 tab. 8 cartes.
- TOSSA TONI (J.), 1972. - Les bassins versants représentatifs de l'Orgeval.
Etude du bassin des Arvenelles. Bulletin technique du Génie
rural n° 112.
- TRICART (J.) et CAILLEUX (A.), 1959. - Initiation à l'étude des sables et des
galets. Paris, C.D.U., 376 p., 3 vol.
- TRUC (G.), 1971. - Gastéropodes continentaux néogènes du Bassin rhodanien.
Docum. Lab. Géol. Univ. Lyon, H. S., p. 79-129, 2 fig.
1 tabl.
- VIVIAN (R.), 1965. - Glaces mortes et morphologie glaciaire. Revue Géographie
Alpine, t. 53, fasc. 3, p. 371-401, 6 fig., 4 Pl. h.t.

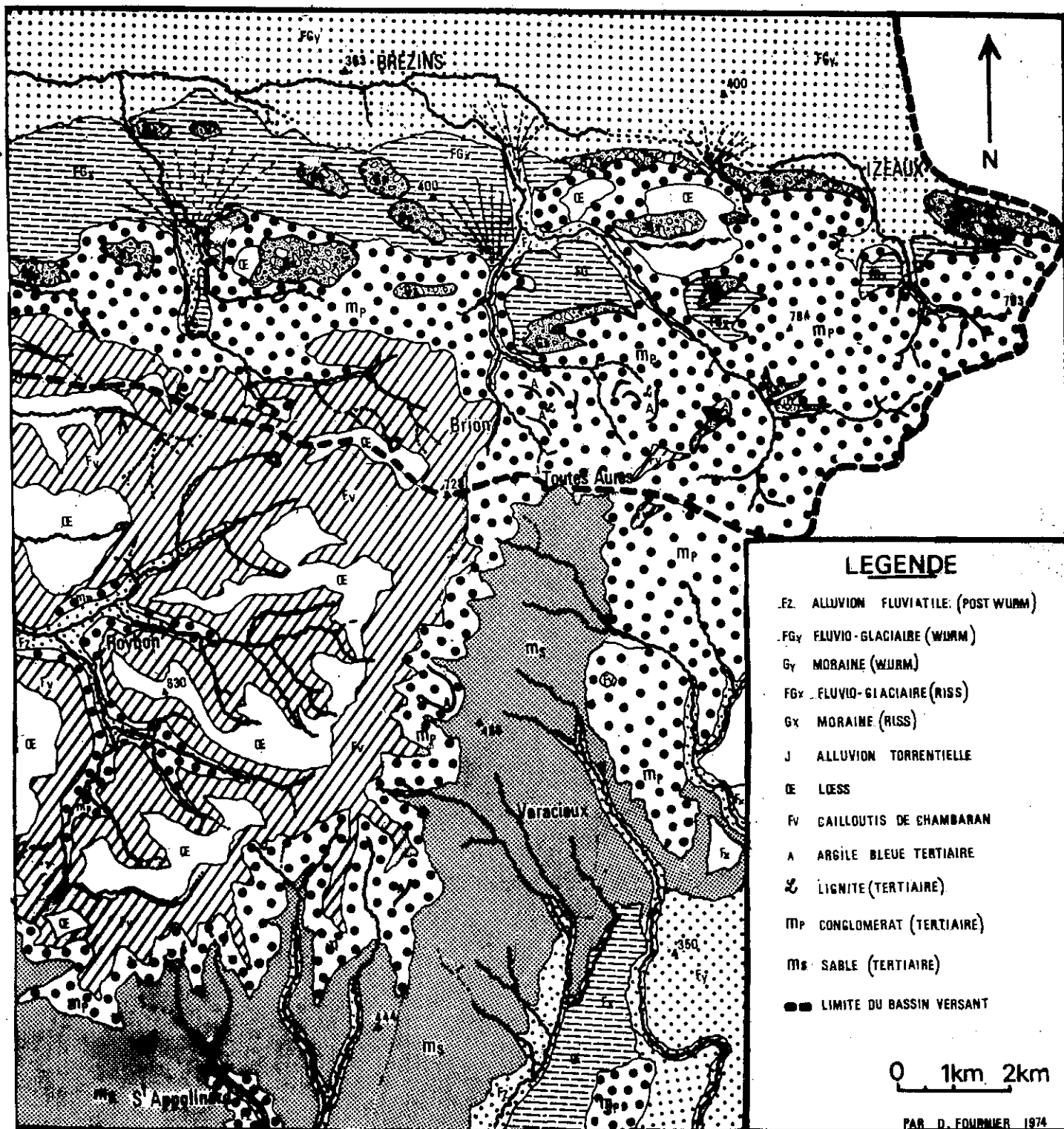
ANNEXE

- A : Tableaux des sondages profonds du Bas-Dauphiné dans leur traversée
du Miocène
- B : Carte géologique du bassin versant du Haut-Rival et de ses bordures

TABLEAU DES SONDAGES PROFONDS DU BAS-DAUPHINÉ
 (Société des Pétroles de Valence)
 DANS LEUR TRAVERSEE DU MIOCENE

	<u>Saint-Lattier F₁</u>
110 m	Molasse sableuse, sable fin quartzeux.
28 m	Argiles marneuses jaunes et sables fins quartzeux.
55 m	Sables fins plus ou moins consolidés, grains de quartz, galets calcaires avec passées d'argiles sableuses.
155 m	Argiles silteuses gris à gris bleu, avec quelques fines intercalations gréseuses plus ou moins glauconieuses.
Substr.	Argiles versicolores oligocènes
	<u>Saint-Lattier F₂</u>
41 m	Glaciaire : galets et graviers.
121 m	Argiles marneuses et silteuses gris à gris bleu, avec passées sableuses
Substr.	Marnes versicolores à bancs de calcaire ou de grès oligocènes
	<u>Saint-Lattier F₃</u>
35 m	Galets plio-quadernaires.
125 m	Argiles marneuses sableuses jaunes, grises tout à la base.
35 m	Marnes argileuses silteuses gris foncé.
Substr.	Marnes versicolores à bancs de calcaire ou de grès oligocènes
	<u>Saint-Lattier 1</u>
48 m	Argiles silteuses gris bleu et sable fin marneux.
4 m	Banc de conglomérat glauconieux.
24 m	Argiles marneuses sableuses grises à passées de sable marneux.
36 m	Argile sableuse.
Substr.	Argiles marneuses et versicolores à bancs calcaires (Oligocène).
	<u>Saint-Lattier 2</u>
43 m	Glaciaire : galets et graviers.
47 m	Argile marneuse gris verdâtre à passées de sables marneux jaunes.
230 m	Argiles grises ou gris verdâtre.
Substr.	Argiles plastiques gris bleu à passées sableuses ; au toit, grès gris glauconieux à éléments de calcaires beiges (Oligocène).

<p>20 m 42 m 60 m 25 m 28 m 140 m 24 m substr.</p>	<p style="text-align: center;"><u>Brezins</u> F₁</p> <p>Galets et graviers glaciaires.</p> <p>Conglomérat à éléments calcaires dans un ciment gréseux; passées de grès ou de marnes</p> <p>Argiles très légèrement sableuses jaunes.</p> <p>Sables argileux jaunes.</p> <p>Sables grossiers à passées de galets et minces lits marneux gris bleu.</p> <p>Sables argileux jaunes à passées marneuses; à la base, des graviers.</p> <p>Marnes argileuses jaunes, sableuses à la base.</p> <p>Calcaires purbeckiens.</p>
<p>42 m 23 m 87 m 33 m 125 m 40 m 20 m Substr.</p>	<p style="text-align: center;"><u>Brezins</u>: 1</p> <p>Conglomérats polygéniques à liant varié (Glaciaire).</p> <p>Conglomérats à éléments calcaires et à ciment gréseux jaune.</p> <p>Marnes argileuses, sableuses dans le haut, avec quelques lits de galets calcaires.</p> <p>Conglomérats à éléments calcaires prédominants.</p> <p>Sables argilo-marneux et argiles sableuses jaunes.</p> <p>Argile marneuse sableuse jaune.</p> <p>Argile gris bleu.</p> <p>Calcaires portlandiens.</p>
<p>18 m 20 m 100 m 40 m 195 m 85 m Substr.</p>	<p style="text-align: center;"><u>Varacieux</u> F₁</p> <p>Galets et graviers quaternaires.</p> <p>Conglomérat polygénique quaternaire ou (?) lentille de conglomérat de Voreppe.</p> <p>Sables argileux jaunâtres.</p> <p>Sables grossiers jaunes ou gris.</p> <p>Argiles plastiques grises, légèrement sableuses dans leur partie supérieure.</p> <p>Argiles plastiques grises finement sableuses.</p> <p>Marnes versicolores oligocènes.</p>
<p>182 m 125 m Substr.</p>	<p style="text-align: center;"><u>Varacieux</u> F₂</p> <p>Sables argileux et argiles sableuses jaunes.</p> <p>Argiles sableuses grises à intercalations de grès calcaireux micacés</p> <p>Argiles grises à bancs de calcaires beiges (Oligocène).</p>



CARTE GEOLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DU HAUT RIVAL
 ET DE SES BORDURES

Vu,
Grenoble, le 6 mars 1974
Le Président de la thèse

R. MICHEL

Vu, et permis d'imprimer,
Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

M. SOUTIF