



HAL
open science

Hydrogéologie du bassin versant de Theys (Isère) - Alpes françaises.

Max Michel

► **To cite this version:**

Max Michel. Hydrogéologie du bassin versant de Theys (Isère) - Alpes françaises.. Hydrologie. Faculte des Sciences de l'Université de Grenoble, 1971. Français. NNT : . tel-00576916

HAL Id: tel-00576916

<https://theses.hal.science/tel-00576916>

Submitted on 15 Mar 2011

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

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

Doctorat 3^e Cycle

N° d'ordre

THESE

PRESENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{eme} CYCLE

Spécialité : Sciences de la Terre

Mention Géologie appliquée

PAR

Max MICHEL

Hydrogéologie du Bassin Versant de Theys (Isere)

Soutenue le 25 juin 1971

devant la Commission d'Examen

Président: R. BARBIER Professeur

Examineurs: R. MICHEL
J. SARROT - REYNAULD Professeurs

Invités: L. GARAVEL Directeur Départemental de l'Agriculture
J. DUBUS Géologue conseil

10 093089

AVANT-PROPOS

Je voudrais, au moment de conclure ce mémoire, exprimer ma profonde reconnaissance à mes parents qui m'ont toujours encouragé dans l'accomplissement de mon travail et à mon épouse qui, par sa grande affection et son courage, m'a permis de parachever le cycle de mes études.

Mes remerciements vont également à mes maîtres, à ceux qui m'ont initié à la Géologie et appris le métier : à Monsieur le professeur R. BARBIER qui m'a admis au sein de son laboratoire ; à Messieurs les professeurs R. MICHEL et J. SARROT-REYNAULD qui m'ont guidé et conseillé sans relâche dans l'élaboration de ce travail.

Je ne peux oublier l'aide efficace et les conseils éclairés de Monsieur Jean DUBUS, alors hydrogéologue à la Direction Départementale de l'Agriculture, et de Monsieur R. BARTALIA, alors chef du service de l'hydraulique. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

Il me faut également vivement remercier la Direction Départementale de l'Agriculture et le Conseil Général de l'Isère pour l'appui matériel qu'ils m'ont apporté.

S'il ne m'est pas possible de nommer ici toutes les personnes qui m'ont aidé et conseillé dans l'élaboration de ce travail, qu'elles sachent que je leur garde une sincère amitié et trouvent ici l'expression de ma profonde sympathie.

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

SOMMAIRE

ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE THEYS - ISERE

	<u>Pages</u>
<u>INTRODUCTION</u>	
1. - Historique de l'étude	1
2. - Situation géographique	2
3. - Cadre géologique	6
<u>CHAPITRE I</u>	
FACTEURS CONDITIONNANT L'HYDROLOGIE DU BASSIN DE THEYS	9
<u>A. - Les précipitations</u>	
1. - Réseau météorologique existant	9
2. - Réseau de Theys	11
a) Matériel mis en place	11
b) Situation géographique des stations	12
3. - Les précipitations - Résultats	12
a) Précipitations moyennes à Theys	12
b) Précipitations sur l'ensemble du bassin à Theys	15
c) Gradient pluviométrique - Interprétation	18
<u>B. - Les températures</u>	
1. - Réseau existant	21
2. - Thermographe de la Coche	21
3. - Température à la Coche	21
<u>CHAPITRE II</u>	
GEOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE THEYS	25
<u>A. - Série stratigraphique et lithologie</u>	
1. - La couverture jurassique	25
2. - Le Trias	27

3. - Le Permien	31
4. - Le Houiller	32
5. - Les séries cristallines	34
B. - Aperçu de la tectonique	35
C. - La couverture quaternaire	38

CHAPITRE III

HYDROLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE THEYS 41

I. - Le réseau hydrographique	43
a - Description du réseau	43
b - Débit du Merdaret	44
II. - Bilan hydrologique	48
- Calcul de la lame d'eau tombée	48
1 - Calcul par la moyenne arithmétique des précipitations	48
2 - Calcul pour l'utilisation des courbes isohyètes	49
3 - Calcul par la méthode de Thiessen	49
- Calcul de l'évapotranspiration	52
1 - Evapotranspiration selon TURC	52
2 - Déficit d'écoulement de COURTAÏNE	53
3 - Evapotranspiration potentielle mensuelle de THORNTHWAITE	53
- La lame d'eau écoulée du bassin versant de Theys	55
- Courbe des débits classés	56
- Approche du bilan hydrologique	58
III. - Relation Précipitation - Débit	63
IV. - Les sources	64
1 - Etude géologique des émergences	65
a - Source des Ayes	65
b - Source des Vincents	65
c - Source des Glapignaux	65
2 - Débits des sources - Etude hydrogéologique	67
a - Source des Ayes	69
b - Source des Vincents	69
c - Source des Glapigneux	70
3 - Coefficient de tarissement - Volume d'eau emmagasiné - Indice d'emmagasinement	71
a - Coefficient de tarissement	72
b - Volume d'eau emmagasiné	74
c - Indice d'emmagasinement	75

CHAPITRE IV

ETUDE PHYSICO - CHIMIQUE DES EAUX DE SOURCE DU BASSIN VERSANT DE THEYS

A. - Analyses physiques	77
1 - La température	77
2 - La résistivité électrique des eaux de source	80
a - Principe	80
b - Méthode utilisée sur le bassin de Theys	81
c - Résultats	81
d - Interprétation	81
B. - Analyses chimiques	90
a - Commentaires des diagrammes	90
b - Interprétation	113
<u>CONCLUSION</u>	119

LISTE DES PLANCHES ET FIGURES

Planches N°		Pages
	Bloc diagramme du bassin versant de Theys	hors texte
1	Carte des bassins versants	"
2	Schéma orohydrographique	3
3	Courbe des fréquences altimétriques	5
4	Carte géologique de la partie sud de Belledonne	7
	Carte topographique	8
5a-5b	Courbes isohyètes	10
6	Réajustement des précipitations à la droite de Gauss	14
7	Précipitations mensuelles à Theys	17
8	Précipitations en fonction de l'altitude	20
9	Courbe des températures	23
10	Carte structurale schématique du bassin de Theys	24
11	Carte géologique du bassin versant de Theys	28
12	Orientation des fractures	36
13	Exemple de répartition des fractures	37
14	Profils en long des ruisseaux du bassin de Theys	42
15	Dispositif de captage du Merdaret	45
16	Débits journaliers du Merdaret	46
17	Courbes isohyètes sur le bassin versant de Theys - 1968	50
18	Méthode de Thiessen	51
19	Calcul de l'évapotranspiration potentielle - Méthode de Thornthwaite	54
20	Courbe des débits classés du ruisseau du Merdaret	57

LISTE DES PLANCHES ET FIGURES (suite)

<u>Planches N°</u>		<u>Pages</u>
21	Courbes des précipitations en fonction du temps	60
22	Courbes P - Q - Evp - f (temps)	62
23	Sources des Glapigneux	66
24	Débits des sources des Vincents - Ayes - Glapigneux	68
25	Calcul du coefficient de tarissement	73
26	Température des eaux de source en fonction de l'altitude	79
27	Courbes d'égale résistivité électrique des eaux de source	82
28	Carte des zones d'égale résistivité	86
29 a)	Diagrammes logarithmiques	Hors texte
29b)		
29c)		
29d)		
29e)		
30	Carte géologique sans Quaternaire	117
	Diagrammes logarithmiques :	
Groupe 0	91
" 1	93
Groupes 2-3	95
Groupe 4	97
Groupes 5-6	99
Groupe 7	101
Groupe 8	103
Groupe 9	105
Groupe 10	107
Groupes 11-13	109
Groupe 14	111
Groupes 15 - 18	112

PHOTOGRAPHIES

<u>Photos N°</u>		<u>Pages</u>
1	Pluviométrie totalisateur de Pipay - Altitude 1 450 m	11
2	Spilites - Route du Grand Plan	29
3	Cagneules dominant le ruisseau de Pierre Herse	30
4	Entonnoirs de dissolution - Point coté 1 780 m	30
5	Schistes noirs du Houiller - Col du Merdaret	32
6	Contact Houiller/Trias dans le "Synclinal Médian"	33
7	Formations quaternaires à l'amont de Theys	39
8	Formations quaternaires à l'aval de Theys	39
9	Fracturation superficielle dans les pélites du Permien	65
10	Captage des Glapigneux	67
11	Matériel de mesure de la résistivité	80
	Panorama - Theys - col du Merdaret	

INTRODUCTION

1. - HISTORIQUE DE L'ETUDE - CHOIX DU BASSIN DE THEYS (Isère)

Au cours du recensement général des ressources en eaux gravitaires du Grésivaudan mené en collaboration avec les services du Génie Rural du Département, l'idée de l'étude du transfert pluie/débit a pris naissance. Mais pour approfondir la connaissance de ces fonctions, il est rapidement apparu, comme indispensable, de circonscrire cette étude dans un cadre géographique et géologique bien défini, et pouvant prétendre à représenter un ensemble du massif de Belledonne.

C'est ainsi que l'équipement du bassin de Theys a été décidé.

Pourquoi le choix du bassin versant de Theys ?

Ce choix a été essentiellement commandé par le souci que nous avons de délimiter une zone représentative de l'ensemble du versant ouest de Belledonne dominant la vallée de l'Isère. Il fallait concilier deux impératifs :

- que notre bassin présente l'orientation générale de la chaîne, soit sensiblement NNE - SSW ;
- qu'on y retrouve "l'échantillonnage" complet des terrains constituant le massif.

Lorsqu'on circule sur la route D. 280, d'Uriage à Allevard, on traverse une série de petits bassins reliés entre eux par des cols situés à une altitude moyenne de 900 m ; on aborde ainsi du Sud au Nord :

- le bassin du Domeynon,
- le bassin du ruisseau de la Combe de Lancey,
- " " " de Vorz,
- " " " du Muret,
- " " " de Froges (des Adrets),
- " " " du Merdaret.

Chacun de ces bassins fut successivement réfuté car ne répondant pas aux exigences que nous nous étions fixées. De fait ces bassins sont pratiquement tous orientés est-ouest et présentent des gorges encaissées qui facilitent le développement de micro-climats (cf. Pl. 1).

Seul le bassin de Theys résista à nos critiques.

2. - SITUATION GEOGRAPHIQUE

De Pontcharra à Grenoble, l'Isère est dominée par une suite de collines aux pentes relativement raides et dont la ligne de crête se situe aux environs de 1100 m.

Ces collines, que les géologues dauphinois depuis Ch. et P. LORY appellent "collines liasiques", masquent en fait une large dépression les séparant des massifs cristallins qui forment les crêtes de l'arrière-plan.

Cette zone déprimée n'est évidemment pas constituée d'une seule "vallée suspendue" parallèle au Grésivaudan, mais au contraire d'une série de petits bassins séparés les uns des autres par des seuils relativement élevés.

Le plus septentrional de ces bassins est celui de Theys, limité au Nord par le col du Barioz (1 041 m) qui permet d'accéder au bourg de Saint-Pierre-d'Allevard et au Sud, le séparant du bassin des Adrets, le col des Ayes (944 m).

Ainsi le village de Theys (615 m) occupe le cœur d'un bassin suspendu au-dessus de la vallée de l'Isère, ne communiquant avec elle que par un étroit goulet ; la gorge des Hirondelles, qu'emprunte le ruisseau du Merdaret avant de se jeter dans l'Isère (cf. Pl. 2, carte orohydrographique).

Au débouché de ce goulet se trouve le village de Tencin.

S'opposant à cette "pointe" occidentale, le bassin s'évase vers l'Est et s'élève jusqu'à 2 124 m au sommet de Roche Noire.

On pourrait styliser le contour du bassin en lui donnant la forme d'un triangle dont la base orientée Nord-Sud aurait pour extrémités, au Nord, le Crêt Luisard (1 803 m) et au Sud Roche Noire, avec des points intermédiaires comme le Grand Rocher, le col du Merdaret, ou les Dents de Pipay.

Le côté sud nous conduit de Roche Noire à Tencin (250 m) en passant par le col des Ayes et des petites croupes comme la Scia (1 040 m) ou le Crêt de la Couen (879 m).

Le côté nord de notre triangle est constitué d'une ligne quelque peu "brisée". En effet, de Crêt Luisard au sommet de Barley (1 284 m) par le col du Barioz l'orientation est sensiblement sud est - nord ouest, puis notre tracé s'infléchit et de Barley à Tencin nous cheminons Nord Est - Sud Ouest.

Le périmètre du bassin est de 25,6 km pour une superficie de 34,55 km² et il est, à ce point de vue l'un des plus grands bassins du versant ouest de Belledonne. En effet, seul le bassin du Domeynon avec ses 45 km² est plus vaste. Pour comparaison nous donnons les superficies de divers bassins :

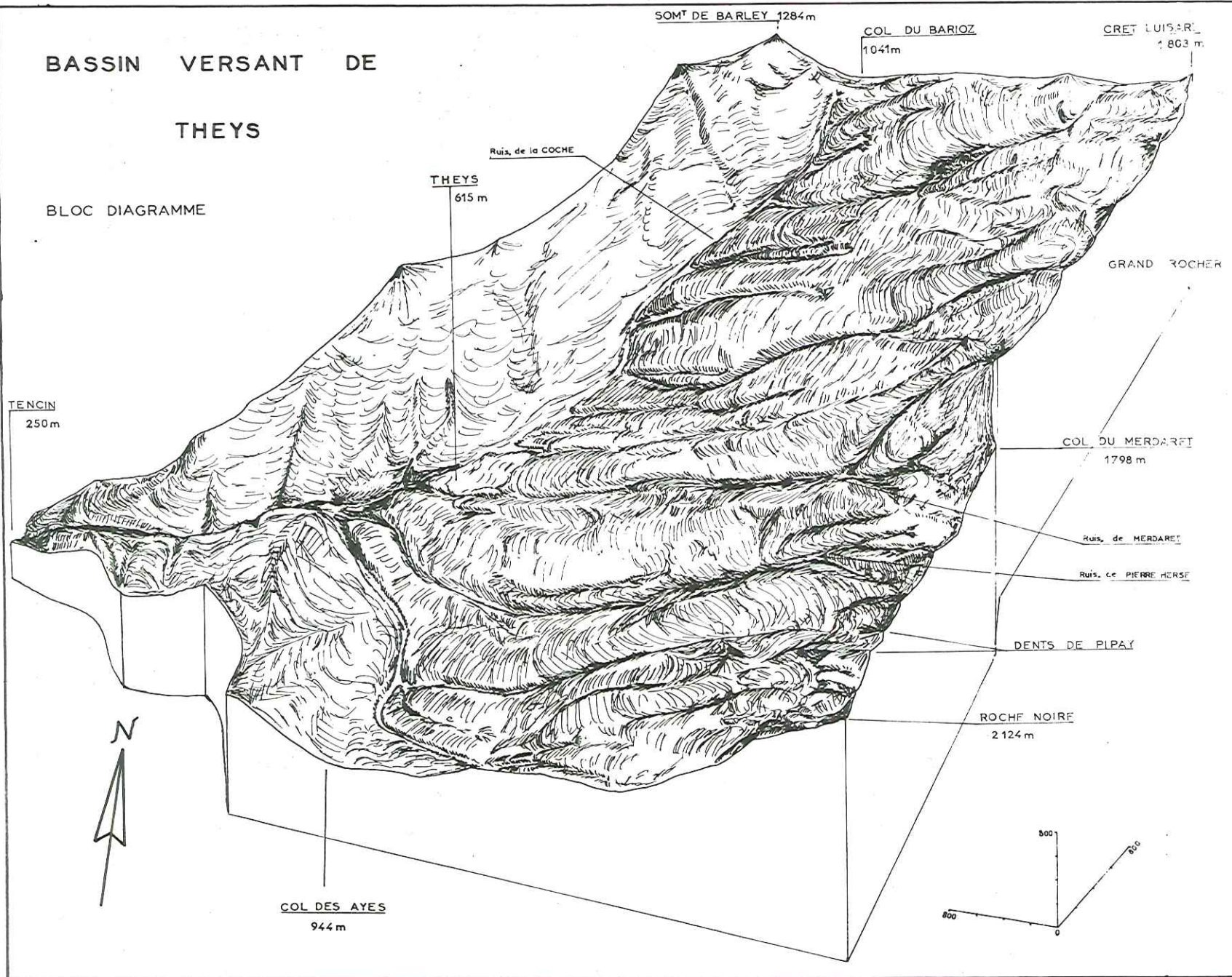
- 15,8 km² pour le bassin versant du ruisseau des Adrets
- 32,3 km² " " " " du Muret
- 18,6 km² " " " " de la Combe de Lancey.

Pour interpréter de façon graphique les données morphologiques du bassin de Theys, nous avons tracé la courbe hypsométrique et le diagramme des fréquences altimétriques (cf. tableau I, et Pl. 3).

Ces courbes donnent de façon simple et de façon cumulative la répartition, par tranches d'altitude, de la superficie du bassin versant.

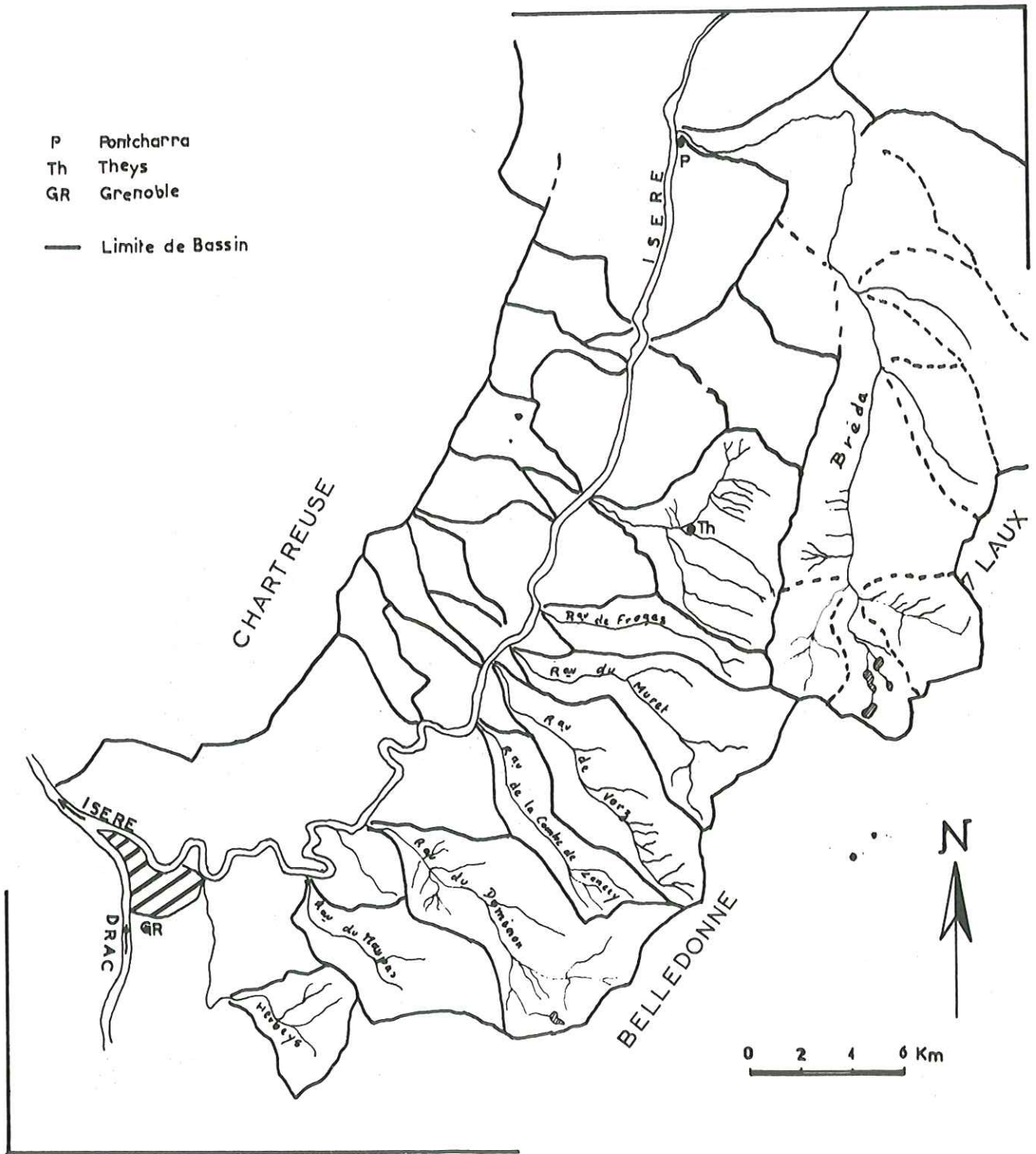
BASSIN VERSANT DE
THEYS

BLOC DIAGRAMME



CARTE DES BASSINS VERSANTS

- P Pontcharra
- Th Theys
- GR Grenoble
- Limite de Bassin



BASSIN VERSANT DE THEYS

Schéma Orohydrographique

0 200 800m

PL: 2

- Principales lignes de crête
- Cours d'eau
- Courbes de niveau
- Sources
- ⊕ Sources captées
- ⊙ Thermographe de la coche
- ⊔ Pluviometre
- AR = Reservoir des Ayes
- Ac = Captage des Ayes
- P = Pipay
- PR = Pierre Roubet
- A = Ayes
- G = Glapigneux
- V = Vincents

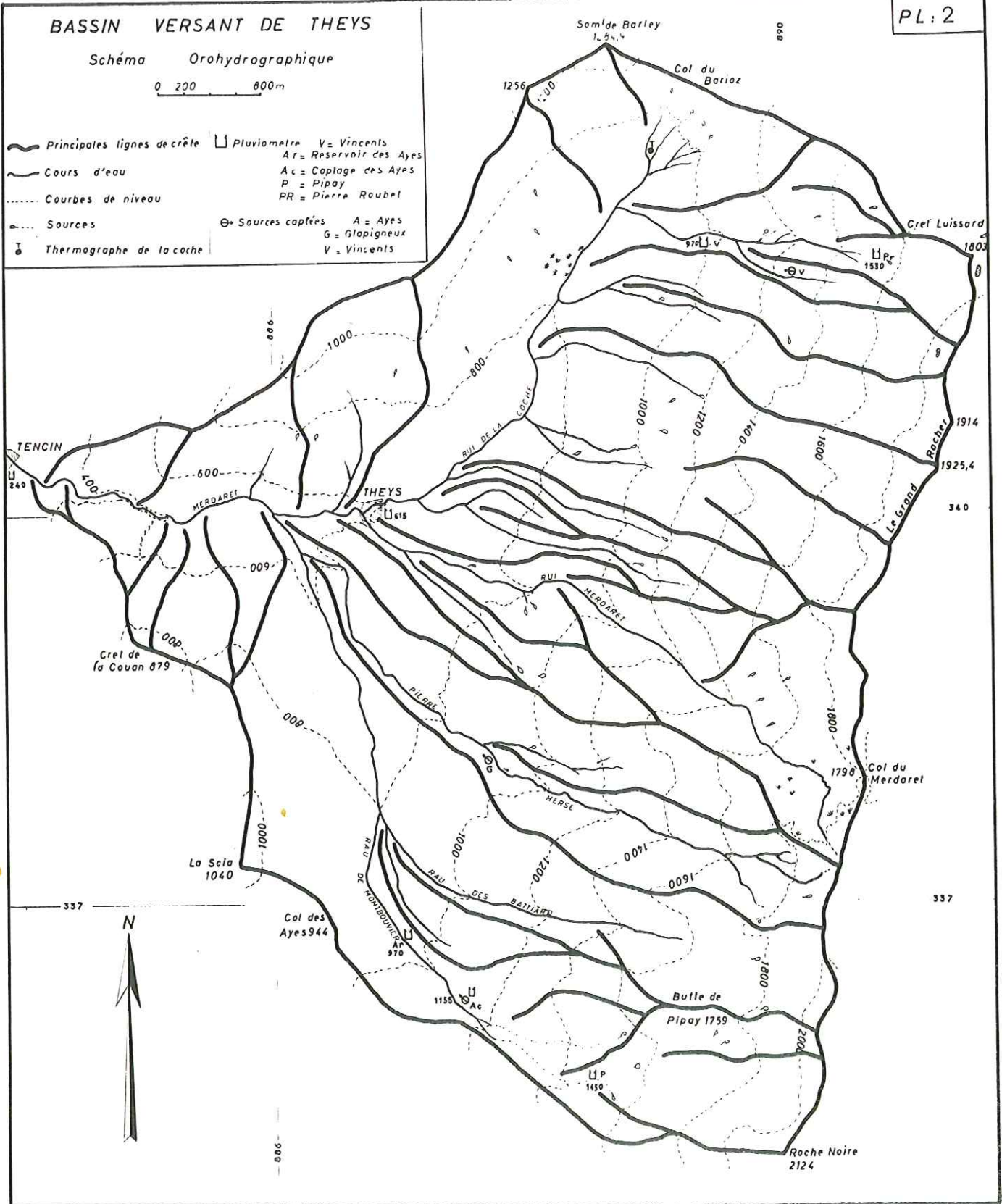
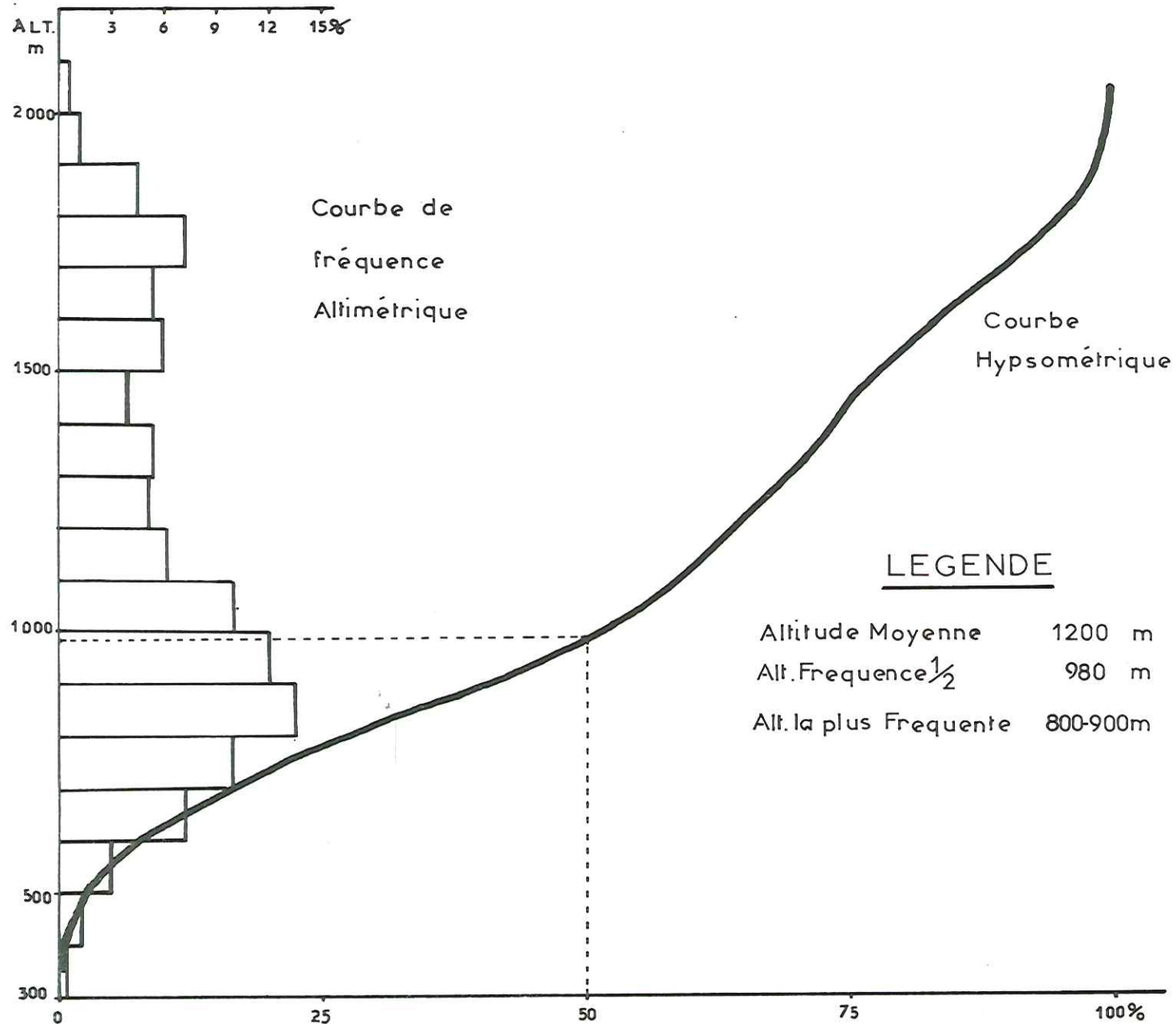


TABLEAU I

Tranches d'altitude	Surface km ²	Somme des surfaces	%	Somme des %
300 - 400	0,12	-	0,34	-
400 - 500	0,45	0,57	1,30	1,64
500 - 600	1,00	1,57	2,90	4,54
600 - 700	2,44	4,01	7,06	11,60
700 - 800	3,32	7,33	9,60	21,20
800 - 900	4,50	11,83	13,00	34,20
900 - 1000	4,00	15,83	11,60	45,80
1000 - 1100	3,33	19,16	9,65	55,45
1100 - 1200	2,08	21,24	6,04	61,49
1200 - 1300	1,73	22,97	5,02	66,51
1300 - 1400	1,87	24,84	5,42	71,93
1400 - 1500	1,30	26,14	3,77	75,70
1500 - 1600	2,00	28,14	5,78	81,48
1600 - 1700	1,82	29,96	5,26	86,74
1700 - 1800	2,42	32,38	7,00	93,74
1800 - 1900	1,52	33,90	4,37	98,11
1900 - 2000	0,40	34,30	1,16	99,27
2000 - 2100	0,25	34,55	0,73	100,00

Altitude moyenne 1200 m
 Altitude de fréquence 1/2 980 m
 Altitude la plus fréquente 800 - 900 m

Répartition par tranches d'altitude de la superficie du bassin versant de Theys



PL 3

Elles permettent en particulier de définir les altitudes caractéristiques du bassin :

- l'altitude moyenne, définie par l'ordonnée moyenne de la courbe hypsométrique = 1 200 m ;
- l'altitude de fréquence 1/2 qui est celle qui correspond à l'abscisse 1/2 de la courbe des fréquences altimétriques = 980 m ;
- l'altitude la plus fréquente, définie par le mode de la courbe des fréquences altimétriques, compris entre 800 - 900 m (= 13 % de la superficie totale du bassin).

Ces résultats entraînent quelques commentaires :

- . on note que l'altitude de fréquence 1/2 (980 m) est nettement inférieure à l'altitude moyenne, ce qui dénote une prédominance des zones d'altitudes relativement faibles ;
- . les altitudes les plus basses sont très peu fréquentes ;
- . les altitudes les plus fréquentes se situent entre 800 - 900 m, ce qui traduit l'existence d'un palier compris entre 700 et 1 100 m se poursuivant vers l'aval par une gorge ;
- . la présence d'un maximum secondaire vers les altitudes de 1 700 à 1 800 m souligne l'existence d'un deuxième palier (plateau perché) ;
- . enfin, au-dessus de ce deuxième palier, la fréquence diminue très vite pour être nulle à 2 100 m. Les sommets "n'émergent" que de 300 à 400 m au-dessus du plateau.

Ainsi le bassin de Theys apparaît-il très bien limité et parfaitement homogène dans sa morphologie.

3. - CADRE GEOLOGIQUE

Au point de vue géologique, la situation du bassin de Theys est très originale.

En effet, on ne peut oublier l'aspect "binaire" que présente le massif de Belledonne, aspect dû à la présence de deux ensembles géologiques distincts que sépare la zone "tampon" qu'est le synclinal médian.

Ces deux ensembles, ou plus précisément ces deux rameaux de Belledonne viennent dominer la vallée de l'Isère au col du Merdaret.

La carte géologique de la partie sud de Belledonne nous montre la répartition de ces trois unités (cf. Pl. 4).

La partie occidentale ou rameau externe est essentiellement constituée par un ensemble cristallophyllien formé de schistes à séricite et chlorite sur lequel repose en discordance la série permienne des grès d'Alleverd, puis la série jurassique. Au contact de ces deux séries, en lambeaux plus ou moins pincés, on a les formations du Trias où les cargneules dominent.

La partie orientale ou rameau interne est au contraire plus métamorphisée.

C'est ainsi que l'on trouve des gneiss et des amphibolites comme au Pic de Belledonne ou à la Grande Lance de Domène, et des granites dans le massif des Sept Laux.











Le "synclinal médian" est véritablement pris comme dans un étau entre ces deux ensembles. On y retrouve une série sédimentaire allant du Houiller au Jurassique inférieur. Ce ne sont pas là des séries stratigraphiques tranquilles mais fortement cahotiques ; c'est ainsi que l'on trouve une écaille de Lias pincée entre un "coin" de Houiller et des cargneules du Trias (ruisseau de Vaugelat).

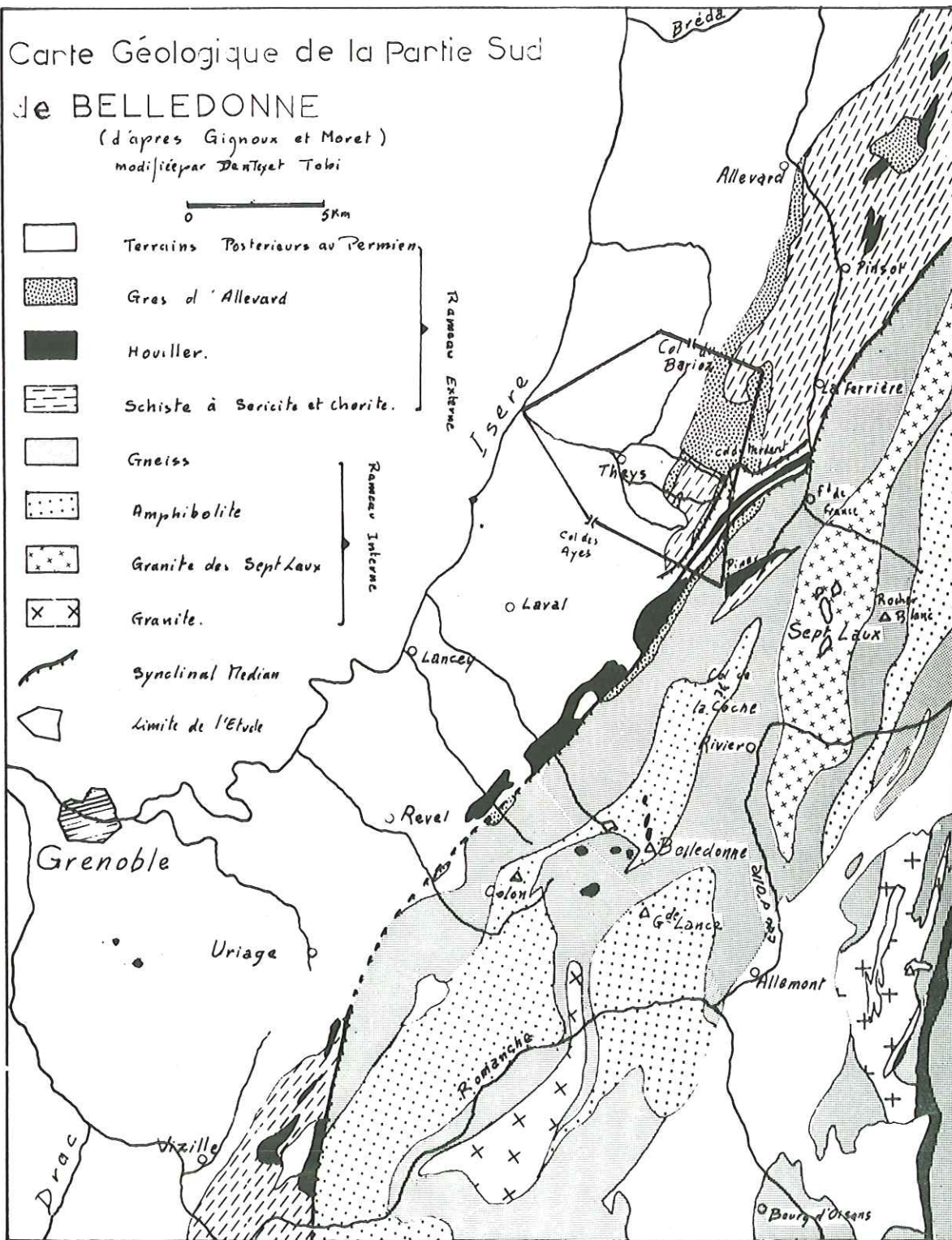
Dans les chapitres suivants nous définirons tout d'abord la géologie du bassin de Theys, puis nous envisagerons tout particulièrement le comportement de chacune des unités vis-à-vis du ruissellement et de l'infiltration. Enfin, on ne peut aborder une étude hydrogéologique sans faire une étude détaillée de la tectonique de la région. Nous venons de montrer le rôle important du synclinal médian dans cette tectonique ainsi que des accidents secondaires qui en dépendent, ce rôle sera mis en évidence dans la localisation des sources et dans le bilan hydrologique du bassin.

Carte Géologique de la Partie Sud de BELLEDONNE

(d'après Gignoux et Moret)
modifiée par Dantès et Tobi

0 5km

-  Terrains Postérieurs au Permien
-  Gres d'Allevard
-  Houiller.
-  Schiste à Sericite et chlorite.
-  Gneiss
-  Amphibolite
-  Granite des Sept Laux
-  Granite.
-  Synclinal Median
-  Limite de l'Etude



BASSIN VERSANT DE THEYS

Carte Topographique

0 500 2000 m



CHAPITRE I

L'étymologie du mot Hydrogéologie montre l'association de deux termes : hydrologie et géologie. L'égale importance de ces deux ensembles nous amènera à envisager pour notre étude, tout d'abord, l'aspect hydrologique du bassin versant puis sa géologie.

FACTEURS CONDITIONNANT L'HYDROLOGIE DU BASSIN VERSANT DE THEYS

L'hydrologie d'une région est essentiellement conditionnée par les précipitations qui l'affectent, précipitations solides et liquides. Cette distinction nous fait immédiatement penser au second facteur important :
la température atmosphérique.

A. - LES PRECIPITATIONS

1 - Réseau météorologique existant

Connaître les hauteurs de précipitation liquide est somme toute facile : il suffit de mettre un récipient dans une zone non protégée des vents humides et de mesurer la hauteur d'eau ainsi recueillie. Mais ce résultat, certes valable, garde un caractère ponctuel et dont la généralisation à un vaste ensemble reste très délicate. Ainsi multiplie-t-on les points de mesure. A ce propos, la chaîne de Belledonne semble assez bien pourvue, et on peut relever les noms et les altitudes des stations suivantes :

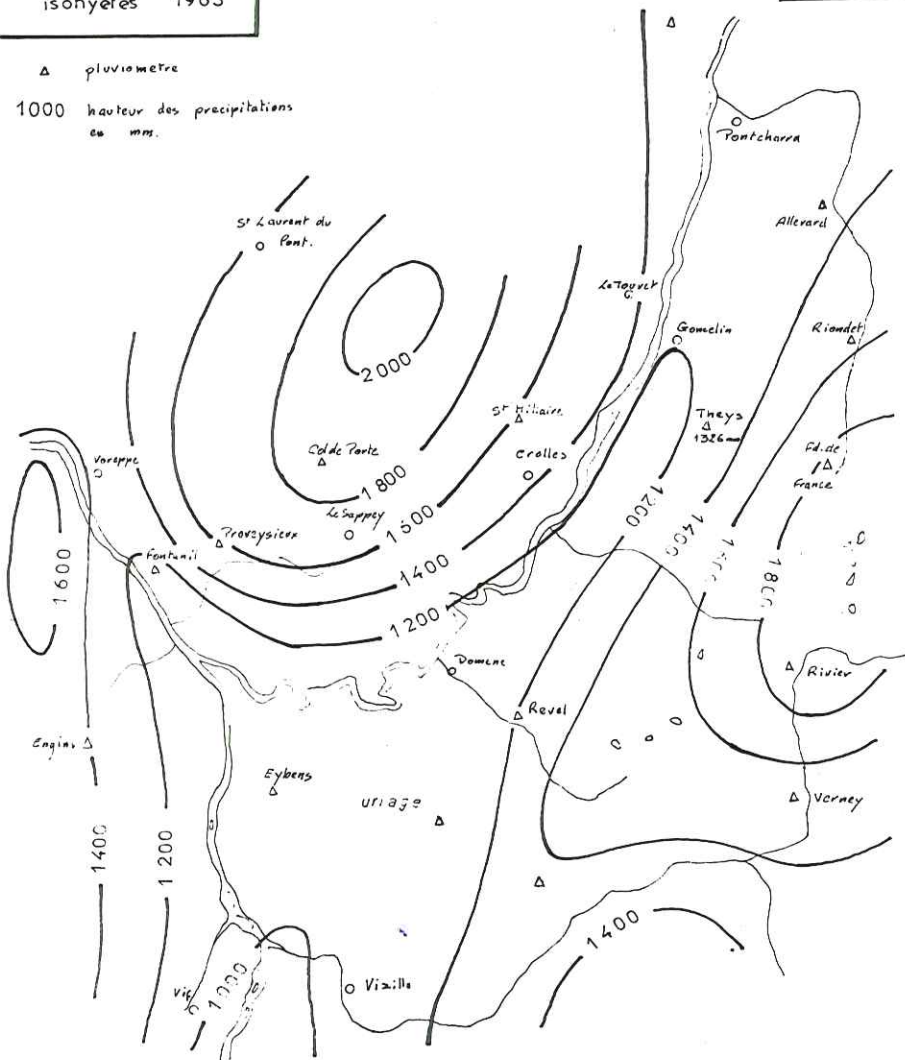
- Uriage	415 m	}	pour le versant ouest et sud ouest du massif
- Revel	630 m		
- Theys	615 m		
- Saint-Hilaire-du-Touvet	970 m	}	Grésivaudan
- Corenc	227 m		
- Eybens	220 m		
- Le Rivier d'Allemont	1270 m	}	versant est de Belledonne - vallée de l'Eau Dolle
- Le Vernet d'Allemont	770 m		

PRECIPITATIONS

isohyetes 1963

△ pluviometre

1000 hauteur des precipitations en mm.



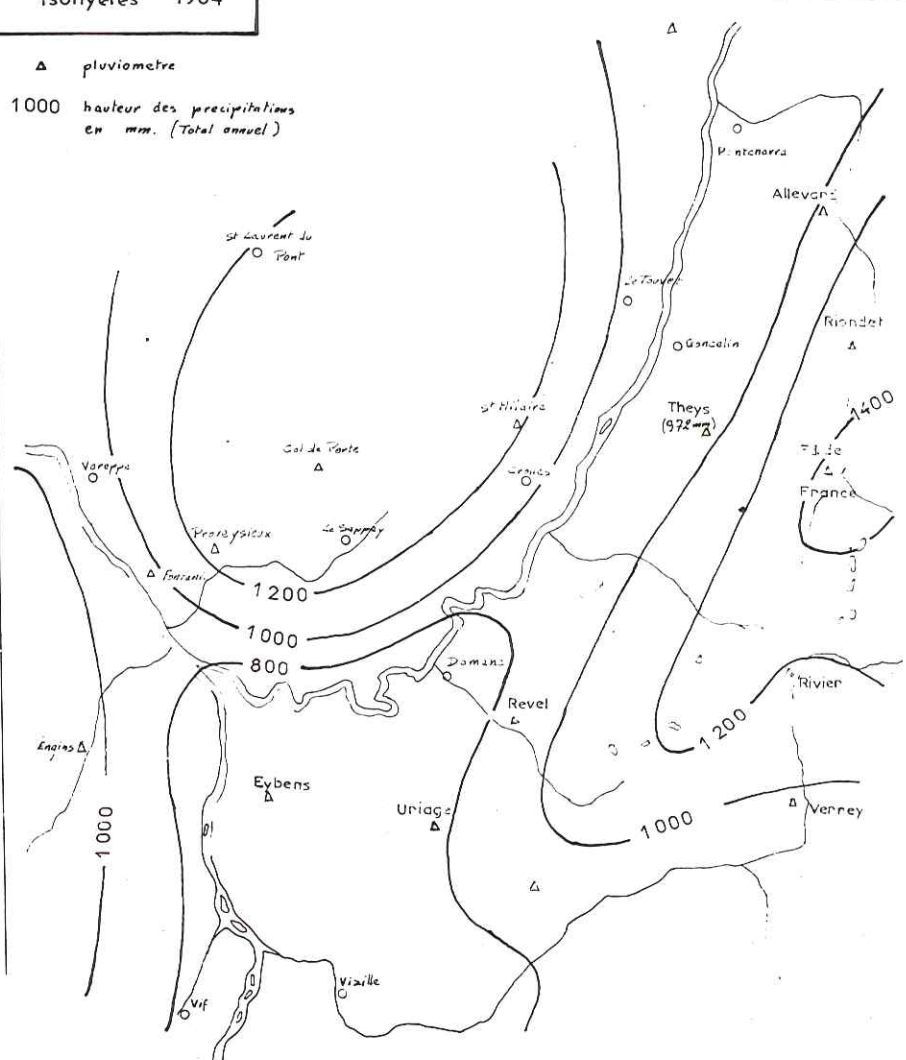
PL5a

PRECIPITATIONS

isohyetes 1964

△ pluviometre

1000 hauteur des precipitations en mm. (Total annuel)



PL5b

- Allevard	495 m	}	versant est - vallée du Bréda
- Riondet La Ferrière	915 m		
- Fond de France	1085 m		

Le report sur carte de ces stations ainsi que les précipitations annuelles enregistrées permet de tracer des courbes d'égale précipitation ou courbes isohyètes (cf. Pl. 5a et 5b) *.

L'interprétation de ces courbes est fonction de l'échelle à laquelle on travaille. Ainsi la carte des isohyètes de 1964 nous apprend que la région de Theys se trouve sur le tracé de la courbe des 1000 mm. Mais ce résultat suffit-il pour calculer l'épaisseur de la lame d'eau tombée sur le bassin, cette année-là ?

Ainsi, malgré la relative densité du réseau météorologique dans la région, les résultats fournis par les stations se sont vite révélés comme nettement insuffisants à l'échelle de l'étude de notre bassin.

2 - Réseau de Theys

C'est pour parer à ce manque d'informations précises sur le bassin que nous avons mis en place un réseau très important puisqu'il comprend sept stations, réparties sur 35 km².

a) Matériel mis en place

Le matériel équipant ces stations est de types différents :

- les stations de Tencin et de Theys sont équipées de pluviomètres "type Association" que les observateurs relèvent tous les jours. Cela présente un avantage certain que de connaître, jour après jour, le total des précipitations, mais cela nécessite la présence journalière d'une personne. . .
- les cinq autres stations sont équipées de "pluviomètres totalisateurs" particuliers. Ils sont constitués d'un tube plastique (P. V. C.) opaque.

Ce tube est maintenu vertical par un système de haubans et de tendeurs scellés au sol.

Une fenêtre de 5 cm de large a été découpée sur toute la hauteur du tube. Sur cette fenêtre a été soudée une bande de plastique transparent, de façon à pouvoir voir le niveau du liquide dans le tube. La mesure des hauteurs se fait grâce à un triple mètre également soudé à côté de la fenêtre.



Le "0" de ce triple mètre est à 50 cm de la base du tube, cela pour permettre le stockage de 10 litres de glycol, surmonté d'une pellicule d'huile de vaseline.

Le glycol évite le gel des eaux de précipitation et l'huile leur évaporation. Ainsi nous avons pu faire des observations dans des conditions normales en toutes saisons.

Pour les pluviomètres situés en altitude (Pipay et Pierre Roubet) nous avons adjoint au tube un écran du type Nipher (cf. photo). Ce dispositif permet de créer au voisinage de la surface de réception du tube, une perturbation telle que les filets d'air ne se présentent pas de façon tangentielle à cette surface, mais avec un angle suffisant pour permettre la pénétration correcte des gouttes d'eau et surtout des flocons de neige.

Cet appareillage s'est révélé très efficace, car nous n'avons jamais constaté de "bouchon" neigeux à l'orifice du tube.

* - Le tracé des planches 5a et 5b est dû à J. L. MATHIEU.

b) Situation géographique des stations

Notre réseau météorologique est, nous l'avons dit, constitué de sept stations (cf. Pl. 2) :

Station de	Pluvio.	Association	altitude
Tencin	"	"	240 m
" " Theys	"	"	615 m
" Ayes Réservoir	"	Totalisateur	970 m
" Ayes Captage	"	"	1160 m
" de Pipay	"	" + écran	1450 m
" Vincents	"	"	970 m
" Pierre Roubet	"	" + écran	1530 m

La situation géographique de ces stations amène quelques commentaires.

Tout d'abord la position de ces stations sur le bassin affecte la forme d'un "Y" dont le pied serait constitué par les stations de Tencin et de Theys, la branche sud par celles des Ayes et de Pipay, la branche nord par les stations des Vincents et de Pierre Roubet.

D'autre part l'altitude des stations des Ayes Réservoir et des Vincents est la même : 970 m. Ces deux remarques ne sont pas sans importance, car elles nous permettront de mieux comprendre l'influence de la situation géographique d'une station par rapport aux vents humides dominants.

3 - Les précipitations - Résultats

Sur les sept stations dont nous disposons sur le bassin de Theys, trois ont été mises en service en janvier 1967 (Ayes Réservoir, Ayes Captage, Vincents) ; deux en juillet 1967 (Pipay, Pierre Roubet).

La station de Tencin, telle qu'elle existe actuellement, fonctionne depuis 1965, enfin la station de Theys, la plus ancienne, est en service depuis 1905, mais avec des interruptions pendant les années de guerre.

a) Précipitations moyennes à Theys

Le tableau suivant nous donne la pluviométrie moyenne mensuelle et annuelle calculée sur soixante deux ans (en mm) :

janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre	total
86	79	88	96	102	110	101	117	104	99	102	105	1189

La première constatation que l'on peut faire au regard de ces chiffres est leur très faible écart. En effet, pour une moyenne de 99 mm les écarts à la moyenne se situent entre 18 % et 20 %, cela montre une répartition homogène des précipitations tout au long de l'année, et partant, une alimentation relativement constante du réseau hydrographique.

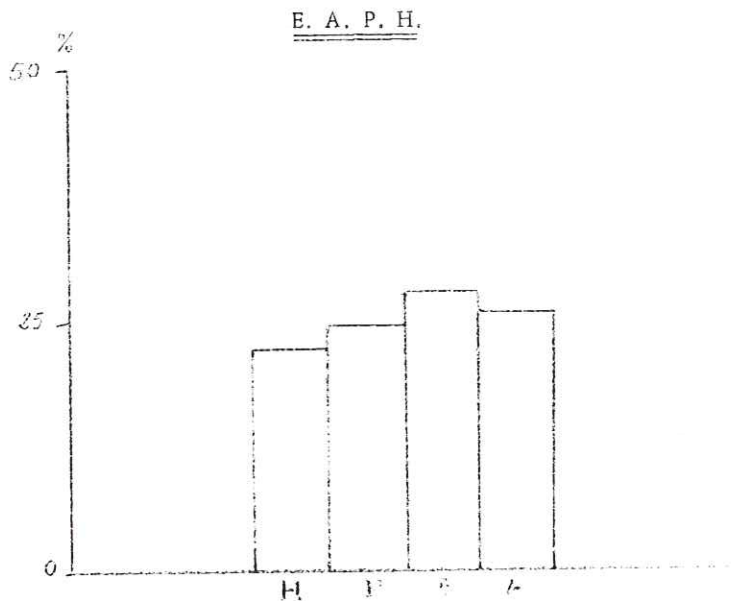
Il est cependant intéressant de préciser les périodes à forte précipitation et celles de "sécheresse" (toute relative). Pour cela nous groupons les mois trois par trois de telle sorte que le premier mois de chaque saison soit marqué par un solstice ou un équinoxe :

HIVER	{	Décembre		PRINTEMPS	{	Mars		ETE	{	Juin		AUTOMNE	{	Septembre
		Janvier				Avril				Juillet				Octobre
		Février				Mai				Août				Novembre

Pour la période de référence, les précipitations moyennes annuelles se répartissent de la façon suivante :

H Hiver	270 mm	soit	22,71 %
P Printemps	286 mm	soit	24,05 %
E Eté	328 mm	soit	27,59 %
A Automne	305 mm	soit	25,65 %

On définit ainsi l'indicatif saisonnier pour la station de Theys :



On peut avoir une idée de l'intensité des précipitations en calculant le nombre de jours de pluie par an ; pour la période de 1954-1963 la moyenne est de 133 jours. Enfin il faut préciser que l'année la plus sèche fut 1921 avec 640 mm et que l'année la plus humide 1910 avec 1676 mm.

L'étude statistique des précipitations à Theys de 1905 à 1968, soit sur 62 années, montre que la moyenne annuelle "m" est de 1189 mm.

Si on appelle x la précipitation annuelle on a :

$$m = \frac{\sum_{i=1}^n x}{n}$$

l'écart à la moyenne $E = x - m$
 l'écart type $\sigma = \sqrt{\frac{\sum E^2}{n}}$

Si la répartition des précipitations obéit à une loi normale on peut ajuster les observations faites sur la "courbe en cloche" de Gauss d'équation simplifiée :

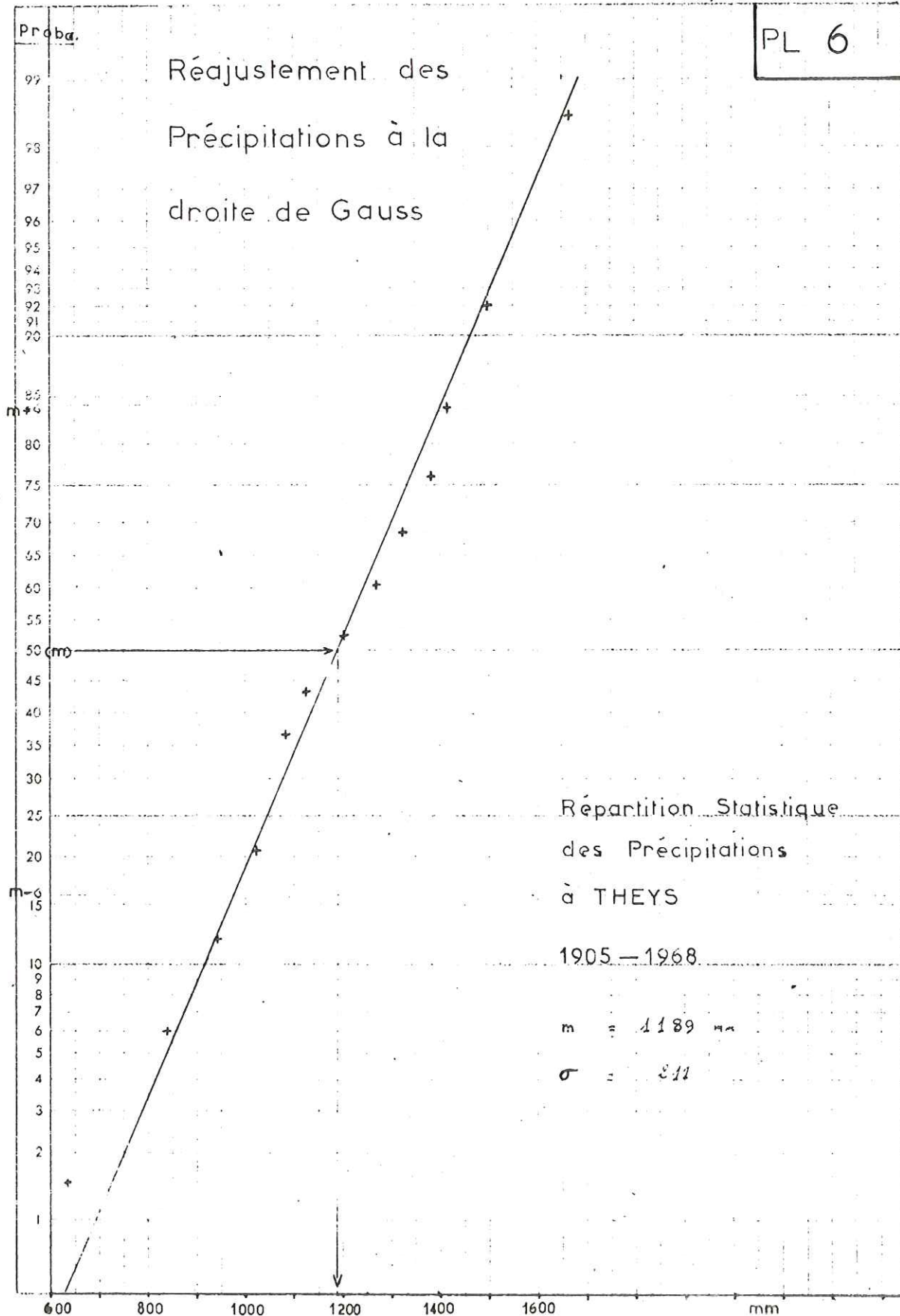
$$\text{probabilité} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t^2}{2}}$$

avec $t = \frac{x - m}{\sigma} = \frac{E}{\sigma}$

La table de Gauss donne pour chaque valeur de t une valeur K de la 1/2 surface de la courbe en cloche. Les valeurs remarquables de t permettent de tracer une droite théorique sur laquelle viennent se replacer les valeurs calculées. Dans le cas des précipitations de Theys nous avons :

$t = 0$ $K = 0$ ----- mode de la courbe = 1189 mm

Réajustement des
Précipitations à la
droite de Gauss



t = 0,6745	K = 0,250 -----	50 % des éléments sont compris entre deux valeurs	
			m - 0,6745 et m + 0,6745
			1047 mm et 1331 mm
t = 1	K = 0,3413 -----	75 % des éléments sont compris entre	m - σ et m + σ
			978 mm 1400 mm
t = 2	K = 0,4772 -----	95 % des éléments sont compris entre	m - 2 σ et m + 2 σ
			767 mm 1611 mm

Le réajustement des valeurs observées sur la droite calculée est excellent (cf. courbe 6). Ainsi l'étude statistique des précipitations sur la station de Theys se révèle riche d'enseignements : nous avons appris que cette partie du versant ouest de Belledonne, directement opposée aux vents dominants très humides, reçoit de ce fait une quantité fort appréciable d'eau ; et surtout que les précipitations sont réparties de façon homogène sur l'ensemble de l'année.

b) Précipitations sur l'ensemble du bassin de Theys

Si nous avons étudié de façon aussi précise les précipitations moyennes sur Theys et sur une période aussi longue, c'est que nous avons besoin d'une base de référence pour replacer les précipitations enregistrées sur nos différentes stations en 1968.

En effet, seuls les résultats obtenus en 1968 seront exploitables parce que homogènes. Pour 1967, nous ne possédons les résultats complets que pour les stations de Tencin et de Theys, les stations des Ayes et des Vincents ne donnent des résultats que sur onze mois, enfin les stations de Pipay et de Pierre Roubet sur cinq mois.

Le tableau II donne les précipitations sur les sept stations en 1968.

On peut d'abord constater que ces précipitations furent très abondantes : 1396 mm à Theys, ce qui correspond à environ 15 % de plus que la moyenne ci-dessus calculée et répartie sur 143 jours. De ce fait, nous qualifierons de "humide" l'année 1968. D'autre part pour une précipitation moyenne mensuelle de 116 mm les écarts sont très importants puisque le mois de mars ne reçoit que 38 mm alors que le mois d'août reçoit 199 mm. Comme nous l'avons montré précédemment les précipitations les plus abondantes se situent en été.

L'indice saisonnier se définit de la façon suivante :

Hiver	319 mm	24,2 %	
Printemps	256 mm	19,4 %	<u>E. H. A. P.</u>
Eté	436 mm	33 %	
Automne	310 mm	23,4 %	

Nous avons porté sur un même graphique les précipitations à Theys pour les années 1921 (année la plus sèche) :
- 1968 que nous considérons comme humide
- 1967 qui avec 929 mm présente un déficit de 22 % sur la moyenne, et peut être considérée comme à tendance sèche.

Enfin l'année moyenne calculée sur soixante deux ans (cf. Pl. 7).

Ces tracés résument assez bien les conclusions que nous avons tiré de l'étude des précipitations moyennes, à savoir l'uniformité des précipitations au long de l'année avec tout de même une prédominance des chutes en août.

Par rapport à cette courbe moyenne, nous pouvons apprécier toutes les particularités des précipitations au cours de 1968 :

- fortes chutes en janvier,
- faibles chutes en mars,
- fortes et très fortes chutes en mai et août,
- faibles chutes en octobre.

Les précipitations des autres mois se rapprochant de la moyenne.

TABLEAU II

PRECIPITATIONS SUR LE BASSIN DE THEYS EN 1968 (mm)

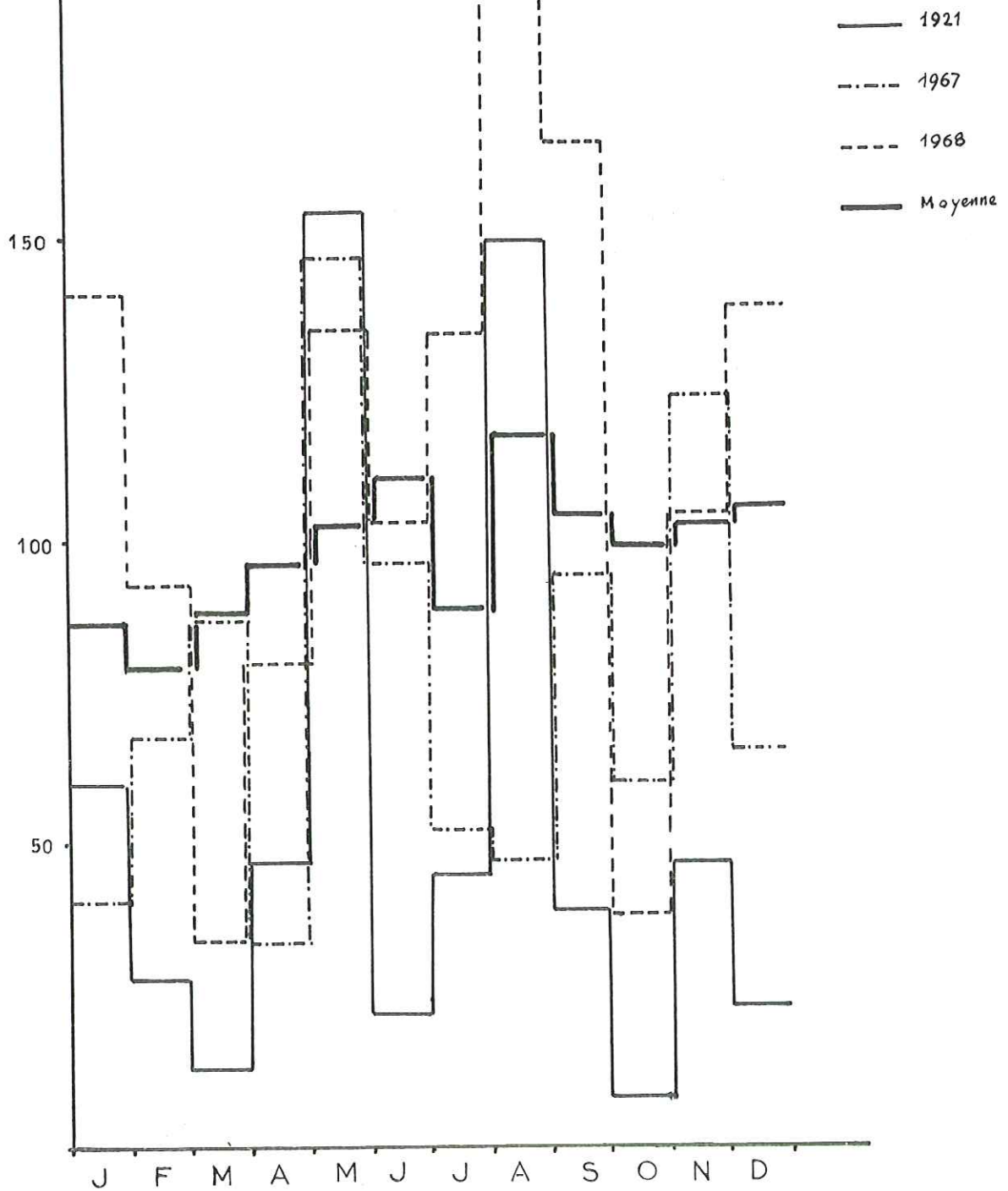
	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	octobre	nov.	déc.	Total
Tencin	141	76	18	72	117	96	137	151	149	29	98	157	1241
Theys	141	93	38	80	138	103	134	199	166	39	105	160	1396
Ayes Réservoir	175	85	55	108	147	147	124	206	174	51	115	186	1573
Ayes Captage	230	95	71	130	165	160	130	220	193	58	124	200	1780
Pipay	245	120	93	150	180	175	159	240	210	72	136	220	2000
Vincent	160	90	50	90	205	146	182	197	184	56	130	180	1670
Pierre Roubet	170	95	50	100	210	150	195	205	190	60	180	185	1718
Moyenne	180	93	54	104	166	139	151	202	180	52	116	184	1625

Précipitation moyenne : 1625 mm

Précipitations Mensuelles
à THEYS

PL 7

P
mm



Ainsi pour 1968, la précipitation annuelle relevée à chaque station est de :

- Tencin	1241 mm	
- Theys	1396 mm	
- Ayes Réservoir	1573 mm	
- Ayes Captage	1780 mm	ce qui représente une précipitation moyenne de 1625 mm
- Pipay	2000 mm	
- Vincents	1670 mm	
- Pierre Roubet	1718 mm	

L'accroissement des précipitations avec l'altitude nous amène naturellement à envisager le problème du gradient pluviométrique.

c) Gradient pluviométrique - Interprétation

Il existe une controverse à propos de l'existence d'un gradient pluviométrique. Certains prétendent que les variations que l'on observe entre les précipitations sur des stations situées à différentes altitudes, sont simplement dues aux variations des expositions aux vents humides.

Dans le cas du bassin versant de Theys, l'exposition des deux branches de notre "Y" est certes différente, mais au sein de chaque branche l'exposition est la même.

Donnons d'abord les chiffres. Dans le tableau suivant nous portons le nom de la station, son altitude, les précipitations relevées en 1968, et enfin le gradient calculé entre deux stations reliées par accolade.

BRANCHE SUD

Stations	Altitude (m)	Précipitation (mm)	Gradient (mm/100 m)
Tencin	240	1241 -----	----- } 41 ----- } 50 ----- } 109 ----- } 76 ----- ----- } 72,4 ----- ----- } 62,6 ----- -----
Theys	615	1396 -----	
Ayes Réservoir	970	1573 -----	
Ayes Captage	1160	1780 -----	
Pipay	1450	2000 -----	

BRANCHE NORD

Tencin	240	1241 -----	----- } 41 ----- } 77 ----- } 8,5 ----- ----- } 35,1 ----- ----- } 36,9 ----- -----
Theys	615	1396 -----	
Vincents	970	1670 -----	
Pierre Roubet	1530	1718 -----	

Nous avons, au début du présent chapitre, attiré l'attention sur la disposition géographique des stations.

En effet, pour la branche sud, nous avons un gradient de 62,6 mm/100 m, ce gradient est très proche des valeurs données par BENEVENT * pour l'ensemble de Belledonne.

Par contre, pour la branche nord, les résultats obtenus sont extrêmement faibles. Comment expliquer une telle différence ?

Cette différence sensible peut s'expliquer par la position géographique des stations par rapport aux vents dominants.

En effet, les stations de la branche sud sont échelonnées en altitude sur un versant qui s'oppose directement à l'avance des formations nuageuses, donc occupent une situation presque idéale pour le calcul de ce gradient. Il n'en est pas de même pour la branche nord.

Il y a deux anomalies à constater dans les précipitations enregistrées sur les stations des Vincents et de Pierre Roubet.

* - BENEVENT : climat des Alpes françaises.

Tout d'abord on constate que, pour une même altitude, la station des Vincents a reçu beaucoup plus d'eau que la station des Ayes Réservoir (1670 mm contre 1573 mm).

Cela peut s'expliquer par le fait que la station des Vincents se situe au pied d'un véritable "mur", puisque la pente moyenne au-dessus de la station jusqu'à la crête est de l'ordre de 40 %. Ainsi les masses nuageuses sont-elles arrêtées et déversent beaucoup plus d'eau que sur une région sans obstacles majeurs.

C'est l'inverse de ce phénomène qui explique le déficit pluviométrique de la station de Pierre Roubet. Cette station se trouve très près du sommet de ce "mur" et les vents y sont très violents, ce qui explique que les nuages ne "s'accrochent" pas et passent directement dans la vallée du Bréda, sans qu'il y ait une pluviométrie excessive.

Une deuxième remarque s'impose au sujet de ce gradient : c'est la valeur relativement faible de ce dernier entre Tencin et Theys.

En fait, la valeur du gradient entre ces deux stations est excessivement variable d'une année à l'autre :

1965	91 mm/100 m	
1966	20 mm/100 m	
1967	37,4 mm/100 m	
1968	41 mm/100 m	

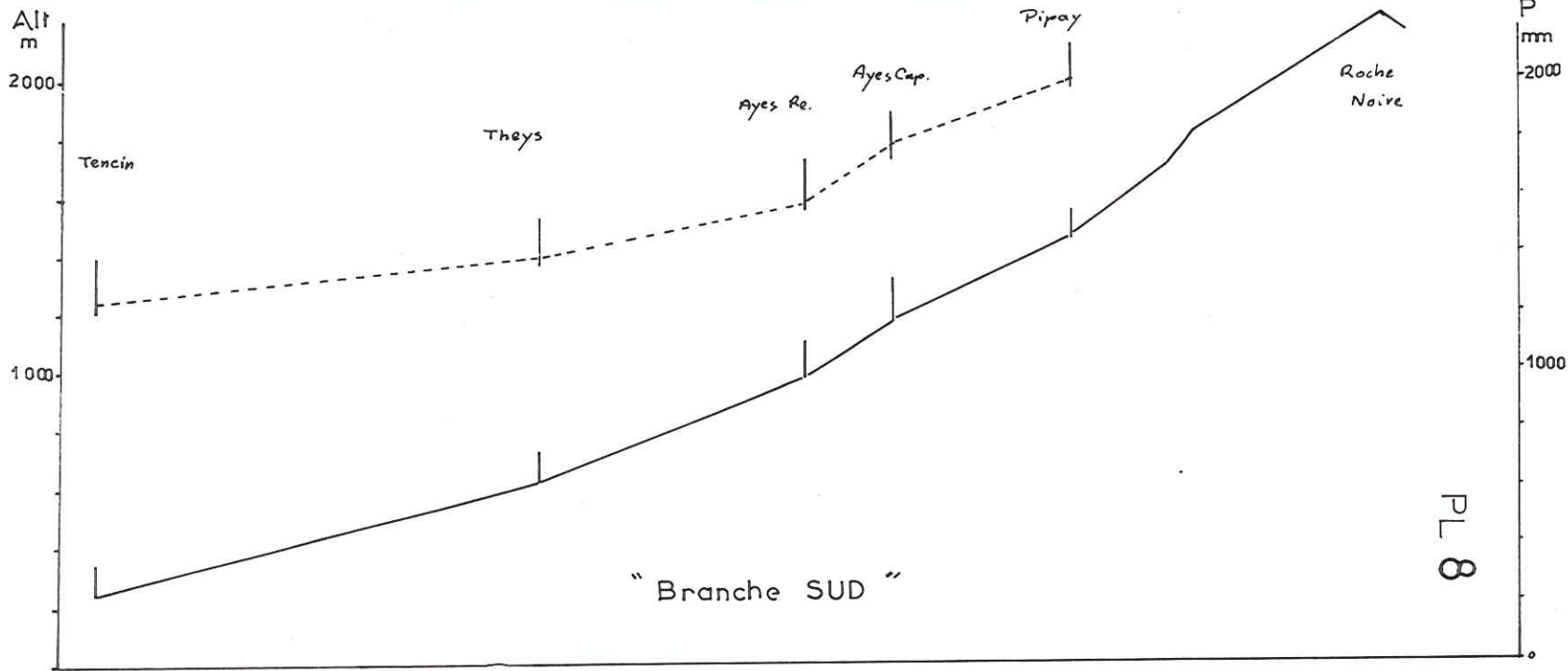
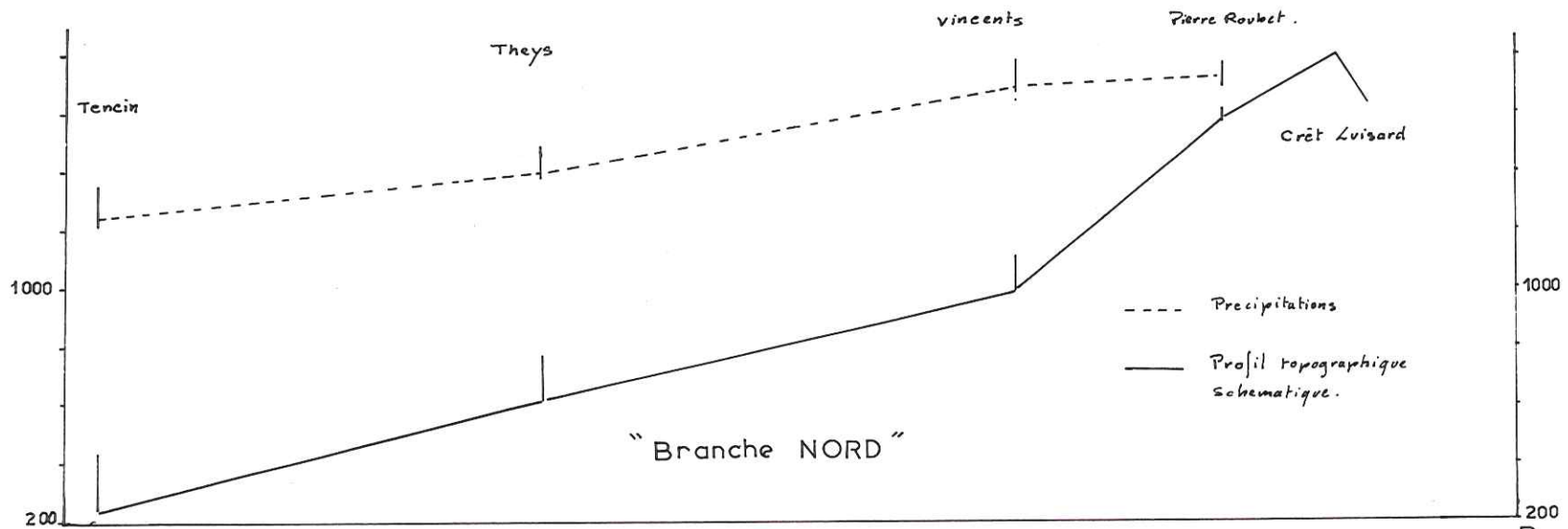
ce qui représente une valeur moyenne de 47,2 mm/100 m

Ici aussi il faut rechercher l'explication dans la situation géographique des stations. Tencin à 250 m d'altitude se situe dans la vallée du Grésivaudan et Theys à 615 m est sur le balcon qui la borde. C'est dire que ces stations sont dans la zone d'influence des perturbations créées par la barrière de la Chartreuse. En effet, face au bassin de Theys, la Chartreuse s'élève à 1800 - 2000 m et oblige les formations nuageuses à prendre de l'altitude. Une fois cette barrière franchie les nuages ne "plongent" pas dans la vallée à la manière des falaises qui la borde, mais au contraire empruntent une voie oblique. En deçà du "point d'impact" de cette ligne oblique sur le flanc ouest de Belledonne, on a un déficit caractéristique de la pluviométrie et cette zone est dite "dans l'ombre pluviométrique de la Chartreuse".

Au-delà de cette zone la pluviométrie reprend son évolution normale.

La cote de ce point d'impact est, comme nous l'avons vu, très variable dans le temps, mais on peut dire qu'elle se situe dans une fourchette comprise entre 500 et 700 m. Il faudrait peut-être en rechercher l'explication dans la fréquence de l'orientation des vents humides ainsi que dans leur vitesse.

Pour résumer cette opposition entre les deux directions du bassin nous avons porté sur graphique une coupe schématique de la topographie ainsi que le profil des précipitations. Cette dernière planche montre assez bien que les précipitations maximales ne se situent pas aux sommets des crêtes mais à une cote moindre (150 m à 200 m au-dessous). (cf. Pl. 8).



PL 8

- moyenne de l'ordre de 8° pour 1967
- moyenne de 7°,1 pour 1968.

Sur la planche 9 nous avons porté les températures moyennes minimales, maximales et moyennes à Theys en 1967 et 1968. Nous avons superposé les températures moyennes à Grenoble de 1967 et les températures moyennes à Grenoble calculées sur 15 ans. Cette superposition des courbes montre une certaine similitude dans les tracés.

Il est évident que le nombre d'années d'observation est trop insuffisant.

Toutefois il est possible de situer une moyenne des températures à la Coche entre 6°5 et 8°5. L'influence de la température sur l'écoulement se fait sentir par deux aspects différents.

Tout d'abord, par l'action du gel qui mobilise sous forme solide les eaux de pluie susceptibles de s'écouler. Il est donc intéressant de localiser dans le temps cette phase d'influence :

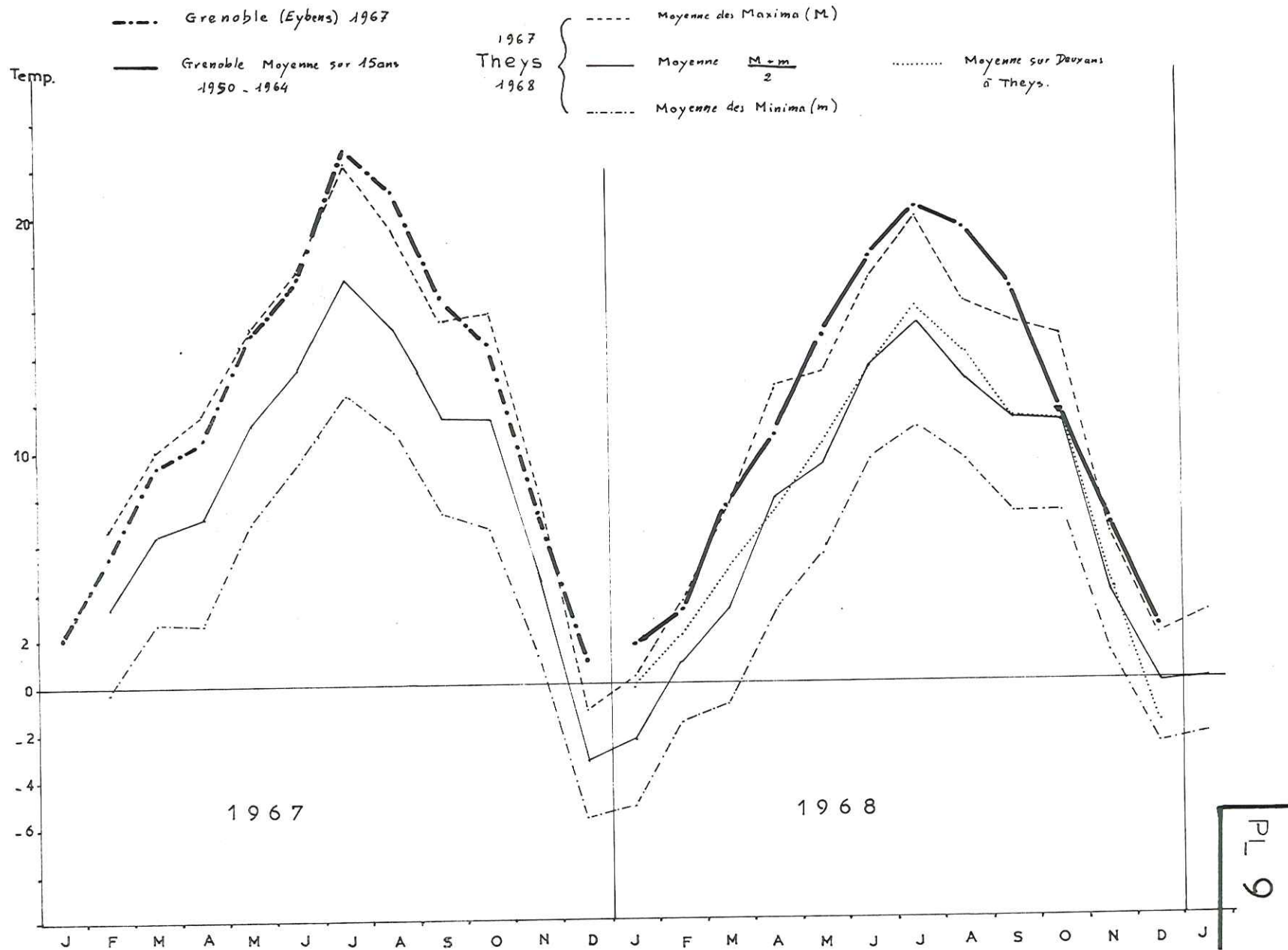
- la période la plus froide se situe en décembre, où même la moyenne des maximums est inférieure à 0° ;
- puis vient une période de froid moins vif, où, bien que la moyenne soit inférieure à 0°, les maximums sont légèrement positifs : c'est le cas du mois de janvier ;
- enfin une période plus longue où seuls les minimums sont négatifs en février et mars.

Cette première observation nous permettra de comprendre la localisation des étiages des sources que nous étudierons au chapitre III.





La deuxième phase importante de l'influence de la température est la suite logique de la première, à savoir, durant la période de décembre à mars les températures ont été inférieures ou voisines de 0°, et n'ont pas permis la fusion du stock neigeux accumulé pendant cette même période.

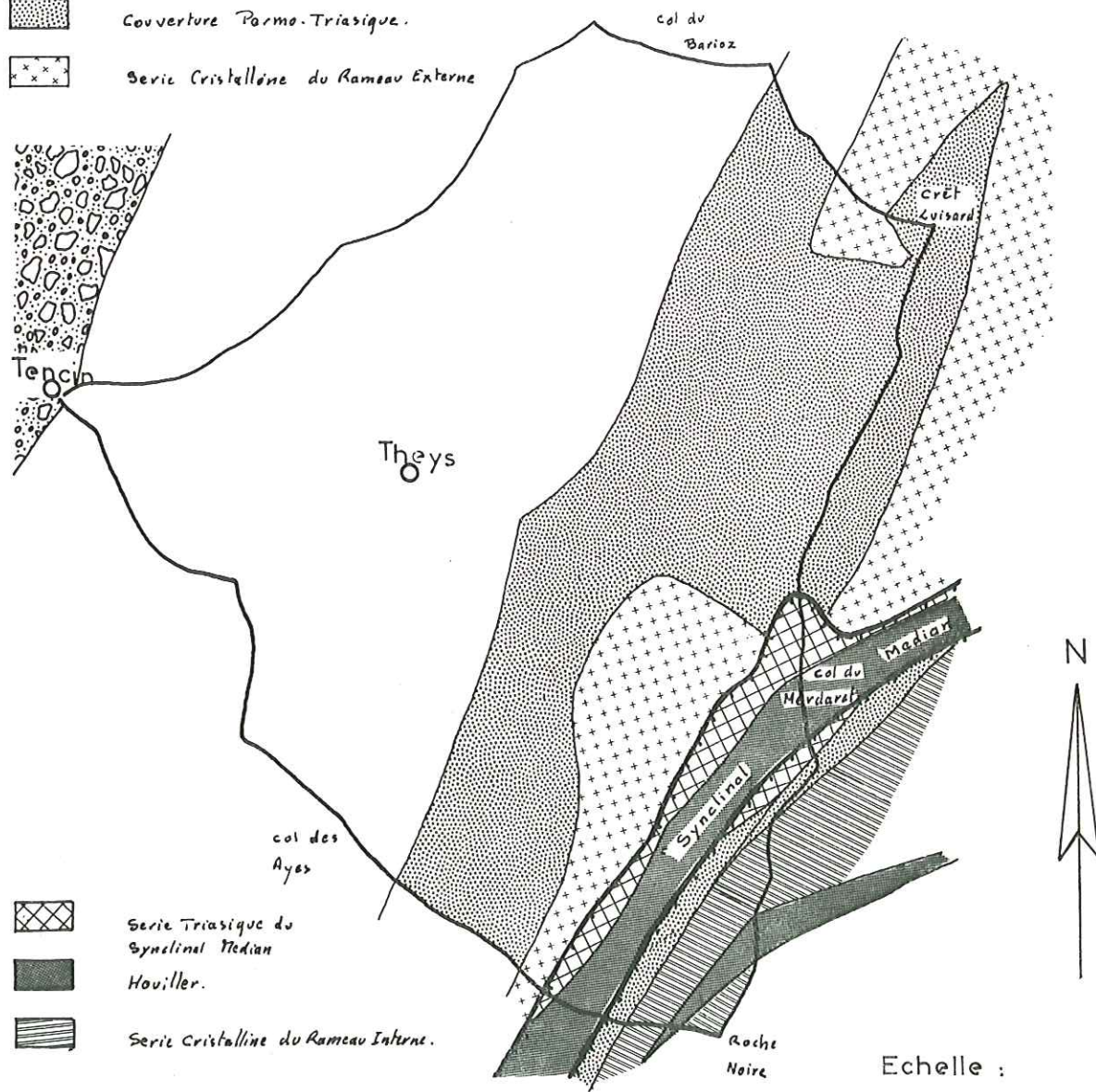
Ainsi on comprendra pourquoi les maximums des débits se situent aux mois d'avril et mai, c'est-à-dire lors de la libération de ce stock neigeux.




Au cours de ce premier chapitre consacré aux seuls facteurs conditionnant l'hydrologie du bassin de Theys, nous avons pu mettre en évidence certaines notions indispensables à l'interprétation de l'hydrologie du bassin et partant de son hydrogéologie.

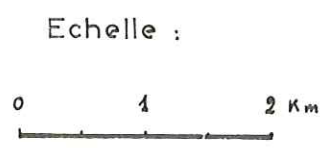


Carte Structurale Schématique du BASSIN de THEYS

-  Alluvions du Gresivaudan.
-  Couverture Jurassique
-  Couverture Perm.-Triasique.
-  Serie Cristalline du Rameau Externe



-  Serie Triasique du Synclinal Median
-  Houiller.
-  Serie Cristalline du Rameau Interne.



CHAPITRE II

GEOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE THEYS

Le second volet de notre étude hydrogéologique du bassin versant de Theys sera consacré à la géologie.

A. - STRATIGRAPHIE SCHEMATIQUE ET LITHOLOGIE

Dans la description du cadre géologique de notre étude nous avons fait mention de l'existence de deux ensembles géologiques : les rameaux interne et externe de Belledonne, séparés par le "synclinal médian".

Sur la carte structurale schématique du bassin versant de Theys (Pl. 10) nous avons replacé chacune de ces zones sur un contour géographique du bassin, cela nous permet de mieux comprendre la répartition des ensembles que nous allons décrire.

En fait, une étude stratigraphique classique est irréalisable dans ce secteur de Belledonne. En effet, nous nous heurtons à deux graves difficultés : tout d'abord le très petit nombre d'affleurements, et, lorsque ceux-ci existent la schistosité est généralement telle qu'il est souvent difficile de trouver un pendage. Ajoutons à cela le manque quasi permanent de fossile, et on comprendra pourquoi une stratigraphie ne peut être que schématique. Seuls certains secteurs du bassin peuvent prétendre représenter une portion de l'échelle stratigraphique : en particulier la coupe du col du Barioz (pour la série du Jurassique moyen et inférieur) et celle du Grand Rocher pour le Permien.

Aussi pour essayer de déterminer quels sont les facteurs importants de la géologie du bassin versant de Theys, il est d'autres moyens que de décrire les assises rencontrées lorsqu'on suit l'itinéraire suivant : Tencin-Theys-col du Barioz par les routes D 30 et D 280, puis du col au Grand Rocher par la route forestière, enfin en suivant la ligne de crête en direction du col du Merdaret et de Roche Noire.

1 - La couverture jurassique

Lorsque, venant de Grenoble par la route N 523, on arrive à Tencin on s'élève légèrement au-dessus du niveau moyen de la plaine du Grésivaudan.

En effet, le village de Tencin est bâti sur le cône de déjection du ruisseau du Merdaret. Ce cône relativement étroit fait partie du remplissage alluvial du Grésivaudan. De récentes études ont montré le rôle important joué par les cônes de ce type dans l'alimentation de la nappe de l'Isère.

Siôt le village de Tencin traversé, la route D 30 s'élève en direction de Theys, au flanc des collines bordières du Grésivaudan. La route est taillée dans une série de calcaires marneux gris beige à cassure noire, ce sont des bancs relativement durs de quelques centimètres d'épaisseur (15 à 20 cm). Ce calcaire noir est bien connu des maçons de la région sous le nom de "blanc-nez", rappelant, par ce terme, la présence de nombreux filonnets de calcite blanche.

Ces niveaux calcaires sont séparés par des zones marneuses grises, généralement peu épaisses, à délit schisteux. La direction des couches est relativement constante : N 40° E.

Par contre, le pendage des couches évolue assez sensiblement lorsque l'on passe de la base au sommet des collines, dessinant de façon significative une demi-voûte anticlinale :

- au niveau de l'usine hydroélectrique de Tencin (altitude 250 m) les calcaires présentent un pendage de 35° W ;
- à l'intersection de la route de Vautravers (altitude 450 m) : N 40° E 25° W ;
- au ruisseau du Vernay (altitude 580 m) pendage 20° W.

Cette évolution est très complexe dans le détail, toutefois, en remontant le cours du Merdaret à partir de l'usine, et cela sur quelques centaines de mètres, on passe d'un pendage de 35° W à un pendage de 80° W : ainsi les couches auraient tendance à se "redresser" de l'extérieur vers le plan axial de notre voûte anticlinale.

En ce qui concerne la faune, comme nous l'avons signalé plus haut, ces calcaires sont très pauvres. Cela explique la confusion faite par les anciens auteurs qui, par analogie avec des faciès mieux connus au Sud de Grenoble, avaient attribué ces formations au Lias, d'où le terme de "collines liasiques".

En fait, la découverte de quelques fossiles comme des Stéphanocéras du type Orbigny, font attribuer ces calcaires au Jurassique moyen.

Nous consacrerons la deuxième partie de ce chapitre à la fracturation, mais nous pouvons dire dans l'immédiat que l'on a deux directions principales d'accidents :

- des failles de direction N 110° E
- des failles de direction N 60° E.

Les accidents du premier type semblent être à l'origine des diverses gorges qui débouchent sur le Grésivaudan. La deuxième direction préférentielle est rarement mesurable sur le terrain, mais surtout déduite de considérations lithologiques confirmées par une étude des photos aériennes. Nous avons pu, toutefois, mettre en évidence une série de fractures de direction N 60° E dans la gorge de l'Hirondelle et dans le secteur du col du Barioz.

Avant de quitter ce secteur du bassin dominant le Grésivaudan, nous voudrions souligner l'instabilité du versant. En effet, nous trouvons réunis tous les facteurs conditionnant un glissement de terrain :

- pendage des couches concordant,
- alternance de niveaux de calcaire dur et d'inter-banc argileux,
- fracturation importante,
- enfin une circulation d'eau tant superficielle que souterraine permanente au cours de l'année.

Ces glissements se traduisent dans la topographie par des figures caractéristiques comme les ondulations et les niches d'arrachement.

Après avoir passé la crête des collines liasiques au lieu-dit "la Doussagne" (altitude 493 m), la route domine jusqu'à Theys les gorges du Merdaret.

Le long de cette portion de route les affleurements rocheux sont rares.

La route est tracée dans le recouvrement quaternaire du bassin.

A environ un kilomètre de Theys, on a une série de virages taillés dans des calcaires d'un type différent de celui que nous avons décrit plus haut.

C'est un calcaire marneux noir, très schisteux, donnant un débit en crayon, pendage 20° W - schistosité 40° E. Des travaux récents ont permis de mettre à jour, ici aussi, une série de fractures de direction N 100° E avec un remplissage de calcite blanche très important, pouvant atteindre localement 50-60 cm d'épaisseur. Cette fracture s'interrompt sur une faille N 40° E dont le miroir constitue la rive sud du torrent du Vernay.

Ces affleurements sont les derniers que l'on rencontre dans la partie centrale du bassin. En effet, à partir de ce niveau la route s'élève en direction de Theys, puis du col du Barioz, sur une série de "terrasses emboîtées" jusqu'au hameau de la Coche. A partir de ce hameau on voit affleurer des formations nouvelles se présentant sous la forme de plaquettes, ce sont des marnes schisteuses grises, et elles constituent le col du Barioz.

Ces marnes sont attribuées à l'Aalénien et ont fourni une faune relativement importante dont de nombreuses Posydonomies.

Faisant suite à ces formations de marnes schisteuses on rencontre en suivant la route qui part du col en direction de l'Est, une série constituée de marnes plus compactes, grises dans lesquelles sont intercalés de petits bancs centimétriques de calcaire. Cet ensemble du "Toarcien" présente une direction relativement constante de N 30° E et des pendages fluctuant autour de 20° E. Ainsi nous nous trouverions sur le versant est de l'anticlinal dont nous avons observé le versant ouest au début de ce chapitre.

En fait, il est difficile de dire que l'ensemble appartient uniquement au Toarcien, il semblerait que nous ayons du Toarcien et du Domérien, ce dernier étant représenté par des formations plus tendres de marne à débit très feuilleté. Ici encore une stratigraphie précise est absolument impossible du fait de l'absence totale de fossiles.

Succédant à cette formation très feuilletée, on rencontre une nouvelle série calcaire en bancs décimétriques, séparés par des niveaux marneux relativement minces. Cette série a fourni de très nombreuses ammonites et bélemnites plus ou moins déformées mais identifiables:

Lytoceras - Prodactyloceras - Amaltheus (cette dernière faisant attribuer la série à la base du Domérien).

Puis viennent en discordance des formations du Trias.

Ainsi le Lias inférieur n'est pas connu ; d'autre part, tout au long de cette coupe les interruptions tectoniques sont très nombreuses et donnent une idée fautive de l'épaisseur relative de ces formations.

L'exemple type à ce sujet, est celui fourni par le sondage E. D. F. du col des Mouilles (au-dessus de Brignoud), qui a traversé 900 m de formations calcaires et schisteuses du "Lias" sans atteindre le Trias.

Sur l'ensemble du bassin, le "Lias" se rencontre jusqu'à une altitude relativement constante de 800-900 m ; les affleurements apparaissent aux endroits où l'érosion a "décapé" la couche de moraine. Mais bien souvent ces affleurements ne sont pas "exploitables" du point de vue stratigraphie car très schisteux, sans fossile, aussi sur notre carte géologique du bassin avons-nous porté l'ensemble des formations décrites ci-dessus sous le terme général de Jurassique (cf. Pl. 11).

2 - Le Trias

Succédant aux formations du "Lias" nous trouvons une série lithologique d'aspect totalement différent.














En effet, à environ 2,5 km à l'Est du col du Barioz s'ouvre une carrière dans des roches très dures, compactes, vert foncé. Il s'agit d'une roche volcanique connue sous le nom de "Spilite". L'affleurement que l'on a dans cette carrière ne présente pas le faciès vacuolaire classiquement décrit, il est toutefois possible que ce faciès existe localement, car nous en avons trouvé quelques échantillons dans les éboulis.

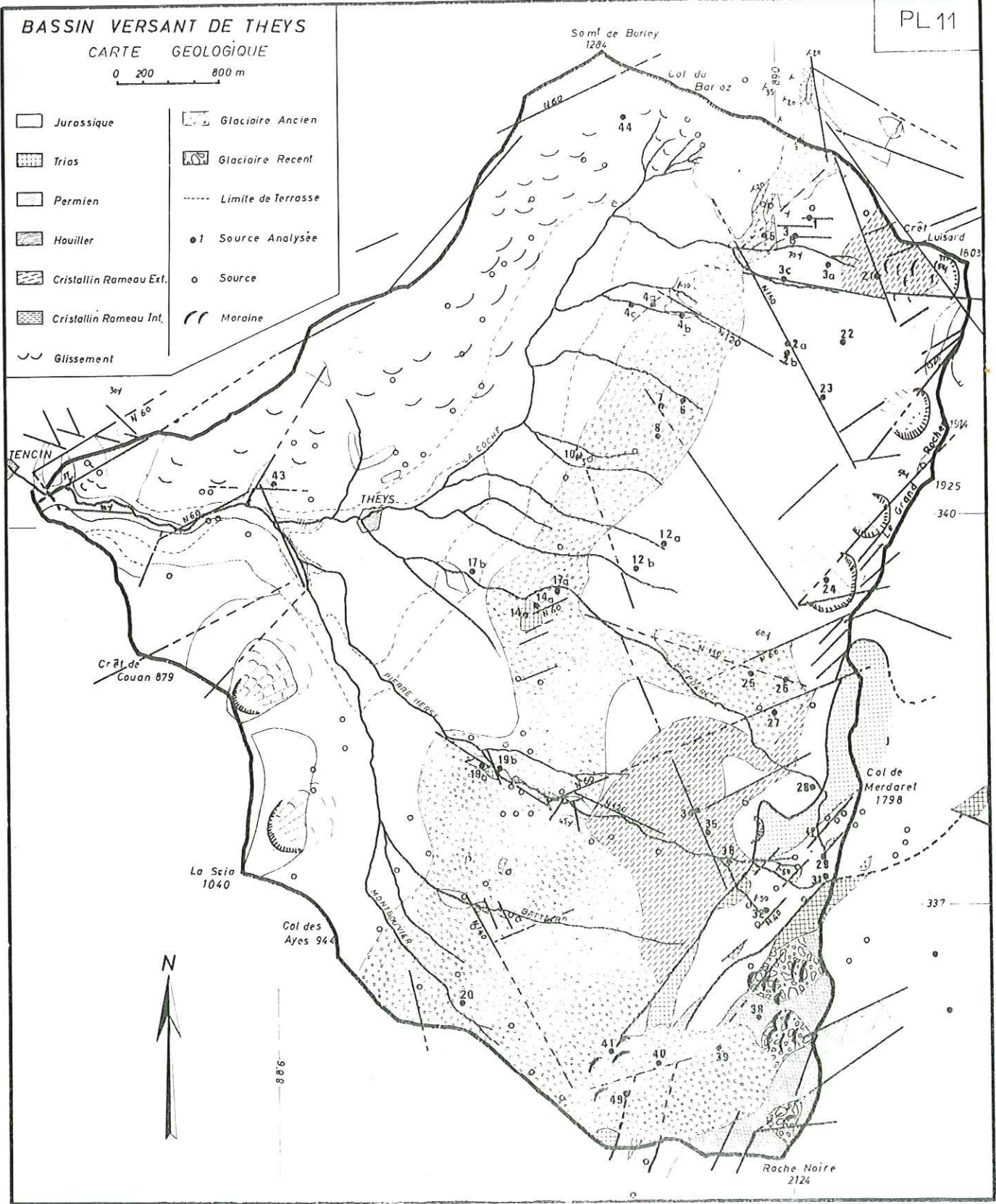
Nous avons signalé au paragraphe précédent, la succession "Lias supérieur" - Trias, mais nous n'avons pas localement le contact direct entre ces deux formations. Pour en avoir une description précise, il nous faut sortir des limites du bassin et aller un peu au Nord du plateau de Laval, sur la route forestière qui conduit au Grand Plan.

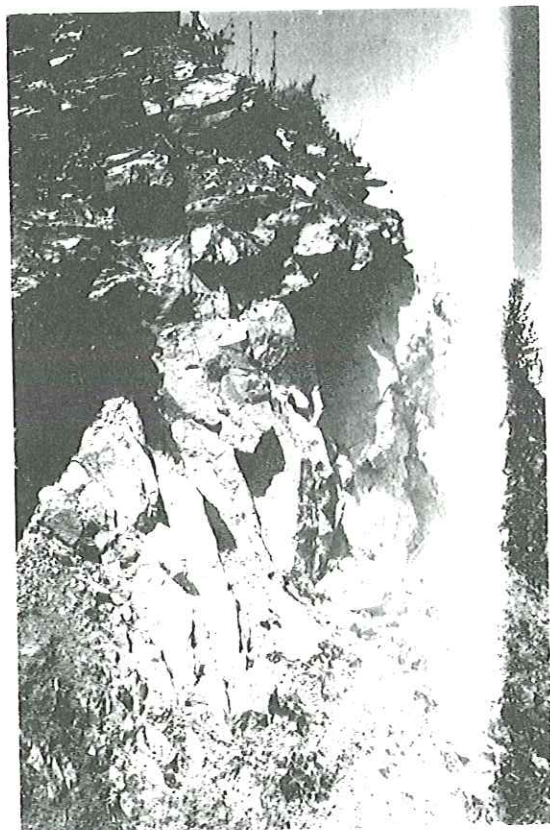
BASSIN VERSANT DE THEYS
CARTE GEOLOGIQUE

PL 11

0 200 800 m

- | | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|  Jurassique |  Glaciaire Ancien |
|  Trias |  Glaciaire Recent |
|  Permien |  Limite de Terrasse |
|  Houiller |  ● 1 Source Analysée |
|  Cristallin Rameau Ext. |  ○ Source |
|  Cristallin Rameau Int. |  Moraine |
|  Glissement | |





A environ 1,5 km du col du Barioz, la route forestière entaille des schistes noirs intercalés de bancs calcaires dont l'orientation est : N 20° E, pendage 35° E. Ces formations sont brutalement interrompues, et laissent place à des calcaires dolomitiques roux. Le contact se fait suivant une direction N 160° E 30° E. Ces calcaires dolomitiques sont injectés par des venues de spilites de direction N 40° 80° E. Ces venues ont une épaisseur variant de 2 à 10 m (cf. photo).

Les dolomies qui font suite aux spilites sont plus claires que les premières rencontrées, ocre relativement dures et très riches en cubes de pyrite.

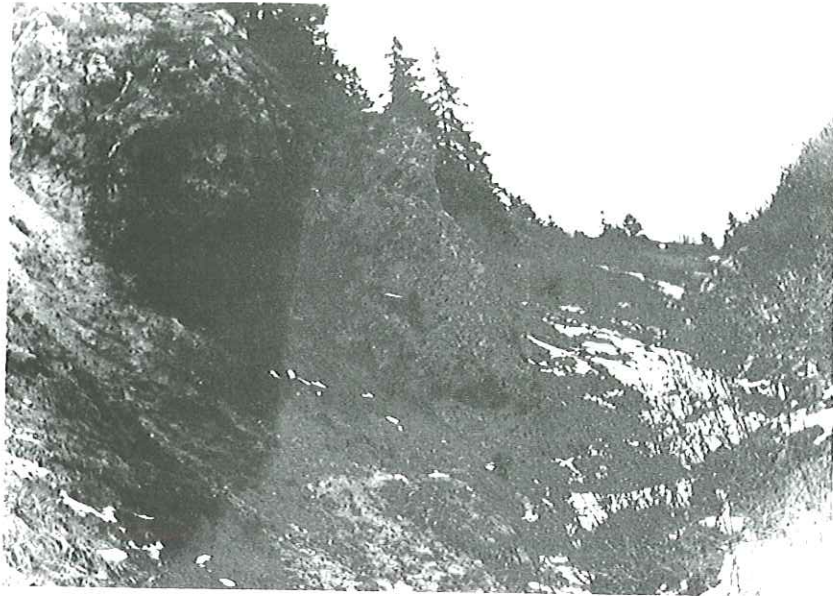
L'épaisseur de ce Trias est d'environ 30 m. Mais si on considère l'évolution des pendages on a nettement l'impression que ces formations ont été entièrement écrasées, laminées et que l'on a là un coin pris entre le Lias d'une part et des formations rouges, pélitiques, plus anciennes d'autre part.

La géologie générale de la région nous apprend, en effet, que le Trias, par ses qualités mécaniques particulières, a permis une tectonique de glissement, le gypse et l'anhydrite permettant le décollement de la couverture mésozoïque du socle primaire lors de "l'orogénie alpine". Cela explique également pourquoi nous considérons le Trias comme un niveau repère, bien que n'étant pas visible partout. On peut toutefois supposer sa présence même à l'état de lambeaux, et parfois véritablement imprimé dans les formations plus récentes. Ces premières observations nous ont permis de décrire deux types de roches ap-

partenant au Trias : les dolomies et les spilites, ces derniers faisant partie du Trias supérieur. Une troisième formation, très répandue sur le bassin, est constituée par les cargneules. C'est une roche caractéristique par son aspect spongieux, sa couleur ocre à jaune, terreuse, tendre et rugueuse au toucher. Son aspect vacuolaire proviendrait de la dissolution des cristaux de gypse auxquels était associée de la dolomie. On ne peut confondre les cargneules avec les dépôts de sources : le tuf, qui présente de très nombreuses traces de végétaux incrustés. Il est à remarquer que les eaux de source occasionnant de tels dépôts ont, très souvent, circulé dans des cargneules.

Cette formation constitue pour l'essentiel le Trias du "synclinal médian" dans le secteur du col du Merdaret, où elle forme, en effet, le Rocher de Monteynard (1814 m), la première barre rocheuse au-dessus des chalets du Merdaret, ainsi que l'étroit défilé par lequel s'écoule le ruisseau de Pierre Herse, et enfin le sommet de la butte de Pipay (cf. photo).

Nous avons fait allusion à un minéral important dans la série stratigraphique du Trias : le gypse et sa forme anhydre : l'anhydrite. En fait, nous n'avons pas trouvé de gypse sur l'ensemble du bassin, toutefois, on peut en observer, dans le ruisseau de Vaugelas, quelques affleurements.



On ne peut tout de même pas écarter l'hypothèse de sa présence, notamment sur le versant ouest du Rocher de Monteynard. On a là, en effet, une série d'entonnoirs d'effondrement qui ne peuvent s'expliquer que par la dissolution en profondeur du gypse, créant ainsi des vides au sein des formations, puis l'effondrement des parties sus-jacentes.

Des entonnoirs du même type, quoique moins importants, sont également visibles sur le petit plateau de "La Frey" au-dessus du col du Merdaret (cf. photo).

Ainsi le Trias du bassin versant de Theys est réduit essentiellement à deux termes :

- des calcaires dolomitiques auxquels sont associés très localement des roches volcaniques : les spilites ;
- des cargneules avec la présence supposée de gypse.

Il est à remarquer que les spilites disparaissent brutalement au Nord du plateau de Laval, comme au Sud, et on peut invoquer la présence de fractures importantes de direction ENE - WSW au Sud, et probablement NNW - SSE au Nord.

Ces accidents sont accompagnés d'une série de répliques dont on a les traces aussi bien dans les calcaires du Lias au hameau de Chaboud, que dans les pélites violacées du bois des Drettes.

Avant d'achever cette description des formations triasiques du bassin versant de Theys, nous voudrions attirer l'attention sur le fait très important que représente la présence de magnésium dans les dolomies.

En effet, ces roches sont constituées de dolomies $\text{CO}_3 \text{Ca}$, $\text{CO}_3 \text{Mg}$ et de calcite libre $\text{CO}_3 \text{Ca}$, or on ne rencontre de magnésium en quantité aussi importante que dans cette roche, du moins sur le bassin. Nous verrons comment nous avons été amené à considérer cet élément comme un "traceur" dans l'étude physico-chimique des eaux de source.

3 - Le Permien

Revenons à notre carrière dans les spilites. Nous avons vu que ces roches injectaient des calcaires dolomitiques, auxquels font suite des cargneules.

Si on poursuit vers le Sud Est le chemin forestier, on rencontre après une zone couverte d'éboulis, une nouvelle série présentant un nouveau faciès.

Nous sommes en effet en présence de roches de teinte violet à rouge sombre.

Ces schistes pélitiques présentent une direction N 40° E, pendage 60° W.

Il est difficile d'évaluer l'épaisseur relative de cette formation, car elle se présente en surface structurale le long de la route forestière.

Un peu plus avant sur notre chemin nous rencontrons, après une nouvelle zone d'éboulis, des grès fins lie-de-vin, à pendage 70° W et ayant la même direction que précédemment. Par leurs teintes bigarrées et leur extrême richesse en éléments détritiques, ces formations font penser à des dépôts continentaux sous climat chaud. Leur âge, au début contesté, est aujourd'hui reconnu comme étant permien.

On a en effet trouvé dans ces grès des empreintes de Calamites cisti et de Cordaïtes. Pour rappeler la zone où ces formations présentent leur maximum de développement, on a pris l'habitude, depuis P. LORY (1893), de les appeler "grès d'Alleverd".

Sur l'ensemble du bassin cette formation constitue la masse énorme du massif du Grand Rocher, du Crêt Luisard au col du Merdaret. Au Sud du ruisseau du Merdaret la représentation de ces grès est plus faible, non pas qu'ils disparaissent du fait de la tectonique mais recouverts par un épais manteau de moraine.

Ces faciès de schistes pélitiques rouges ou de grès micacés ne sont pas les seuls attribués à cet étage. On peut retrouver une coupe quasiment complète sur la face est du Grand Rocher. En effet, nous avons du fait de la tectonique en "marches d'escalier", une falaise qui présente de la base au sommet * :

- grès grossiers avec de nombreux galets de quartz - peu de galets de micaschiste

* - Coupe due à B. POMEROL in "Contribution à l'étude de la couverture permo-triasique du massif de Belledonne dans la région du Grand Rocher - Isère - D.E.S. 1967.

- grès fins à patine noire avec quelques bancs de dolomie capucin,
- grès grossiers gris avec intercalations pélitiques,
- grès schisteux et dolomie,
- grès pélitiques lie-de-vin,
- grès grossiers,
- schistes gréseux versicolores.

On peut définir, dans cette série des grès d'Allevard, deux ensembles :

- un niveau inférieur à sédimentation grossière,
- un niveau supérieur à sédimentation pélitique.

Il faut enfin remarquer que la pigmentation de ces grès, toujours très élevée en couleur, peu présenter des altérations dues aux circulations d'eau, et donc à l'attaque des oxydes. Cette variation nette des couleurs est particulièrement bien visible le long de toutes les fractures et diaclases qui affectent ces formations. Nous pouvons dès à présent remarquer le rôle des fractures dans l'hydrogéologie de ces grès. En effet, il ne saurait être question de niveau aquifère au sein de ces grès mais seulement de circulations hiérarchisées et donc de perméabilité en grand.

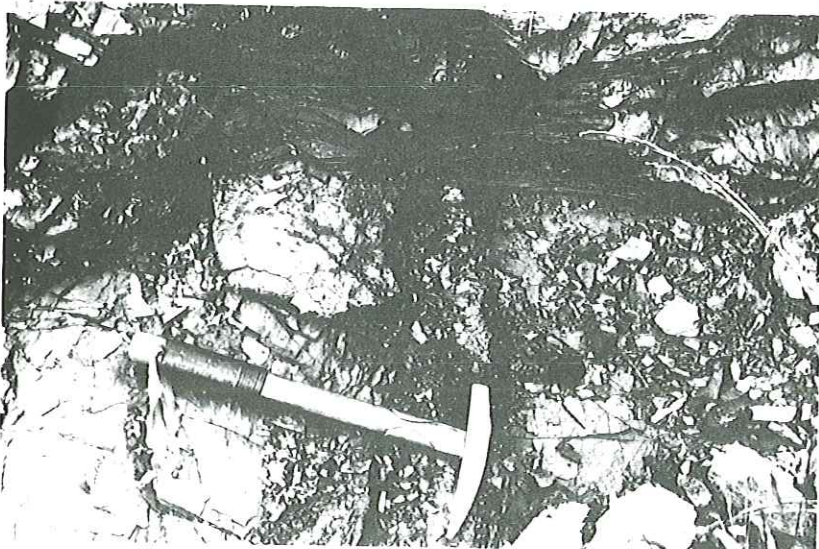
Une autre remarque importante concernant ces fractures a trait à leur remplissage fréquent par du quartz en filon, laiteux, pouvant présenter localement des géodes. Associés à ce quartz on rencontre souvent des indices de chalcopyrite, azurite et malachite, mais surtout de la sidérose qui a donné lieu à une exploitation importante tant dans la région d'Allevard que dans celle de Theys.

Avant de terminer ce paragraphe, il nous faut signaler la présence de ces grès au-delà du "synclinal médian" sur la lèvre orientale. Ils viennent en couverture du rameau interne de Belledonne.

4 - Le Houiller

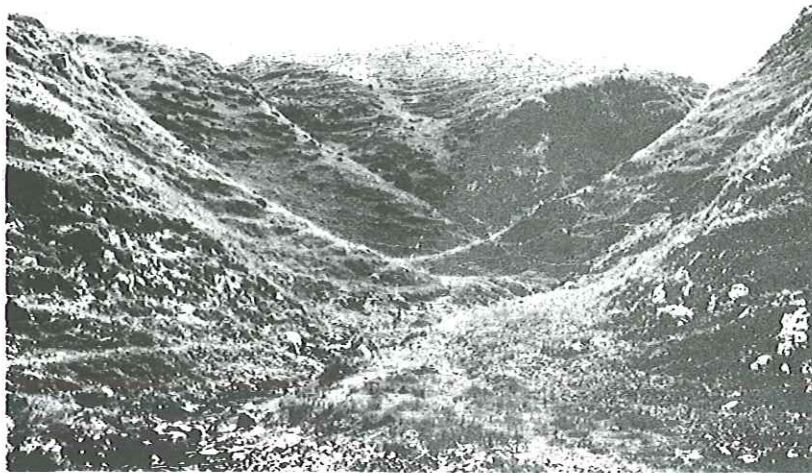
Succédant au Permien, dans l'échelle stratigraphique, le Houiller est représenté localement sur le bassin de Theys.

En effet, il nous faut atteindre le col du Merdaret pour trouver une série de schistes noirs, argileux qui "s'allonge" suivant une direction moyenne NE - SW, vers le ruisseau de Vaugelas d'une part et vers la montagne des Fanges et la Butte de Pipay d'autre part. (cf. photo).

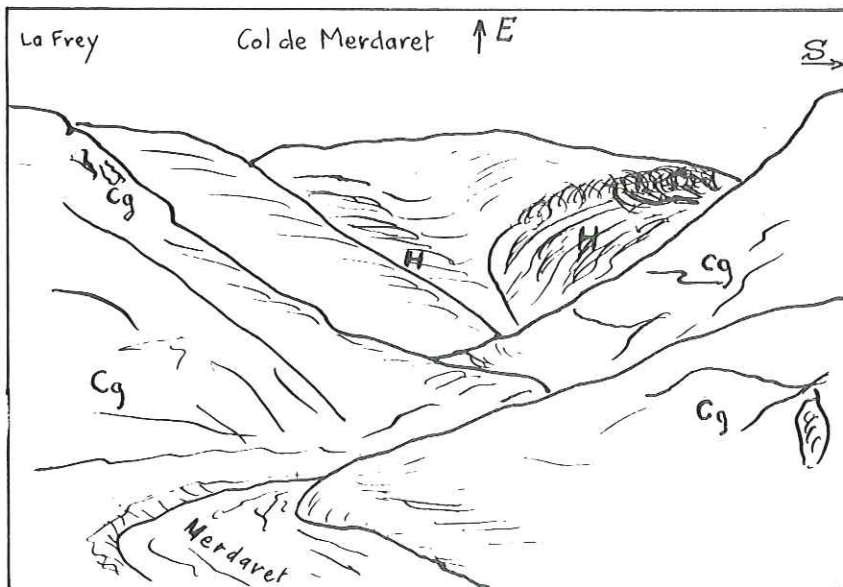


Nous n'avons pas trouvé dans ces schistes d'empreintes de végétaux mais de très nombreux nodules de marcassite et des cubes de pyrite. Toutefois, la présence d'empreintes de *Mixoneura* et *Sphenopteris* ainsi que la similitude des faciès bien connus du bassin de La Mure ont fait attribuer ces terrains dans la région de la Boutière (au Sud de Theys), au Westphalien D et au Stéphanien A.

Ces schistes noirs ne sont pas les seules formations attribuées au Houiller. En effet, à Roche Noire il est possible d'observer les conglomérats de base à éléments de quartz et de serpentine sur lesquels reposent les schistes gréseux (exploitation d'ardoise à Pipay).



Contact Houiller-Trias dans le
"Synclinal Médian"



Cg : Cargneule Trias
H : Houiller

Cet ensemble appartient à la couverture du rameau interne. Il est à remarquer que l'on n'observe nulle part sur l'ensemble du bassin le contact permien-houiller.

Le seul contact connu se situe dans la montagne des Fanges et il est dû à la tectonique majeure du "synclinal médian".

Il nous faut ici replacer cet ensemble du Houiller dans le contexte géologique de la région. La paléogéographie, avant les dépôts des sédiments du Houiller, présentait les restes plus ou moins vallonnés des massifs cristallophylliens anciens. Dans ces zones continentales vont se sédimenter dans des conditions particulières les éléments provenant de l'érosion des massifs voisins. Dans ces sédiments des éléments d'origine végétale et animale ont été fossilisés. L'ensemble de ces formations houillères va être pris dans une première phase tectonique post-houillère, qui va aboutir à la formation de synclinaux pincés et faillés. Puis viendront se déposer en discordance les éléments grossiers puis fins du Permien, enfin, les formations du Secondaire : Trias et Jurassique qui seront affectées d'une nouvelle tectonique.

Ainsi le Houiller a subi deux séries de glissements, ce qui explique que les couches sont relativement minces et tourmentées d'une part et que l'antracite extrait est souvent pulvérulent. La surimposition de plusieurs phases explique la complexité de la tectonique de détail.

Nous trouvons une série de fractures de direction N 40° E qui affecte les schistes du "synclinal médian" et favorise la présence de "coins" de cargneules du Trias. Au-delà des limites du bassin, dans la gorge du ruisseau de Vaugelas, cette complexité atteint son paroxysme avec la présence de lambeaux de calcaires schisteux du Lias. Corrélativement les variations de pendage des couches tendent à faire penser qu'il existe un synclinal étroit, coincé en "étai" entre les deux ensembles cristallins de Belledonne. Il semble qu'il s'agit plutôt, comme le montrent les phénomènes existant plus au Nord, d'un immense fossé d'effondrement limité par des fractures subverticales au départ, déjetées ensuite vers le Nord Ouest, ce qui explique le pendage fréquent des fractures vers le Sud Est.

5 - Les séries cristallines

Nous arrivons enfin au "socle". Dès le début de cette étude nous avons attiré l'attention sur l'aspect binaire du massif de Belledonne. Il faut en effet distinguer un premier ensemble au Nord Ouest du "synclinal médian" et représenté sur le bassin de Theys, par le massif compris entre le Bois Brûla et le ruisseau du Merdaret d'une part et entre la base du Crêt Luissard et le lac de Crève-cœur d'autre part ; le second ensemble se situe au Sud Est du "synclinal médian", sa répartition sur le bassin est nettement plus réduite et n'affecte que la ligne de crête entre la montagne des Fanges, col de Pipay, Roche Noire.

Le rameau externe est constitué par une série "satinée" c'est-à-dire des schistes cristallins gris-bleu ou jaune doré passant localement à des formations plus détritiques à éléments quartzo-feldspathiques formant de gros bancs, notamment en bordure du ruisseau du Merdaret et dans la forêt du Plan du Trou. Ces séries sont typiques d'un métamorphisme épizonal.

Le rameau interne est totalement différent. De fait nous trouvons des roches plus sombres appartenant à la série "verte", c'est-à-dire des roches d'origine volcanique ou ayant subi un métamorphisme mésozonal, confirmé par la présence d'amphiboles notamment dans les amphibolites massives du col de Pipay et du sommet de la montagne d'Oudis. Enfin, au sommet de Roche Noire il nous faut signaler la présence de séries à faciès gneissique.

L'âge de ces séries demeure inconnu, mais il semble qu'elles aient été métamorphosées lors des phases hercyniennes.

Enfin, les rapports entre la série satinée et la série verte ne sont pas visibles sur le bassin. Toutefois, certains auteurs ont émis l'hypothèse que les séries détritiques de la série satinée se sont déposées après l'épisode volcanique responsable de la série verte. Il s'appuie pour cela sur l'existence de formations conglomératiques telles que celles du col du Sabot. L'accordance des séries que l'on observe au Nord de la région étudiée est le fait de la tectonique qui confère une structure isoclinale à l'ensemble des séries.

Avec les roches cristallines s'arrête la stratigraphie schématique du bassin versant de Theys. Avant d'étudier la couverture quaternaire nous voudrions, dans un second temps esquisser les grandes orientations de la tectonique qui affecte ces séries.

B. - APERÇU DE LA TECTONIQUE

Nous avons vu de façon succincte, qu'il y a d'Est en Ouest du massif de Belledonne, et dans la région qui nous occupe, un socle cristallophyllien sur lequel reposent en discordance des séries sédimentaires paléozoïques (Houiller et Permien) et mésozoïques (Trias, Lias, Dogger). Ces séries sédimentaires pouvant être pincées dans les "chevauchements" du socle.

La zone interne du socle présente, à la limite du bassin de Theys, un pendage de ces structures vers l'Est. Il semblerait donc que l'on soit sur le versant est d'un anticlinal, architecture nettement reconnue plus au Sud.

Cette évolution progressive de la symétrie de l'anticlinal du rameau interne aboutit à la presque totale disparition de son flanc ouest et même, au Nord Est de Theys au contact direct avec les séries de micaschistes du rameau externe. Ce contact, à priori suprenant, montre l'extrême variation de l'importance du "synclinal médian". Nous sommes là en présence d'une tectonique cassante mettant en contact des séries d'origines différentes.

Ainsi le "synclinal médian" n'a pas la structure d'ensemble d'un synclinal mais celle d'un fossé d'effondrement pris entre deux unités dont l'une a tendance à "chevaucher" l'autre. Cette tendance se concrétise par le plongement vers l'Est de toutes les fractures "maîtresses" du "synclinal médian". A ces fractures est associé un certain nombre de répliques parallèles. Nous qualifierons de "longitudinal" cet ensemble de fractures, c'est-à-dire ayant des directions sensiblement parallèles à la structure générale du massif de Belledonne.

Sur la planche 12 nous avons représenté la répartition statistique des différentes orientations de fractures.

Cette répartition statistique a été faite à partir des observations de terrain et de l'interprétation des photographies aériennes. Nous avons attribué une unité à chaque mesure.

On peut subdiviser les fractures longitudinales en deux ensembles :

- un premier ensemble de direction Nord Nord Est - Sud Sud Ouest représentant 25 % des orientations de fractures ;
- un second ensemble de direction Nord Nord Ouest - Sud Sud Est représentant 20 % des orientations de fractures.

Il nous faut faire ici une remarque importante ; le premier ensemble de direction de fractures (NNE - SSW) n'affecte que le socle cristallophyllien et le synclinal médian, alors que le second groupe de fractures (NNW - SSE) affecte également le socle et sa couverture sédimentaire.

Il est alors possible d'avancer un ordre chronologique dans l'apparition de ces déformations, le premier groupe affectant le socle et le synclinal étant antérieur au second qui affecte les séries sédimentaires.

Par opposition à ce premier ensemble longitudinal nous appellerons "transverse" la série de fractures qui recoupe la direction générale du massif. Il nous faut ici aussi distinguer deux ensembles de directions préférentielles :

- une direction très fréquente (36 %) ENE - WSW ;
- une direction peu fréquente (19 %) WNW - ESE.

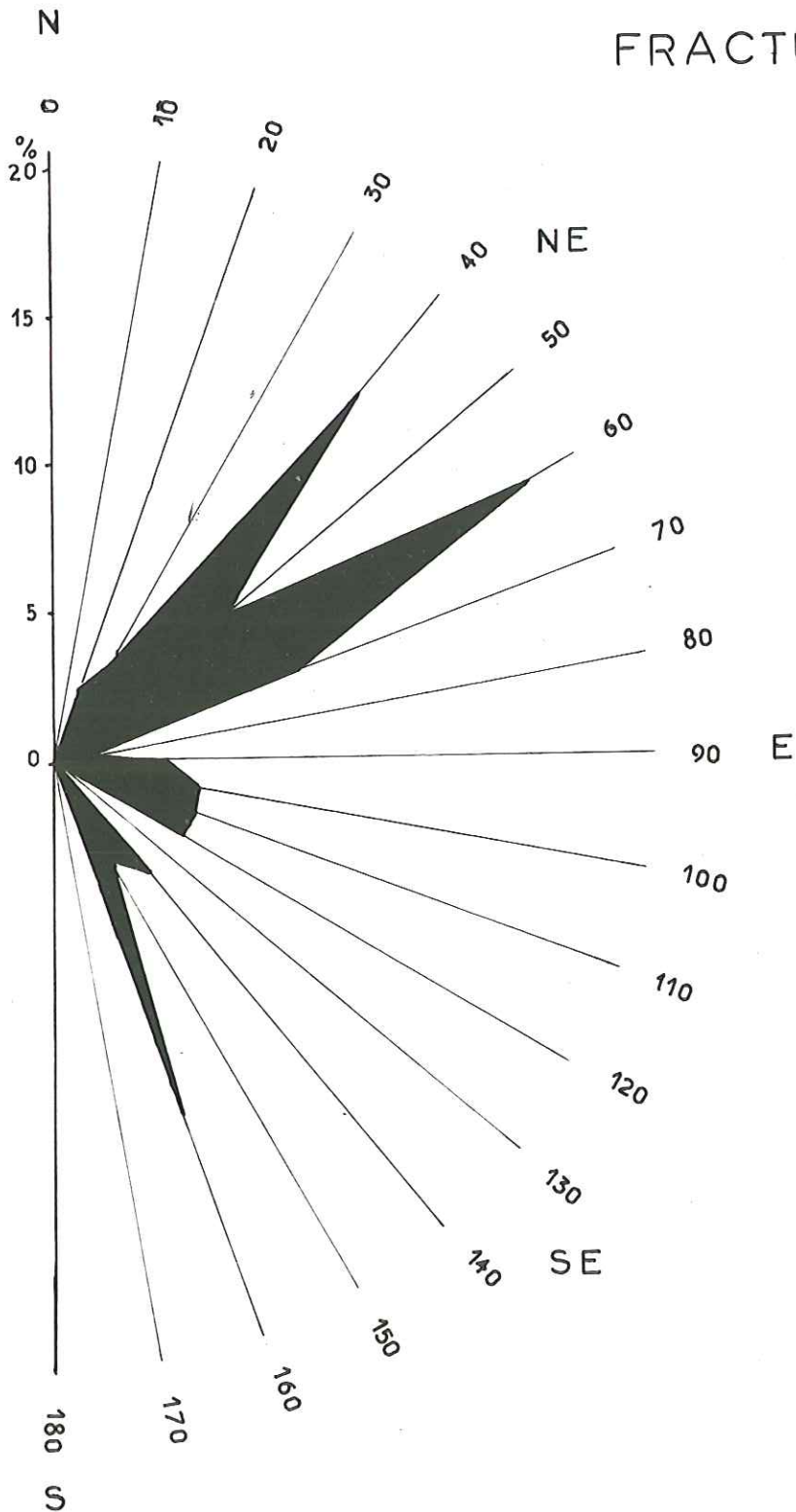
Le "jeu" de ces fractures est extrêmement complexe. Il semble qu'elles soient à l'origine de la gorge de l'Hiron-delle, entre Theys et Tencin, en effet, nous avons là une série de fractures N 60° E relayée par les fractures N 110° E. Ce sont des fractures verticales ou subverticales.

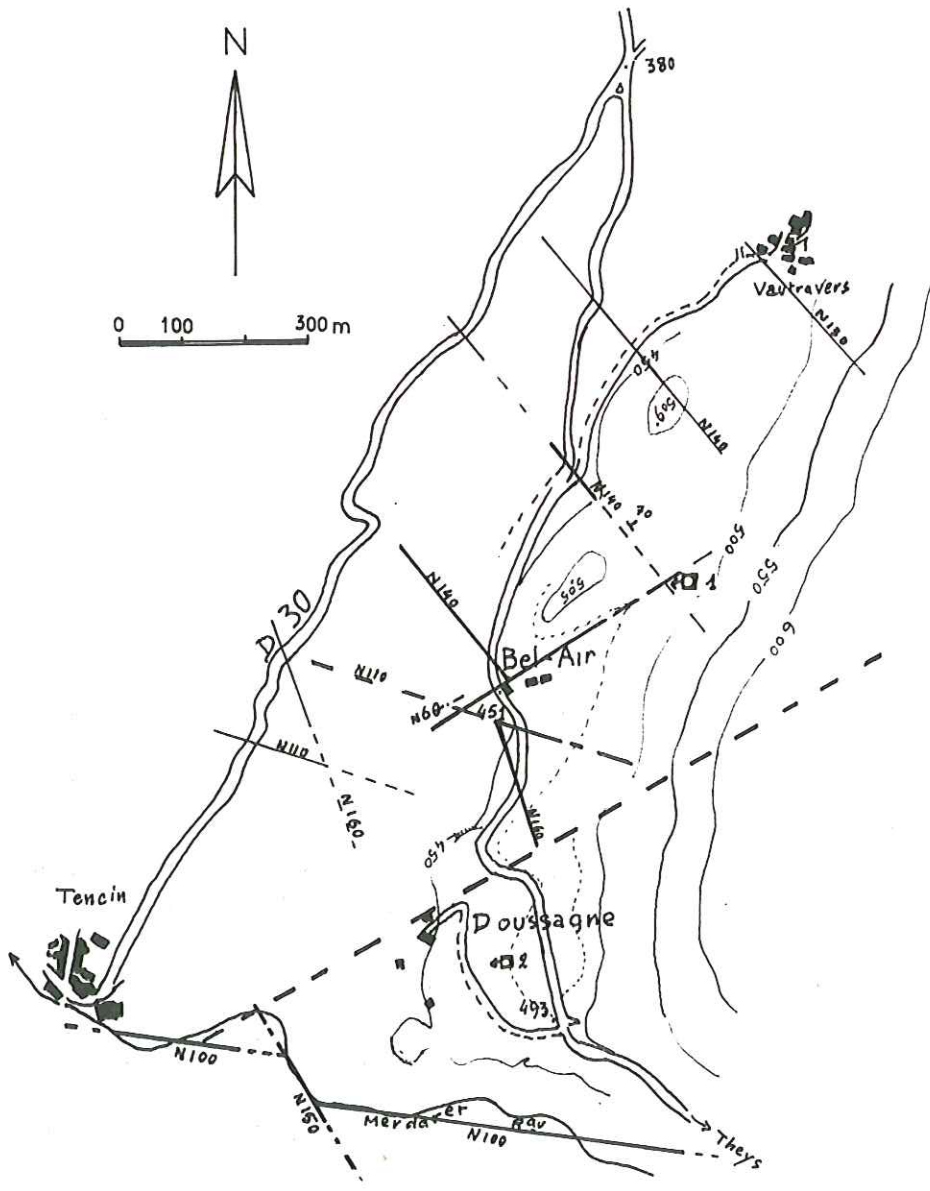
A titre d'exemple nous donnons sur la planche 13 un extrait de carte avec les directions de fractures principales.

Nous constatons qu'il y a une complexité extrême due à l'enchevêtrement des différentes directions de fractures dont certaines ne sont que des composantes : N 60° E - N 100-110° E - N 130-150° E. Les deux groupes transverses sont représentés mais seules les fractures N 150° du groupe longitudinal sont présentes.

Nous pouvons également remarquer sur cet exemple la succession de "chevrons". Cette géométrie est systématique sur l'ensemble du bassin. Dans le cadre particulier de l'étude hydrogéologique nous voudrions attirer d'ores et déjà l'attention sur la situation des deux sources captées (Bel Air et Doussagne) qui figurent sur cet exemple. La source de Bel Air est directement liée aux fractures qui affectent les formations du Lias alors que la source de Doussagne est en relation étroite avec le plaquage morainique qui recouvre l'épaulement topographique de Doussagne.

ORIENTATION des FRACTURES





- > captage
- 1 Bel Air
- 2 Doussagne
- Faute
- - - Courbe de niveau.

Nous avons vu dans ce paragraphe, sur la tectonique du bassin, la fréquence et le rôle important de la fracturation. Nous matérialiserons ce rôle par l'étude de la répartition des sources sur le bassin et surtout par l'étude de l'évolution de leurs débits au cours du cycle hydrologique.

C. - LA COUVERTURE QUATERNAIRE

L'exemple précédent est pour nous une bonne introduction à ce paragraphe : il a montré une source liée à une "moraine". Le rôle de la couverture quaternaire est primordial dans l'hydrogéologie du bassin, et nous aurons maintes fois l'occasion de le montrer dans les chapitres suivants.

Cela est dû, tout d'abord, à l'importance du recouvrement quaternaire sur l'ensemble du bassin : il représente, en effet, environ 75 % de sa surface. D'autre part, c'est le seul élément de la stratigraphie qui est susceptible de recéler en son sein une nappe aquifère avec des perméabilités en petit. Dans les autres séries sédimentaires et cristallines, la notion de "nappe" n'a absolument pas la même sonorité. Il s'agit toujours de circulation suivant des directions privilégiées dues soit à la fracturation, soit à la stratigraphie de perméabilité en grand et en aucun cas de circulation "homogène". Cette distinction se retrouvera notamment dans le comportement des sources liées à la fracturation et celles qui ont un placage morainique comme réservoir.

Leur comportement est bien évidemment en relation étroite avec la nature des moraines, c'est-à-dire la proportion d'éléments argileux dans la matrice.

Au-delà du problème hydrologique il nous faut remarquer la répartition de la couverture quaternaire sur le bassin. On constate tout d'abord, sur le versant oriental du bassin, qu'il y a une limite maximale des moraines.

Cette bande latérale se situe aux environs de 1200 à 1300 m d'altitude. Cette couverture correspond, semble-t-il à la moraine latérale du glacier de l'Isère, ou d'une branche collatérale, déposée lors d'une avance maximale. Il n'existe pas de terrain du même type sur les crêtes des collines liasiques.

Les éléments déposés sur le versant oriental sont très grossiers. La matrice est relativement pauvre en argile. On y trouve des éléments provenant soit de l'érosion des massifs granitiques internes, soit de la couverture permienne du rameau externe. La caractéristique essentielle de cette formation réside dans la taille énorme des blocs et aussi dans le faible émoussé des arêtes.

Les témoins du passage du glacier sur le cœur du bassin sont totalement différents de ceux que nous venons de décrire.

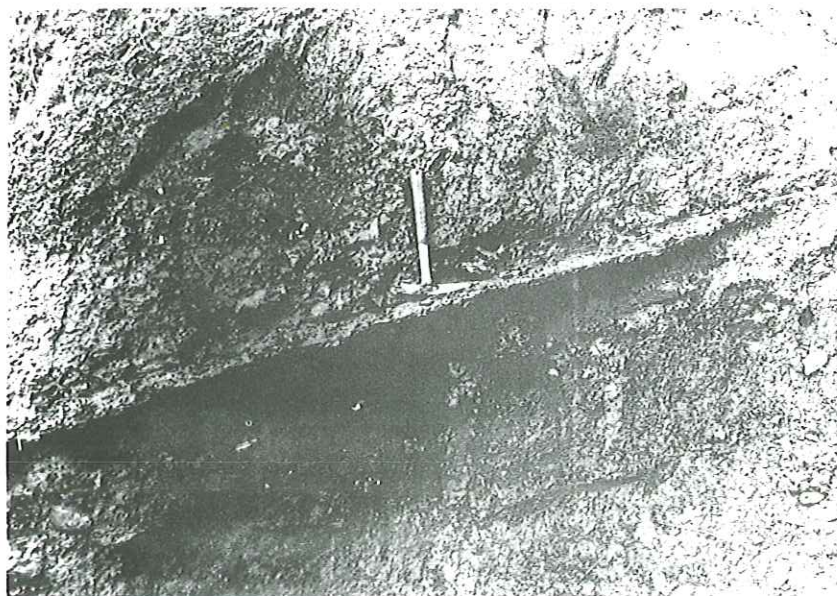
Au col du Barioz la glace a, semble-t-il érodé très fortement les assises "liasiques" et n'a pas laissé se déposer d'éléments. Par contre, au Sud du bassin, au col des Ayes la couverture quaternaire est nettement plus importante et recouvre totalement les calcaires et les marnes du Jurassique moyen et inférieur. Les éléments déposés sont d'un type nouveau. On trouve en effet, dans une matrice relativement argileuse, des blocs de granite ou de schiste cristallin mais arrondis, roulés. Leur taille est encore importante, d'un diamètre moyen de l'ordre de 30-50 cm. Cette formation peut correspondre à une moraine de fond, mais sa présence pose le problème de sa non existence au col du Barioz.

On peut alors penser qu'il s'agit d'une moraine de front.

Il est possible que ce soit le résultat des deux hypothèses : moraine de fond lors de l'avance maximale et moraine de front lors d'un stade de retrait. Cela permet d'expliquer alors les formations particulières que l'on rencontre au centre du bassin. En effet, nous constatons que le village de Theys est construit sur un "niveau" plat situé à l'altitude 500 m. En amont de Theys, en direction du col du Barioz on peut également rencontrer deux de ces niveaux dont le plus net se situe à l'altitude 810 m, légèrement à l'aval du hameau des Vincents.

Les formations rencontrées dans ces zones sont très caractéristiques. La matrice est très importante, mais les tailles et les formes des éléments évoluent de façon très nette de l'amont vers l'aval, c'est-à-dire du col du Barioz vers Theys et la gorge de l'Hirondelle.

Dans le secteur des Vincents nous trouvons des éléments encore grossiers, certains anguleux, dont certains peuvent atteindre 30 à 40 cm (cf. photo). Par contre, plus à l'aval nous avons uniquement des galets parfaitement arrondis avec, semble-t-il, une certaine hiérarchie dans les dépôts. Il n'est pas rare de trouver au sein de cette formation fine des niveaux consolidés, témoins d'une sédimentation dans des conditions différentes.



Ces formations laissent penser à des sédiments déposés en bordure ou en fond de petit lac. Cette hypothèse vient appuyer celles émises précédemment. Il est en effet possible d'envisager lors des différents stades de retrait des glaces qu'un barrage s'étant formé à l'exutoire du bassin il y ait eu accumulation d'eau provenant de la fonte de la langue glaciaire, qui venant du Sud se retirait vers le Nord. D'où les éléments remaniés mais grossiers du col des Ayes (qui est plus bas que le col du Barioz) et les sédiments fins à l'aval de Theys.

Il n'existe malheureusement plus de trace du barrage, ce qui aurait permis d'avancer dans la certitude. Toutefois il est logique de penser que le torrent du Merdaret a érodé très fortement l'exutoire du bassin, aidé dans sa tâche par l'abaissement de son niveau de base et aussi par la tectonique.

Il nous faut enfin signaler sur les hauts versants du bassin, à Pipay, Oudis, aux Fanges notamment, l'existence de magnifiques surcreusements limités par des bourrelets trahissant ainsi la présence de petits glaciers dont la disposition est récente.

Avant de terminer ce chapitre nous voudrions souligner à nouveau le rôle de la "moraine" saturée d'eau dans l'instabilité des versants. Nous avons déjà signalé ce fait sur la bordure occidentale des collines liasiques. Le problème est le même sur leur bordure orientale ainsi que dans toutes les ouvertures de routes sur un flanc de montagne où le recouvrement est important. Ces glissements de terrains sont très importants dans le secteur du col du Barioz.

Nous achèverons ainsi cette étude de la géologie du bassin versant de Theys - étude géologique basée sur des observations de surface et nous verrons comment l'étude de la chimie des eaux peut contribuer à l'amélioration de ces connaissances.

CHAPITRE III

HYDROLOGIE ET HYDROGEOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE THEYS

Nous avons étudié, dans les précédents chapitres, d'une part la géologie du bassin versant de Theys et d'autre part les facteurs conditionnant l'hydrogéologie ; les précipitations et les températures atmosphériques.

Nous nous proposons, dans le présent chapitre, d'étudier l'hydrogéologie du bassin versant de Theys, c'est-à-dire la liaison complexe entre l'eau et le sol. En fait cette étude hydrogéologique peut être facilitée par une étude préalable de l'hydrologie du bassin. En effet, il est important de connaître, après les précipitations et la température, le devenir de l'eau ainsi apportée au bassin.

On pourrait schématiser le cheminement de l'eau par une formule reprenant les termes principaux :

- P = les précipitations,
- E = l'évapotranspiration,
- I = l'infiltration,
- R = le ruissellement.

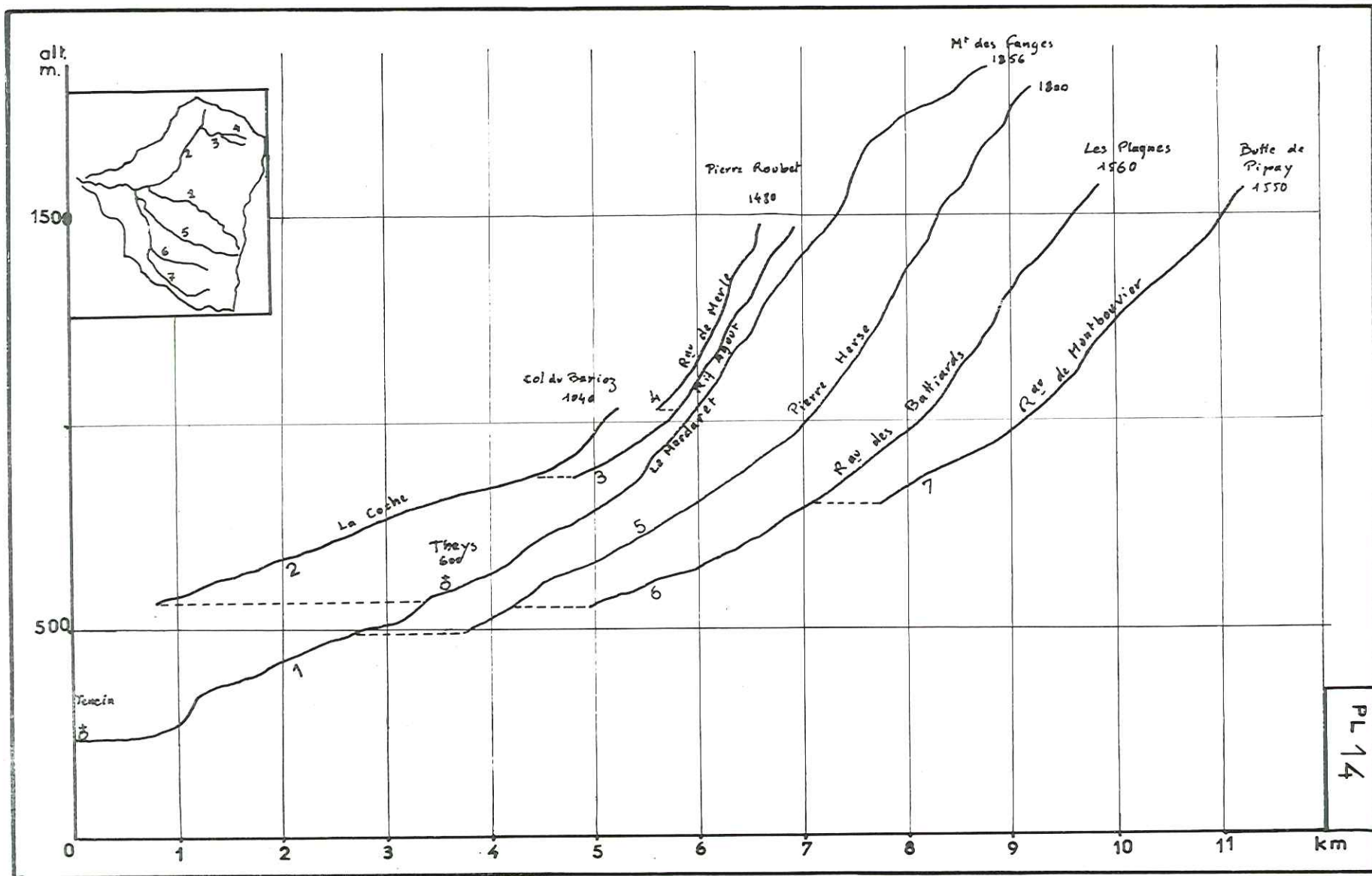
$$P = R + E + I$$

En fait une partie ΔI de l'infiltration I compense les pertes dues, en particulier, à l'évapotranspiration et une autre partie $w I$ circule dans le sol avant de réapparaître à la surface sous forme de sources.

A l'exutoire du bassin, la formule du bilan peut se simplifier en admettant que R et $w I$ constituent l'écoulement Q et que ΔI s'intègre dans l'évapotranspiration réelle :

$$P = Q + E$$

Dans la première partie de ce chapitre nous nous attacherons donc à définir, pour le bassin versant de Theys, chaque élément de ce bilan hydrologique, de tenter d'expliquer les résultats obtenus par la géologie du bassin.



I. - LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE

La densité d'un réseau hydrographique est en relation étroite avec la nature du sol. En effet, le ruissellement de surface est d'autant plus important que le sol est imperméable.

Il est possible de caractériser le réseau hydrographique par des paramètres dont les plus importants sont :

- le coefficient de drainage : d
- la densité du réseau hydrographique : D

$$d = \frac{\text{surface du bassin versant drainé}}{\text{longueur totale de cours d'eau}} = \frac{A}{L} = \frac{34,55}{45} = 0,77$$

$$D = \frac{\text{nombre total de cours d'eau}}{\text{surface du bassin versant drainé}} = \frac{N}{A} = \frac{100}{34,55} = 3$$

Cette valeur relativement forte s'explique par le placage morainique important qui couvre le bassin versant de Theys (75 % de la superficie totale).

a - Description du réseau

Le principal cours d'eau est le ruisseau du Merdaret qui partage le bassin en deux parties sensiblement égales. La partie nord est drainée par le ruisseau de la Coche et ses affluents ; le Rif Agout et le ruisseau du Merle ; au Sud par le ruisseau de Pierre Herse grossi par ceux des Battiards et de Montbouvier. Sur la planche n° 14 nous avons reporté les profils en long des principaux ruisseaux.

1 - Ruisseau du Merdaret

- sources du Merdaret (N° 28, 29, 30) altitude 1 856 m sur le versant nord de la montagne des Fanges
- longueur 8,4 km
- se jette dans l'Isère à la cote 240 m au niveau du village de Tencin
- dénivelée 1616 m
- pente moyenne 21 %.

2 - Ruisseau de la Coche

- source au col du Barioz à la cote 1 040 m
- longueur 4,500 km
- confluence avec le ruisseau du Merdaret au village de Theys altitude 600 m
- dénivelée 440 m
- pente moyenne 9,7 %.

3 - Rif Agout

- source du Bois des Planches cote 1 480 m
- confluence avec le ruisseau de la Coche à la cote 870 m
- dénivelée 610 m
- longueur 2,12 km
- pente moyenne 28 %.

4 - Ruisseau du Merle

- source du Bois des Planches cote 1 480 m
- confluence avec le Rif Agout à la cote 1 030 m
- longueur 1,00 km
- dénivelée 450 m
- pente moyenne 45 %.

5 - Ruisseau de Pierre Herse

- source de Pierre Herse(n° 31). montagne des Plagnes altitude 1 800 m
- confluence avec le Merdaret à la cote 495 m
- longueur : 5,200 km
- dénivelée : 1 305 m
- pente moyenne : 25 %.

6 - Ruisseau des Battiards

- source du Bois du Gribouillat, montagne des Plagnes cote 1 560 m
- confluence avec le ruisseau de Pierre Herse cote 550 m
- longueur : 5,00 km
- dénivelée : 1 010 m
- pente moyenne : 20 %.

7 - Ruisseau de Montbouvier

- source dans la forêt de Pipay, Butte de Pipay, cote 1 550 m
- confluence avec le ruisseau des Battiards, cote 800 m
- longueur : 3,400 km
- dénivelée : 750 m
- pente moyenne : 22 %.

On peut remarquer que la pente moyenne de chaque ruisseau nous fait apprécier le modelé du bassin : pente relativement faible au Nord avec le ruisseau de la Coche, puis elle devient de plus en plus forte vers l'Est avec le Rif Agout et le ruisseau du Merle (maxi. 45 %). Passé l'axe du Grand Rocher les petites moyennes diminuent sensiblement pour devenir pratiquement constantes du col du Merdaret à la Butte de Pipay (pente comprise entre 21 et 25 %).

b - Débit du Merdaret

L'ensemble des eaux s'écoulant du bassin versant de Theys est utilisé par une usine hydroélectrique.

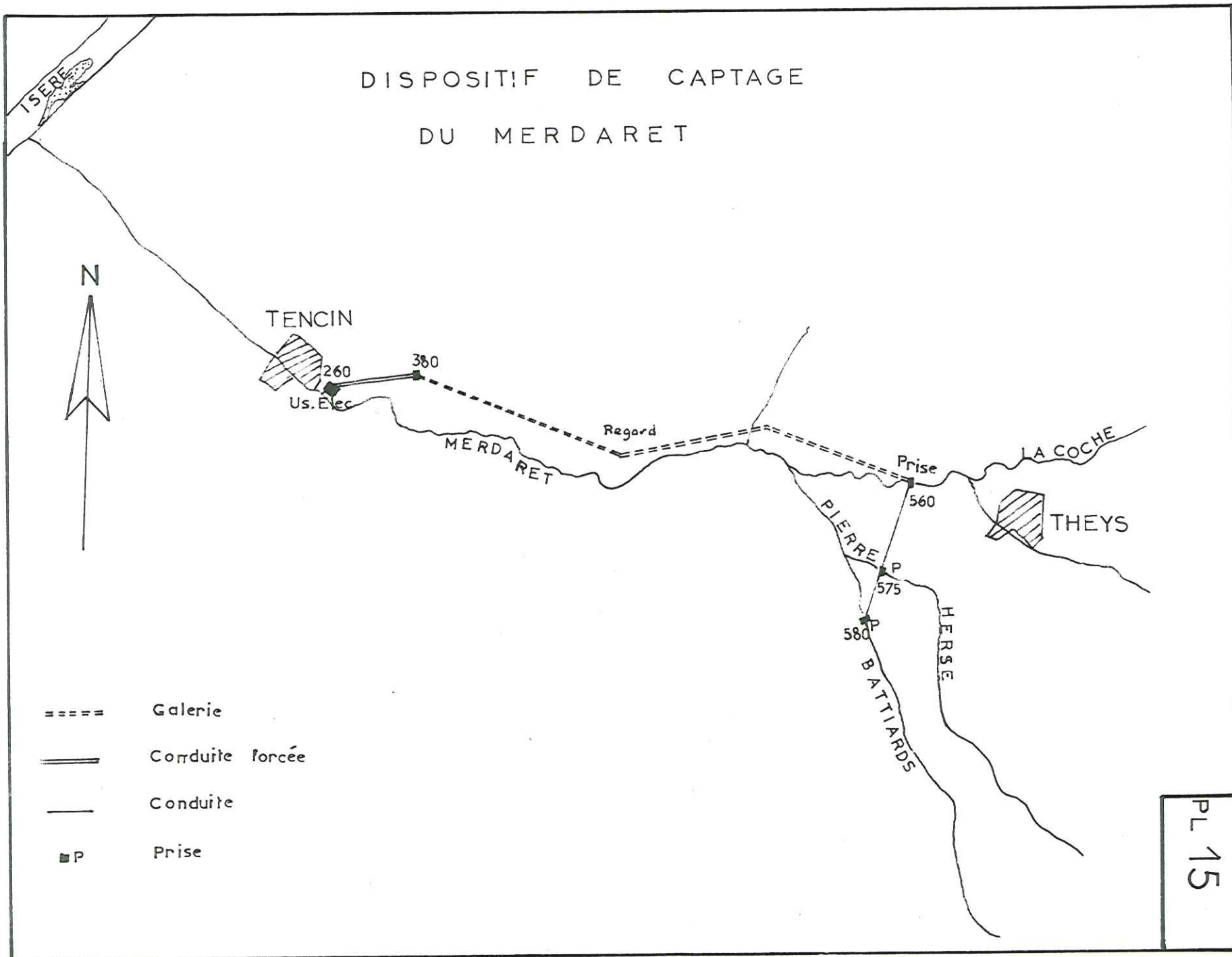
Cette usine se situe à l'entrée de la gorge des Hirondelles à Tencin (cote 260). La planche n° 15 montre le dispositif de captage et d'arrivée de l'eau depuis Theys à l'usine. Un limnigraphe enregistre les débits turbinés à la sortie de l'usine.

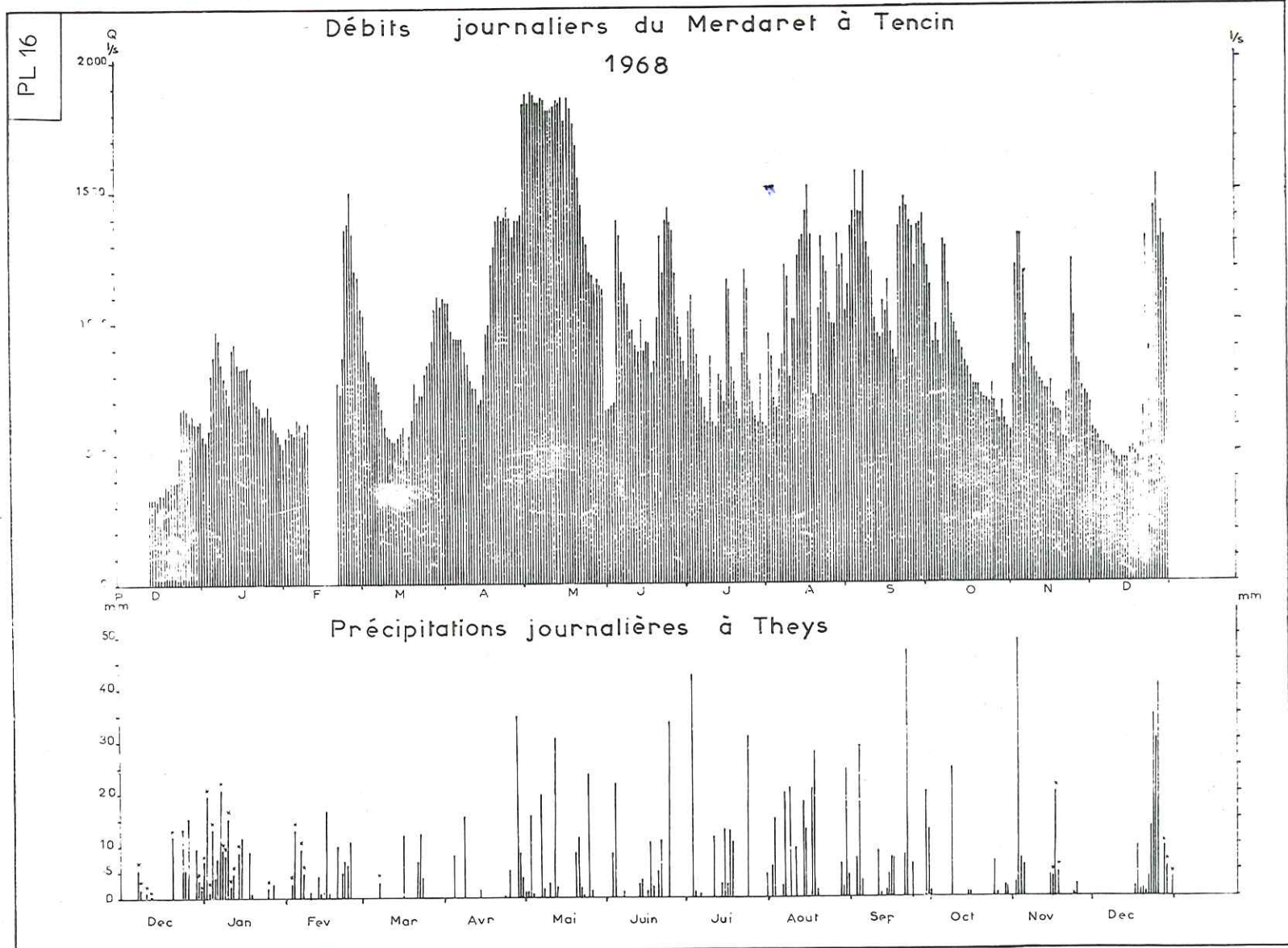
Seule échappe à ces mesures l'eau drainée sur les versants de la gorge des Hirondelles entre Theys et Tencin. Dans l'estimation de la lame d'eau écoulée, nous ne tiendrons pas compte de ce débit négligeable devant celui du Merdaret (inférieur à 1 %).

La prise sur le Merdaret, à l'aval de Theys, présente une très faible retenue et l'on peut donc dire que le débit turbiné représente le débit naturel du Merdaret.

Nous avons porté sur graphique le débit journalier turbiné de décembre 1967 à janvier 1969, et parallèlement la pluviométrie journalière relevée à Theys. Pour cette dernière courbe ce n'est pas tant les valeurs absolues qui importent que les valeurs relatives, c'est-à-dire l'allure générale de la courbe (cf. Pl. 16).

DISPOSITIF DE CAPTAGE DU MERDARET





- Commentaires des courbes des débits journaliers du Merdaret en fonction des précipitations journalières à Theys

* De décembre à février les débits sont très faibles, bien que les précipitations soient fréquentes et importantes, mais ce sont des précipitations sous forme solide : nous avons donc constitution d'un stock neigeux. L'écoulement provient des zones basses du bassin, moins froides que les zones de haute altitude.

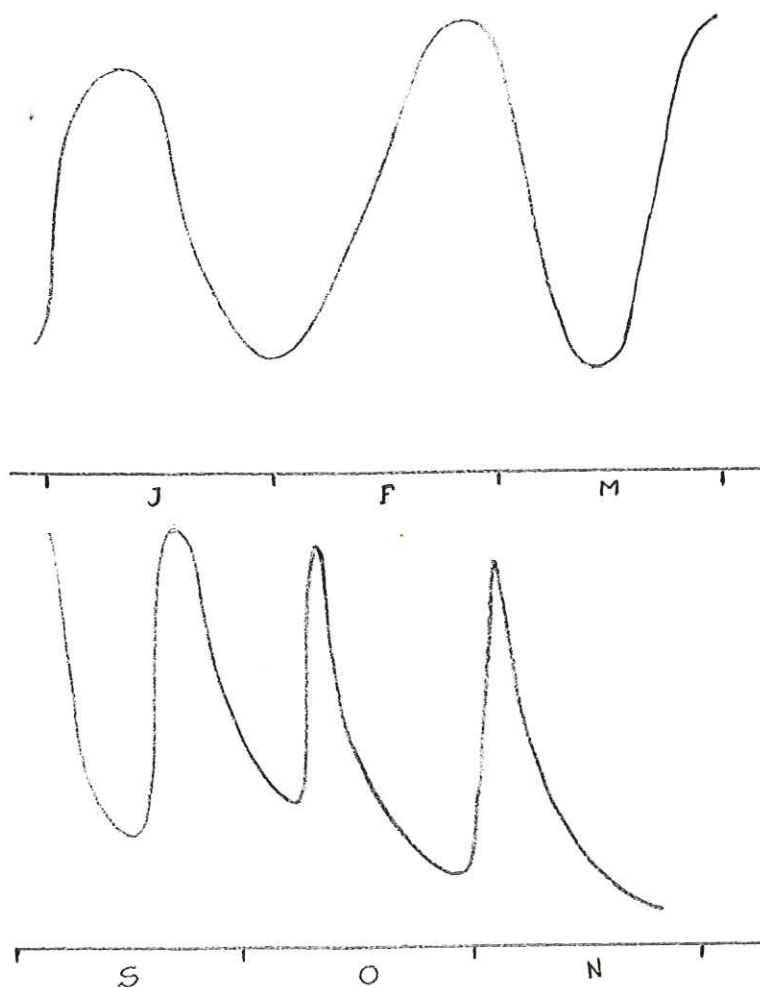
* Fin février il y a une "pointe" de débit qui correspond à un léger réchauffement de la température, du moins dans les zones de basse et moyenne altitude, accompagné par des chutes de pluie.

* En mars les précipitations sont faibles et on a une courbe qui décroît jusqu'aux environs du 15, puis vient une période de fonte qui donne les débits importants de la fin mars et du début avril (débit moyen journalier maximum, de l'ordre de 1 100 l/s). Jusqu'au 15 avril on a de nouveau une période de décrue.

* A partir de la mi-avril il y a un phénomène important de fonte du stock neigeux accumulé en altitude. Cette fonte va être en grande partie à l'origine des débits enregistrés jusqu'à la fin mai. L'épuisement de ce stock marque également une variation dans la forme des courbes de débit.

En effet, de décembre à avril on constate une certaine symétrie par rapport au mode, dans les courbes. Cela semble être dû au rôle que joue la température et les chutes de pluie sur la neige. Il y a un temps de concentration donc une évolution lente, progressive, des débits jusqu'au maximum, puis une décroissance qui correspond à la fin de la percolation de l'eau et le tarissement des zones de basse altitude.

Par contre, après la fusion du stock neigeux, le temps de rétention dû à la neige n'existe plus et on a alors des concentrations très rapides donnant des courbes fortement asymétriques.



Toutefois, la fréquence des précipitations est telle que l'on a toujours après "la pointe" une courbe de décrue et jamais de courbe de tarissement. Ceci est important, car de ce fait les ressources des nappes sont très peu sollicitées. Il est donc très rare de voir des sources tarir dans ces conditions.

II. - BILAN HYDROLOGIQUE

Au début de ce troisième chapitre nous avons établi la formule du bilan hydrologique du bassin versant,

$$P = E + Q$$

P = précipitation ou plus exactement lame d'eau tombée

Q = écoulement ou lame d'eau écoulée

E = évapotranspiration

Nous allons donc évaluer chacun de ces termes.

* - Calcul de la lame d'eau tombée

Le calcul de la lame d'eau tombée a pour but d'évaluer sur l'ensemble du bassin l'épaisseur de la tranche d'eau précipitée pendant l'année.

Ce calcul peut se faire suivant plusieurs méthodes :

- la plus rapide, mais aussi la plus grossière, consiste à calculer la moyenne arithmétique des précipitations observées à chaque station sur le bassin. Cette méthode donne une trop grande influence aux valeurs extrêmes ;

- la seconde méthode est celle des courbes isohyètes. Son utilisation est relativement précise mais elle présente l'inconvénient d'être longue. En effet, après report sur carte des stations il faut relier celles qui ont reçu la même quantité d'eau, puis calculer la surface partielle comprise entre deux courbes successives, et affecter à cette surface la pluviométrie moyenne entre les précipitations des deux courbes limitant la surface partielle. La lame d'eau tombée est donc obtenue par le quotient de la somme de ces volumes partiels par la surface totale du bassin ;

- enfin, la troisième méthode, la plus utilisée, car alliant les avantages des deux précédentes, est celle de Thiessen.

Les stations sont reportées sur carte, on relie celles qui sont adjacentes par des segments de droite, les intersections des médiatrices de ces segments déterminent des polygones auxquels on affecte les précipitations relevées aux stations se trouvant en leur milieu. La lame d'eau tombée sur le bassin est alors calculée à partir de ces lames partielles.

Pour calculer la lame d'eau tombée sur le bassin de Theys, nous allons reprendre chacune des méthodes citées.

1 - Calcul par la moyenne arithmétique des précipitations

Stations	Précipitations en 1968 (mm)	
Tencin	1241	
Theys	1396	
Ayes Réservoir	1573	
Ayes Captage	1780	
Pipay	2000	ce qui représente une lame d'eau
Vincent	1670	tombée de :
Pierre Roubet	1718	$\frac{11\ 378}{7} = \underline{\underline{1625}} \text{ mm}$

On peut obtenir le volume d'eau tombée :

$$1,625 \times 3455 \cdot 10^4 = 56.143.750 \text{ m}^3$$

2 - Calcul par l'utilisation des courbes isohyètes

Nous avons reporté sur la planche 17 le tracé des isohyètes pour l'année 1968 ; le planimétrage permet d'obtenir les résultats suivants :

Courbe P mm	Surface x 10 ³ m ²	% de la surface totale	Volume partiel x 10 ³ m ³
< 1300	116	0,4	145
1300-1400	1652	4,8	2230
1400-1500	5680	16,4	8236
1500-1600	7800	22,6	12097
1600-1700	6440	18,7	10626
1700-1800	4388	12,8	7679
1800-1900	1932	5,5	3574,2
1900-2000	1940	5,6	3783
2000-2100	2176	6,3	4460,8
2100-2200	1744	5,0	3749,6
2200-2300	408	1,2	918
2300-2400	276	0,7	648,6
Total	34 552	100,0	58 024,4

Lame d'eau tombée :

$$\frac{58\ 024,4 \times 10^3}{34\ 552 \times 10^3} = \underline{\underline{1679}} \text{ mm}$$

3 - Calcul par la méthode de Thiessen

Nous avons "découpé" le bassin versant de Theys en sept secteurs (cf. Pl. 18) suivant la méthode précédemment décrite, chaque secteur représentant un pourcentage de la superficie totale.

Secteurs	% de la surface totale	Surface partielle m ²	Volume partiel m ³
Tencin	3,5	1 209 320	1 500 766
Theys	30,0	10 365 600	14 470 377
Ayes Réservoir	10,4	3 593 408	5 853 663
Ayes Captage	6,4	2 211 328	3 936 163
Pipay	16,2	5 597 424	11 194 848
Vincents	20,7	7 152 264	11 944 280
Pierre Roubet	12,8	4 422 656	7 598 123
Total	100	34 552 000	56 498 220

Lame d'eau tombée :

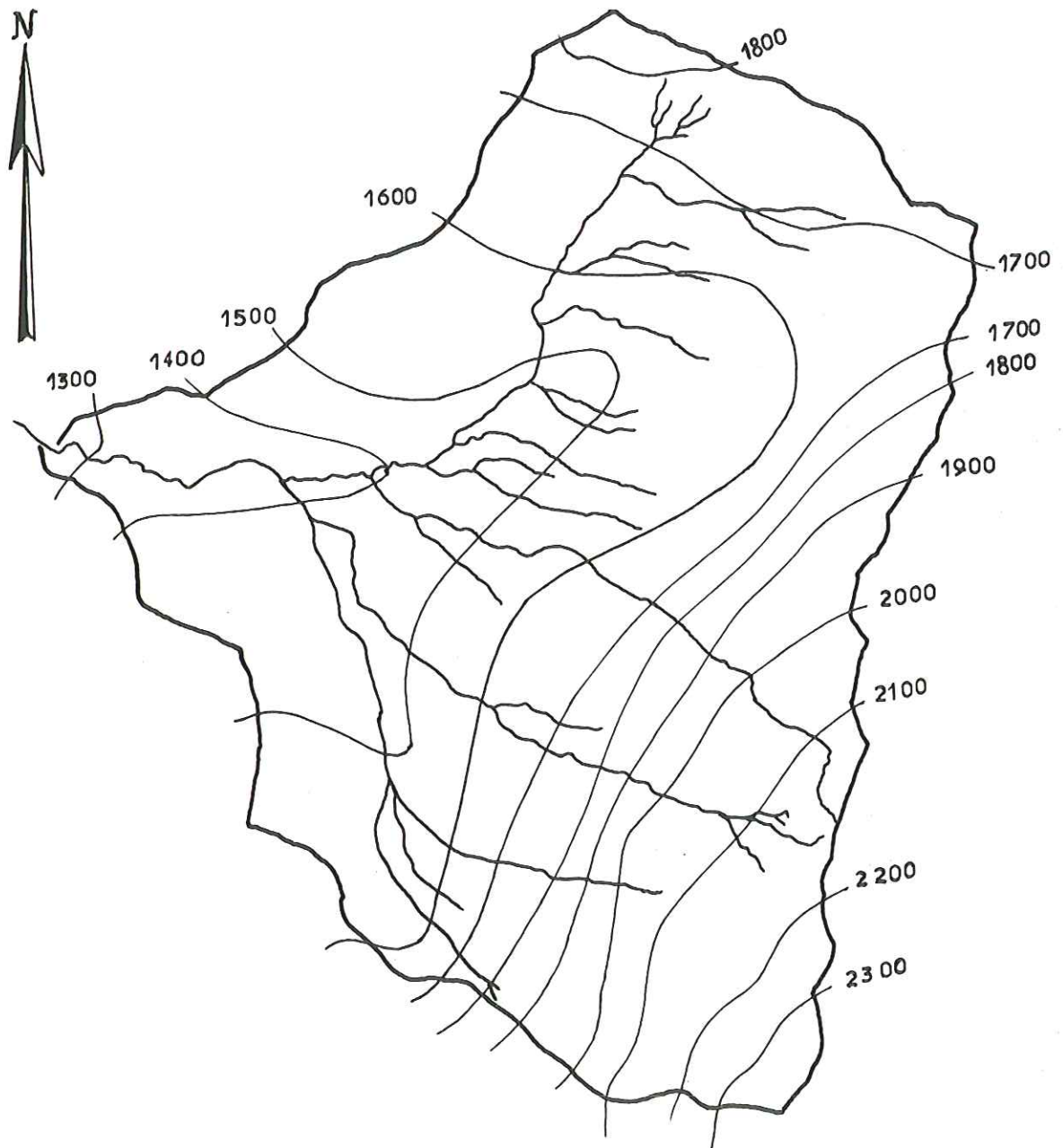
$$\frac{56\ 498\ 220}{34\ 552\ 000} = 1,635 \text{ m} = \underline{\underline{1635}} \text{ mm}$$

COURBES ISOHYETES

PL 17

Bassin Versant de THEYS

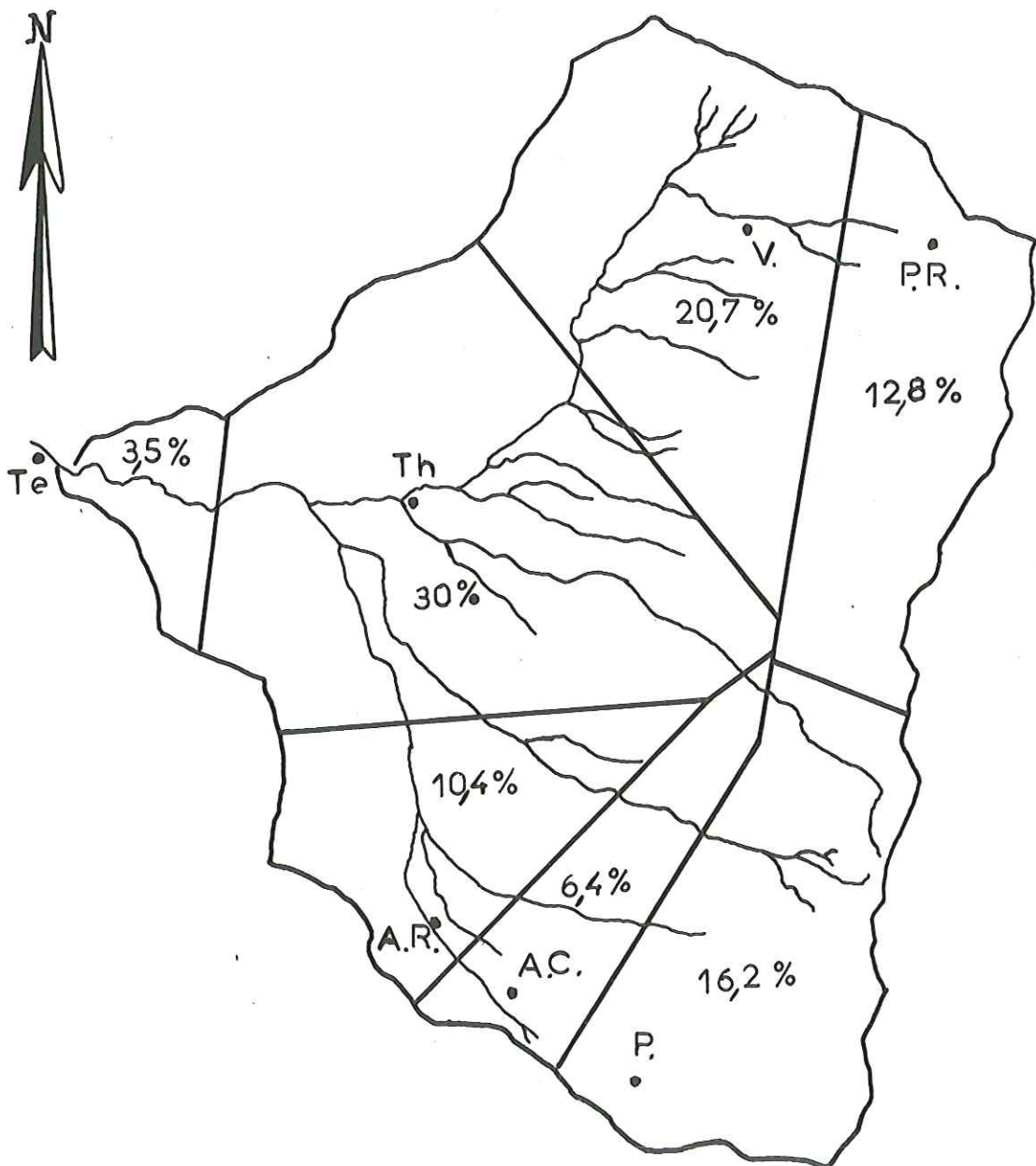
1968



METHODE DE THIESSEN

PL 18

Bassin Versant de THEYS



Les résultats obtenus sont du même ordre de grandeur pour les méthodes de Thiessen et de la moyenne arithmétique : 1635 mm et 1625 mm.

La lame d'eau tombée calculée à partir des courbes isohyètes est un peu plus forte (1680 mm), toutefois, il faut remarquer que les écarts entre ces résultats sont très faibles : environ 3 %, et probablement inférieurs aux erreurs dues à l'imprécision des mesures faites sur le terrain, au tracé des courbes, au planimétrage. . .

Aussi, pour la suite des calculs, nous prendrons pour valeur de la lame d'eau tombée, la hauteur obtenue par la méthode de Thiessen :

$$P = 1\ 635\ \text{mm}$$

Par la même méthode nous avons déterminé la hauteur de la lame d'eau tombée mois par mois au cours de l'année 1968. Enfin, il nous a paru intéressant de connaître le pourcentage du total annuel, que représente la lame d'eau tombée mensuelle.

Mois	lame d'eau tombée (mm)	%
Janvier	174	10,6
Février	95	5,8
Mars	54	3,3
Avril	115	7,0
Mai	169	10,3
Juin	137	8,4
Juillet	157	9,4
Août	206	12,6
Septembre	181	11,0
Octobre	52	3,1
Novembre	117	7,1
Décembre	181	11,0
Total	1 635	99,6

Après avoir étudié l'épaisseur de la lame d'eau tombée, il nous faut connaître la deuxième partie de l'égalité

$$P = E + Q$$

Nous commençons par tenter d'évaluer la quantité d'eau qui est soustraite à l'écoulement, c'est-à-dire, pour la plus grande part, l'évapotranspiration.

* - Calcul de l'évapotranspiration

Les méthodes de calcul et les formules permettant d'évaluer l'évapotranspiration sont très nombreuses, et les domaines d'application très variables. Parmi les plus employées nous avons retenu les formules de TURC, COUTAGNE pour l'évapotranspiration annuelle, et la formule de THORNTHWAITTE pour l'évapotranspiration potentielle mensuelle.

1 - Evapotranspiration selon TURC

La formule de TURC fait intervenir la température moyenne et la précipitation annuelle relevées sur le bassin.

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

$$\text{Avec } L = 300 + 25 T + 0,95 T^3$$

Dans le cas du bassin de Theys nous avons :

$$P = 1\,635 \text{ mm}$$

$$T = 7^\circ$$

donc $L = 492,15$

$$E = \frac{1\,635}{\sqrt{0,9 + \frac{2\,673\,225}{242\,212}}} = \frac{1\,635}{3,44} = 475 \text{ mm}$$

Donc, selon la formule de TURC, l'évapotranspiration annuelle sur le bassin versant de Theys en 1968 = 475 mm.

2 - Déficit d'écoulement selon COUTAGNE

COUTAGNE donne, pour les précipitations supérieures à 1 000 mm, la formule suivante :

$$D_m = 0,20 + 0,035 T$$

Pour notre bassin nous avons :

$$D = 0,20 + 0,035 \times 7 = 0,445 \text{ m} = 445 \text{ mm}$$

$$\underline{\underline{D = 445 \text{ mm}}}$$

Les résultats obtenus par les formules de TURC et de COUTAGNE pour l'évapotranspiration potentielle annuelle sont pratiquement identiques 445 mm et 475 mm.

3 - Evapotranspiration potentielle mensuelle selon THORNTHWAITE

La formule de THORNTHWAITE est assez complexe puisqu'elle fait intervenir un indice thermique annuel I provenant de la somme des indices thermiques mensuels i :

$$I = \sum_{1}^{12} i$$

L'indice i étant une fonction de la température moyenne mensuelle

$$i = \left(\frac{t}{5}\right) 1,514$$

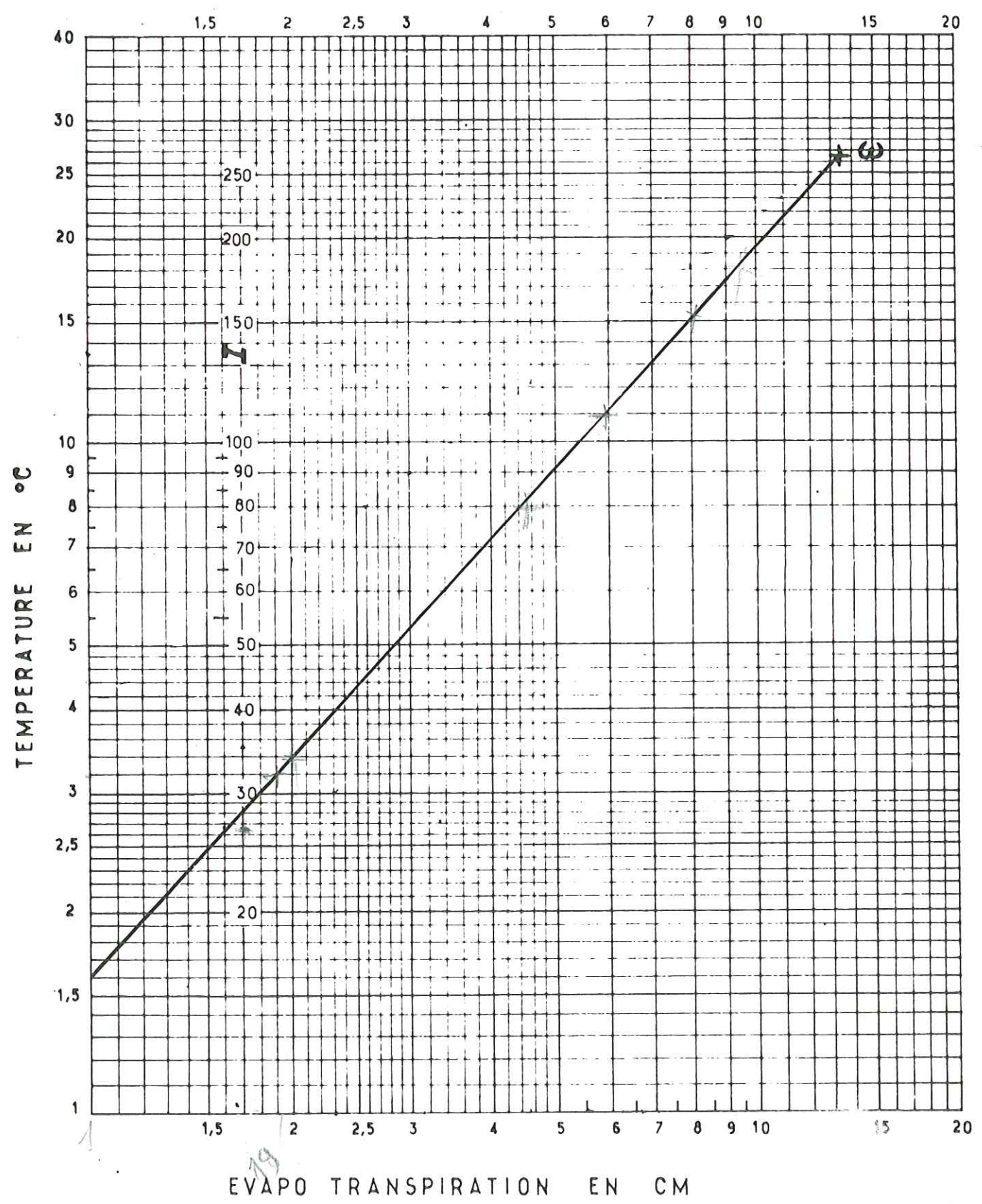
La formule de THORNTHWAITE s'écrit alors :

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

$$\text{avec } a = 0,49\,239 + 1\,792 \cdot 10^{-5} I - 771 \cdot 10^{-7} I^2 + 675 \cdot 10^{-9} I^3$$

Les valeurs E_p mensuelles sont ensuite corrigées par un facteur C fonction de la latitude du bassin. De très nombreuses expériences réalisées notamment aux U. S. A. ont permis d'établir des abaques qui, connaissant l'indice global I du lieu, donnent E_p en fonction de la température mensuelle (cf. Pl. 19).

CALCUL DE L'ÉVAPO-TRANSPIRATION POTENTIELLE
METHODE DE THORNTHWAITE



Cet abaque nous a permis de calculer l'évapotranspiration potentielle sur le bassin de Theys.

Mois	Température	Indice i	Ev. non corrigée	Facteur C	Evp. (mm)
Janvier	- 2,4	-	-	0,80	-
Février	+ 0,9	0,07	-	0,81	-
Mars	+ 3,2	0,51	20	1,02	20
Avril	7,9	2,00	45	1,13	51
Mai	9,3	2,56	52	1,28	66
Juin	13,4	4,45	74	1,29	95
Juillet	15,4	5,44	82	1,31	107
Août	12,8	4,15	70	1,21	85
Septembre	11,2	3,39	62	1,04	64
Octobre	11,0	3,30	60	0,94	56
Novembre	3,8	0,66	23	0,79	18
Décembre	- 0,3	-	-	0,75	-
					562 mm

$$I = \sum_{1}^{12} i = 26,53$$
graph

Le total annuel de l'évapotranspiration selon THORNTHWAITE est légèrement supérieur (560 mm) aux valeurs obtenues par la formule de TURC et de COUTAGNE.

Toutefois, l'écart reste dans les limites de la précision des mesures, il serait en effet illusoire de vouloir obtenir une plus grande précision, ces formules ne tenant pas compte de nombreux facteurs, en particulier le fait que notre bassin s'étale en altitude de 250 m à 2 100 m et que les parties hautes du bassin sont couvertes d'un manteau de neige de novembre à mai.

Il est difficile d'apprécier l'évaporation ou plus précisément la sublimation de la neige, ce phénomène dépendant de sa densité, de sa teneur en eau, de la température des couches superficielles, et également de la vitesse des vents : "l'évaporation de la neige serait en moyenne, d'après FITZERALD, de l'ordre de 15 mm par mois, mais pourrait atteindre 150 mm par mois sous des vents de 5 m/s".

Les résultats obtenus au laboratoire de nivologie du col de Porte semblent aller dans le même sens.

Bien qu'il soit difficile de calculer la perte d'eau que représente la sublimation de la neige, on peut estimer à 80 mm pour l'ensemble de la saison.

On obtiendrait alors une évapotranspiration, ou plutôt un déficit d'écoulement compris entre 530 mm et 640 mm

$$\underline{\underline{530 \text{ mm} < E < 640 \text{ mm}}}$$

Après avoir étudié tour à tour la quantité d'eau qui tombe sur le bassin, la partie qui s'en évapore, nous allons calculer la lame d'eau qui s'écoule du bassin.

* - Lame d'eau écoulée du bassin versant de Theys

Nous avons dit, au début de ce chapitre, de quelle façon les débits du ruisseau du Merdaret étaient évalués.

Les enregistrements nous ont permis de définir des débits journaliers. Le report sur graphique de ces débits nous a donné la courbe des débits journaliers du ruisseau du Merdaret (cf. Pl. 16)

La moyenne arithmétique mensuelle de ces débits journaliers nous permet de calculer le débit mensuel, et partant, d'obtenir le débit annuel ou module annuel.

Il est souvent intéressant de ramener ces débits absolus au débit spécifique, c'est-à-dire à l'unité de surface du bassin versant drainé. A partir du débit spécifique il est facile de calculer la lame d'eau écoulée à la station de jaugeage. En effet, si q l/s/km² est le débit spécifique, le volume écoulé pendant un mois de 31 jours, soit pendant 2 678 000 secondes sera de 2 678 q (m³), soit une hauteur d'eau h en mm de $h = 2,678 q$.

Pour un mois de 30 jours ; $h = 2,592 q$

Dans le tableau suivant nous avons reporté, mois par mois, chacune des valeurs évoquées plus haut :

Mois	Débit mensuel absolu (l/s)	Débit spécifique l/s/km ²	Lame d'eau écoulée (mm)
Décembre 67	510	14,8	39,6
Janvier 68	732	21,1	56,5
Février	848	24,5	61,5
Mars	757	21,9	58,5
Avril	1090	31,5	81,5
Mai	1647	47,6	127,5
Juin	1030	29,8	77
Juillet	810	23,4	62,5
Août	1070	30,9	83
Septembre	1245	36,9	93,5
Octobre	880	25,4	68
Novembre	847	24,5	63,5
Décembre	725	20,9	56
Janvier 69	810	23,4	62,5

Module annuel : 973 l/s
débit spécifique moyen : 28,1 l/s/km²

lame d'eau écoulée en 1968 : 889 mm

Donc dans l'expression de notre bilan nous avons $Q = 889 \text{ mm}$

Nous avons calculé pour chaque mois le pourcentage de l'écoulement annuel :

Janvier 68	6,2 %	Avril	9,3 %	Juillet	6,9 %	Octobre	7,5 %
Février	7,2	Mai	14,1	Août	9,1	Novembre	7,2
Mars	6,4	Juin	8,8	Septembre	10,6	Décembre	6,2

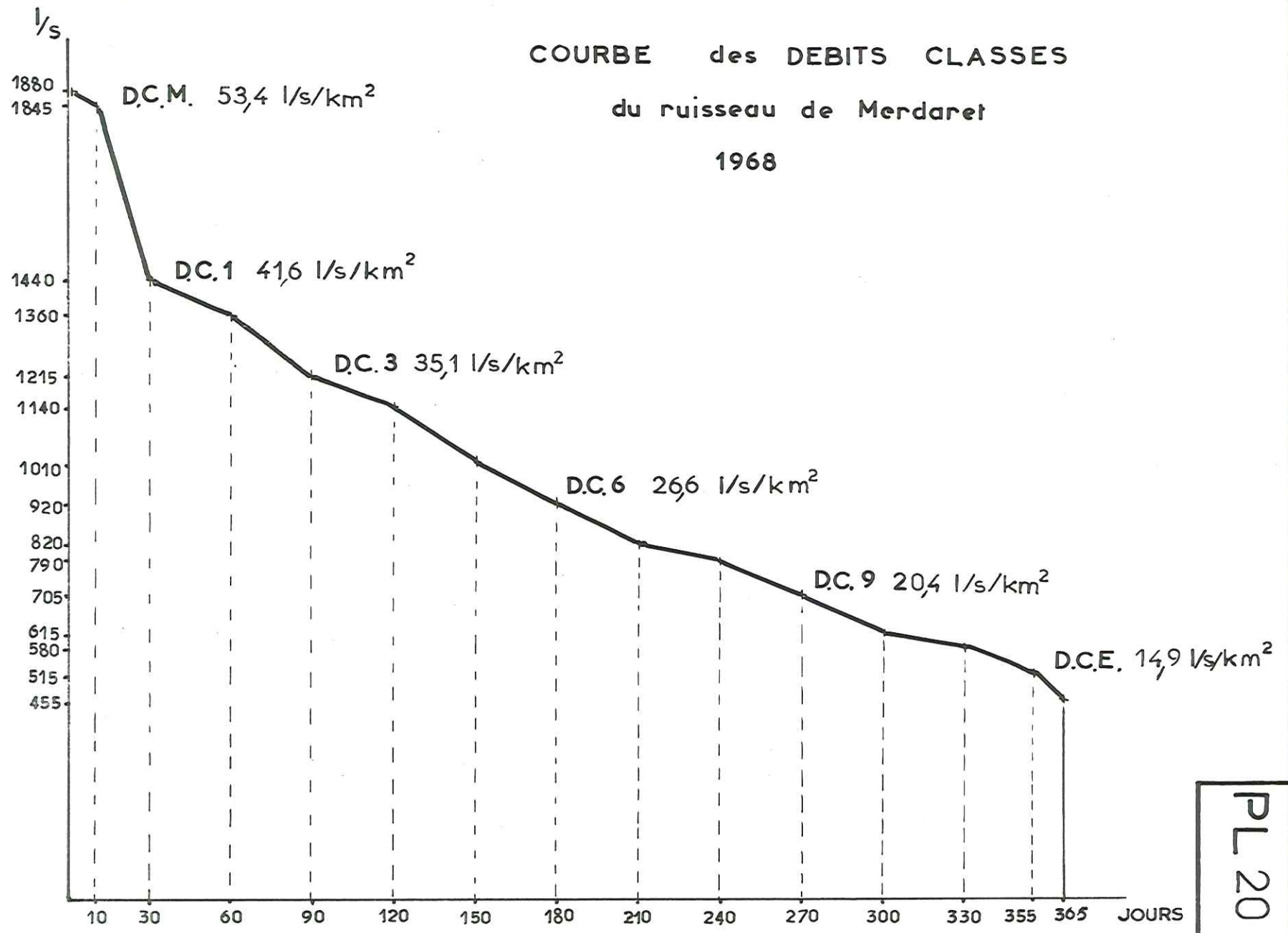
Courbe des débits classés

Nous avons sur la planche 20 porté les débits journaliers par ordre décroissant, en fonction du temps. Cette courbe des débits classés permet de définir les valeurs caractéristiques de l'écoulement :

- Débit Caractéristique Maximum (D. C. M.) qui est le débit dépassé dix jours par an = 1845 l/s soit 53,4 l/s/km²
- Débit Moyen Caractéristique (D. C. 6) ; débit dépassé six mois par an = 920 l/s soit 26,6 l/s/km²
- Débit Caractéristique d'Étiage (D. C. E.) débit dépassé 355 jours par an = 515 l/s soit 14,9 l/s/km²
- Débits Caractéristiques de 1, 3, 9 mois
 - D. C. 1 = 1440 l/s = 41,6 l/s/km²
 - D. C. 3 = 1215 l/s = 35,1 l/s/km²
 - D. C. 9 = 705 l/s = 20,4 l/s/km²

Enfin le débit d'étiage absolu enregistré en 1968 est de 455 l/s soit 13,1 l/s/km²

COURBE des DEBITS CLASSES
du ruisseau de Merdaret
1968



PL 20

Approche du bilan hydrologique

Si on retient l'expression du bilan telle que nous l'avions formulée plus haut :

$$P = E + Q$$

Nous constatons que nous en connaissons tous les termes

$$P = 1635 \text{ mm}$$

$$Q = 890 \text{ mm}$$

$$E = \text{compris entre } 530 \text{ et } 640 \text{ mm}$$

En fait les valeurs numériques ne confirment pas l'égalité il faut donc admettre un déficit d'écoulement D différent de E.

Ce déficit supérieur à celui calculé par les formules que nous avons énoncé précédemment, nous amène à envisager la possibilité d'un bassin versant non étanche, c'est-à-dire une fuite d'une partie du potentiel d'écoulement en dehors des limites géographiques du bassin.

On peut dès à présent évaluer la fourchette de ces pertes :

$$P - Q = D$$

$$1635 - 890 = 745 \text{ mm}$$

$$105 \text{ mm} < D - E < 215 \text{ mm}$$

Si on appelle Q_p la lame d'eau écoulée hors du bassin, l'expression générale du bilan peut alors s'exprimer sous la forme :

$$P = Q + E + Q_p$$

Nous avons avancé l'hypothèse de perte d'eau par un ou plusieurs secteurs du bassin. Est-ce la seule hypothèse ?

On peut argumenter en disant que le déficit obtenu peut provenir d'une différence du potentiel d'écoulement entre le début du cycle hydrologique considéré et le début du cycle suivant. C'est-à-dire que l'ensemble des observations faites ainsi que les conclusions en découlant étant le résultat d'une seule année de référence, serait faussé par la différence des stocks constitués de novembre à janvier 1967-1968 et 1968-1969.

On peut tenter d'évaluer la variation des stocks au cours de ce cycle.

Le tableau III donne le bilan mensuel calculé par la méthode de THORNTHWAITE d'octobre 1967 à janvier 1969.

Ce tableau peut appeler les commentaires suivants :

- les précipitations

D'octobre 1967 à janvier 1968 le total des précipitations est de 491 mm dont l'essentiel sous forme de neige accumulée et restituée à l'écoulement en avril, mai et juin.

D'octobre 1968 à janvier 1969 ce total s'élève à 483 mm, ainsi le stock est reconstitué pour le cycle suivant.

- l'évapotranspiration

L'étude des températures moyennes sur le bassin a montré (cf. chapitre I) qu'elles sont identiques en octobre 1967 et 1968, du même ordre de grandeur en novembre et enfin négatives en décembre. Cela se traduit par une constance d'une année sur l'autre des évapotranspirations des mois d'octobre et novembre. En décembre, janvier et février l'évapotranspiration est nulle.

- l'excédent

THORNTHWAITE admet, dans le calcul du bilan hydrologique, que le sol a en réserve une lame d'eau équivalente à 100 mm. L'excédent (water surplus) alimente alors l'écoulement théorique (runoff).

Nous pouvons comparer cet excédent théorique aux valeurs observées de l'écoulement pour la période allant de décembre 1967 à janvier 1969 et tracer deux courbes (cf. Pl. 21).

1 : Précipitation et débit + évapotranspiration en fonction du temps.

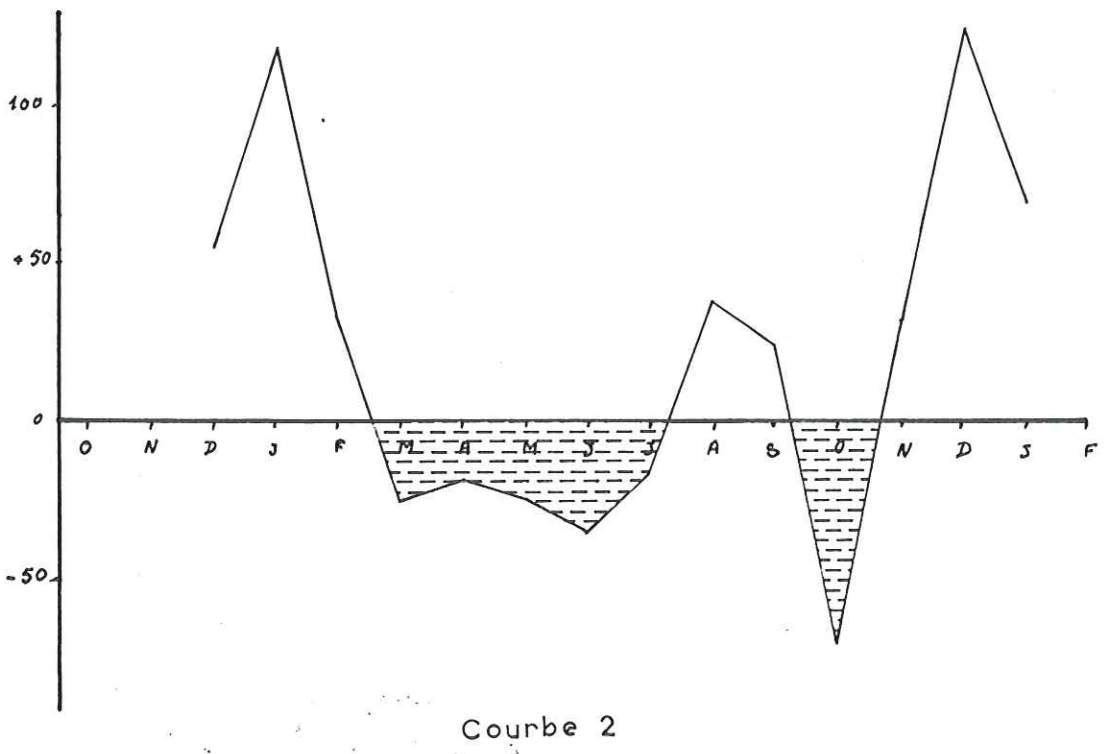
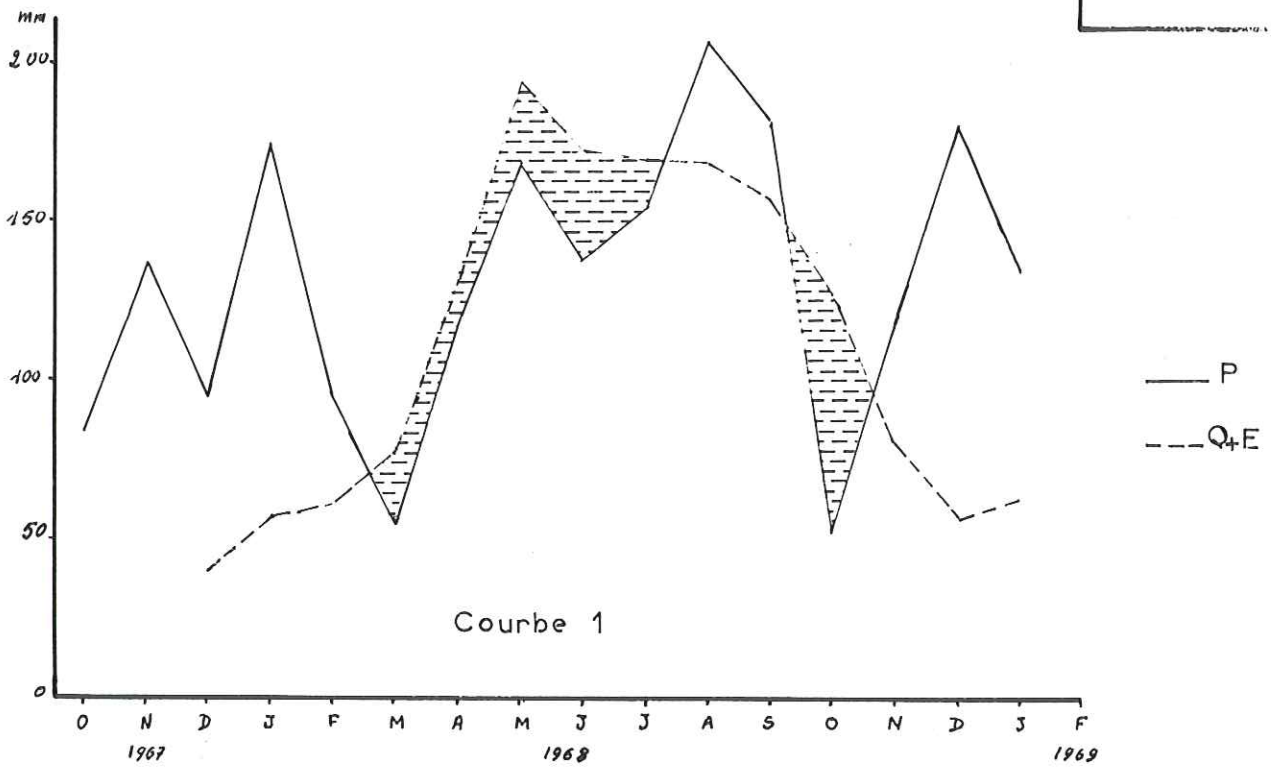
2 : Excédent - écoulement en fonction du temps.

La première courbe montre par différence entre P et $Q + E$ l'évolution du déficit Q_p . La seconde courbe définit l'excédent $(P-E)$ moins l'écoulement Q, c'est-à-dire : $(P-E) - Q = Q_p$.

BILAN MENSUEL CALCULE PAR LA METHODE DE THORNTHWAITE

	1967												1968												1969		
	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Total										
Précipit. mm	84	138	95	174	95	54	115	169	137	154	206	181	52	117	181	133	2085										
Ep mm (56)		(21)	-	-	-	20	51	66	95	107	85	64	56	18	-	-	562										
P - Ep	28	117	95	174	95	34	64	103	42	47	121	117	-4	99	181	133											
Er mm	28	117	-	-	-	20	51	66	95	107	85	64	56	18	-	-	562										
Variation des réserves	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	96	100	100	100											
Excédent	28	117	95	174	95	34	64	103	42	47	121	117	-	95	181	133	1301										
Écoule- ment observé			40	56	62	59	82	127	77	63	83	93	68	64	56	63	993										
Excédent- Écoule- ment			+55	+118	+33	-25	-18	-24	-35	-16	+38	+24	-68	+31	+125	+70	308										

TABLEAU III



La courbe 1 corrobore la courbe 2. Cette dernière fait apparaître d'une part des pertes constantes de mars à juillet, et d'autre part une évolution similaire de la courbe de décembre 1967 à février 1968 et de novembre 1968 à janvier 1969.

Il apparaît donc que le déficit d'écoulement observé provient, non pas d'une variation des stocks en début de cycle, mais d'un phénomène extérieur plus étroitement lié à la géologie du bassin.

En effet, nous avons indiqué la présence d'un accident géologique important au col du Merdaret. Nous avons là, le passage du "synclinal" médian de Belledonne dont l'orientation générale est sud ouest - nord est et qui s'ouvre très largement par le ravin du Vaugelas, sur le bassin versant du ruisseau du Plainey.

Cette structure géologique en "fossé" d'effondrement avec des zones très tectonisées constitue un véritable drain naturel pour les eaux s'infiltrant entre le col du Merdaret, le rocher de Monteynard et la montagne des Fanges. Pour "améliorer" encore le drainage les pentes des couches tend à ramener l'eau vers l'axe du drain.

L'ensemble des eaux drainées alimente une série de sources que l'on trouve à une altitude relativement élevée (1 600 - 1 800 m) sur le versant ouest du massif des Fanges et dans le thalweg du Vaugelas. Les débits observés de ces sources sont difficilement explicables à partir des surfaces des bassins versants apparents drainés. Il faut donc admettre une alimentation plus complexe basée sur un réseau de fractures et un "collecteur" de grandes surfaces drainantes. Les bassins hydrogéologiques de ces sources dépassent donc largement les bassins versants apparents.

Il est difficile de donner une valeur exacte du volume d'eau soustrait à l'écoulement dans le bassin de Theys, mais il est possible d'approcher la réalité. Nous avons, en effet, des mesures de débits faites sur un certain nombre de ces sources, les plus importantes, à différentes époques de l'année et notamment à l'étiage de septembre octobre. La somme de ces débits nous donne une valeur de 5 à 6 l/s.

Si on calcule la surface de la zone d'infiltration on arrive à 1,16 km² soit un débit spécifique de l'ordre de 3 l/s/km². Partant de ce débit spécifique on peut calculer la lame d'eau écoulée par le drain qui est de l'ordre de 90 mm par an. On arrive ainsi à estimer Q_p = 90 mm.

Si on revient à la formule générale du bilan :

$$P = Q + E + Q_p$$

$$P = 1\ 635\ \text{mm}$$

$$Q = 890\ \text{mm}$$

$$Q_p = 90\ \text{mm}$$

$$E = \text{compris entre } 530 \text{ et } 640\ \text{mm}$$

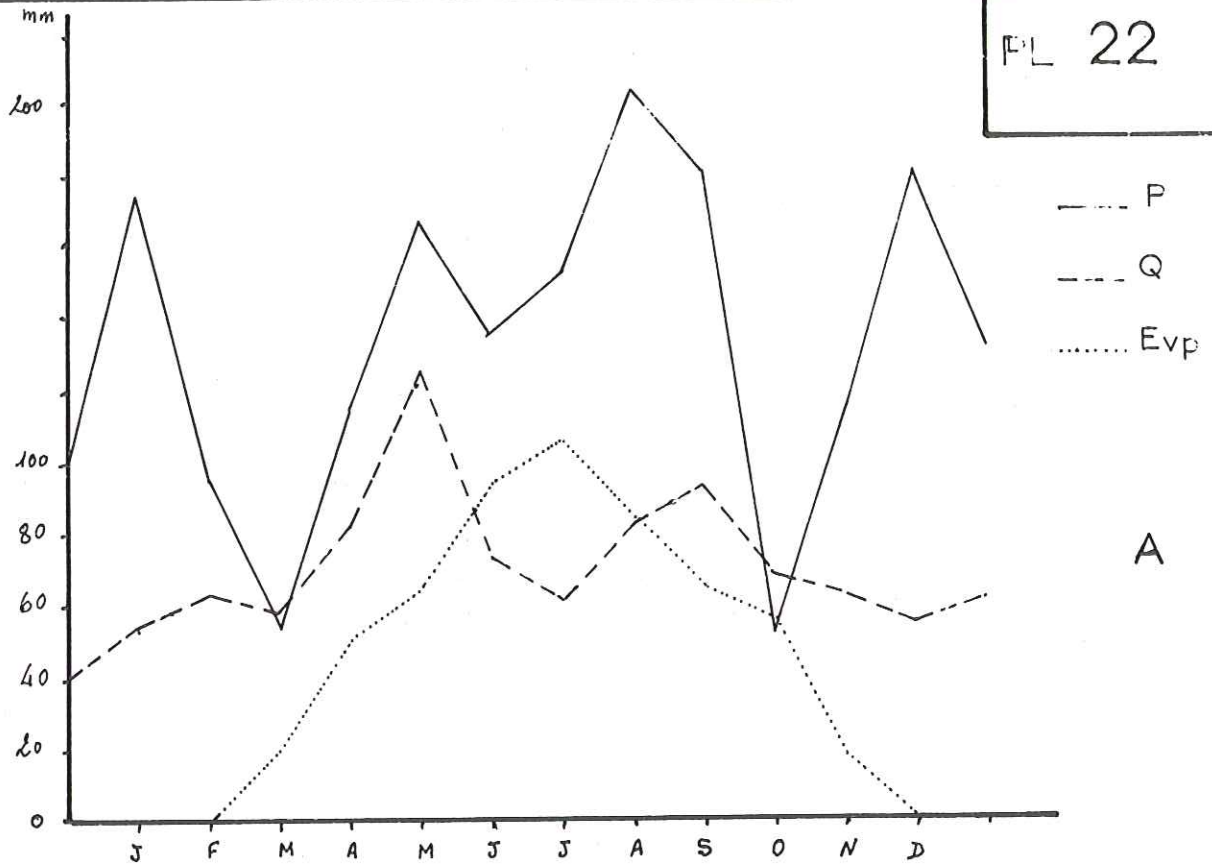
On peut alors écrire l'égalité numérique suivante :

$$\begin{array}{rcl} 890 + 90 + 530 & = & 1\ 510\ \text{mm} \\ & & \neq P \\ 890 + 90 + 640 & = & 1\ 620\ \text{mm} \end{array}$$

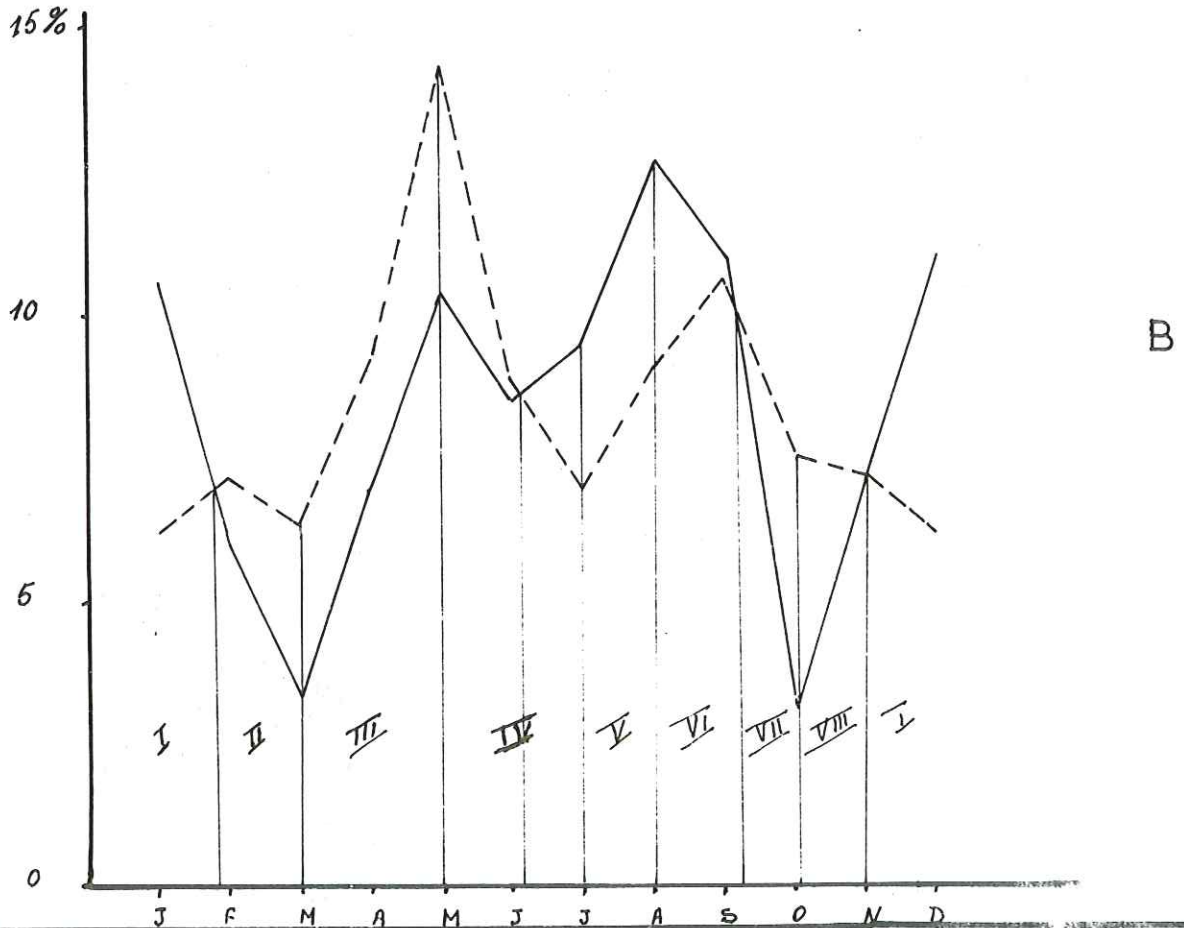
Ainsi l'essentiel du déficit d'écoulement observé sur le bassin de Theys peut s'expliquer par la présence d'un accident géologique majeur drainant hors des limites du bassin versant géographique une partie des eaux d'infiltration.

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

PL 22



A



B

III. - RELATION PRECIPITATION - DEBIT

La relation entre les précipitations enregistrées sur un bassin et le débit observé à son exutoire est à la fois importante et complexe, importante par ses incidences économiques et complexe par le nombre de facteurs qui interviennent.

Sur la planche 22 nous avons porté dans un premier temps, sur le même graphique les précipitations, l'écoulement, l'évapotranspiration tels que nous les avons par la méthode de THORNTHWAITE (tableau III).

Cette représentation des valeurs brutes ne révèle pas de façon parfaite les influences de la température et du stock neigeux sur l'écoulement.

Il nous a paru plus intéressant d'exprimer ces facteurs sous forme relative. Nous avons établi précédemment que la période de référence peut être considérée comme un cycle normal, c'est-à-dire sans excédent, ni perte du potentiel d'écoulement entre le début de ce cycle et celui du cycle suivant. On est donc amené à parler "d'unité", et il est alors possible d'envisager pour chaque mois la fraction de précipitation et d'écoulement par rapport à l'unité que représente la précipitation totale et l'écoulement total. Le graphique B obtenu est sensiblement différent du précédent, et fait apparaître des aspects particuliers de l'influence des précipitations sur les débits.

- Ainsi dès le mois de novembre le débit diminue alors que les précipitations augmentent. Ces apports sont solides en altitude (au-dessus de 1 600 m), liquide au-dessous, ce qui entraîne une équivalence entre les pourcentages de débit et de précipitation.

- En décembre et janvier les précipitations sont supérieures à l'écoulement, l'influence de la température et des précipitations solides est ici caractéristique : il y a constitution d'un stock neigeux entraînant un déficit d'écoulement (I).

- En février et surtout en mars on a une influence très nette des températures négatives qui provoquent l'immobilisation du stock constitué.

Les précipitations et l'écoulement diminuent et on arrive à l'étiage hivernal (II).

- De mars à mai la température diurne augmentant, on arrive à une libération du stock neigeux et par conséquent un accroissement important des débits. Cet apport masque celui dû aux précipitations (III).

- De mai à juillet un phénomène nouveau vient influencer les débits : c'est l'évapotranspiration. En effet, la température devient de plus en plus élevée, et atteint son maximum en juillet, il y a donc une partie importante de l'eau qui est soustraite à l'écoulement.

La décroissance des débits provient :

- + de la diminution des précipitations en juin,
- + de l'épuisement du stock de neige,
- + du tarissement progressif des nappes,
- + de l'accroissement de l'évapotranspiration.

C'est en juillet que nous avons le minimum de débit (IV).

- En août il y a une évolution presque parallèle des deux courbes : les précipitations l'emportant légèrement sur les débits, ce qui sous-entend que l'évapotranspiration influe toujours mais de façon moins prépondérante, et qu'une partie de l'eau tombée sert à réalimenter les nappes déficitaires durant la période précédente (V).

- En septembre la courbe des précipitations diminue très sensiblement alors que celle des débits continue sa progression, cet excédent d'apport provenant des nappes (VI).

- En octobre la courbe des précipitations atteint son minimum, celle des débits décroît mais avec une pente moins forte et amorce une courbe de tarissement (VII).

- L'intersection des deux courbes en novembre provient de la réalimentation des nappes par les précipitations liquides des zones de basse et moyenne altitude (VIII).

L'ensemble de ces huit phases successives résume de façon significative l'évolution du rapport pluie/débit au cours d'un cycle hydrologique.

IV. - LES SOURCES

On ne peut ignorer l'importance économique que représente une source pour l'alimentation en eau potable d'une commune. C'est pour répondre à ce souci que le Conseil Général de l'Isère avait émis le vœu d'un recensement général des ressources en eaux gravitaires du Grésivaudan^x. Dans le cadre de cette étude nous avons recensé une cinquantaine de sources sur l'ensemble du bassin versant de Theys. Chacune d'entre elles faisant l'objet d'une fiche signalétique sur laquelle sont portés les renseignements morphologiques du site et de l'émergence ainsi que les débits mesurés. Enfin, pour certaines, les caractères physico-chimiques des eaux.

L'étude analytique de ces fiches nous a permis de classer l'origine des sources en deux grands types :

- les sources liées aux placages morainiques,
- les sources liées à la tectonique.

Cette distinction est primordiale car elle explique en particulier l'évolution des débits au cours de l'année.

Comme nous l'avons montré, par l'étude du débit du Merdaret, les facteurs conditionnant le débit des sources sont les précipitations, la température et par conséquent l'altitude du bassin hydrologique de la source.

Sur le versant ouest de Belledonne, en particulier, l'influence de l'altitude est extrêmement nette.

En effet, nous avons pu observer que les sources dont le bassin versant est à une altitude inférieure à 1 400 m présentent un étiage principal prononcé en fin de saison chaude et un étiage secondaire de courte durée en hiver. Nous retrouvons là l'importance du rôle de l'évapotranspiration sur l'état des réserves en eau dans le sol. Par contre, l'altitude relativement basse permet, en hiver, un écoulement presque normal.

Il n'en est pas de même pour les sources dont le bassin versant dépasse 1 400 m.

La rétention nivale est alors prédominante et l'on a un étiage hivernal d'autant plus sévère que l'altitude croît. Il y a également un étiage secondaire en fin de saison chaude, consécutif au début d'épuisement des réserves.

Sur l'ensemble des sources du bassin versant de Theys nous avons sélectionné trois sources en fonction de leurs origines :

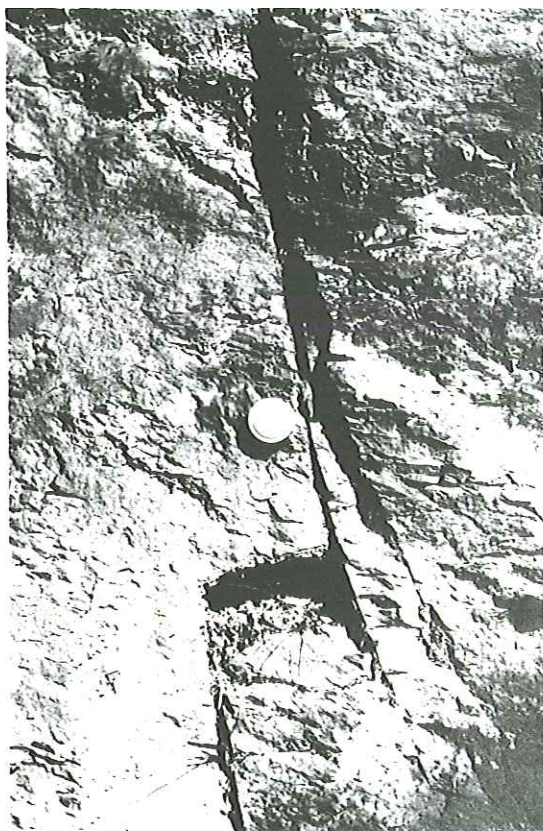
- une source liée à un important placage morainique : source des Ayes,
- deux sources liées à des accidents tectoniques :
 - + une source liée à une fracturation superficielle (source des Vincents),
 - + une source liée à un accident tectonique important (source des Glapigneux).

Ces trois sources sont captées à des altitudes inférieures à 1 400 m. Il était donc intéressant d'étudier la variation du débit de chacune d'elles en fonction des précipitations et des températures. Le fait qu'elles soient captées nous a facilité les mesures des débits en toutes saisons.

x - Etude des Ressources en eau de la vallée de l'Isère - Tome II. Versants de Belledonne, Chartreuse et Vercors des confins de la Savoie au Bec de l'Echaillon. Février 1968 - S. G. R. E. F.

1. - Etude géologique des émergences

a - Source des Ayes



La source des Ayes, ou source de Pra Vignard (n°20 de notre fichier) est captée au pied d'une rupture de pente topographique correspondant au front d'un important placage morainique qui couvre très largement le col des Ayes et les pentes de la Butte de Pipay (altitude 1160 m).

La matrice relativement riche en argile enrobe de très nombreux éléments étrangers à la chafne de Belledonne, notamment des blocs de granite provenant des zones internes.

L'émergence semble être due à la présence d'un niveau imperméable plus homogène et plus régulier au sein du recouvrement.

Le captage est du type classique pour ces formations, c'est-à-dire deux drains en V qui collectent les venues diffuses.

b - Source des Vincents

La source des Vincents ou source de la Boulière (n° 3 c) captée à la cote 1 280 m en rive droite du Rif Agout, dans une ancienne galerie de mine exploitant des filons de sidérose qui remplissent des cassures dans les pélites violacées du Permien. Ces pélites sont imperméables mais présentent des fractures superficielles très nombreuses (cf. photo). Les eaux d'infiltration, après avoir traversé les zones de couverture perméable trouvent les drains naturels que sont les failles. La galerie recoupe un certain nombre d'entre elles.

Le captage est donc d'un type particulièrement simple puisqu'il a suffi de collecter les eaux sortant de la galerie.

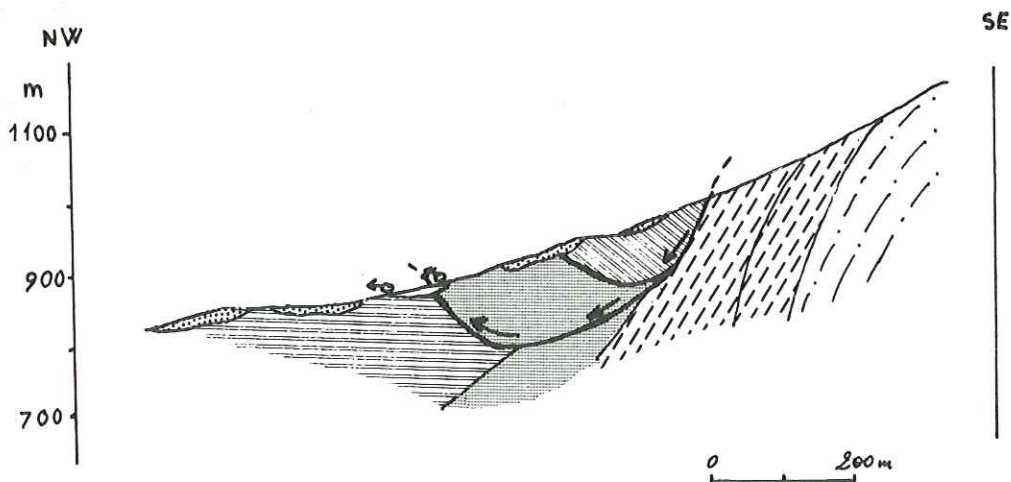
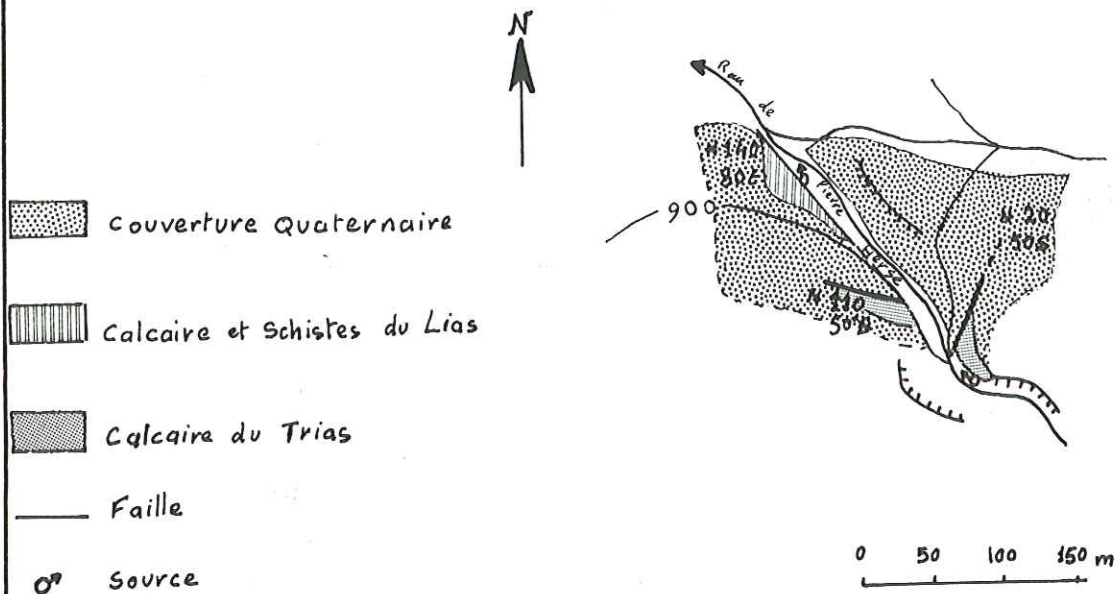
Remarque : Nous avons trouvé dans les déblais de cette mine de nombreux indices de cuivre sous forme de traces d'azurite et de malachite et chalcopryrite.

c - Source des Glapigneux ou de Fontaine Noire (19 a) captée à l'altitude 890 m (cf. photo)

Le captage est en rive gauche de la gorge des Chèvres, sur le ruisseau de Pierre Herse. Dans ce secteur la rive est dominée par une falaise de 3 à 4 m, pratiquement verticale, constituée de calcaires schisteux noirs du Lias. Le pendage des couches est très faible, 10° S. Cette falaise est le miroir d'une faille longitudinale par rapport au ruisseau de direction N 120° E. 85° E.

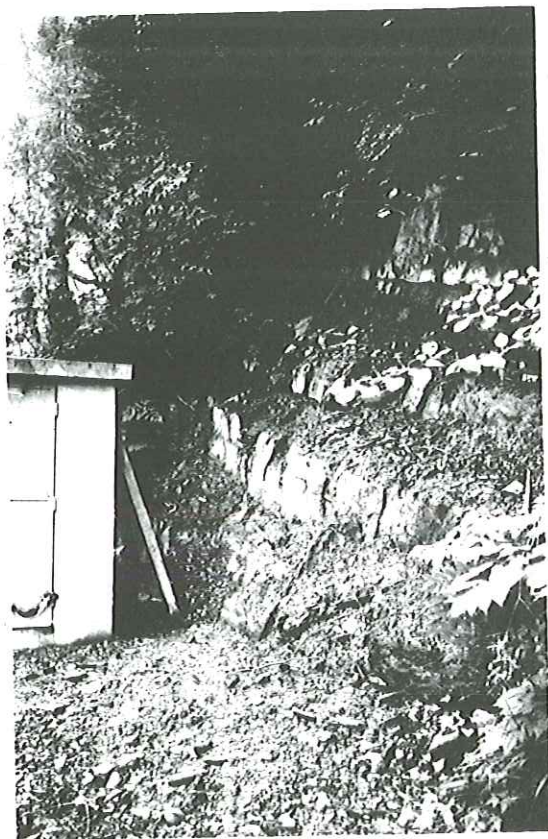
Sources de GLAPIGNEUX

PL 23



Coupe Géologique Schematique
le long du Ruisseau de P. Herse

- Grès d'Allevard
 Schistes Cristallins
 Cheminement possible de l'eau



La coupe géologique, le long du ruisseau de Pierre Herse, montre une série de calcaires dolomitiques du Trias, "pincée" entre deux niveaux de calcaires schisteux du Lias et au-delà de cet ensemble viennent les grès d'Alleverd. Il semble que nous ayons, localement, un important glissement en masse de l'ensemble Trias - Lias, mettant en contact anormal du Trias sur du Lias en place. La source de Fontaine Noire émerge au niveau de ce contact anormal (cf. Pl. 23).

La surface de glissement constitue alors un drain idéal pour l'eau provenant des parties supérieures du bassin.

Après avoir traversé la couverture perméable, l'eau atteint les grès d'Alleverd imperméables et le cheminement se fait alors le long du contact anormal sur une distance importante et à une profondeur non négligeable.

Cela est confirmé par le fait que l'eau, à l'émergence, a une température constante de 9°5 indépendante de la température atmosphérique d'une part et de celle du ruisseau de Pierre Herse d'autre part. Nous verrons également que la minéralisation de cette eau est telle qu'elle implique un contact très long avec la roche encaissante.

Le captage, ici, a consisté en un dégagement du gîte géologique réel de façon à capter l'eau au sortir de la fracture servant de drain.

Ainsi nous avons trois sources d'origine très différente captées à des cotes inférieures à 1 400 m, aux bassins versants exposés de la même façon aux vents humides. Il était donc intéressant de comparer les débits.

2. - Débits des sources - Etude hydrogéologique

Nous avons, sur un même graphique (Pl. 24), porté les débits mesurés une fois par semaine des sources des Vincents, des Ayes, et Glapigneux. Parallèlement nous avons tracé les courbes des températures moyennes (minimum, maximum et moyenne) ainsi que les précipitations hebdomadaires à Theys, de façon à avoir une unité dans les mesures. Nous obtenons donc cinq graphiques des débits, température, pluviométrie en fonction du temps.

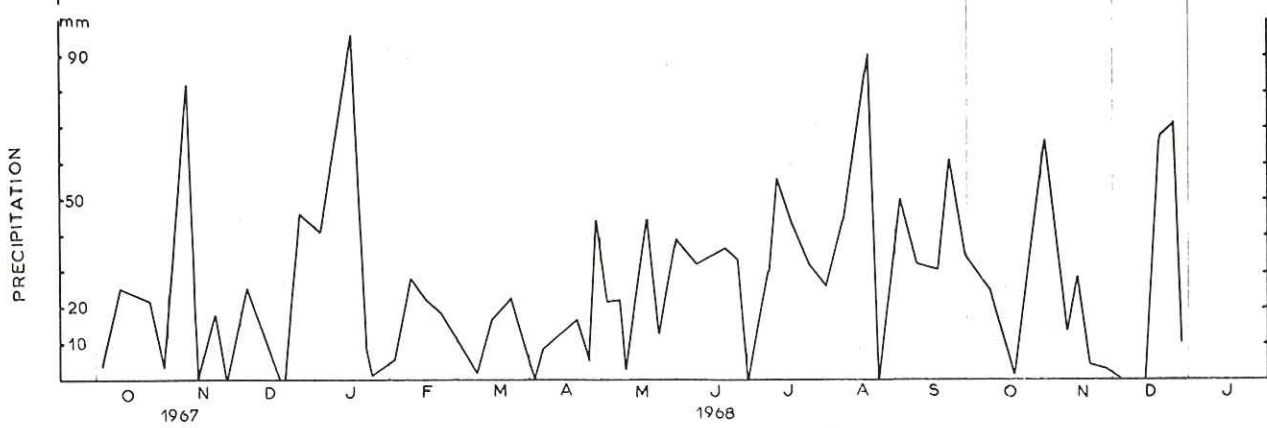
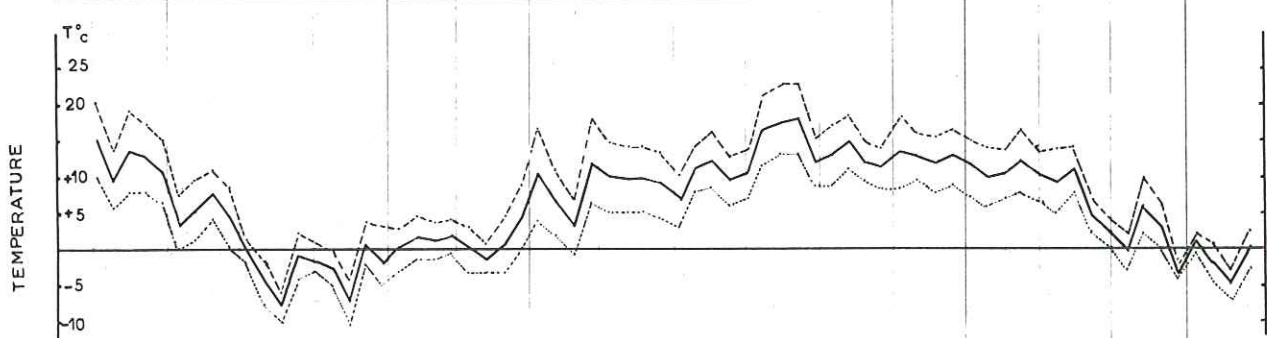
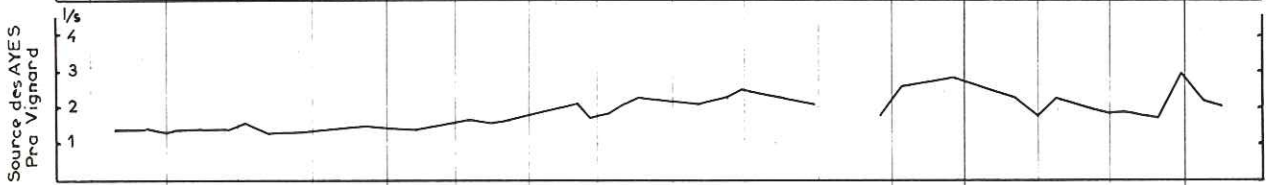
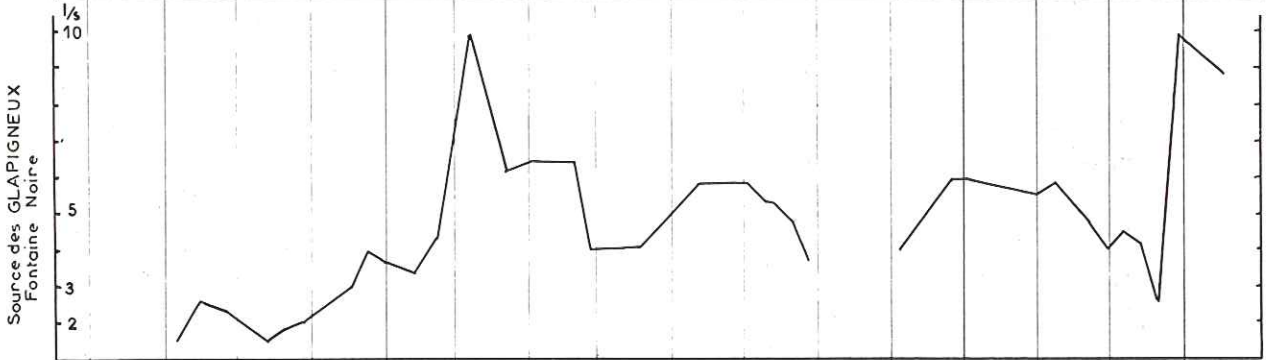
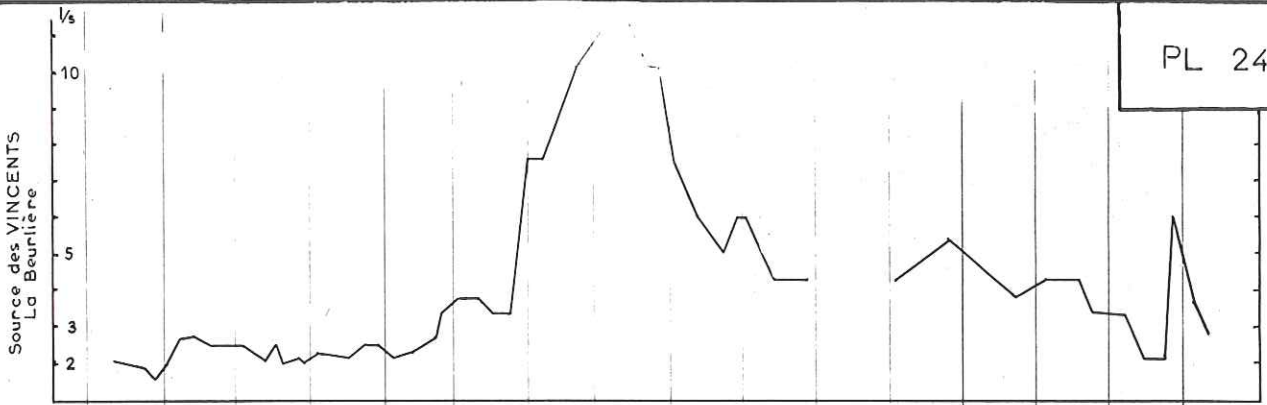
Commentaires

La première constatation que l'on peut faire, c'est qu'il y a deux types de courbes :

- une courbe relativement monotone correspondant à la source des Ayes,
- deux courbes plus accidentées correspondant aux deux autres sources.

Cela permet dès à présent d'interpréter le rôle de la couverture morainique dans la régulation des débits.

La perméabilité relativement faible des matériaux morainiques comportant un certain pourcentage d'argile a, pour corollaire, une forte rétention. De ce fait, les quantités d'eau absorbées lors des précipitations ne sont restituées que progressivement. La courbe des débits est alors amortie par rapport à celle des précipitations.



Par contre, les sources liées à des failles, du fait d'une rétention plus faible des roches magasins, présentent en relation directe avec la pluviométrie, des variations d'amplitude importantes dans la courbe des débits.

D'autre part l'influence du froid n'apparaît pas déterminante dans le cas des Ayes, comme c'est le cas pour les sources des Vincents et de Glapigneux. Il est à remarquer que les précipitations solides forment un important manteau neigeux protégeant le sol du froid, le débit est alors fonction de la plus ou moins grande vitesse de fonte de la neige.

Cette rétention nivale et les phénomènes de fonte consécutifs interviennent de façon différentielle selon le type d'émergence. En effet, la source des Ayes, d'origine morainique subit de façon peu sensible l'influence des redoux de température, entraînant une fusion de la neige et une recrudescence des écoulements, non que celle-ci soit nulle, mais son rôle est masqué par celui propre à la rétention du terrain.

Au contraire, la source des Vincents, liée à la présence d'une fracturation superficielle, et celle des Glapigneux liée à un "chevauchement" des calcaires triasiques sur les calcaires schisteux du Lias, de par le rôle secondaire de la rétention propre du réseau d'alimentation, subissent de façon déterminante les fluctuations thermiques.

Après avoir observé les grandes lignes et donné une interprétation générale, nous allons revenir sur chaque graphique en particulier.

a - Source des Ayes

La grande monotonie de la courbe des débits de cette source est remarquable.

Les débits oscillent très lentement entre 1 et 2 l/s tout au long de l'année. Il y a toutefois de loin en loin quelques petits pointements, en décembre 1967, avril 1968, novembre 1968, et surtout en décembre 1968.

Ces accroissements de débits semblent être accidentels et liés vraisemblablement à de petits phénomènes de "renard" locaux au sein de la roche magasin. Ces variations de vitesse d'écoulement de l'eau dans le massif de moraine s'accompagnent également d'une pollution par les eaux de surface. Nous avons pu observer en effet que ces variations se produisaient après des précipitations d'intensité très forte se traduisant par un ravinement important de la surface du sol. Il est alors fréquent de constater des venues de fines dans le bassin du captage.

Il ne peut donc s'agir d'une influence directe des précipitations sur l'évolution générale des débits, mais bien d'accidents dans le processus normal d'écoulement lent au sein d'une formation à forte rétention, on peut observer également une montée progressive des débits en septembre ; cet accroissement est sans aucun doute lié à l'importance des précipitations des mois de juillet et août.

On peut alors avoir un temps de réponse des débits que l'on peut évaluer à environ 30 jours. Ce temps très long confirme les observations faites sur la perméabilité de la formation.

La même observation peut être faite à propos de l'accroissement des débits de la fin juillet, lié au phénomène de la fonte des neiges, qui se situe, comme l'a montré l'étude des débits journaliers du Merdaret en mai. Ici aussi nous retrouvons le même temps de réponse.

Du point de vue économique, de telles sources sont très intéressantes par leurs débits, qui sans être excessifs et même généralement moyens à faibles, présentent l'avantage appréciable d'être constants. Par contre, il convient de leur assurer une protection efficace contre les pollutions.

b - Source des Vincents

Dans la description du cadre géologique de cette source nous avons insisté sur l'aspect superficiel des fractures jouant le rôle de drains collectant des eaux qui se sont infiltrées dans les formations superficielles, d'altération, ou des moraines très peu épaisses. Cette remarque est très importante car elle permet de comprendre la très grande similitude qui existe entre cette courbe et celle des débits journaliers du Merdaret (cf. Pl. 16).

Cette courbe est celle d'un ruissellement superficiel caractérisé par des variations considérables de débits (de 2 à 12 l/s).

Nous y retrouvons les mêmes petites fluctuations en décembre et janvier, fluctuations liées directement aux variations journalières de température influant sur la vitesse de fonte de la neige.

En février, nous avons une augmentation sensible des températures maximales. Cette augmentation se poursuivra au cours du mois suivant. avec comme conséquence un accroissement de la fonte.

De mars à mai nous avons la même amplitude brusque qui n'est pas justifiable par les seuls apports des précipitations et qu'il convient de lier au phénomène de fonte générale en amont de la source.

Au cours du mois de juin, nous avons une courbe de décrue avec une légère reprise en fin de mois qu'il faut rattacher aux précipitations enregistrées entre le 20 et 25 juin.

Nous avons donc un temps de réponse extrêmement court de 5 jours.

De septembre à décembre nous avons une courbe de décrue en "marches d'escalier" qui semble à première vue, sans rapport avec la courbe des débits du Merdaret. En fait la similitude existe mais la courbe des débits de la source est très amortie parce que les intensités sont très fortes ; le ruissellement important et l'infiltration relativement faible. C'est cette dernière qui est à l'origine des courbes tendant vers le tarissement que l'on retrouve sur les deux graphiques de la source et du ruisseau.

Une source de ce type peut être intéressante à capter à condition que son bassin versant hydrogéologique soit important, c'est-à-dire que le réseau de fractures qui est à son origine soit suffisamment étendu en surface et peu en profondeur. Les sources de pollution sont alors plus difficiles à circonscrire. Toutefois, seules les pollutions pouvant se manifester à proximité immédiate de la source sont réellement à craindre.

c - Source de Fontaine Noire

Cette source est également liée à un accident géologique mais cette tectonique est totalement différente de celle qui engendre la source des Vincents. Nous sommes en présence d'une fracturation importante donnant à cette source une origine profonde.

Le tracé de la courbe des débits de la source de Fontaine Noire traduit une certaine complexité, nous retrouvons mêlés les variations d'amplitude importantes et l'amortissement des pointes.

Dans le cas de cette source l'influence de la température semble jouer un rôle prépondérant pendant la période de novembre à décembre 1967 où on observe une diminution sensible des débits parallèlement à la baisse des températures.

Il semblerait que l'on ait un phénomène de blocage par les glaces de certaines zones de circulation des eaux. Ces zones devant se trouver très proches de la surface, car dès que l'épaisseur de la neige est suffisante pour isoler le sol des basses températures extérieures les débits recommencent à croître (très sensible en janvier 1968).

Ce phénomène de blocage se traduit par une baisse faible mais appréciable de la température de l'eau qui passe d'une température constante de 9°5 à une température accidentelle de 8°7.

La croissance des débits va atteindre son paroxysme aux environs du 6 mars. On retrouve une amorce d'évolution des débits à la même période sur le graphique des débits de la source des Vincents, mais l'amplitude est très fortement amortie.

On peut, semble-t-il, rattacher cette brusque augmentation des débits au redoux de température observé en février, dénombrant de ce fait une quantité d'eau importante.

Le phénomène le plus étonnant que l'on peut observer sur cette courbe est la décroissance des débits de mars à mai alors que le ruissellement de surface est à son maximum. Nous montrons là l'indépendance totale entre le débit de cette source et l'écoulement de surface, on peut déceler un phénomène du même type sur le graphique de la source des Ayes à la même période.

Il semble que dans une certaine mesure, on ait également dans le cas de Fontaine Noire une influence de la rétention des terrains. Nous n'avons donc pas, dans cette tectonique, une perméabilité en grand avec des circulations rapides dans des fractures plus ou moins ouvertes, mais plutôt la mise en contact de terrains d'origines différentes mais de comportement hydrogéologique semblable (calcaire du Trias et calcaire schisteux du Lias) et nous avons une évolution des courbes de débits intermédiaire entre la courbe totalement amortie par la rétention importante des matériaux à faible perméabilité comme les moraines, et la courbe de débits à amplitude en fonction directe de la pluviométrie, traduisant une perméabilité en grand et donc une rétention pratiquement nulle.

Mais alors comment expliquer la "pointe" de débit obtenue en décembre 1968 ?

En effet, cette brusque variation d'amplitude est immédiatement consécutive aux fortes précipitations de la fin décembre, mais elle fait suite à une période relativement longue d'étiage. Il semblerait donc que cet accroissement de débit soit dû d'une part à une plus grande vitesse de circulation au sein de la roche et surtout à une infiltration

proche de l'émergence. Cette zone d'infiltration devant être, d'ailleurs, la même que celle qui est à l'origine du blocage par la glace à laquelle nous faisons allusion au début de ce paragraphe.

L'intérêt du captage de telles sources ne peut échapper.

En effet, une tectonique profonde et importante signifie toujours la présence d'un bassin versant hydrogéologique important amenant de ce fait un débit d'étiage supérieur à celui que l'on peut obtenir avec tout autre type de source.

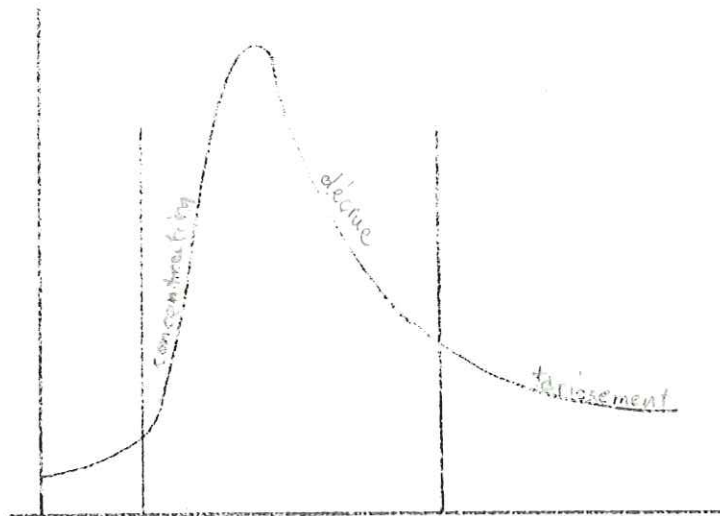
3. - Coefficient de tarissement - Volume d'eau emmagasiné - Indice d'emmagasinement

Nous ne pouvons clore ce chapitre sans aborder l'étude des coefficients de tarissement et des indices d'emmagasinement qui caractérisent les roches des bassins versants hydrogéologiques des sources et des cours d'eau.

En régime non influencé, c'est-à-dire pendant une période assez longue, caractérisée par l'absence de précipitations, l'alimentation des cours d'eau et des sources provient de l'épuisement progressif des nappes aquifères.

La rapidité de l'épuisement est fonction d'une part du volume du réservoir et d'autre part de ses caractéristiques hydrogéologiques.

L'hydrogramme théorique comprend trois parties essentielles : le temps de concentration, la courbe de décrue, puis la courbe de tarissement.



La courbe de tarissement, fraction terminale de l'hydrogramme, peut être assimilée à une courbe de décroissance exponentielle du débit en fonction du temps.

Parmi les formules les plus utilisées nous prendrons celle de Maillet :

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t}$$

Q_t = le débit à l'instant t . (m^3/s)

Q_0 = le débit au début du tarissement (m^3/s)

e = base des logarithmes népériens

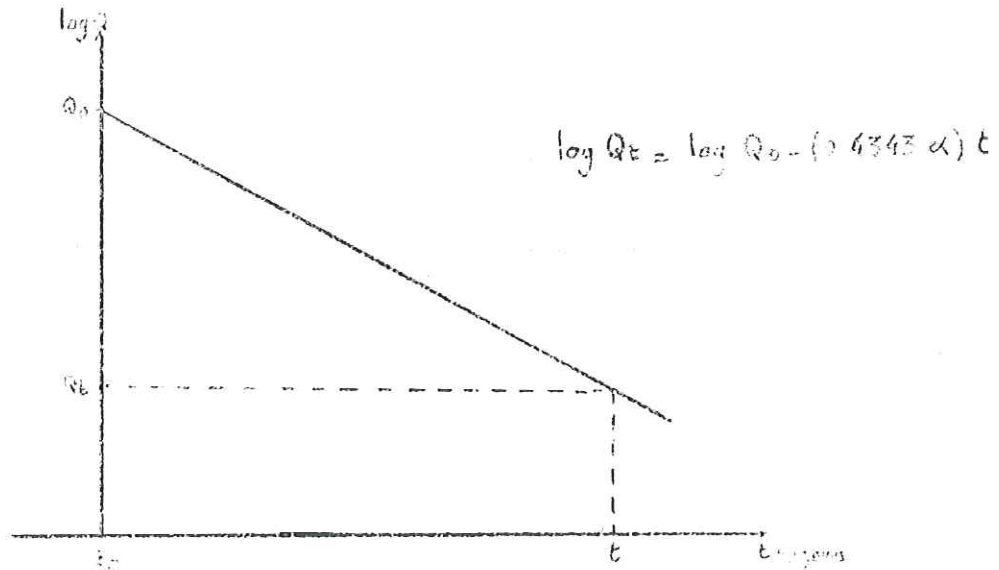
α = coefficient de tarissement

t = temps écoulé depuis le début du tarissement en jours.

Exprimée en coordonnées semi-logarithmiques la représentation graphique de cette fonction est une droite de pente négative.

a - Coefficient de tarissement

Le coefficient de tarissement α est déduit de la formule de tarissement et caractérise l'épuisement progressif des couches en période de non alimentation.



Dans le cas du bassin versant de Theys, il est possible d'approcher la valeur de α à partir de la courbe des débits journaliers du Merdaret.

Nous avons une période assez longue non influencée entre le 24 novembre 1968 et le 17 décembre, soit 23 jours consécutifs.

Ce temps relativement long, surtout dans cette région, de non alimentation engendre une décroissance caractéristique des débits (cf. Pl. 25).

La représentation graphique permet de sortir les valeurs suivantes :

$$Q_0 = 0,5 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$Q_t = 0,1 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$t = 113 \text{ jours}$$

d'où en reportant ces valeurs dans la formule de Maillet

$$\log. 0,1 = \log. 0,5 - (0,4343 \cdot \alpha) 113$$

on obtient alors

$$\alpha = 0,0142$$

on peut donc écrire la formule de tarissement du bassin hydrographique du ruisseau du Merdaret :

$$Q_t = 0,5 \cdot e^{-0,0142 t}$$

La période non influencée étant de 23 jours il devient impossible d'appliquer ces calculs aux courbes de tarissement des sources des Ayes et des Glapigneux qui présentent des temps de réponse extrêmement longs, de l'ordre de 30 jours. En effet, comme le montrent les graphiques (Pl. 24) il n'y a pas de courbes de tarissement décelables, tout au plus des courbes de décrue. Il n'en va pas de même avec la source des Vincents. Nous avons montré que son temps de réponse est de l'ordre de 5 jours. Il est possible en effet dans ces conditions, d'avoir après la courbe de décrue l'amorce de la courbe de tarissement (cf. courbes 25).

Calcul du Coefficient de Tarissement

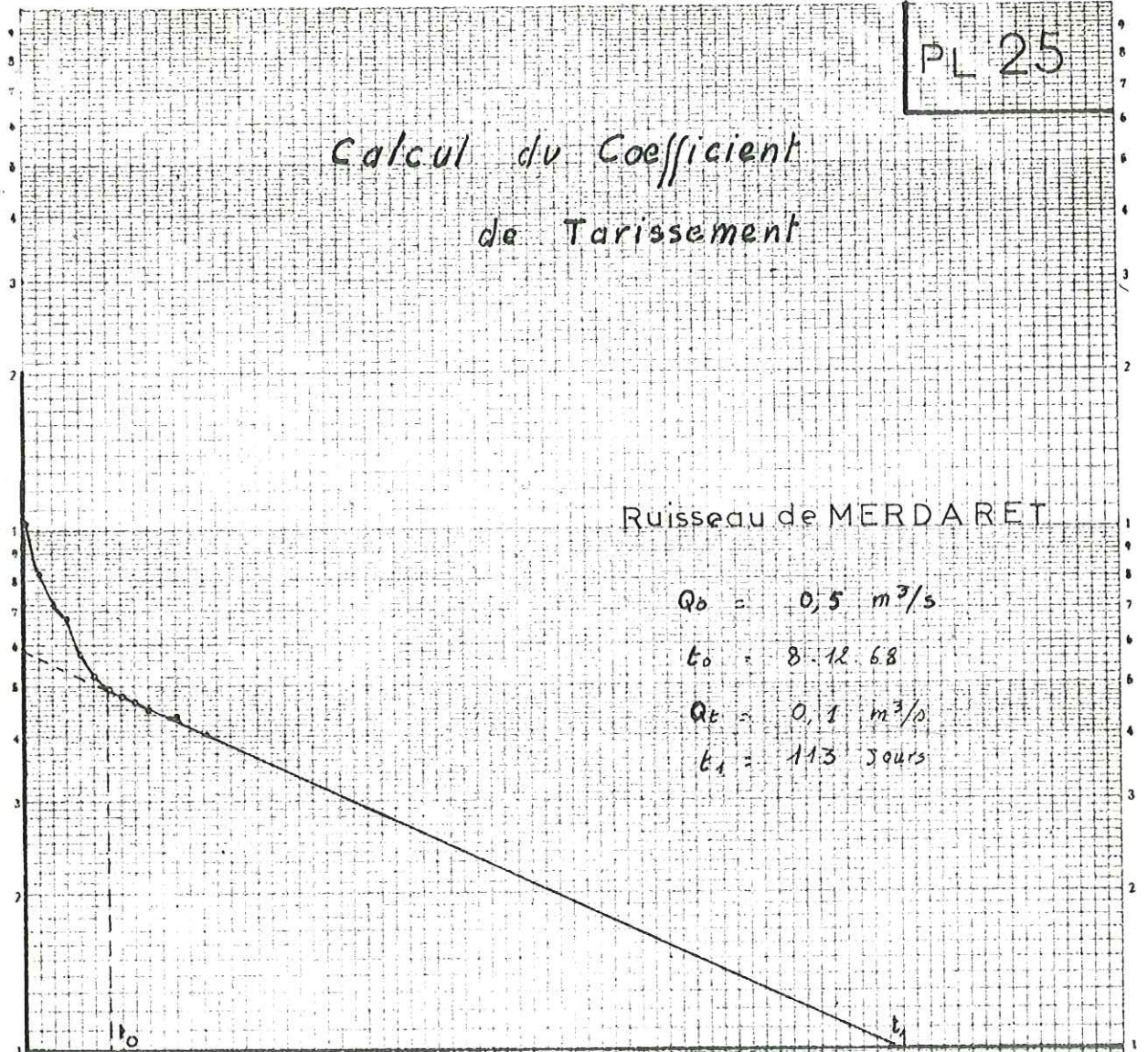
Ruisseau de MERDARET

$$Q_0 = 0,5 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$t_0 = 8 \cdot 12 \cdot 68$$

$$Q_t = 0,1 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$t_1 = 11,3 \text{ jours}$$



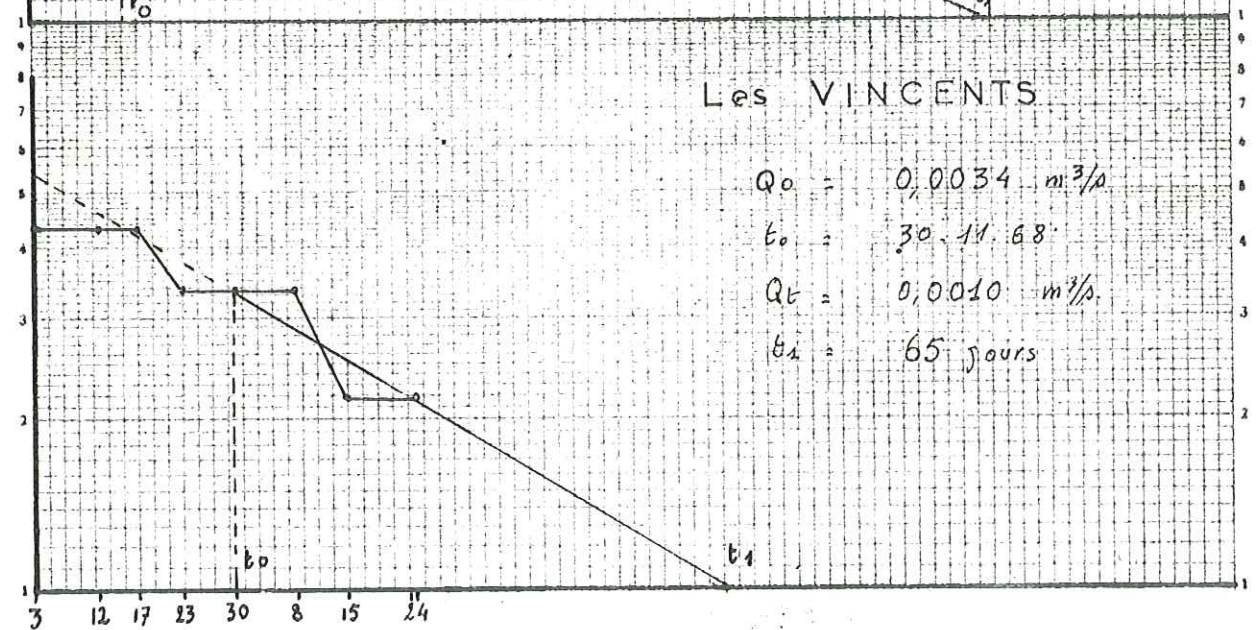
LES VINCENTS

$$Q_0 = 0,0034 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$t_0 = 30 \cdot 11 \cdot 68$$

$$Q_t = 0,0010 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$t_1 = 65 \text{ jours}$$



La résolution graphique nous permet d'avoir les résultats suivants :

$$\begin{aligned} Q_0 &= 0,0034 \text{ m}^3/\text{s} \\ Q_t &= 0,0010 \text{ m}^3/\text{s} \\ t &= 65 \text{ jours} \end{aligned}$$

d'où $\alpha = 0,0188$

on a donc l'équation de la courbe de tarissement de la source des Vincents :

$$Q_t = 0,0034 e^{-0,0188t}$$

b - Volume d'eau emmagasiné

C'est la quantité d'eau stockée par les couches aquifères pendant une période d'alimentation et restituée à l'écoulement pendant la période de non alimentation suivante.

Ce volume W en m³ à l'instant t₀ début du tarissement, se déduit de l'intégration de t₀ à l'infini de l'équation du tarissement

$$W = \int_{t_0}^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt$$

d'où

$$W = \frac{Q_0}{\alpha}$$

$$W = \frac{Q_0}{\alpha} \left(\frac{-1}{e^{-\alpha t}} \right) \Big|_{t_0}^{\infty}$$

$t_0 = \frac{1}{e^{-\alpha t}} = 1 \rightarrow W_{t_0} = \frac{Q_0}{\alpha} \left(1 - \frac{1}{e^{\alpha t_0}} \right)$

Pour avoir une unité dans les mesures Q₀ étant en m³/s il convient d'exprimer en seconde

$$W = \frac{86\,400 \times Q_0}{\alpha}$$

Si on applique cette formule au cas du Merdaret nous avons :

$$\begin{aligned} Q_0 &= 0,5 \text{ m}^3/\text{s} \\ \alpha &= 0,0142 \end{aligned}$$

$$W = \frac{86\,400 \times 0,5}{0,0142} = 3,05 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

$$W = 3,05 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Dans le cas de la source des Vincents

$$\begin{aligned} Q_0 &= 0,0034 \text{ m}^3/\text{s} \\ \alpha &= 0,0188 \end{aligned}$$

$$W = \frac{86\,400 \times 0,0034}{0,0188} \neq 15\,600 \text{ m}^3$$

$$W = 15\,600 \text{ m}^3$$

Ce dernier résultat exprime de façon mathématique la courbe très accidentée des débits de la source des Vincents.

En effet, cette réserve est très faible et s'épuise donc très rapidement ; d'où l'incidence directe des évolutions des précipitations sur les débits. L'intérêt de ce captage résulte donc uniquement de la haute fréquence des précipitations.

c - Indice d'emmagasinement

Enfin il est intéressant de connaître la hauteur de la lame d'eau, en millimètres, correspondant au volume d'eau stocké à l'instant t_0 . Cette hauteur d'eau est appelée indice d'emmagasinement dW .

$$dW = \frac{W}{A}$$

A = surface du bassin versant hydrologique.

Dans le cas du bassin de Theys la superficie totale est de $34,55 \text{ km}^2$, auxquels il faut soustraire $1,6 \text{ km}^2$ sur lequel les eaux d'infiltration n'alimentent pas le Merdaret mais les sources du ruisseau du Vaugelas, comme nous l'avons montré précédemment.

$$A = 32,95 \text{ km}^2 = 32\,950\,000 \text{ m}^2$$

$$dW = \frac{3,05 \cdot 10^6}{32,95 \cdot 10^6} = 0,092 \text{ m} = 92 \text{ mm}$$

$$\underline{\underline{dW = 92 \text{ mm}}}$$

Il n'est pas possible d'effectuer le même calcul sur la source des Vincents. Il est en effet difficile d'évaluer la surface du bassin versant de cette source.

Au terme de ce troisième chapitre consacré à l'hydrologie et l'hydrogéologie du bassin versant de Theys, nous voudrions en retirer les enseignements suivants :

- tout d'abord nous avons remarqué le rôle de la température, au cours du cycle hydrologique d'une part sur l'évolution des débits des sources et des cours d'eau et d'autre part, sur le bilan hydrologique du bassin. Le phénomène engendré de l'évapotranspiration, est en effet à la base du déficit d'écoulement constaté. Mais cette influence de la température n'est pas seule en cause, et nous avons pu montrer comment la connaissance d'un important accident géologique pouvait modifier, de façon sensible, les données du bilan hydrologique sur un bassin versant géographiquement homogène.

- la seconde conclusion que l'on peut tirer de cette étude est relative aux débits des sources. En effet, nous avons pu voir évoluer de façon spécifique trois sources, d'origines différentes, soumises à des facteurs météorologiques identiques. Ce comportement original de chaque source est fondamental car il met en lumière la relation étroite qui existe entre terrains et l'eau qui s'y infiltre.

L'incidence pratique de ces conclusions est immédiate dans tous les captages pour les adductions d'eau potable des communes de montagne, il est, en effet, possible compte tenu de la géologie du bassin versant et de l'émergence d'une part, des conditions climatiques d'autre part de connaître l'évolution possible des débits d'une source au cours de l'année.

CHAPITRE IV

ETUDE PHYSICO-CHIMIQUE DES EAUX DE SOURCE DU BASSIN VERSANT DE THEYS

La variété géologique des terrains du bassin de Theys, alliée au grand nombre de sources que l'on y rencontre, nous conduit naturellement à envisager l'influence de la nature des sols sur la chimie des eaux.

Telle source apparaît au milieu d'un amas de tuf pétrifiant feuilles et brindilles, telle autre sort d'une petite fracture au flanc d'un massif de roche compacte, et celle-ci avec ses dépôts rouilles sur les éboulis !

La littérature a toujours associé à la source l'idée de pureté, de limpidité, de fraîcheur ; est-ce un rêve ou une réalité ?

L'un et l'autre pour l'hydrogéologue qui apprécie le charme du site et qui, avec une certaine pudeur, un certain respect, dévoile les secrets de l'eau, ses qualités physico-chimiques.

Cette étude physico-chimique des eaux du bassin de Theys nous permettra, après avoir évoqué tout d'abord les aspects physiques et chimiques du problème, d'apporter une contribution à la meilleure connaissance de la géologie du bassin.

Nous consacrerons la première partie de ce chapitre aux résultats physiques, la seconde partie aux analyses chimiques :

A. - ANALYSES PHYSIQUES

Nous avons retenu, parmi les principales analyses physiques, celles qui nous paraissent les plus intéressantes quant à leur interprétation.

C'est ainsi que nous étudierons, tour à tour, la température de l'eau et son évolution en fonction de l'altitude des sources, et la résistivité électrique des eaux de sources.

1. - La température

La température d'une eau de source est probablement le caractère le plus rapidement appréciable. N'est-il pas fréquent d'entendre dire à propos d'une source : "c'est une bonne source, d'ailleurs elle est fraîche toute l'année" ou bien encore "cette source "fume" en hiver et elle est "glacée" en été". Ce sont là des constatations, des observations simples, mais qui traduisent l'effet fascinant qu'a toujours provoqué une source sur l'esprit des hommes.

En fait, derrière cette simplicité apparente se cache une étrange complexité, car les causes de variation de température sont extrêmement nombreuses.

Nous pouvons citer plusieurs types de sources en fonction de la température :

a - Sources dont la température présente des variations importantes en liaison étroite avec la température de l'air ; on peut alors affirmer que cette source a une origine très superficielle. Ce sont des sources de faible intérêt, car elles présentent des étiages sévères en hiver pour celles qui sont en altitude, en automne pour les autres.

b - Un second type correspond aux sources qui ont une température constante, indépendante des variations thermiques de l'atmosphère.

Il nous faudrait ici distinguer deux cas.

- Tout d'abord les sources dont les eaux ont des températures constantes mais supérieures à la température moyenne de l'atmosphère à la cote de l'émergence.

Nous pouvons prendre l'exemple de la source des Glapigneux (19a) qui a une température constante de 9°4.

Cette source est captée à l'altitude 890 m, ce qui se traduit par une température moyenne de l'atmosphère de l'ordre de 7°5, on a donc une élévation de la température d'environ 2° par rapport à une température normale pour cette cote. Nous avons signalé, lors de l'étude de cette source, que le bassin versant hydrogéologique présentait un accident permettant à l'eau infiltrée dans la partie haute du bassin de circuler jusqu'à une profondeur importante.

Peut-on invoquer ici l'influence d'un gradient géothermique ?

Autre exemple ; les sources 2a et 2b. "Sources de Pré Grenon".

Ces sources sont à environ 1 300 m d'altitude, elles émergent d'une fracture dans le Permien. Elles ont une température de l'ordre de 10° et il est fréquent d'observer "une fumée" au-dessus des sources en hiver.

Les émergences de ces sources présentent la particularité d'avoir des dépôts rouilles importants, l'analyse confirme cela avec une teneur de 0,16 mg/l de Fe⁺⁺⁺. Cette teneur n'est pas excessive, mais c'est la plus forte observée dans ce secteur du bassin.

Existe-t-il une relation directe ou indirecte entre ces teneurs en fer et la température ? Cela reste, pour nous, un fait d'observation.

- Le second cas est celui des sources à température relativement constante, voisine de la température atmosphérique moyenne.

"C'est la bonne source", celle qui apparaît glacée en été car, en cette saison, l'écart entre les températures de l'air et de l'eau est tel que l'on n'apprécie pas les sensations de façon normale, étant influencé par les extrêmes.

L'exemple le plus représentatif en est donné par la source des Ayes (n° 20). Nous pouvons donner les températures relevées sur trois années :

Jan.	Fevr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
	5°5		5°5		6°	7°	7°	7°	7°	6°5	6°

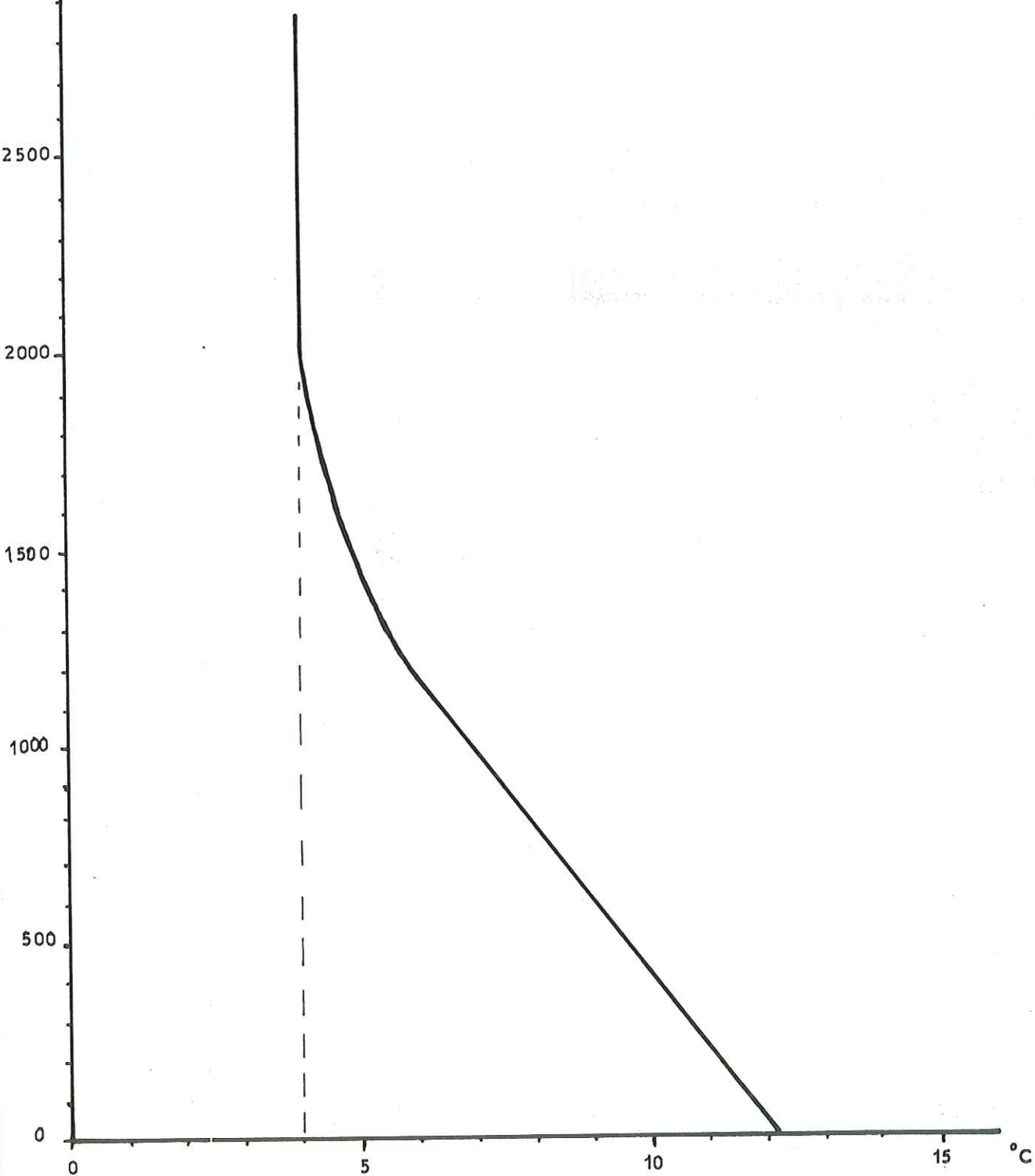
Ces oscillations lentes et très amorties de la température sont la preuve que l'eau circule dans une "tranche" moyenne du sol, pour éviter d'une part l'échauffement, ou le refroidissement important dû aux saisons, et d'autre part l'influence du gradient géothermique.

Ainsi la seule observation de la température des eaux de sources peut nous aider à connaître le mode de cheminement de l'eau.

Parallèlement à cette étude de la température de l'eau de source en certains points, il peut être intéressant de connaître l'évolution de la température en fonction de l'altitude de la source. La planche 26 donne cette répartition. On voit que cette courbe présente deux parties successives.

TEMPERATURE DES EAUX
DE SOURCE

ALT.
m



Tout d'abord, il y a une évolution rectiligne correspondant à une fonction simple, puis au-delà de la cote 1200 on a une évolution plus lente de la température qui devient quasiment asymptotique à la droite de température 4° vers 2 000 m d'altitude.

DE SOURCE

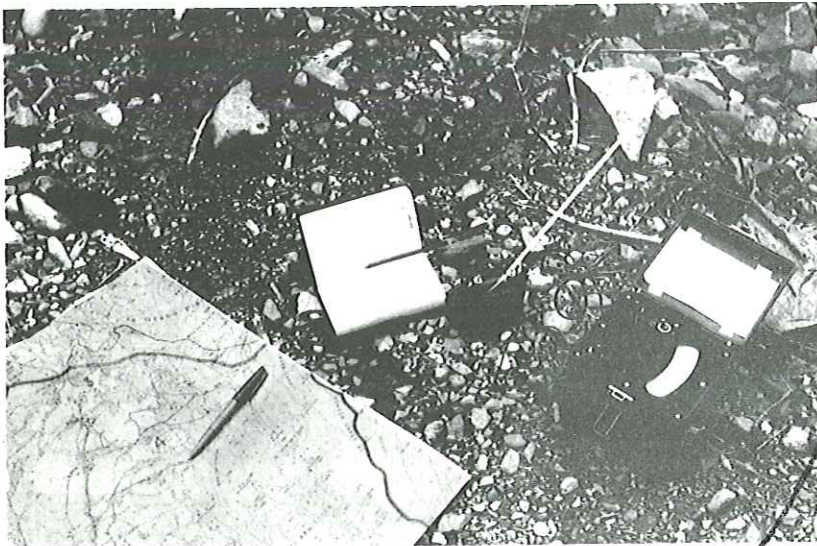
TJA
m

2. - La résistivité électrique des eaux de sources

Après la température de l'eau, la seconde mesure physique intéressante est celle de la résistivité électrique de l'eau.

a - Principe

C'est une méthode d'investigation très rapide, praticable sur le terrain et mettant en œuvre un matériel très réduit. Le principe est simple : on détermine la résistance qu'oppose l'eau contenue dans une cellule de mesure au passage d'un courant donné. On peut connaître de façon précise cette résistance par un dispositif de mesure basé sur le principe du pont de Wheastone (cf. photo).



Les variations de résistivité électrique des eaux sont directement liées à la concentration en ions qu'elles renferment et cela pour une température donnée, d'autre part, la résistivité croît quand la température baisse. Il est donc indispensable, pour comparer les mesures entre elles, de les ramener à une température standard de 20° C.

Le facteur de correction est de la forme :

$$A = \frac{1}{1 - C (T_0 - T)}$$

où
T₀ = température standard de 20°
T = température de l'eau au moment de la mesure
C = une constante = 0,022.

Nous obtenons, pour les températures de 5° à 25°, les valeurs de 1/A suivantes :

Température	1/A	15°	0,890
5°	0,671	16°	0,912
6°	0,692	17°	0,934
7°	0,714	18°	0,956
8°	0,736	19°	0,977
9°	0,758	20°	1,000
10°	0,780	21°	1,021
11°	0,802	22°	1,043
12°	0,824	23°	1,065
13°	0,846	24°	1,087
14°	0,868	25°	1,109

A partir de ces valeurs il est facile de tracer la droite $1/A = f(T^\circ)$ et d'obtenir les facteurs de correction pour les dixièmes de degré.

Nous avons signalé, plus haut, que la résistivité traduisait la plus ou moins grande concentration en sels dissous dans une solution, en effet une grande concentration d'ions facilite le passage du courant dans le milieu et on a une diminution de la résistivité électrique.

Ce phénomène est important car il permet, par la seule lecture d'une résistance, de savoir si une eau est "chargée" ou non en éléments dissous.

La résistivité s'exprime en ohm cm^2/cm ou ohm cm.

b - Méthode utilisée sur le bassin de Theys

Nous avons mesuré systématiquement la résistivité électrique des eaux de toutes les sources que nous avons rencontré sur le bassin versant de Theys.

Afin d'avoir une unité dans les mesures, nous avons fait cette investigation en une période de temps très courte (moins de 15 jours).

Nous avons ainsi relevé trois cent sept points, correspondant tous à des sources et non à des eaux de ruissellement, cela est indispensable car il peut y avoir modification des concentrations au cours des circulations en surface, soit par apport d'éléments nouveaux soit par précipitation.

Remarque : nous avons d'ailleurs fait l'expérience de suivre l'évolution de la résistivité électrique tout au long d'un cours d'eau et l'on observe facilement les variations de charge.

c - Les résultats

Sur un fond de carte topographique du bassin versant de Theys a été reporté un certain nombre de points de mesure (cf. Pl. 27). A chacun d'eux nous avons affecté un indice de 1 à 10 correspondant aux résistivités suivantes :

- 1 résistivité électrique des eaux de source inférieure à 1 500 ohm cm à 20° C
- 2 " " " " " comprise entre 1 500 et 2 500 ohm cm
- 3 " " " " " " " 2 500 et 3 500 ohm cm
- 4 " " " " " " " 3 500 et 4 500 ohm cm
- 5 " " " " " " " 4 500 et 5 500 ohm cm
- 6 " " " " " " " 5 500 et 6 500 ohm cm
- 7 " " " " " " " 6 500 et 7 500 ohm cm
- 8 " " " " " " " 7 500 et 8 500 ohm cm
- 9 " " " " " " " 8 500 et 9 500 ohm cm
- 10 " " " " " " " supérieure à 9 500 ohm cm.

Puis nous avons relié entre eux les points d'égale résistivité électrique et on obtient ainsi une carte en courbes très intéressante à étudier.

d - Interprétation

La répartition de ces courbes d'égale résistivité laisse apparaître quatre zones successives, qui sont d'Ouest en Est:

- une zone très large limitée par la courbe 2,
- une zone centrale très complexe, asymétrique,
- une plage très étendue bordée par la courbe 10,
- un couloir relativement étroit traversant la zone précédente, avec des valeurs très faibles pouvant atteindre la courbe 1 dans certains secteurs.

BASSIN VERSANT DE THEYS

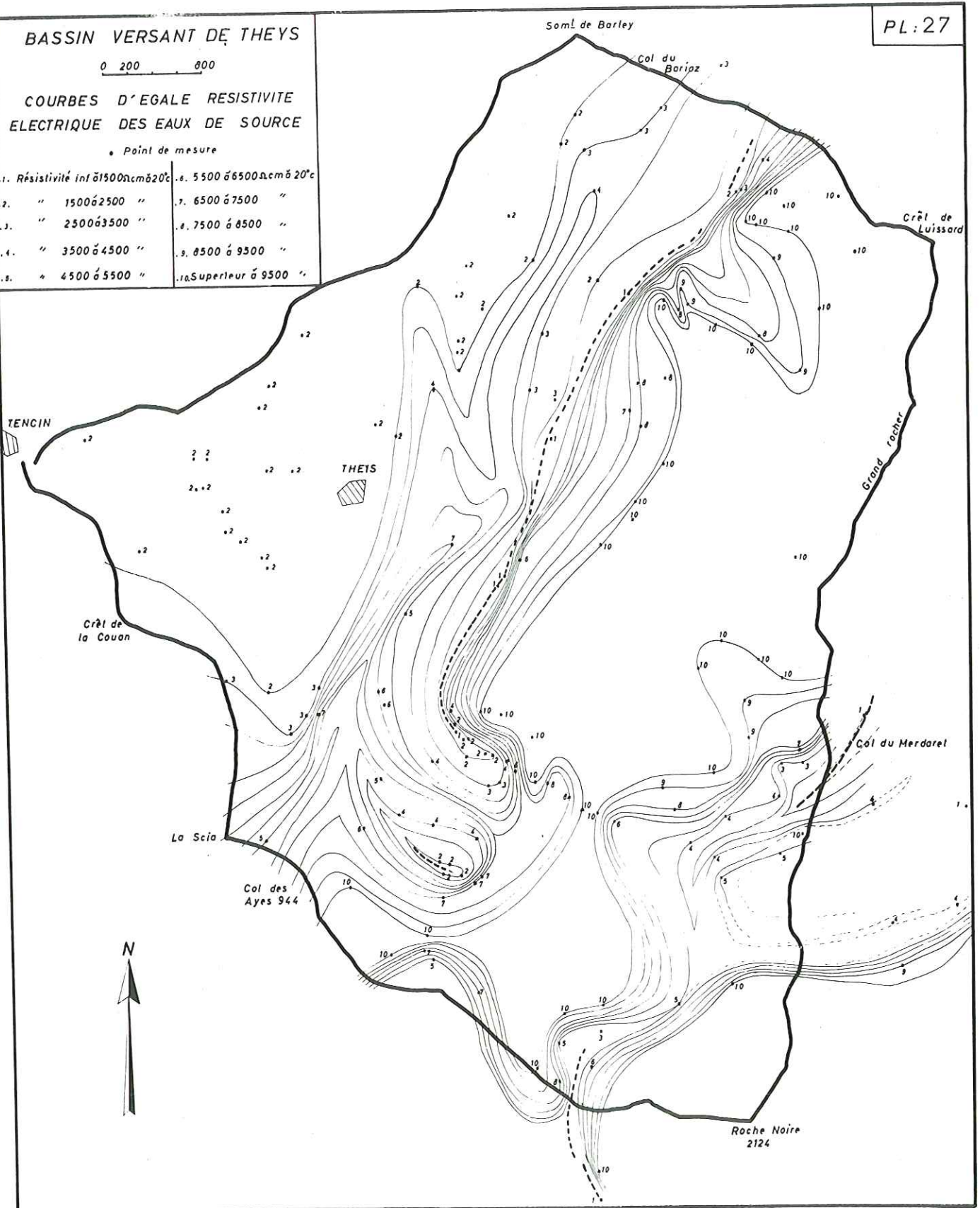
0 200 800

COURBES D'EGALE RESISTIVITE ELECTRIQUE DES EAUX DE SOURCE

Point de mesure

1. Résistivité inf à 1500 $\Omega \cdot \text{cm}$ à 20°C	6. 5500 à 6500 $\Omega \cdot \text{cm}$ à 20°C
2. " 1500 à 2500 "	7. 6500 à 7500 "
3. " 2500 à 3500 "	8. 7500 à 8500 "
4. " 3500 à 4500 "	9. 8500 à 9500 "
5. " 4500 à 5500 "	10. Supérieur à 9500 "

PL:27



Nous allons reprendre l'interprétation de chacune de ces zones, d'Ouest en Est :

1 - Zone ouest limitée par la courbe 2

Cette partie couvre l'ensemble des collines bordières du Grésivaudan, depuis le sommet de Barley au Nord, le Plan de la Malade et le pied du Crêt de la Couan au Sud.

Les eaux de source ont, dans ce secteur, des résistivités comprises entre 1 500 et 2 500 ohm cm à 20° C, ce qui traduit la présence d'ions en grande proportion dans ces eaux.

D'autre part on constate que cette plage est plus étroite au Nord de Theys qu'au Sud. Si on revient à la carte géologique du bassin on s'aperçoit que nous sommes dans la série des calcaires du Jurassique, mais surtout que le recouvrement morainique est relativement faible entre Theys et Tencin, et qu'il épaisse vers le Nord. Nous avons signalé de nombreux glissements de terrain dans cette zone et il est curieux de constater que la courbe 2 passe à la limite des glissements, on est de ce fait amené à envisager le rôle de la "moraine" sur l'évolution de la résistivité électrique des eaux : les eaux ayant circulé au contact des calcaires présentent des charges importantes conférant des résistivités comprises entre 1 500 et 2 500 ohm cm, ces mêmes eaux perdent une partie de leur charge au travers des moraines et apparaissent avec des résistivités supérieures.

2 - Zone centrale

Comme nous l'avons montré plus haut la zone qui s'étend, du Nord au Sud, du col du Barioz au col des Ayes est très complexe. Il nous faut distinguer plusieurs ensembles.

* - Si on assimile les courbes d'égale résistivité à des courbes de niveau, au col du Barioz nous pouvons dessiner une petite butte symétrique ayant à sa base la courbe 2 et au sommet la courbe 3, puis la crête s'élève et on atteint les courbes 4, 5, 6 et enfin 7 au niveau de Theys. Plus au Sud encore, on voit que notre butte, tout en gardant son sommet à la "côte" 7, s'étale très largement du col des Ayes à la Scia et au Crêt de la Couan.

Cette croupe occupe la place de la gouttière géographique que l'on peut suivre d'un col à l'autre, parallèle à la vallée du Grésivaudan. Au niveau du col du Barioz, le recouvrement morainique est quasiment nul et nous avons des eaux très chargées avec les courbes 2 et 3, c'est-à-dire des résistivités comprises entre 1 500 et 3 500 ohm cm. Cette résistivité augmente progressivement vers le Sud pour atteindre 7 500 ohm cm, il s'agit donc d'une eau de moins en moins chargée. Sur le terrain nous constatons qu'effectivement, du Nord au Sud, le recouvrement a une tendance très nette à s'épaissir. Nous sommes exactement dans l'axe de ces "terrasses" emboîtées dont nous parlions au chapitre II.

Contrairement à ce qui se passe au Nord, au col des Ayes, le recouvrement est important puisque nous avons des résistivités électriques des eaux comprises entre 4 500 et 7 500 ohm cm.

* - Faisant suite vers l'Est à la crête nous trouvons au contraire une gorge très étroite et asymétrique.

Son versant ouest décroît de 2 à 1 alors que son versant est croît de 1 à 10.

Nous avons donc là un niveau d'où sortent des eaux extrêmement chargées, ayant des résistivités électriques inférieures à 1 500 ohm cm.

Cet axe est assez continu, il part au Nord du plateau Laval, passe au hameau de Chaboud, poursuit au Sud vers la grange Gayet, les sources de la côte 844, les sources des Glapigneux où l'on a un premier "crochet" vers l'Est qui suit le cours du ruisseau de Pierre Herse. On retrouve, légèrement au Sud, une nouvelle ébauche de cet axe, mais avec une orientation toute autre : Est-Ouest.

La présence de cet axe pratiquement parallèle au massif de Belledonne est assez troublante. En effet, nous savons qu'il y a du "Trias" au plateau Laval et au Pré Grenon (Trias que nous avons décrit au chapitre II) nous retrouvons ce même Trias aux Glapigneux et toutes les sources sortant de ces terrains sont très chargées en SO_4 , Mg et Ca, ces éléments provenant de l'attaque très forte de la dolomie par les eaux souterraines, d'où les résistivités très faibles observées.

Par contre le Trias n'est pas connu entre ces extrêmes.

Peut-on penser qu'il existe réellement sous la couverture morainique ? Nous verrons dans le paragraphe suivant comment les analyses chimiques des eaux nous permettent de lever l'interrogation.

Le versant est de la "gorge" est très escarpé car on atteint très rapidement la courbe 10. Il y a donc un passage quasi instantané de résistivité très faible à des résistivités très élevées.

Cela sous entend naturellement des eaux d'origines très différentes, les unes provenant de secteurs où la roche est facilement lessivée et les autres de roches très résistantes à l'attaque par les eaux agressives.

La géologie nous révèle que nous passons effectivement des niveaux calcaires et dolomitiques du Lias et du Trias aux pélites versicolores du Permien.

Ici aussi nous pouvons juger de l'influence des moraines sur les résistivités des eaux. En effet, le contact Trias ou Lias / Permien se fait vers la cote 950 m, or, les eaux sortant à cette cote de la moraine présentent des résistivités relativement faibles ou moyennes (5. 6. 7.) soit de 4 500 - 7 500 ohm cm.

Il faut remarquer deux anomalies importantes dans le schéma que nous venons de faire.

Tout d'abord au Nord, dans le secteur du Rif Ajout, ruisseau du Merle, rocher de la Tuine de l'Ours, il y a une profonde invagination avec des résistivités qui croissent très lentement.

Cette anomalie est très certainement liée à la présence dans les pélites du Permien de très nombreux et importants filons de sidérose. L'altération de ces filons entraîne la présence de carbonate en quantité non négligeable dans les eaux les ayant parcouru. C'est le cas, en particulier, de la source 2b qui a une résistivité de 7 775 ohm cm bien que sortant directement du Permien sans couverture morainique, mais elle présente un taux élevé de carbonate : 78,08 mg/l et 0,16 mg/l de fer.

La deuxième anomalie se situe dans la gorge de Pierre Herse, on a là une brusque variation de la direction de l'axe de faible résistivité. Il est possible de rattacher cette variation à l'accident dont nous faisons mention lors de la description de la source des Glapigneux. Cette fracture de direction N 120° E fait ressentir son effet très haut dans la vallée, puisqu'on retrouve successivement Lias/Trias/Lias/Trias/Permien ; le dernier contact se faisant suivant une directe N 60° E.

On peut également attribuer à une fracture N 120° E la petite digitation que l'on a au Sud de la première anomalie décrite.

Ainsi l'étude de la résistivité électrique des eaux nous fournit des indications précieuses sur la nature du terrain dans lequel circule l'eau, mais également peut nous permettre de déceler des anomalies tectoniques. L'étude des secteurs suivants va nous en fournir la preuve.

3 - Zone est

Nous diviserons cette troisième partie également en deux ensembles :

* - Une zone de "plateau" d'altitude 10 qui s'étend du Crêt Luissard au Nord, au Grand Rocher puis se rétrécit au droit du col du Merdaret, enfin se divise en deux parties : une qui se dirige vers le col des Ayes et l'autre qui constitue le massif de Roche Noire, au Sud. Entre ces deux ensembles se trouve un couloir tourmenté que nous étudierons plus loin.

La carte géologique révèle la présence, sur la partie nord de notre plateau, d'une grande masse de pélites du Permien avec un recouvrement morainique récent très faible.

Sous le Crêt Luissard nous avons un "coin" de roches cristallines appartenant au rameau externe. Les résistivités électriques des eaux de source sortant du Permien et du Cristallin sont supérieures à 9 500 ohm cm. Ce seul critère physique ne nous permet donc pas de connaître la nature des terrains traversés par les eaux. Le secteur de Roche Noire confirme cette notion car les eaux ayant circulées dans les schistes cristallins présentent également des résistivités supérieures à 9 500 ohm cm.

La partie sud de notre plateau est, comme nous l'avons signalé plus haut plus étroite. Il faut rechercher l'explication de cette anomalie dans la tectonique du bassin. L'étroit se situe au niveau de la gorge de Pierre Herse caractérisé par une fracture N 120° E qui est à l'origine également du changement de direction de la courbe I dont nous avons fait mention dans le paragraphe précédent.

Il est à remarquer que le recouvrement morainique s'étale très en altitude au Sud de cette gorge et notamment dans le secteur de la Butte de Pipay.

Cela peut expliquer les courbes sinueuses et décroissantes que l'on observe dans ce secteur.

* - A partir du col du Merdaret en direction du Sud Ouest, nous avons un couloir plus ou moins étroit et asymétrique ; sa bordure ouest étant plus accidentée que sa rive est. Ce couloir présente la particularité d'avoir à ses extrémités deux surcreusements qui atteignent les courbes I (inférieures à 1 500 ohm cm) séparés par un seuil de cote 5.

La géologie montre que nous sommes en présence d'une zone tectonique très importante : "le synclinal médian".

Nous avons là, rassemblés sur un espace réduit, des éléments d'âge et d'origine différents : schistes du Houiller, quelques lambeaux de Permien, cagneules du Trias, calcaires du Lias. Cela explique l'apparente anarchie des valeurs recueillies dans ce secteur.

Toutefois, les valeurs décroissantes de 10 à 5 sur la bordure ouest, et en particulier les digitations que l'on observe, s'expliquent très facilement. En effet, il est possible que des eaux chargées à l'origine dans le Trias et circulant dans diverses fractures apparaissent en surface formant des auréoles de résistivité de plus en plus élevée.

L'orientation de l'axe de ces digitations est sensiblement N 120° E, orientation fréquente dans la tectonique du secteur.

La bordure orientale est nettement plus redressée, soulignant par cela, la prédominance des terrains cristallins, ainsi que le sens de l'écoulement souterrain des eaux.

Il est possible de reprendre l'ensemble de la carte des courbes d'égale résistivité et de grouper en classes de diverses valeurs ; on obtient alors une carte de zones d'égale résistivité.

Nous avons choisi quatre classes : (cf. Pl. 28)

- résistivité électrique inférieure à 2 000 ohm cm,
- " " comprise entre 2 000 et 5 000 ohm cm,
- " " " " 5 000 et 10 000 ohm cm,
- " " supérieure à 10 000 ohm cm.

Cette nouvelle forme d'interprétation permet une comparaison plus facile avec la carte géologique du bassin, on y reconnaît en effet les grands ensembles suivants :





- les calcaires du Jurassique affleurant dans la gorge du Merdaret à l'aval de Theys, ainsi qu'en rive droite du ruisseau de la Coche, caractérisés par des résistivités inférieures à 2 000 ohm cm à 20°C;
- les lambeaux de Trias qui soulignent le contact anormal Lias/Permien, eux aussi caractérisés par des résistivités inférieures à 2 000 ohm cm ;
- la couverture morainique de la série jurassique avec des résistivités comprises entre 2 000 et 5 000 ohm cm ;
- la couverture morainique épaisse sur les calcaires, ainsi que les moraines latérales qui couvrent les contacts Lias/Trias/Permien, avec des résistivités comprises entre 5 000 et 10 000 ohm cm ;
- la masse des grès permien et des schistes cristallins où l'on a des résistivités supérieures à 10 000 ohm cm ;
- enfin la présence de l'accident majeur du "synclinal médian" est bien esquissée par la succession décroissante des résistivités.

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

BASSIN VERSANT DE THEYS

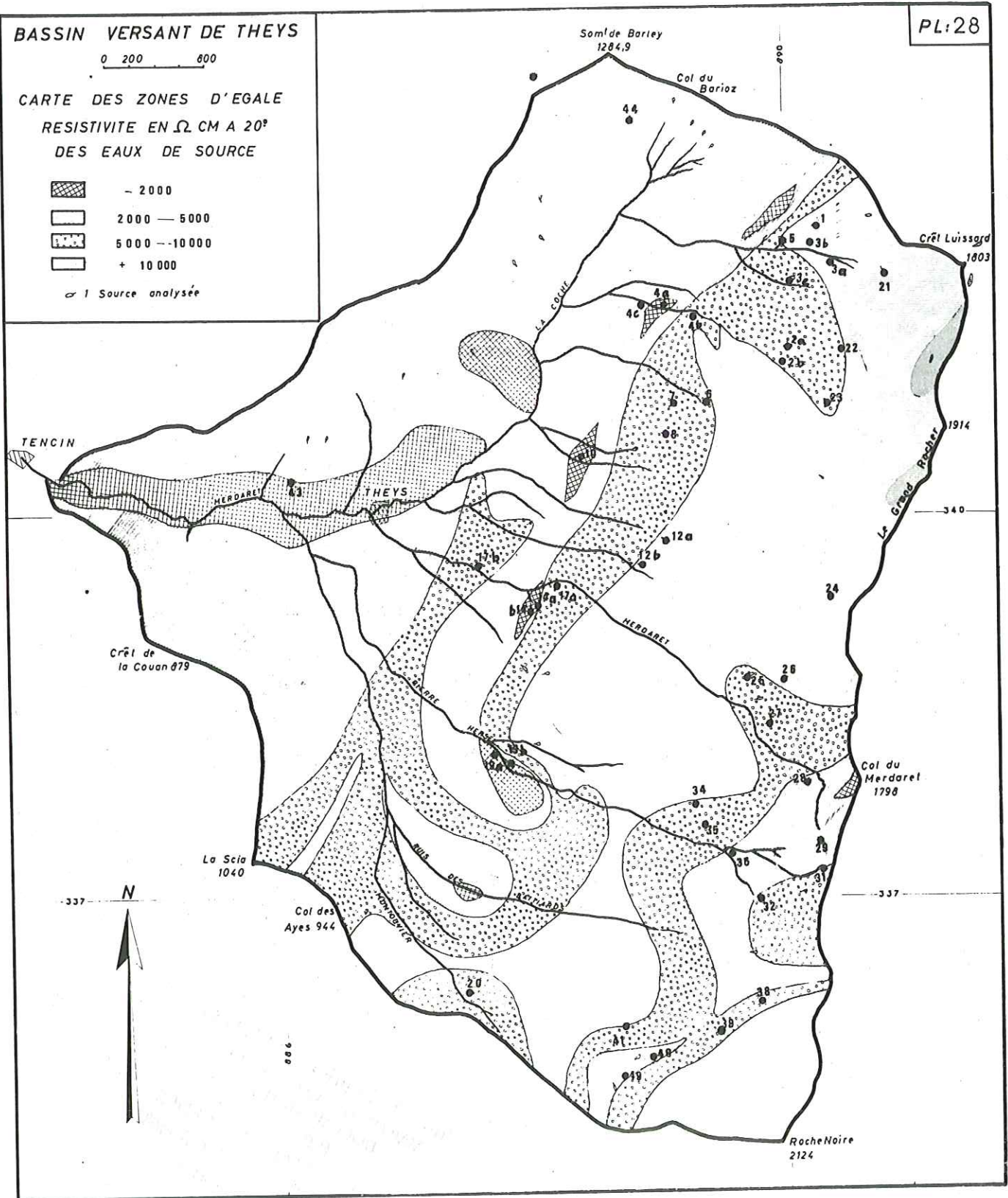
0 200 600

CARTE DES ZONES D'EGALE
RESISTIVITE EN Ω CM A 20°
DES EAUX DE SOURCE

-  - 2000
-  2000 - 5000
-  5000 - 10000
-  + 10000

○ 1 Source analysée

PL:28



On peut alors établir le tableau suivant :

Résistivité en ohm cm à 20°	Terrain traversé par les eaux de source
- inférieure à 1 500	= calcaire dolomitique - cargneules
- 1 500 à 2 500	= calcaire et calcaire marneux
- 2 500 à 7 500	= moraine (suivant épaisseur) sur des calcaires = schiste
- 6 500 à 9 500	= moraine (suivant épaisseur) sur des grès et des schistes cristallins
- supérieure à 9 500	= grès - pélites = schistes cristallins

Ce tableau fait la synthèse de l'ensemble des observations faites sur le terrain et des résultats des mesures. Il traduit également l'importance que peut avoir la connaissance de la résistivité électrique des eaux de source. Cette étude physique ne peut être qu'un moyen d'investigation, "un outil de réflexion" susceptible d'orienter certaines conceptions sur la géologie d'un secteur.

Cette méthode de recherche ne peut pas tout résoudre, il est nécessaire de l'utiliser avec d'autres méthodes, mais elle permet de circonscrire les problèmes. Enfin, d'un emploi facile, elle ne nécessite pas la mise en œuvre d'un matériel important.

TABLEAU IV

ANALYSES DES EAUX DE SOURCE DU BASSIN VERSANT DE THEYS
(en mg/l)

Source N°	Résistivité	Groupe	pH	Th	TAC	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	Fe ⁺³	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	SiO ₂	CO ₃ H ⁻	Cadre géologique
14b	764	0	7,15	84,4		0,7	4,5	630	-	244	57	2,92	10,4	175,0	T
48b	772	"	7,1	83	1,475	-	10	744	0,05	293	35	6	6	90	M
4a	1072	1	6,9	65,9	13,9	0,9	2,5	455	-	187	47	1,62	9,2	169,5	M
4c	1140	"	6,9	65,8	14,1	0,55	4,5	440	-	181	50	2,92	9,0	172,0	M
10	1390	"	6,15	45,8	15,5	0,45	2,5	250	-	131	32	1,62	9,6	189,1	M
14a	1835	"	7,2	31,4	9,9	0,36	4	190	-	71,3	33	2,60	11,6	120,7	T
19a	1273	"	6,95	49,8	14,2	0,85	4	380	-	146	35,5	2,6	9	173,2	T
LF 10	1390	"	7,1	48			6,5	403	0,05	173	15,5	4	5	90	M
43	1620	"	7	36,4	31,6	16,7	7	40	-	104	25	4,5	11,6	385,5	L
44	1995	"	6,9	30,4	27,8	0,3	2,5	8	-	106	9,2	1,62	9,2	339,1	L
19b	2495	2	6,95	23,2	17,5	1,6	4	49	-	56	22	2,6	8,2	213,5	L/T
28	3350	3	7,15	17	16,25	0,35	4,5	4	-	41	16,3	2,92	9,8	198,2	M
32	3510	"	7,10	15,2	10,25	-	4	45	-	30,5	18	2,6	6,4	125,0	H
40	3465	"	6,9	15,6	7,3	0,85	3	64	-	37,	15,5	1,95	7,2	89,0	M
LF 4	4210	4	7,1	11,5			5,6	45	-	32	10	3,4	4	86	M
20	4825	"	6,9	10,4	9,6	0,15	4	5,5	-	29	7,3	2,6	8,5	117,1	M
31	4600	"	7,1	11,8	10,2	0,75	4	10	-	33	8,8	2,6	5,4	124,4	H
36	4195	"	7,15	13,6	13,3	0,75	4	3	-	33	13	2,6	5,8	162,2	SCE
39	4560	"	7,0	12,6	9,8	0,1	3,5	19	-	37	8,5	2,28	7	119,5	M
LA 49	5830	5	7	8			7,2	25	-	18	9	4,7	4	62	M
8	6970	6	6,95	7,3	7,2	0,75	4,5	1	0,04	21,6	4,4	2,92	8,4	87,8	M
17a	6165	"	6,80	7,85	5,77	0,35	1,5	15,5	-	16	9,2	0,96	9	70,3	M
17b	6970	"	6,80	7,15	5,8	0,45	2,5	11	-	15,2	7,8	1,62	8,7	70,7	M
2b	7775	7	6,95	6,8	6,4	0,3	2,0	2	0,16	12	6	1,3	9,2	78	P
6	7640	"	7	6,8	6,5	0,35	4,0	3	-	16	6,8	2,6	7,6	79,3	M
7	7640	"	6,75	6,6	6,4	-	4	2	-	19	4,4	2,6	7,8	78	M

35	7910	"	6,9	6,55	6,2	1,25	5	2,5	-	14,4	7,2	3,25	7,8	75,6	SCEx
3b	8710	8	6,85	6,10	5,65	2,65	1,5	3	-	13,6	6,3	0,97	7,8	68,9	P
3c	8845	"	6,75	6,10	5,7	2,55	3,5	2	-	10,4	8	4,28	7	69,5	P
4b	8445	"	6,90	6,35	5,1	0,35	4	3	0,08	9,6	8	2,6	7,8	62,2	P
27	8820	"	7	6			7	5,5	-	13,5	8,3	4,5	3	71	M
34	8817	"	6,85	6,4	6,15	0,75	4	2	-	15,2	6,3	2,6	6,8	75,0	M
5	9250	9	6,75	5,8	5,4	0,9	4,5	2	-	17	5,0	2,92	7,0	65,8	M
LF 5	9085	"	7,0	6			5,5	6	-	12	9,5	3,3	4	70	M
23	9250	"	6,85	5,9	5,5	1	4,5	3	-	9,6	5,8	2,92	7,2	67,1	P
26	9750	"	6,95	5,5			7,2	5,8	-	9,5	9	4,7	3,2	56	M
2a	10855	10	6,85	4,9	4,5	0,35	3,5	2	-	8,0	6	2,28	7,2	54,9	P
41	10985	"	6,9	4,65	4,2	0,15	3,5	3	-	11,5	4,4	2,88	7,0	51,2	M
3a	11660	11	6,9	4,3	3,8	3,1	4,5	3		12	3,4	2,92	7	46,3	M
LF 13	12690	12	6,8	3,5			6	5	-	6,5	5,5	3,8	3,2	36	M
22	13400	13	6,9	4,7	4,1	0,15	4,5	4	-	7,2	6,3	2,92	7	50	P
LA 48	13305	"	6,9	3,5			6,4	2,5	-	8	4,5	4	4	41	M
1	14750	14	6,7	3,45	3,0	3,4	3,0	2	-	9,6	2	1,95	7,2	36,6	M
12a	14850	"	6,85	3,65	3,4	0,3	4,5	2	-	6,4	4,0	2,92	7	41,4	P
12b	14350	"	6,9	3,6	3,4	0,36	4,5	2	-	7,2	4,4	2,92	8,2	41,4	P
24	14410	"	6,85	3,5			6,2	3,2	-	5,5	8	3,9	3	44	P
21	15250	15	6,85	3,6	3,3	0,05	4,5	2	-	6,4	4,8	2,92	6,4	40,2	M
25	17770	16	6,8	2,5			5,6	2,5	-	2,1	7,5	3,4	3,5	34	M
38	25750	17	6,75	1,7	1,2	0,1	3	3	-	4,8	2	1,95	6	14,6	SCI n
29	52300	18	6,2	1	0,95	0,75	-	1,75	-	6	3	-	6,4	11,5	H

T = Trias
L = Lias
P = Permien

H = Houiller
SCEx = Schiste cristallin zone externe
SCI n = Schiste cristallin zone interne

M = Moraine

B. - ANALYSES CHIMIQUES

La résistivité électrique des eaux de source est un indice qui permet d'apprécier la "charge" totale en éléments dissous. Mais deux échantillons présentant la même résistivité ne contiennent pas forcément les mêmes éléments en solution. Il était donc important d'associer à l'étude physique, une analyse chimique des eaux.

Nous avons sélectionné une cinquantaine de sources pour définir les diagrammes types de celles dont on connaît le cadre hydrogéologique, et de les comparer à ceux des sources dont on ignore l'origine.

Sur chaque échantillon nous avons retenu les éléments suivants :
résistivité, pH, TH, TAC, NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , Fe^{+3} , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , SiO_2 , CO_3H^- .

Pour permettre une investigation plus rapide des résultats nous avons groupé les analyses en fonction des résistivités.

Le tableau IV donne les résultats des analyses. Le numéro des sources permet de les localiser sur la carte géologique et sur celle des zones d'égale résistivité.

Il est difficile de comparer des analyses d'eau entre elles, à la simple lecture des résultats, nous avons préféré une représentation graphique, et parmi tous les types de représentation nous avons choisi le diagramme logarithmique Berkaloff-Schoeller.

Ce diagramme a de très nombreux avantages, en particulier de ne nécessiter aucun calcul, d'autre part il est possible de représenter sur un seul diagramme plusieurs analyses, ce qui facilite encore les comparaisons.

Nous avons donc un diagramme par groupes de sources dont les résistivités sont du même ordre de grandeur :

- groupe 0 résistivité inférieure à 1 000 ohm cm à 20°C
- groupe 1 résistivité comprise entre 1 000 et 2 000 ohm cm à 20° C
- groupe 2 " " " 2 000 et 3 000 ohm cm à 20° C
- groupe 3 " " " 3 000 et 4 000 ohm cm à 20° C.

a - Commentaires des diagrammes

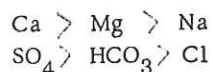
- Groupe 0

Nous avons dans ce groupe deux sources : 14b et 48b.

Les analyses de ces deux eaux présentent des diagrammes tout à fait identiques et caractérisés par :

- + teneur en SO_4 très élevée (744 et 630 mg/l)
- + teneur en CO_3H plus faible (175 et 90 mg/l)
- + teneur en Ca moyenne
- + teneur en Mg forte.

Les formules caractéristiques de la composition chimique de ces eaux s'écrivent de la façon suivante :

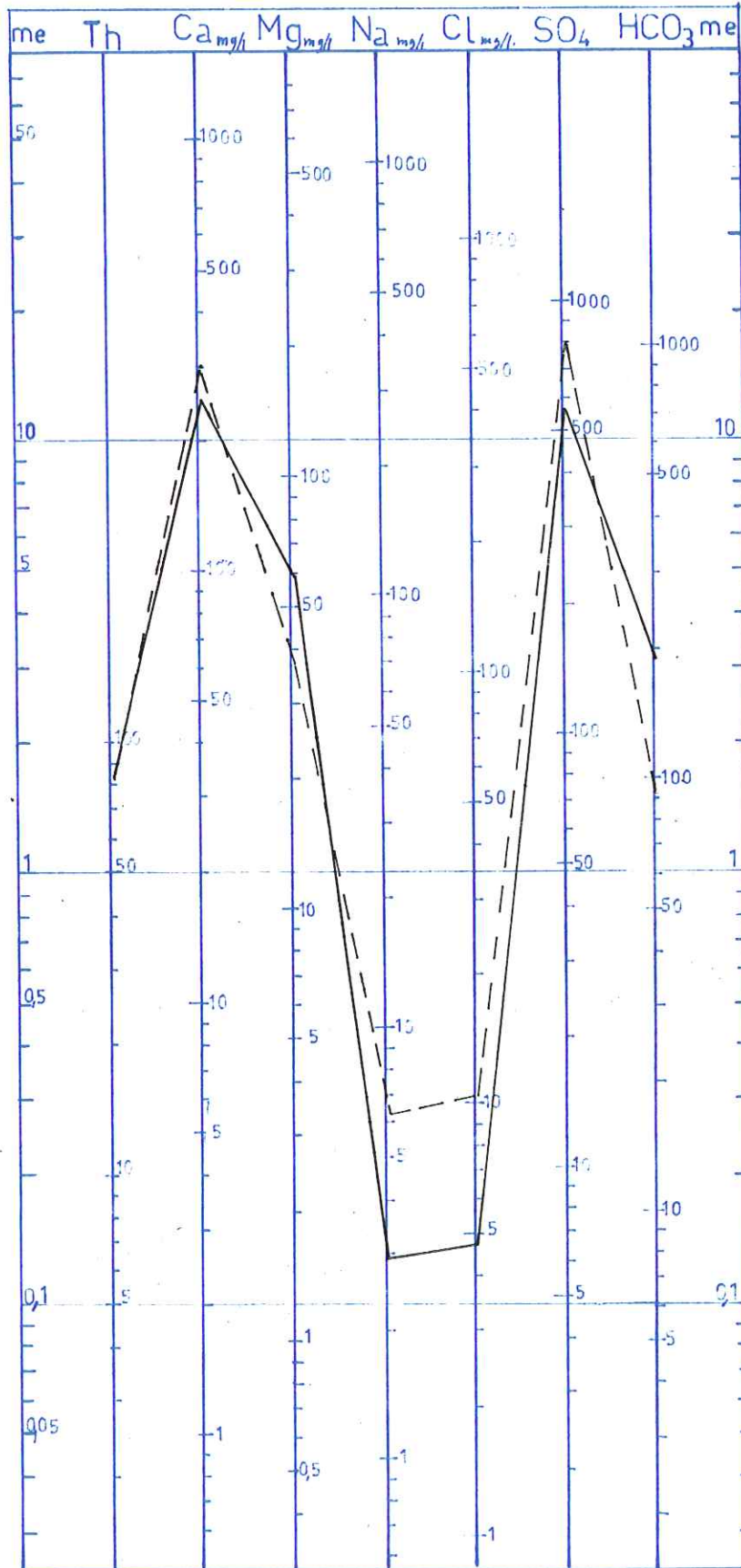


Au point de vue cadre géologique, la source 48b émerge d'une zone marécageuse dans une importante couverture morainique. La source 14b sort également des moraines, mais elle dépose énormément de tuf. La présence de ces dépôts, ainsi que la prédominance des sulfates sur les carbonates laissent à penser que ces eaux ont lessivé un terrain riche en sulfate de calcium et de magnésium, or seules les séries du Trias répondent à ces caractéristiques.

Ainsi les eaux des sources 48b et 14b auraient cheminé dans les séries triasiques avant d'apparaître en surface.

GR 0

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE



— 14b
- - 48b

- Groupe 1

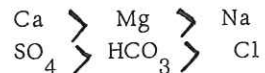
Dans ce groupe 1 nous trouvons huit sources.

L'étude des diagrammes fait apparaître deux ensembles :

- sources dont les teneurs en sulfates sont fortes,
- sources dont les teneurs en sulfates sont moyennes à faibles.

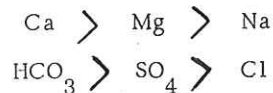
Au premier ensemble appartiennent les sources 4a, 4c, 10, 14a, 19a et L F 10.

Les formules caractéristiques des compositions chimiques de ces eaux s'écrivent :



Ces sources s'apparentent à celles du groupe précédent. D'ailleurs la source 14a est toute proche de la source 14b, et présente surtout les mêmes dépôts de tuf. On retrouve également du tuf au griffon de la source 10. On peut donc tirer les mêmes conclusions que pour le groupe O. Ce premier ensemble de sources est lié à la présence, en profondeur, de niveaux de calcaires dolomitiques ou de cargneules, donc à la présence du Trias.

Le deuxième ensemble avec les sources 43 et 44a, des formules caractéristiques très différentes :



Il y a une prédominance des carbonates sur les sulfates ; ces carbonates provenant des niveaux calcaires dissous.

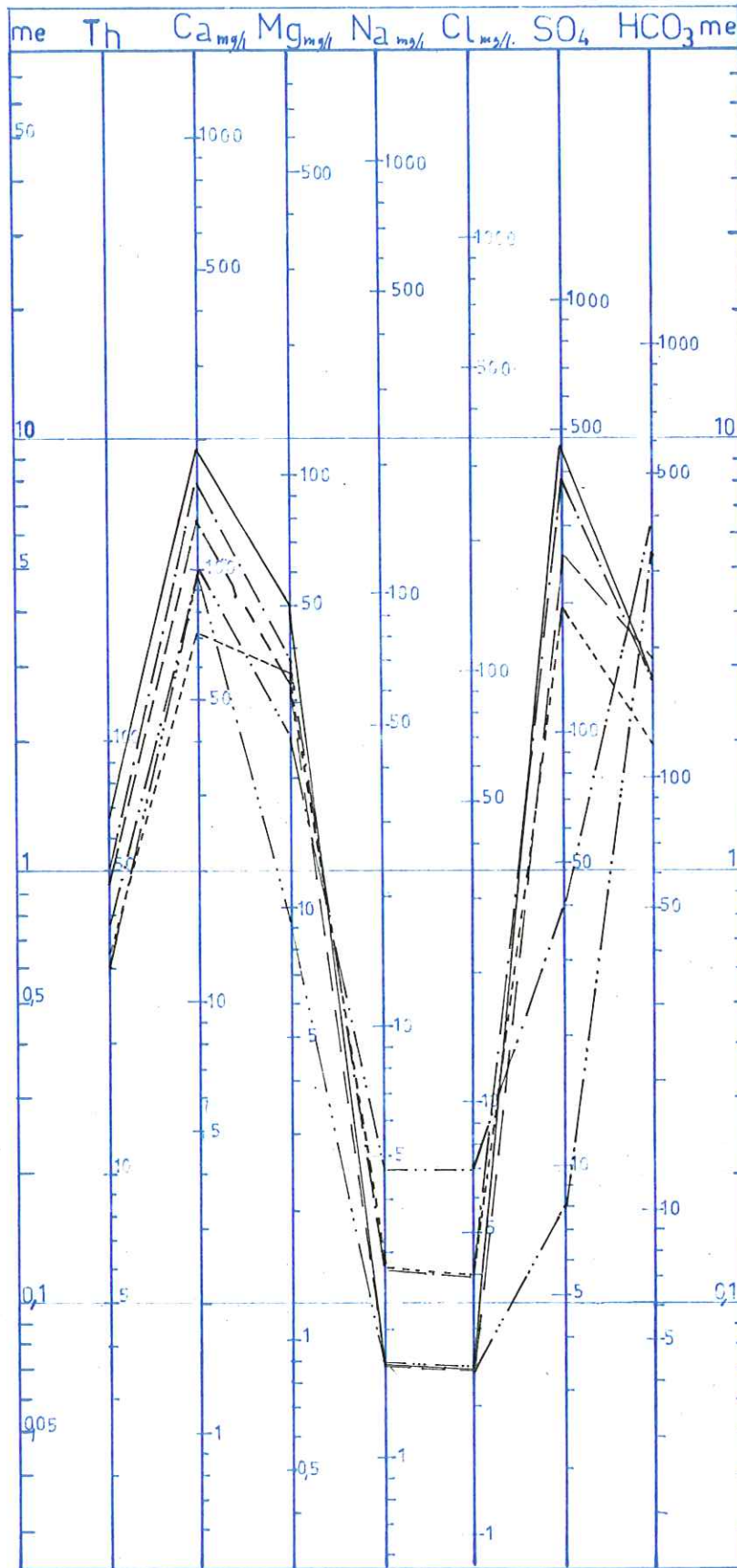
La source 44, en particulier, émerge directement des calcaires en plaquettes marneux de l'Aalénien.

Dans ce groupe 1 nous avons donc deux types de diagrammes :

- une courbe présentant un maximum pour les teneurs en sulfates qui caractérise les eaux liées au Trias dolomitique ;
- une courbe avec prédominance des carbonates qui trahit la présence des calcaires du "Lias" (nous appelons "Lias" la série calcaire qui domine le Grésivaudan en rive gauche).

GR 1

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

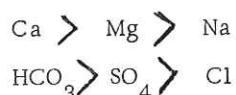


- Groupe 2

Nous ne trouvons dans ce groupe qu'une seule analyse ; celle de la source 19 b.

C'est une source qui sort au contact Trias/Lias dans la gorge de la Pierre Herse, à environ 150 m à l'amont de la source des Glapigneux (19 a).

Ses formules caractéristiques s'écrivent :



En fait l'écriture de ces formules montre que les eaux de cette source ont circulé dans des séries calcaires et non dans des zones dolomitiques puisqu'il y a prédominance des carbonates.

Avant de passer à l'étude des groupes suivants nous voudrions tirer les premiers renseignements de ces diagrammes.

- Nous avons essentiellement étudié les eaux dont la résistivité électrique était inférieure à 3 000 ohm/cm à 20° C. Ce sont donc des eaux très chargées qui ont circulé dans des milieux facilement lessivables. Nous avons ainsi obtenu deux types de courbes ; l'une que nous attribuons au Trias, l'autre au Lias, la distinction se faisant sur les teneurs relatives en carbonate ou en sulfate.

- Nous avons défini, pour chaque analyse, des rapports caractéristiques entre les divers éléments analysés, en particulier nous avons calculé les rapports suivants :

$$\frac{rMg}{rCa} \quad \text{et} \quad \frac{rSO_4}{rCl}$$

Pour les eaux liées au Trias nous obtenons les valeurs suivantes :

$$0,38 < \frac{rMg}{rCa} < 0,43 \quad \text{et} \quad 89 < \frac{rSO_4}{rCl} < 104$$

D'autre part les titres hydrotimétriques de ces eaux sont très élevés puisqu'ils oscillent entre 32° et 84°.

Pour les eaux du "Lias" ces mêmes rapports sont compris entre les valeurs suivantes :

$$0,14 < \frac{rMg}{rCa} < 0,92 \quad \text{et} \quad 2,37 < \frac{rSO_4}{rCl} < 9,10$$

les titres hydrotimétriques sont compris entre 23° et 36°.

Ce sont là des valeurs qui sont conformes à celles données par les différents auteurs.

A partir des groupes suivants nous allons rencontrer des sources qui ont des résistivités de plus en plus élevées puisque supérieures à 3 000 ohm/cm à 20° C.

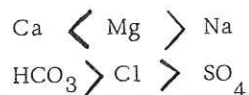
Nous savons en particulier que ces résistivités étaient obtenues d'une part dans la zone où la couverture moraine avait une épaisseur moyenne à forte ; et d'autre part dans les secteurs où les terrains en place sont plus difficilement altérables par les eaux souterraines.

- Groupe 3

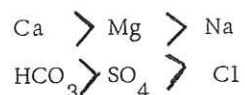
Nous trouvons dans ce groupe des diagrammes correspondant aux sources 28, 32 et 40. Ici aussi nous sommes en présence de deux types de tracés : un premier type (sources 32 et 40) mettant en évidence des "pointes" pour les éléments Mg et SO₄ ; le second (source 28) étant caractérisé par une teneur très faible en SO₄.

Les calculs des différentes formules caractéristiques aboutissent aux expressions suivantes :

- source 28

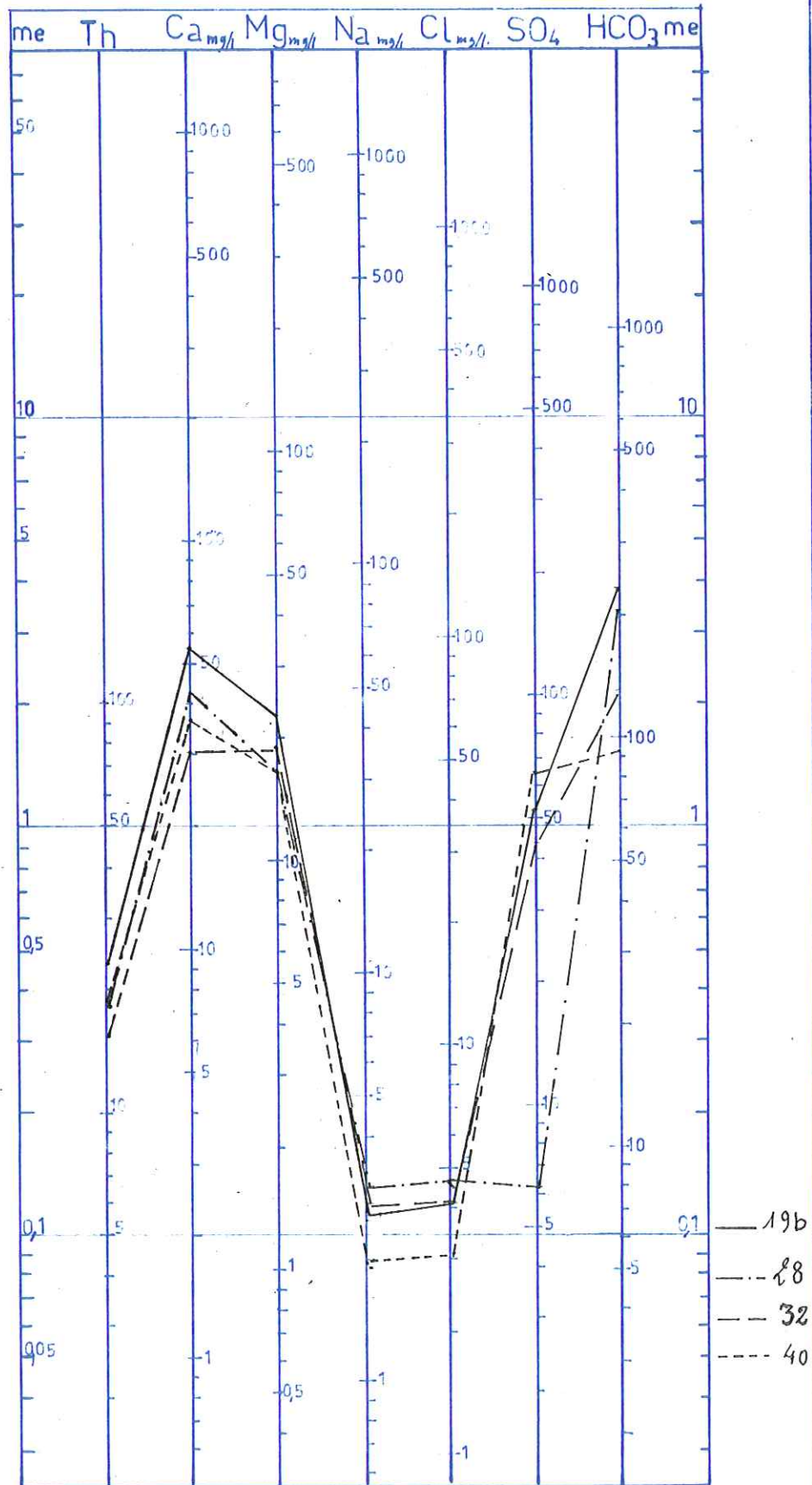


- sources 32 - 40



GR 2-3

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE



et les rapports ont les valeurs suivantes :

- source 28	$\frac{rMg}{rCa} = 0,64$	$\frac{rSO_4}{rCl} = 0,65$
- source 32	$\frac{rMg}{rCa} = 0,97$	$\frac{rSO_4}{rCl} = 8,35$
- source 40	$\frac{rMg}{rCa} = 0,69$	$\frac{rSO_4}{rCl} = 15,85$

Les résultats ci-dessus confirment l'idée générale dégagée par les graphiques : les sources 32 et 40 appartiennent à une même famille, différente de celle de la source 28.

Les émergences sont également très différentes ; la source 28 apparaît au Sud Ouest des chalets du col du Merdaret, dans une zone très marécageuse, où la série des grès permien a été reconnue. Toutefois, le graphique obtenu à partir des résultats d'analyse ne s'apparente pas exactement à ceux des autres sources sortant des mêmes grès, en particulier la teneur en HCO_3 est trop élevée. On peut partiellement expliquer cette anomalie en remarquant que cette source émerge très près du contact tectonique permien/trias du "synclinal médian". Il se pourrait donc qu'il y ait une contamination des eaux circulant au niveau des grès par des eaux provenant de zones plus propices à l'altération, cela expliquerait également la valeur élevée du TH : 17° .

La source 40 vient sourdre au niveau d'une petite butte dans les moraines qui couvrent très largement le vallon s'étendant entre la Butte de Pipay et la Montagne d'Oudis - Roche Noire.

La source 32 a un cadre hydrogéologique mieux défini, en effet cette source apparaît à la faveur d'une rupture de pente brusque dans les schistes noirs du Houiller.

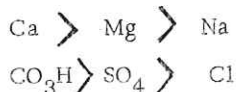
La similitude des deux graphiques nous conduit à penser que ces eaux ont circulé au contact des séries schisteuses du Houiller avant d'apparaître au milieu de la moraine ; le passage à travers la couverture ayant pour effet de modifier légèrement les rapports caractéristiques, tout en conservant des concentrations du même ordre de grandeur puisque les résistivités sont identiques, ainsi que les degrés hydrotimétriques.

- Groupe 4

Sont rassemblées dans ce groupe les sources 36, 31, 39 et 20.

Les diagrammes obtenus sont, dans leur première partie (TH, Ca, Mg, Na, Cl) sensiblement identiques ; seul celui de la source 36 se distingue par une plus grande teneur en magnésium. Par contre, la seconde partie des graphiques est spécifique de chaque source.

La source 20 (source des Ayes) émerge au front d'une rupture de pente dans un immense placage morainique. Ses formules et rapports caractéristiques s'écrivent :

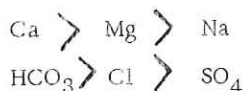


$$\frac{rMg}{rCa} = 0,41 \qquad \frac{rSO_4}{rCl} = 1,01$$

On ne peut, a priori, connaître l'origine de cette source, le substratum étant entièrement recouvert.

La source 36 apparaît légèrement à l'amont de la confluence de Pierre Herse et d'un autre petit ruisseau. Dans ce secteur affleure très largement la série des schistes cristallins de la zone externe de Belledonne. Mais cette émergence est dominée à quelques centaines de mètres par une barre de carneules appartenant au complexe du synclinal médian, cela peut expliquer la teneur relativement importante en HCO_3 de cette eau.

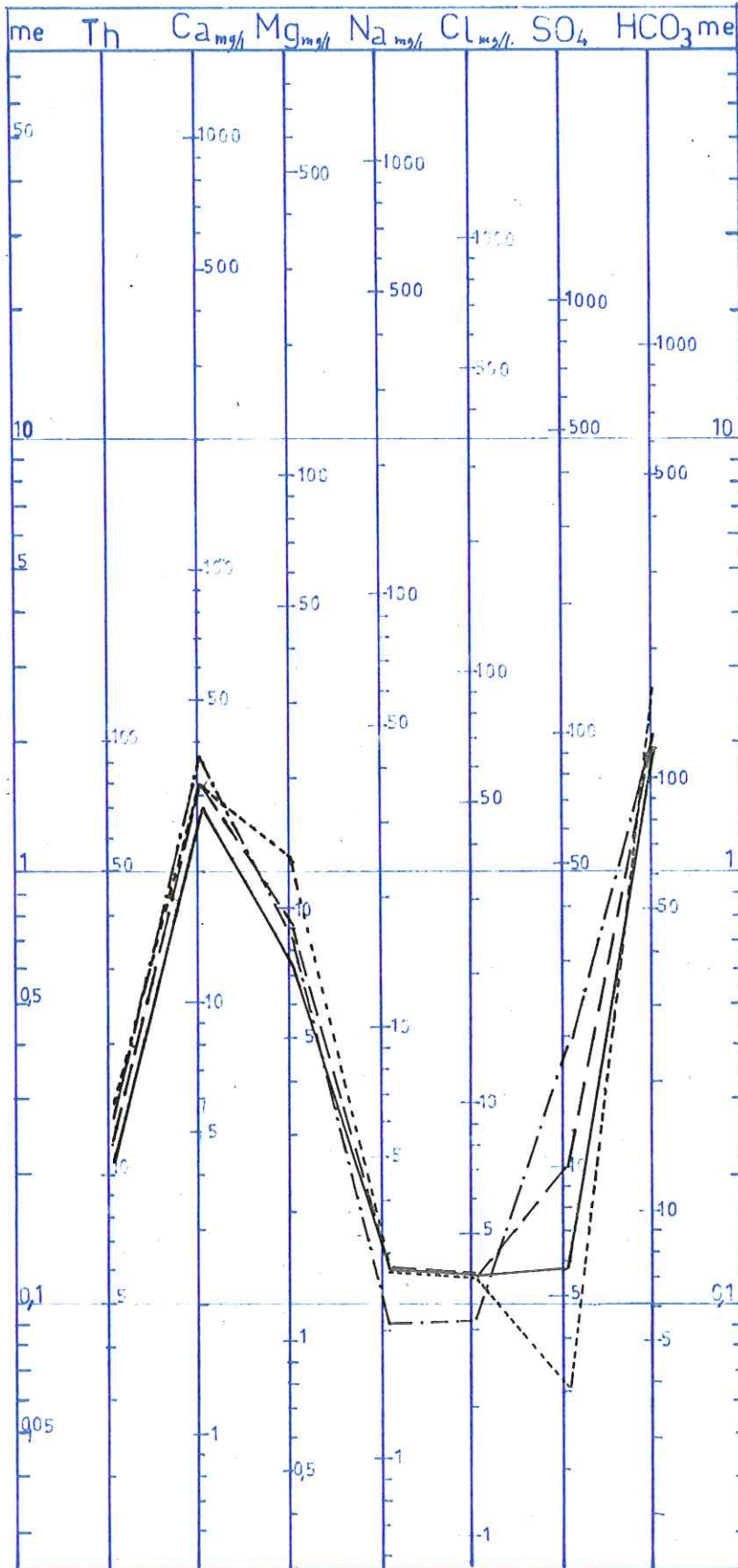
Les formules et les rapports caractéristiques sont différents des précédents :



$$\frac{rMg}{rCa} = 0,64 \qquad \frac{rSO_4}{rCl} = 0,55$$

GR 4

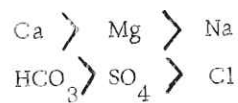
DIAGRAMME LOGARITHMIQUE



La source 31 (source de Pierre Herse) apparaît dans l'une des nombreuses ravines qui caractérisent la partie médiane du "synclinal médian" entre le Rocher de Monteynard et la montagne des Fanges. Les schistes noirs du Houiller sont largement représentés et définissent un cadre hydrogéologique précis de cette source.

Enfin la source 39 (chalet de Pipay dessus) est à l'origine d'une zone marécageuse dans la couverture morainique, il est donc difficile de définir le contexte géologique de cette source. Mais les formules et les valeurs des rapports caractéristiques, d'une part, et l'allure générale du diagramme d'autre part, font apparenter cette source à celle précédemment décrite émergeant des schistes du Houiller.

Dans les groupes 3 et 4 nous avons rencontré un certain nombre de sources liées aux schistes noirs du Houiller. L'étude hydrochimique nous permet de définir des fourchettes de valeurs des rapports caractéristiques :



d'autre part

$$\begin{array}{l} 0,38 < \frac{r\text{Mg}}{r\text{Ca}} < 0,97 \\ 1,85 < \frac{r\text{SO}_4}{r\text{Cl}} < 15,85 \end{array}$$

Ces observations sont précieuses car elles permettent d'attribuer au "Houiller" certaines sources sortant de zones morainiques, c'est en particulier le cas de la source 49 du groupe suivant.

- Groupe 5

Nous trouvons en effet dans ce groupe une seule source : 49. Elle apparaît dans les moraines du ravin de Pré Brunet, au pied de Roche Noire.

Le tracé du diagramme logarithmique est tout à fait comparable à ceux des sources 32, 40, 31, 39, qui sont liées au Houiller. D'autre part les calculs faits à partir des résultats d'analyse aboutissent aux expressions suivantes :



et

$$\frac{r\text{Mg}}{r\text{Ca}} = 0,82 \quad \frac{r\text{SO}_4}{r\text{Cl}} = 2,56$$

Ces valeurs s'inscrivent dans les fourchettes que nous avons définies.

Il était tout à fait normal de trouver dans ces groupes de résistivité comprise entre 3 000 et 6 000 ohm/cm des eaux liées à des terrains du type des schistes du Houiller.

Ce sont des valeurs moyennes qui traduisent la position particulière des schistes par rapport aux roches facilement altérables comme les calcaires ; et les roches plus dures, plus siliceuses comme les pélites.

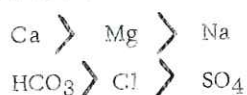
Au-dessus de 6 000 ohm/cm nous allons donc rencontrer des eaux ayant circulé au contact de roches siliceuses, il ne faut donc pas s'attendre à rencontrer des teneurs élevées en carbonate et en sulfate, ni des titres hydrotimétriques supérieurs à 8°.

- Groupe 6

Nous trouvons dans ce groupe les sources 17 a, 17 b et 8 qui présentent deux types de tracés différents ; les sources 17 a et 17 b ayant des tracés parallèles.

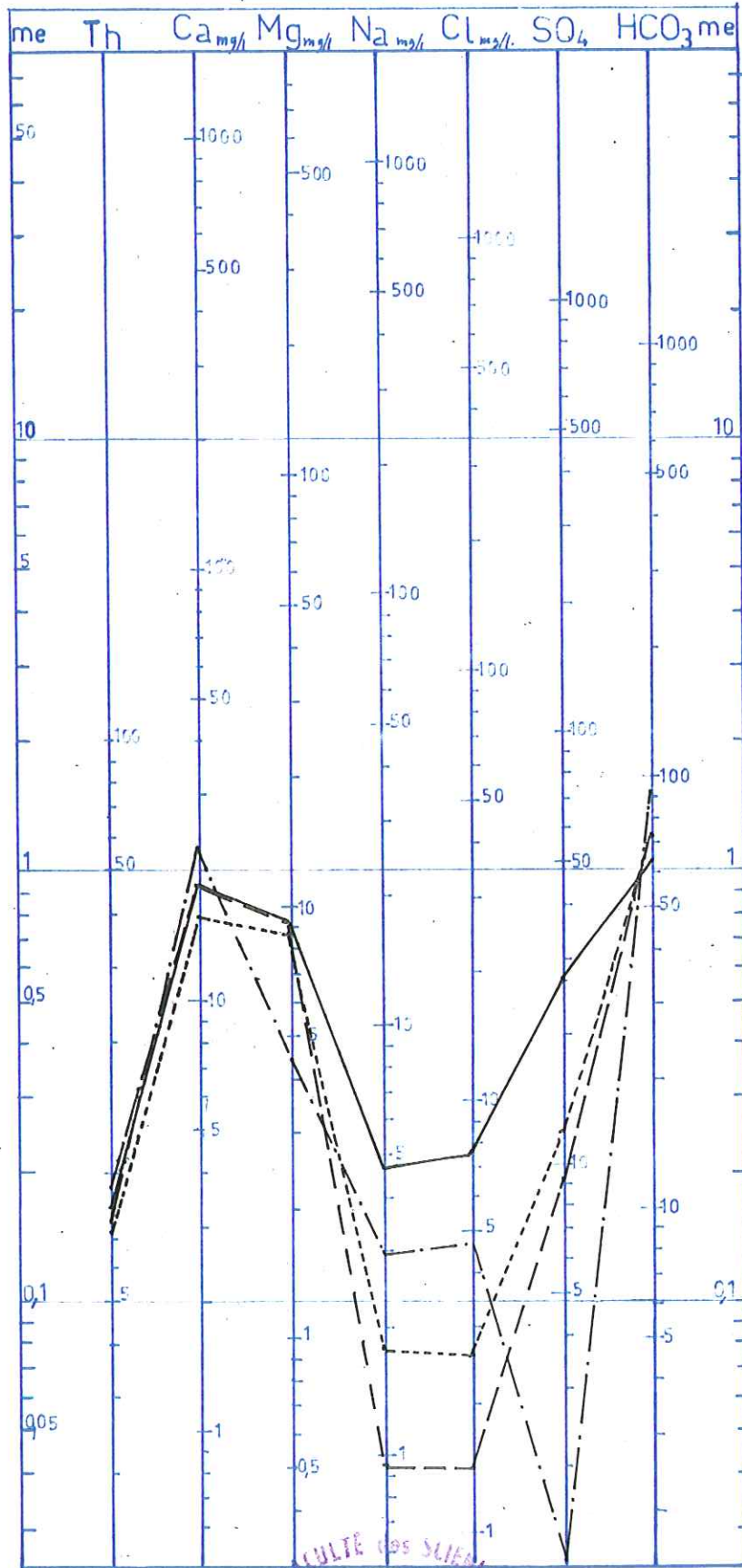
La source 8 (cote 1 078 m) apparaît au front d'une rupture de pente dans la moraine. Le diagramme logarithmique se caractérise par une teneur extrêmement faible en SO_4 (1mg/l).

Les formules et les rapports caractéristiques s'écrivent :



GR 5-6

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE



FACULTE DES SCIENCES
LABORATOIRE
DE GEOLOGIE
GRENOBLE

et

$$\frac{rMg}{rCa} = 0,33 \quad \frac{rSO_4}{rCl} = 0,15$$

Il semble que nous pouvons apparenter ce tracé à celui des sources provenant du Permien. Les variations observées dans les tracés des courbes provenant de l'influence des moraines. Nous verrons plus loin que ces résultats s'inscrivent dans des fourchettes de valeurs significatives pour des sources liées à des grès du Permien surmonté par les moraines,

Les sources 17 a et 17 b sont deux sources captées, l'une dans le complexe torrentiel du ruisseau du Merdaret et l'autre dans les moraines recouvrant les formations de marnes schisteuses grises du "Lias".

L'expression des formules et des rapports caractéristiques est la suivante :

17 a

$$\begin{array}{l} Ca > Mg > Na \\ HCO_3 > SO_4 > Cl \end{array}$$

$$\frac{rMg}{rCa} = 0,92 \quad \frac{rSO_4}{rCl} = 7,66$$

17 b

$$\begin{array}{l} Ca > Mg > Na \\ HCO_3 > SO_4 > Cl \end{array}$$

$$\frac{rMg}{rCa} = 0,85 \quad \frac{rSO_4}{rCl} = 3,27$$

Les tracés des diagrammes logarithmiques s'apparentent parfaitement à ceux des sources émergeant dans les zones de calcaires schisteux du Lias.

- Groupe 7

Quatre sources sont réunies dans ce groupe. Les diagrammes logarithmiques sont pratiquement identiques.

Les sources 6 et 7 (sources du Fontanil) apparaissent à flanc de coteau dans la couverture morainique du Crêt du Trou.

La source 2 b sort du massif de grès d'Allevard du bois des Drettes. C'est donc une eau qui a circulé en contact avec la série permienne et qui apparaît au niveau d'un filon de sidérose. Il faut remarquer, toutefois, une influence de la moraine dans ce tracé.

La source 35 a pour origine une importante fracture de direction N 160° E dans les schistes cristallins jaune doré du rameau externe.

Les rapports et les formules caractéristiques donnent les expressions suivantes :

2 b -

$$\begin{array}{l} Ca > Mg > Na \\ HCO_3 > Cl > SO_4 \end{array} \quad \frac{rMg}{rCa} = 0,82 \quad \frac{rSO_4}{rCl} = 0,73$$

6 -

$$\begin{array}{l} Ca > Mg > Na \\ HCO_3 > Cl > SO_4 \end{array} \quad " = 0,70 \quad " = 0,55$$

7 -

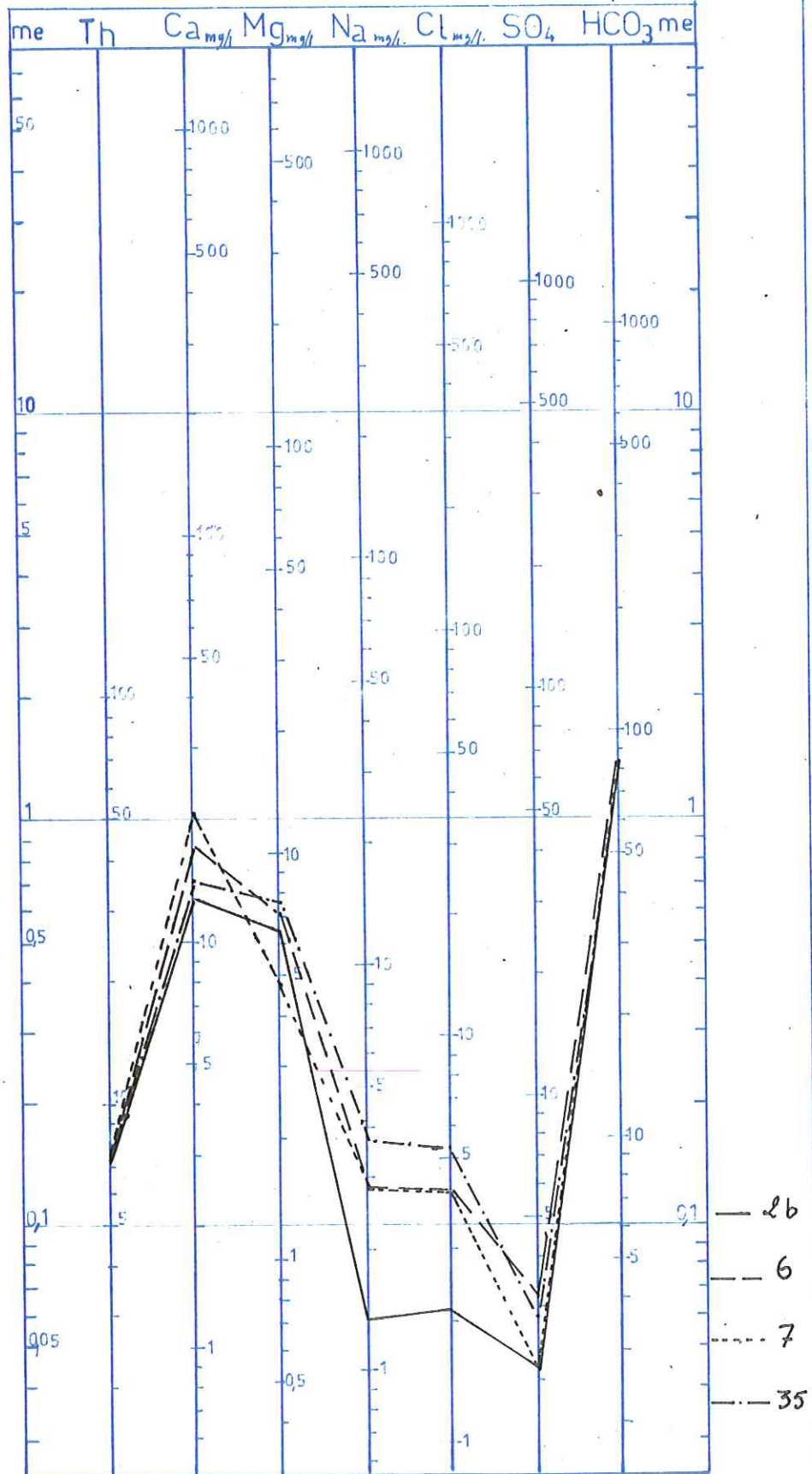
$$\begin{array}{l} Ca > Mg > Na \\ HCO_3 > Cl > SO_4 \end{array} \quad " = 0,38 \quad " = 0,32$$

35 -

$$\begin{array}{l} Ca > Mg > Na \\ HCO_3 > Cl > SO_4 \end{array} \quad " = 0,80 \quad " = 0,37$$

GR 7

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE



- Groupe 8

Sources : 3 c, 4 b, 27, 34.

Sur ces quatre sources deux présentent des cadres hydrogéologiques précis : ce sont les sources 3 c et 4 b qui naissent, l'une et l'autre, de fractures dans les grès violets du Permien.

Les deux autres sources, 27 et 34, sont liées à des placages morainiques de plus ou moins grande importance. En effet, la source 34 se trouve sur l'alignement de la fracture qui est à l'origine de la source 35, mais elle est localement recouverte par une formation glaciaire très peu épaisse.

La seule présence de cette couverture suffit à modifier les formules et les rapports caractéristiques. Il n'en est pas de même pour la source 27 qui est liée à un important placage sur la rive droite du ruisseau du Merdaret. On peut écrire les formules suivantes :

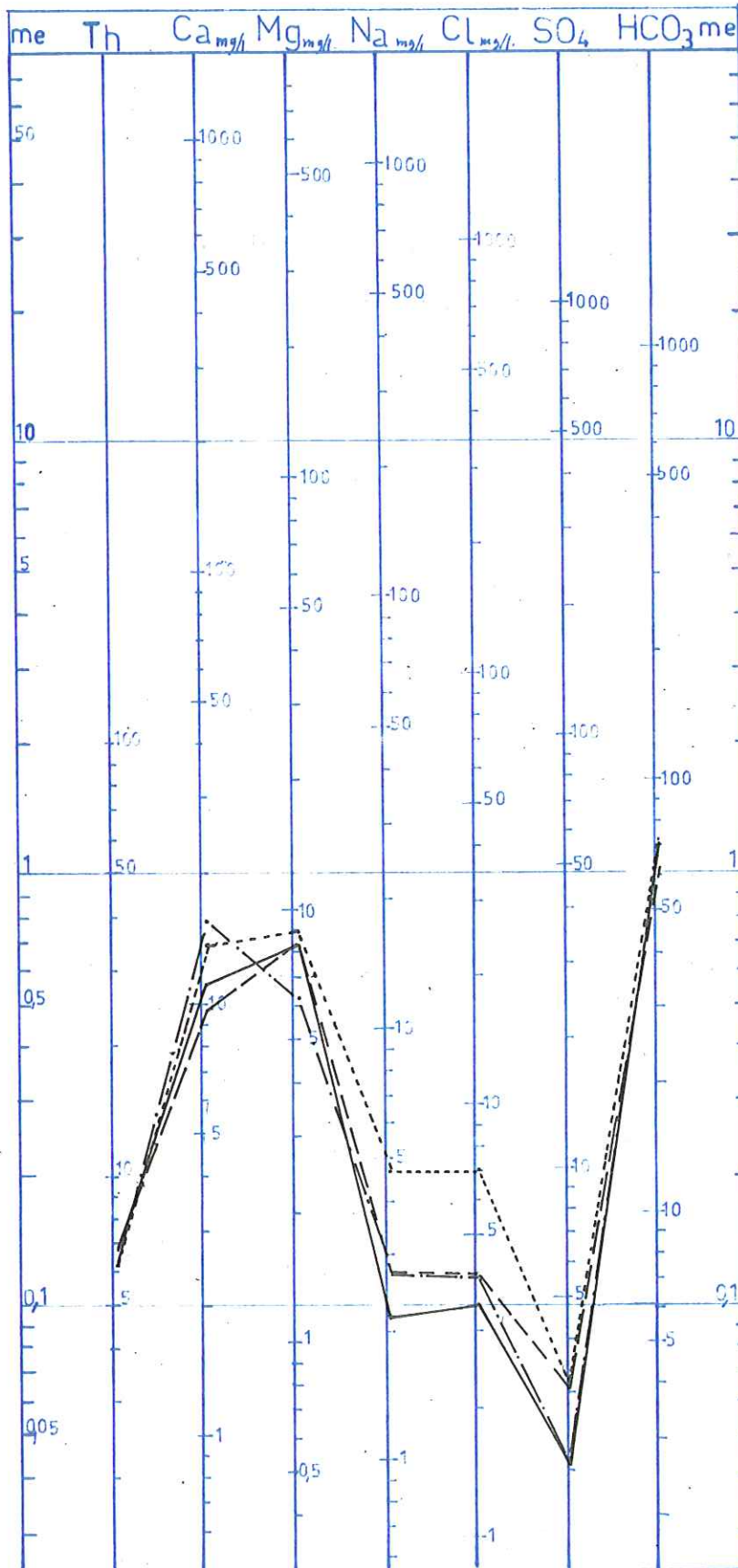
3c -	$\begin{array}{l} \text{Mg} > \text{Ca} > \text{Na} \\ \text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4 \end{array}$	$\frac{r\text{Mg}}{r\text{Ca}} = 1,26$	$\frac{r\text{SO}_4}{r\text{Cl}} = 0,41$
4 b -	$\begin{array}{l} \text{Mg} > \text{Ca} > \text{Na} \\ \text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4 \end{array}$	" = 1,37	" = 0,55
27 -	$\begin{array}{l} \text{Mg} > \text{Ca} > \text{Na} \\ \text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4 \end{array}$	" = 1,01	" = 0,57
34 -	$\begin{array}{l} \text{Mg} > \text{Ca} > \text{Na} \\ \text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4 \end{array}$	" = 1,01	" = 0,36

Les résultats obtenus par les deux groupes 7 et 8 amènent certains commentaires :

- les sources du groupe 7 ont toutes le même couple de formules mais on observe deux types d'origines :
 - sources 2 b, 6, 7 liées à des moraines recouvrant très certainement des grès permien, la certitude vient de la similitude des tracés logarithmiques ;
 - source 35 liée à une fracture dans les schistes cristallins ;
- les sources du groupe 8 ont également le même couple de formule, mais différent de celui du groupe précédent, et on observe également deux types d'origines :
 - sources 3 c, 4 b liées à des grès permien,
 - sources 27, 34 liées à des placages morainiques reposant sur des schistes cristallins.

GR 8

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE



— 3a
- - 4b
... 27
- · 34

- Groupe 9

Quatre sources sont également représentées dans ce groupe : Th 5, LF 5, 23 et 26.

Les cadres hydrogéologiques des sources Th 5 et 23 sont bien connus ; elles sortent en effet au niveau de fractures dans les grès versicolores du Permien.

On obtient des diagrammes typiques de cette formation.

Les sources LF 5 et 26 présentent des analyses plus délicates à interpréter. La source 26 apparaît légèrement au Nord de la source 27 :



Les valeurs des rapports montrent une nette évolution en ce qui concerne le rapport Mg/Ca qui passe de 1 à 1,5, nous verrons qu'il s'accroît jusqu'à atteindre 5,9. Il y a semble-t-il une évolution due à la présence de la moraine et surtout au contact Permien/schistes cristallins.



Cette source est située sur le versant est de la Montagne des Fanges, elle apparaît au pied d'un placage morainique qui domine les chalets du Pleyney, malgré ce recouvrement il semble que cette source draine les schistes cristallins de la zone interne (série verte).

GR 9

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE



Th 5
 --- Lf 5
 23
 - - - 26

- Groupe 10

Deux sources dans ce groupe : 2 a et 41.

La source 2 a est bien localisée, elle sort des grès du Permien, légèrement au Nord de la source 2 b. Nous avons vu que cette dernière bien que liée au Permien présentait des formules différentes, cela traduisait l'influence du recouvrement peu épais dans ce secteur et également la présence de sidérose dans le Permien.

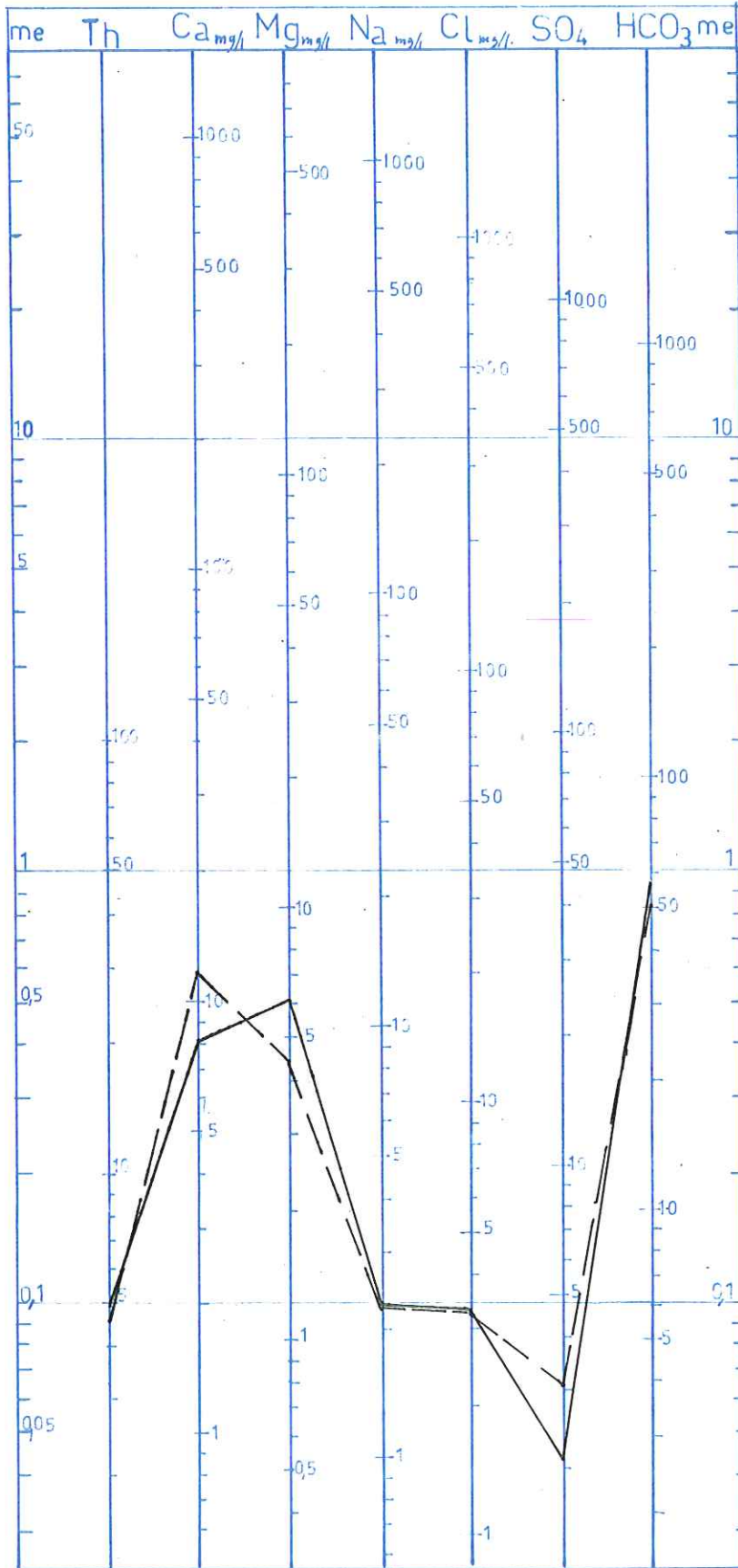


Le cas de la source 41 est différent, car elle apparaît dans les moraines qui couvrent très largement la Butte de Pipay ; il est difficile de connaître a priori son cadre géologique. Nous leverons cette incertitude un peu plus loin.



GR 10

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

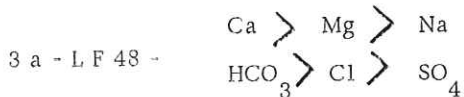


- Groupes 11 à 13

Nous avons reporté sur un même graphique trois groupes, soit quatre sources 3 a, L F 13, 22, L F 48.

On peut distinguer deux ensembles de tracés ; un premier ensemble avec les sources 3 a et L F 48 ayant des teneurs en sulfate inférieures à 3 mg/l, et un deuxième ensemble constitué des sources 22 et L F 13 à teneurs supérieures à 4 mg/l.

Les sources du premier ensemble présentent les mêmes caractéristiques :

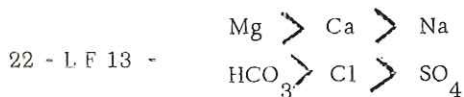


La source 3 a est située dans le ravin du ruisseau du Merle, elle apparaît au contact moraine/Permien parfaitement visible le long du torrent. Il s'agit donc d'une eau liée au Permien mais ayant circulé dans la moraine.

La source L F 48 apparaît légèrement au Nord du chalet d'Oudis milieu, à l'extérieur du bassin versant de Theys. La similitude des tracés et des formules caractéristiques laisse à penser que nous avons deux sources ayant la même origine. De fait, le Permien est connu sur le flanc de la montagne d'Oudis à trois cents mètres environ au Nord de la source 48.

Il faut remarquer que la source 48 b (groupe 0) se trouve à quelques dizaines de mètres à l'aval et présente un tracé totalement différent, révélant la présence du Trias. Il y a donc un contact anormal qui passe entre ces deux sources, et seul l'effondrement du "synclinal médian" est susceptible de mettre en contact Trias et Permien dans ce secteur.

Les sources 22 et L F 13 ont des formules différentes des sources précédentes.

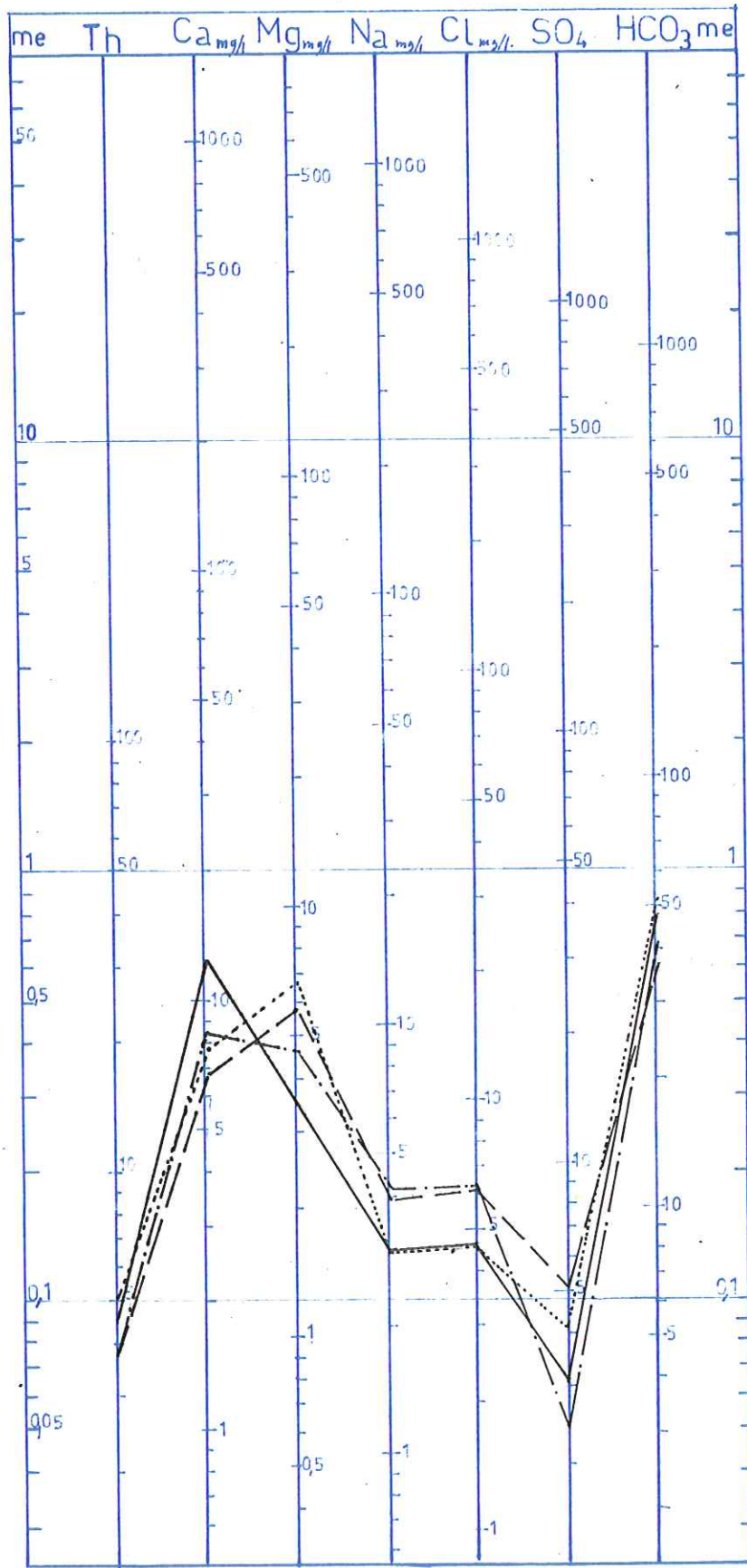


La source 22 apparaît dans les grès permien du bois de la Planche.

Par contre, la source L F 13 naît au pied d'un vallum morainique formant une ondulation très marquée sur la face est de Roche Noire. Il est possible de rapprocher son diagramme logarithmique de celui des sources liées aux schistes cristallins.

GR 11-13

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

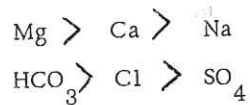


— 3a
 22
 - - - LF13
 - - - LF48

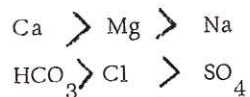
- Groupe 14

Ce groupe est très intéressant car il montre deux types de tracés.

Le premier correspond aux sources 12 a et b et à la source 24, toutes les trois sont issues de fractures dans les grès perméens et les formules sont les suivantes :



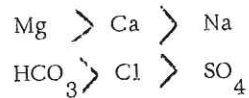
Le second tracé est celui de la source 1 (source de la Mirabelle) qui est captée dans les moraines qui couvrent les grès perméens du Nord Est du bassin de Theys, ses formules s'écrivent :



- Groupes 15 à 18

Nous avons dans ces groupes des eaux présentant des résistivités très élevées (source 29 = 52 300 ohm/cm à 20°) donc des minéralisations extrêmement faibles.

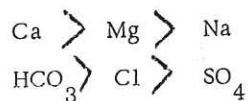
Il faut remarquer que les sources 21 et 25 ont des graphiques sensiblement différents. Leurs formules s'écrivent de la façon suivante :



La source 21 apparaît dans le Permien du Crêt Luissard.

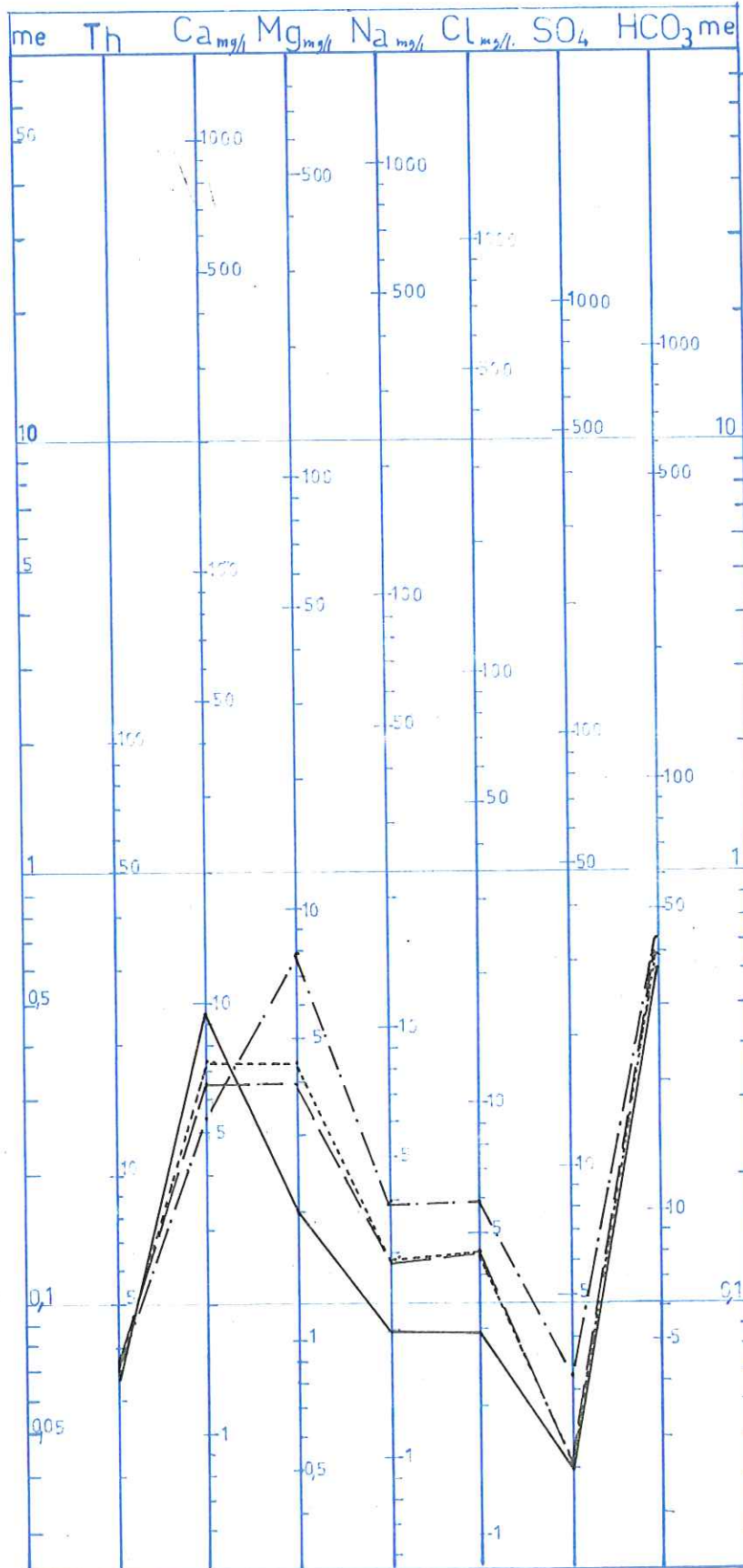
La source 25 sort du recouvrement morainique, nous retrouvons le même site que pour les sources 26 et 27.

Le cadre géologique de la source 38 est totalement différent puisqu'elle naît des schistes cristallins qui constituent la crête dominant les chalets de Pipay dessus. Cette différence de cadre se traduit dans les résultats des analyses :



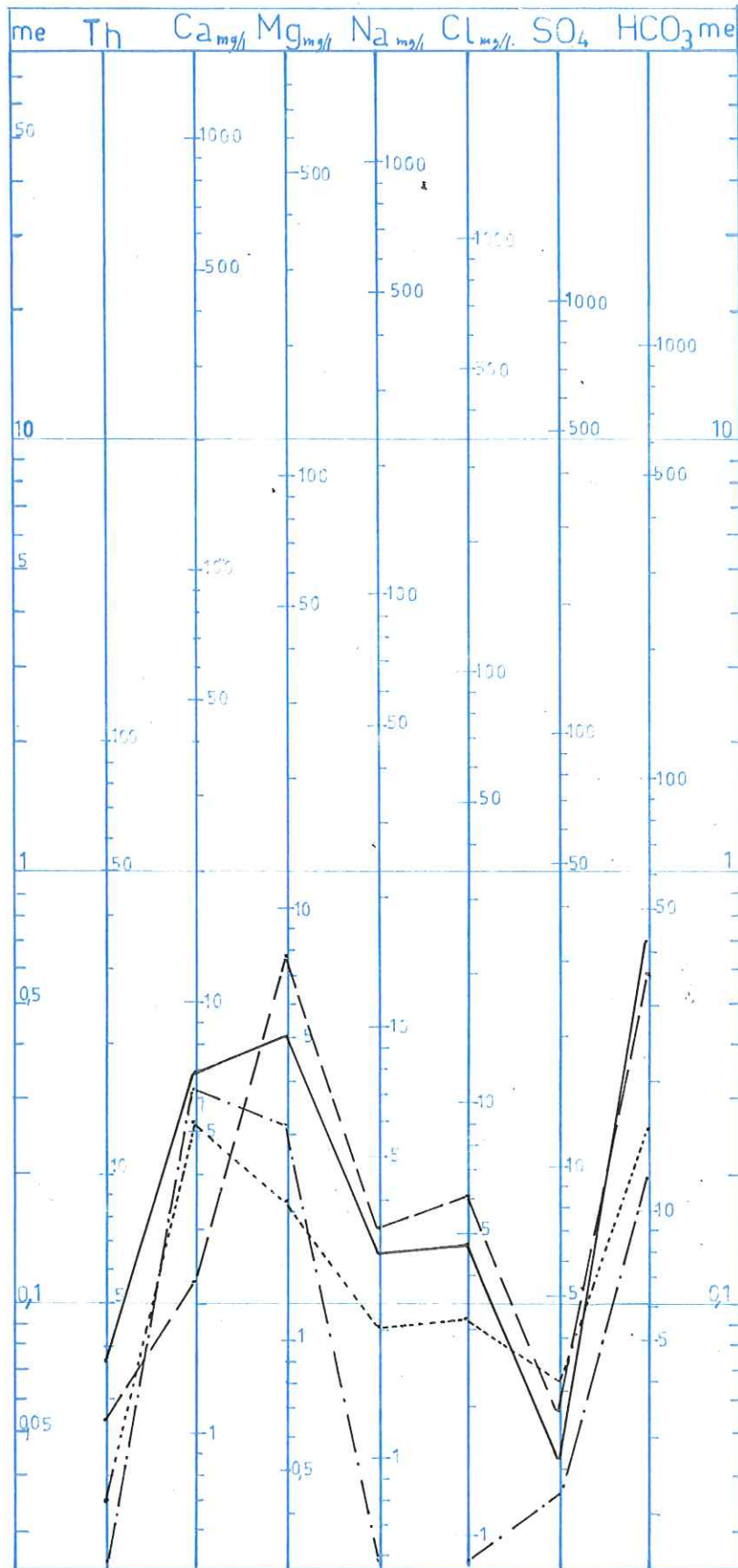
GR 14

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE



GR 15_18

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE



b - Interprétation

La connaissance parfaite du contexte géologique de certaines sources nous permet de définir des diagrammes types des formations lessivées.

C'est ainsi que l'on peut résumer, sous forme de tableau, les observations faites sur l'ensemble des sources dont l'origine est connue.

TABLEAU A

Source sortant du :	Formules caractéristiques
LIAS	Ca > Mg > Na HCO ₃ > SO ₄ > Cl
TRIAS	Ca > Mg > Na SO ₄ > HCO ₃ > Cl
PERMIEN	Mg > Ca > Na HCO ₃ > Cl > SO ₄
HOULLER	Ca Mg Na HCO ₃ SO ₄ Cl
SCHISTES CRISTALLINS	Ca Mg Na HCO ₃ Cl SO ₄

Ce tableau est certes important car il permet, connaissant le site géologique d'une source, de préciser la proportion relative des divers éléments cardinaux contenus en solution.

Le raisonnement inverse est nettement plus intéressant : connaissant la composition chimique d'une eau de source du versant ouest de Belledonne, est-il possible de définir son cadre hydrogéologique ?

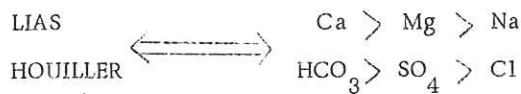
Nous pouvons répondre par l'affirmative à cette question. En effet, le report sur un même graphique de toutes les analyses provenant de sources ayant le même cadre hydrogéologique, nous permet de tracer des courbes "enveloppes" typiques de chaque terrain. Nous avons ainsi les courbes des eaux circulant dans le "Lias", le "Trias", le "Permien", le "Houiller", les "Schistes cristallins" (cf. Pl. 20 a, b, c, d, e).

Il est alors facile de comparer le diagramme d'une source dont on ignore l'origine avec chacun des tracés types. C'est ainsi que nous pouvons donner les résultats de ces comparaisons sous la forme d'un tableau.

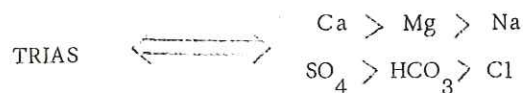
TABLEAU B

Source émergeant de la moraine et ayant les formules caractéristiques	Cadre hydrogéologique
$\begin{array}{l} \text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na} \\ \text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl} \end{array}$	<p>LIAS HOULLER</p>
$\begin{array}{l} \text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na} \\ \text{SO}_4 > \text{HCO}_3 > \text{Cl} \end{array}$	<p>TRIAS</p>
$\begin{array}{l} \text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na} \\ \text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4 \end{array}$	<p>PERMIEN</p>
$\begin{array}{l} \text{Mg} > \text{Ca} > \text{Na} \\ \text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4 \end{array}$	<p>SCHISTES CRISTALLINS</p>

L'examen des deux tableaux précédents amène quelques commentaires : tout d'abord il existe une réciprocity entre les formules caractéristiques et les terrains traversés, pour les séries du Lias, du Trias et du Houiller. C'est ainsi que l'on peut écrire les identités suivantes :



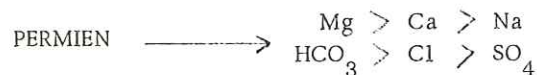
et

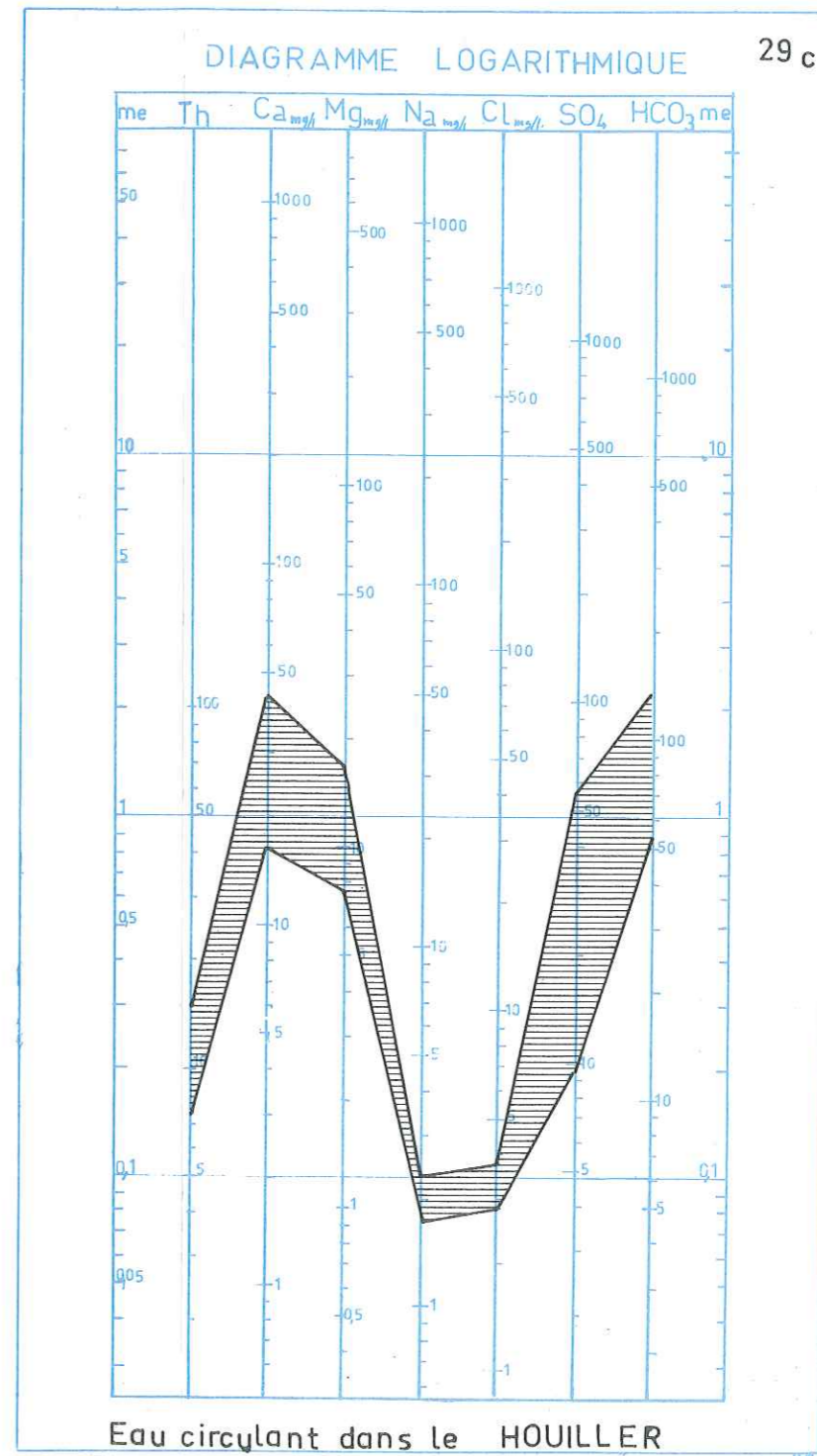
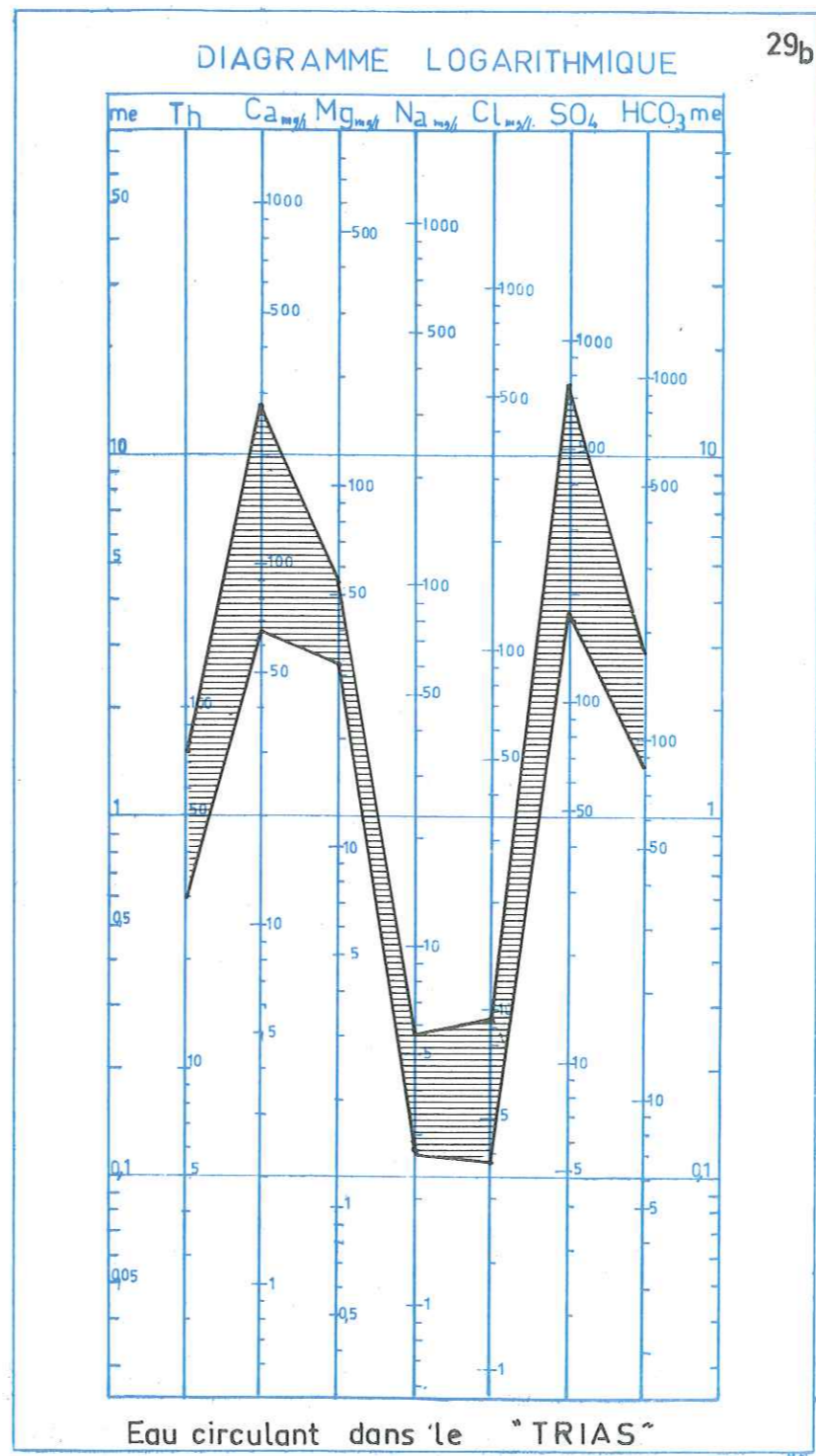
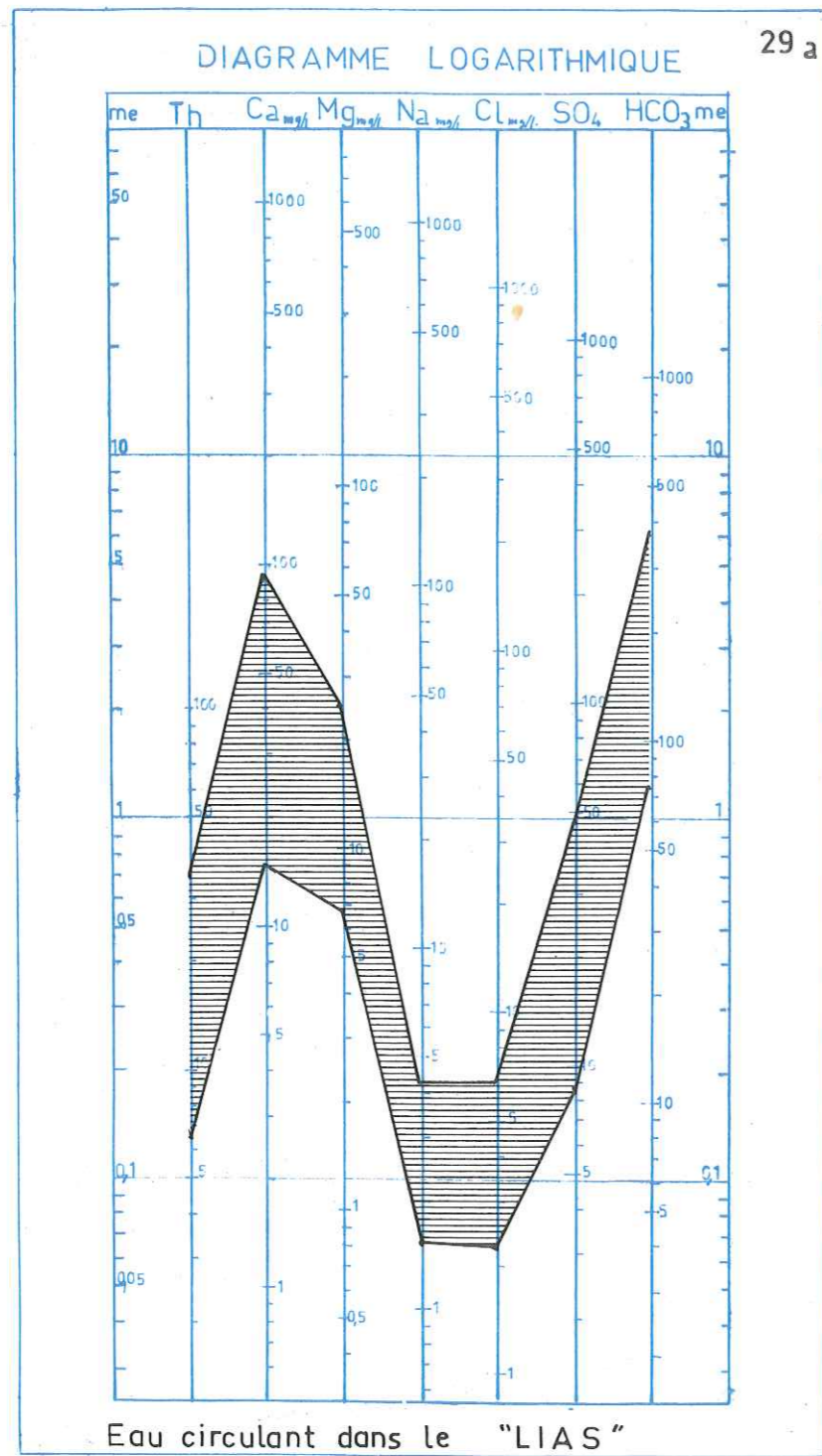


Il n'est pas étonnant d'avoir des formules identiques pour le Lias et le Houiller, ce sont en effet des formations lithologiques sinon semblables du moins très proches, et il est possible de lever le doute quant à l'origine d'une source, en comparant son diagramme, logarithmique aux tracés types qui sont, eux, totalement différents.

En ce qui concerne les deux autres types de terrain, grès du Permien et schistes cristallins, on s'aperçoit que la réciproque n'est plus vraie.

Nous obtenons les implications suivantes :

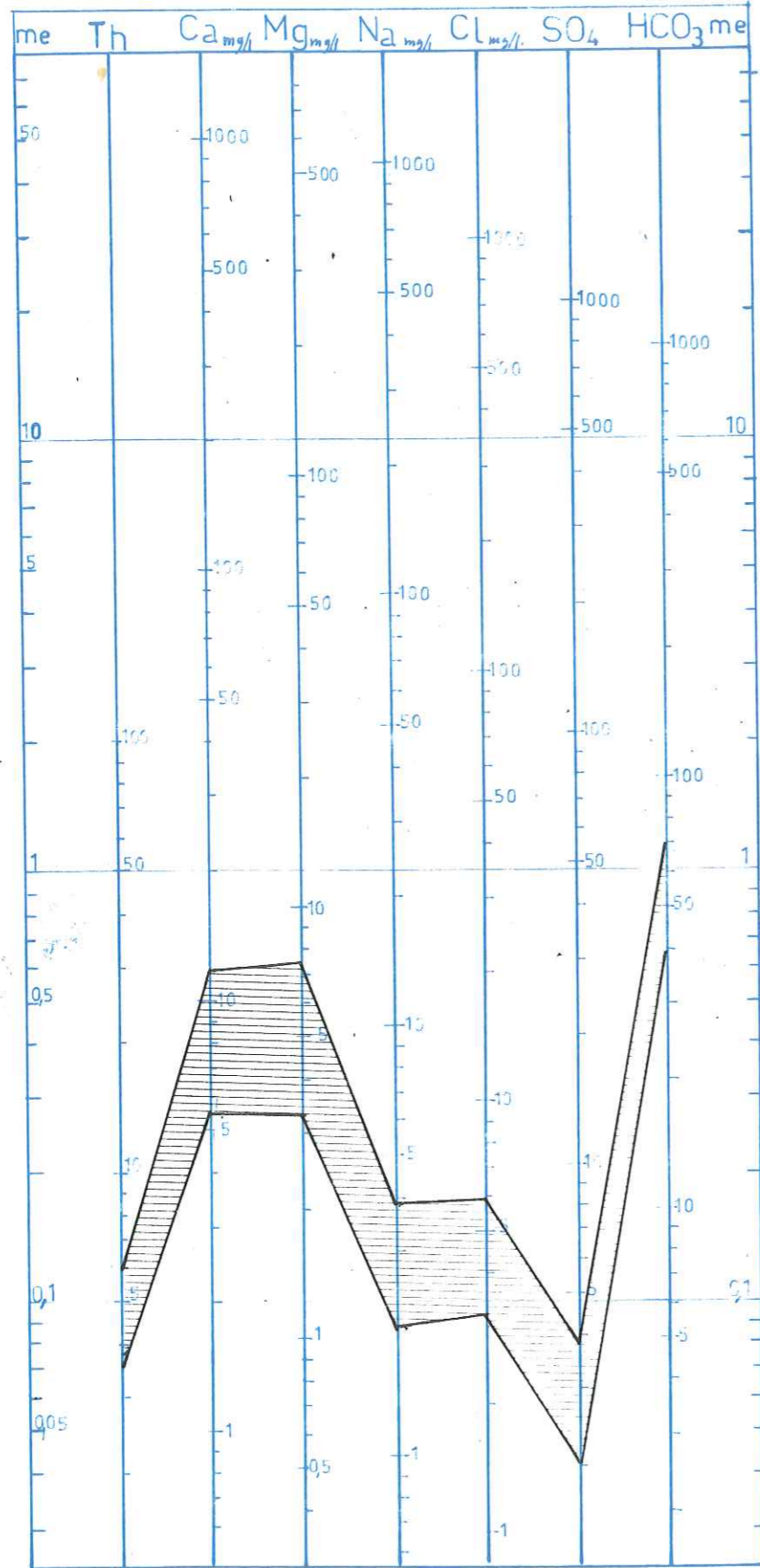




FACULTE des SCIENCES
LABORATOIRE
de GEOL. SENS
de GRENOBLE

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

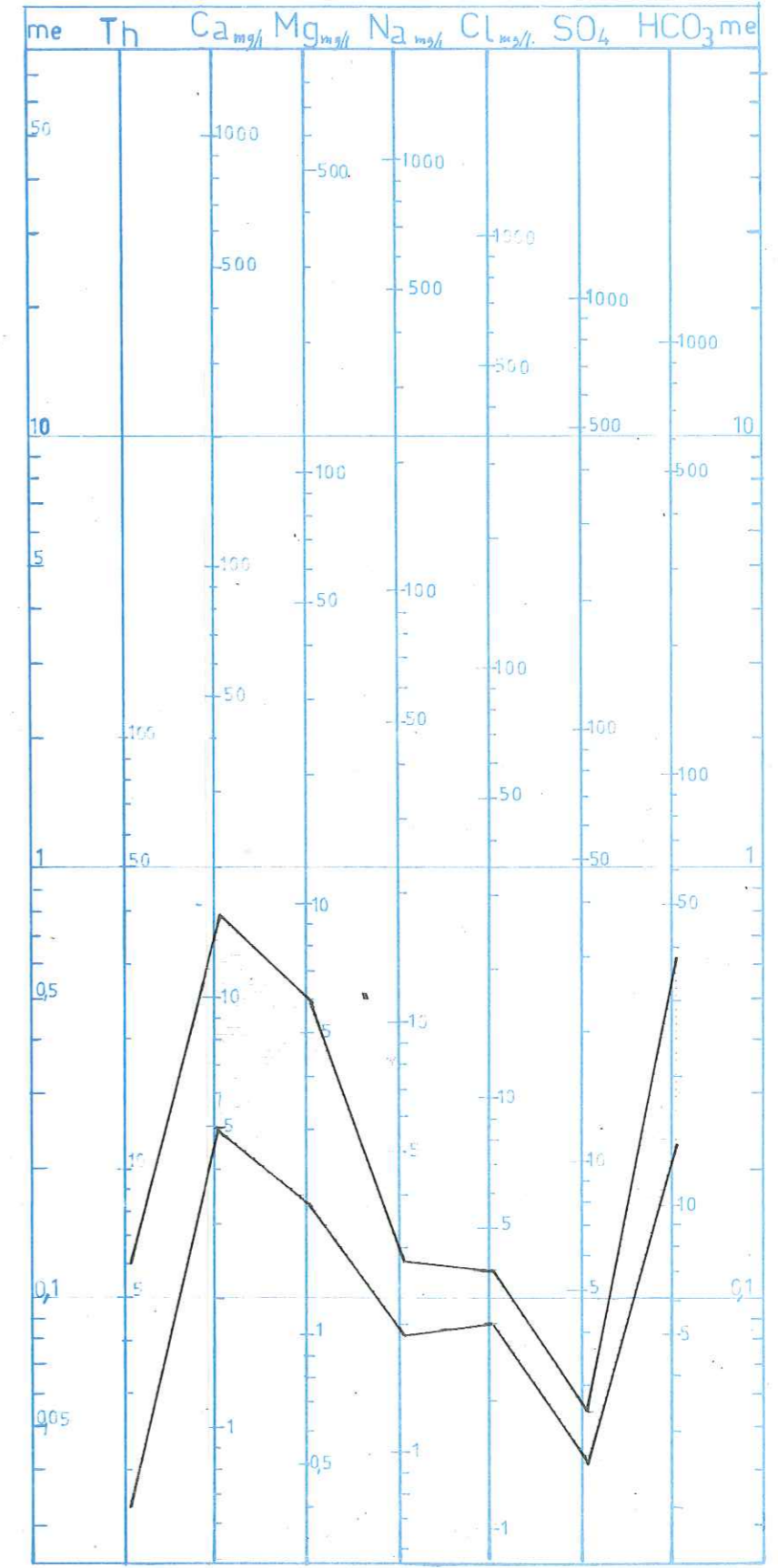
29 d



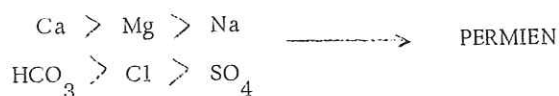
Eau circulant dans le PERMIEN

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

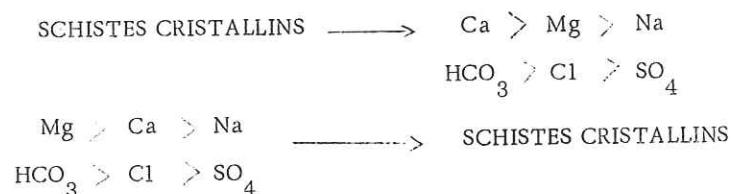
29 e



Eau circulant dans les SCHISTES CRISTALLINS



et

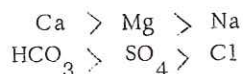


Toutefois cette non réciprocity ne peut entraîner de doute sur l'origine d'une source car il n'y a pas identité de formules pour les eaux émergeant de la moraine, et si le recouvrement n'existe pas, le cadre hydrogéologique est immédiatement défini.

Nous pouvons donner quelques exemples pour illustrer ce qui précède :

* Cas de la source 20 (groupe 4).

Nous avons vu que cette source apparaît dans les moraines, ses formules caractéristiques sont :

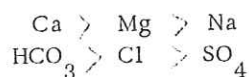


Ce couple de formules nous permet de dire, selon le tableau B, qu'il s'agit d'une eau qui a circulé au contact du Lias ou du Houiller, et si on se réfère aux diagrammes types, on s'aperçoit que le tracé de la source 20 s'apparente parfaitement à celui des "eaux circulant dans le Lias".

Il y aurait donc une série "liasique" assez haut en altitude, puisque la source 20 est à la cote 1 100 m. Cela expliquerait la présence de résistivités relativement basses dans ce secteur. Nous avons en effet signalé au paragraphe précédent que les résistivités comprises entre 2 500 et 7 500 ohm cm traduisaient la présence sous les moraines de calcaires.

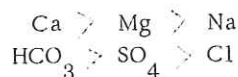
* Cas de la source 41 (groupe 10)

Les formules s'écrivent :



Ce qui, selon le tableau B, indique la présence de Permien, et si on revient aux diagrammes on voit qu'il y a une identité parfaite avec le tracé type des "eaux circulant dans le Permien".

* Cas des sources 39, 40, 49 qui présentent toutes les mêmes formules :



Ce couple nous conduit à envisager la présence soit de "Lias" soit de Houiller et le rapprochement de leurs diagrammes avec ceux du Lias et du Houiller nous fait opter pour la dernière solution.

Dans le tableau IV donnant les résultats bruts des analyses, nous avons disposé une colonne où figure le cadre géologique de chaque source.

Il est possible, à la lumière de ce qui précède, de connaître la nature des terrains dans lesquels l'eau a circulé avant d'apparaître en surface au milieu des moraines.

Source N°	Terrain	Source N°	Terrain
48b =	TRIAS	40 =	HOUILLER
4a =		39 =	
4c =		49 =	
10 =			
LF 10 =			
20 =	LIAS	28 - 41 =	PERMIEN
17a =		8 - 3a =	
17b =		6 - 48 =	
		7 - 1 =	
		2b =	
27 =	SCHISTES CRISTALLINS	LF 13	
34 =		26	
LF 5 =		21	

Les indications ci-dessus sont très importantes, car elles permettent d'apporter des informations complémentaires sur la géologie du bassin versant de Theys. Nous avons donc pu établir une carte géologique du bassin sans le recouvrement quaternaire. Cette carte résulte d'une part de l'observation de surface et d'autre part d'une double série de mesures.

Dans un premier temps nous avons mesuré la résistivité électrique des eaux de source et l'interprétation de ces mesures nous a permis de définir différentes anomalies.

Dans un deuxième stade nous avons analysé ces eaux et l'association des analyses de certaines sources connues avec d'autres eaux d'origine ignorée, nous a permis d'établir des diagrammes types correspondant aux différentes séries stratigraphiques représentées sur le bassin.

Enfin, la synthèse de ces deux types de mesures conduit à l'établissement de nouvelles hypothèses sur la géologie du bassin versant de Theys (cf. Pl. 30).

On peut tout d'abord localiser de façon précise le contact entre les grès permien et la série jurassique constituée de calcaires schisteux, ce contact étant jalonné par des lambeaux de Trias.

La présence d'un accident important dans l'axe du ruisseau de Pierre Herse "remontant" les calcaires du Lias relativement haut en altitude, est indiquée par les résistivités qui accusent un net changement de direction de la limite Permien/Lias.

D'autre part le concours des directions de fracture N 60° E et N 110° E détermine des "coins" qui sont, à leur tour, cassés par des fractures N 150° - 160° E. Ces directions se retrouvent de façon constante sur l'ensemble du bassin. Elles sont à l'origine de plusieurs phénomènes mis en évidence par les méthodes de prospection utilisées.

En particulier entre le massif de Roche Noire et la Butte de Pipay, nous avons rencontré un certain nombre de sources trahissant la présence de Houiller, de Permien, de Trias et enfin de schistes cristallins. Or, on ne peut "organiser", de façon satisfaisante, cet ensemble de formations dans le contexte du bassin, sans recourir à la présence d'une fracture de direction N 60° E, décalant vers l'Ouest l'ensemble du fossé d'effondrement du col du Merdaret.









Deux autres exemples de direction de fracture décelés par la résistivité peuvent être donnés :

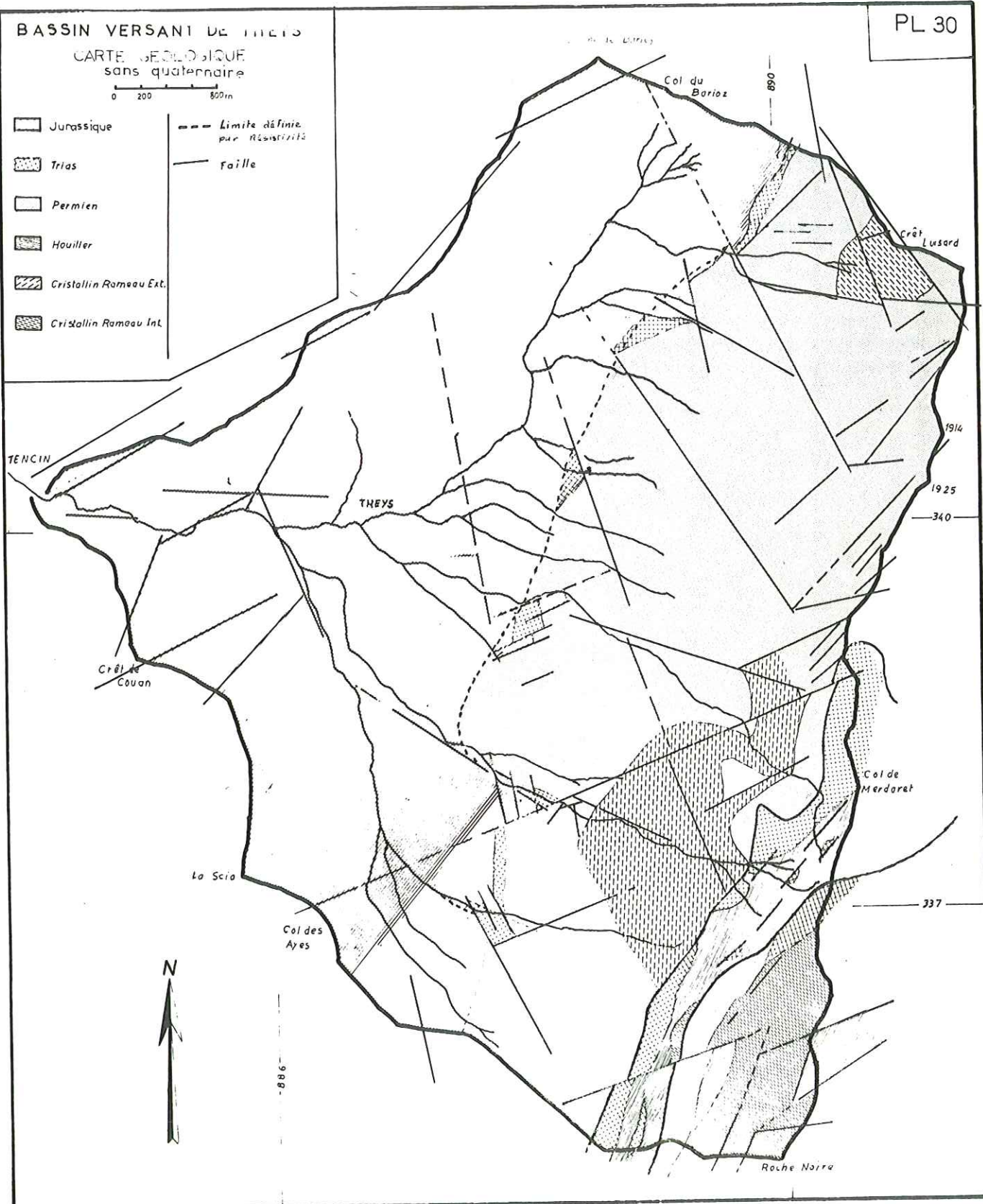
- au Nord de Theys, dans ce que nous avons appelé "plage de résistivité 2" il y a un redent très net avec des valeurs croissantes de 2 à 6. Il n'est guère possible d'expliquer cette élévation de la résistivité, en pays calcaire, et suivant une direction préférentielle, sans admettre un épaissement local de la couverture morainique, variation qui ne s'inscrit pas dans la topographie. On est donc amené à envisager la présence d'un effondrement du substratum. Cet accident a une direction N 160° E.

BASSIN VERSANT DE THEYS

CARTE GÉOLOGIQUE
sans quaternaire

0 200 800m

-  Jurassique
-  Trias
-  Permien
-  Houiller
-  Cristallin Rameau Ext.
-  Cristallin Rameau Int.
-  Limite définie par résistance
-  faille



- à l'Est du hameau de Chaboud, les résistivités avaient permis de définir deux anomalies parallèles.

La première, très importante, provoque une profonde brèche dans "le plateau de résistivité 10". Les analyses des eaux de sources sortant de ce secteur ont toutes révélé la présence du Permien, mais avec des teneurs relativement élevées en fer et en carbonates. De fait, le long de cette fracture on remarque de nombreux indices ainsi que d'anciennes mines de sidérose.

La deuxième fracture entraîne une petite, mais violente, déviation des courbes d'égale résistivité. Mais ici, les analyses des eaux de sources ont mis en évidence un contact anormal entre les calcaires du "Lias" et les grès du Permien.

Ces quelques exemples ainsi que l'élaboration de cette carte géologique du bassin versant de Theys, montrent l'intérêt des analyses physico-chimiques comme instrument mis à la disposition du géologue dans l'accomplissement de son travail, dans des secteurs où la couverture quaternaire est particulièrement bien représentée.

CONCLUSION

=====

Nous arrivons au terme de cette étude de l'hydrogéologie du bassin versant de Theys et nous voudrions tirer les principaux enseignements.

Tout d'abord, nous avons replacé le bassin de Theys dans son contexte géographique et climatologique. C'est ainsi que nous avons pu montrer que le bassin de Theys pouvait prétendre à représenter une partie non négligeable de la chaîne de Belledonne, par son orientation, son exposition aux vents humides dominants, par la répartition de ses tranches d'altitude, et nous avons pu définir un gradient pluviométrique normal, conforme aux différentes observations faites dans les massifs alpins.

L'étude statistique nous a, d'autre part, permis de replacer l'année de référence (1968) dans le contexte pluviométrique du bassin et de dire en particulier que cette année était à "tendance humide".

Enfin, l'évolution des températures est tout à fait conforme à ce que l'on observe à Grenoble par exemple, au gradient thermique près.

Ce premier contact avec les facteurs climatologiques conditionnant l'hydrogéologie du bassin nous conduit tout naturellement à envisager le second facteur essentiel : la géologie.

Le processus de description adopté pour cette étude n'est pas très classique. Si nous avons admis ce principe de l'itinéraire à travers le bassin c'est pour éviter de tomber dans le piège que nous tendait la complexité du secteur. En effet, nous avons fait très souvent mention de l'absence de fossile, de stratification et de schistosité, de redoublement vraisemblable de séries, Nous avons pu, tout de même, obtenir quelques coupes homogènes, comme celle du col du Barioz, ou celle du Grand Rocher.

En fait ce qui est essentiel, pour nous, de retenir c'est que nous sommes en présence de terrains très différents les uns des autres :

- calcaires, calcaires schisteux du "Lias",
- cargneules, dolomies du Trias,
- grès et pélites du Permien,
- schistes argileux et conglomérats du Houiller,
- schistes cristallins du "socle",

et que leur comportement vis à vis de l'eau sera donc très différent.

Viennent enfin s'ajouter à ces considérations l'importance fondamentale de la tectonique dans la répartition et l'apparition des sources, ainsi que le rôle prépondérant de la couverture morainique dans l'évolution de l'écoulement des eaux d'infiltration.

Après avoir "vu tomber l'eau" et les terrains qui la recevaient nous nous sommes intéressés à son écoulement.

C'est ainsi que nous avons observé l'évolution des débits du ruisseau du Merdaret à Tencin, et ceux de trois sources particulièrement représentatives des différentes sources que l'on rencontre dans la région. Ces évolutions sont fondamentales et spécifiques.

Puis nous avons envisagé la notion de bilan hydrologique et nous avons dû faire appel à une explication géologique pour le "boucler".

Faisant suite à cet aspect dynamique du problème nous nous sommes attachés à son aspect physico-chimique, et nous avons montré combien il est intéressant de connaître l'hydrochimie d'un bassin pour parfaire la compréhension de sa géologie. Nous avons procédé en deux étapes successives.

Dans un premier temps, nous avons étudié la résistivité électrique des eaux de sources. Pourquoi la résistivité ? Parce que c'est une mesure simple qui permet d'avoir une idée immédiate sur la charge d'une eau.

La distinction apparemment sommaire que nous faisons lors de la description géologique du bassin prend ici toute sa valeur. En effet, les eaux ayant circulé dans ces différents types de terrains présentent des résistivités différentes.

Le report sur papier des différentes valeurs obtenues nous a permis de dessiner une carte qui n'est pas sans rappeler étrangement la carte géologique du bassin ; on y retrouve tous les ensembles principaux cités plus haut ainsi que les accidents principaux.

Mais si on est certain que tel type de terrain donnera des eaux ayant telle résistivité, on n'est absolument pas sûr de la réciproque. Aussi, dans un second temps nous nous sommes penchés sur les analyses chimiques des eaux.

Nous avons groupé ces analyses en fonction des résistivités et nous les avons transcrites sur diagramme Berkaloff-Schoeller.

Un certain nombre de ces analyses, provenant de sources dont les bassins versants sont connus, nous a permis de définir cinq courbes types en fonction des terrains traversés.

A partir de là nous avons procédé de façon réciproque.

La synthèse des résultats obtenus ; les analyses chimiques, l'étude de la résistivité électrique des eaux de sources et les observations de terrains, nous a conduit à tracer une nouvelle carte géologique du bassin sans sa couverture quaternaire.

Nous avons ainsi, par la définition de certains critères et leur élaboration, appliqué une technique de prospection qui peut être d'un grand recours pour le géologue lorsque la couverture quaternaire est importante.

BIBLIOGRAPHIE

ABREVIATIONS

S. H. F.	Société Hydrotechnique de France
C. R. A. S.	Compte Rendu des Séances à l'Académie des Sciences
T. L. G.	Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble
C. R. S. G.	Compte Rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France.

-
- BILLET (M. Th.), 1965. - Etude de la pluie à Theys - Revel - Uriage.
D.E.S. - Lettres, Grenoble.
- BLACHE (J.), 1914. - Le Bord d'Auge glaciaire du Grésivaudan.
R.G.A., t. II.
- BOGOMOLOV, 1961. - Hydrogéologie spécialisée. Editions de la Paix. Moscou.
--- 1962. - Hydrogéologie à l'usage de l'ingénieur. Editions de la Paix. Moscou.
- BORDET, 1953. - Sur la structure des massifs cristallins externes.
C. R. A. S., t. 236.
- CAMPOROTA, 1961. - Etude hydrogéologique de la région de la Mure.
Thèse IIIe Cycle. Sciences - Grenoble.
- CASTAGNY, 1967. - Traité pratique des eaux souterraines.
2e édition. Dunod - Paris.
--- 1969. - Prospection et Exploitation des eaux souterraines.
Dunod - Paris.
- CLAIR (A.), Esquisse hydrogéologique de la Bourgogne.
Terres et Eaux, n° 40.
- COUTAGNE. - Hydrométéorologie des bassins de haute montagne.
- DONDEY (D.), 1960. - Contribution à l'étude de la série crétacé-tertiaire et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne. T. L. G., t. 36.
- DUBUS (J.), 1960. - La Lauche en amont de Guebwiller - Etude hydrogéologique.
Thèse IIIe cycle. Sciences - Paris.
--- 1968. - Etude des ressources en eau de la vallée de l'Isère. Direction Départementale de l'Agriculture,
- DUNOT, 1952. - Le thermalisme. Collection Que sais-je ?

- FOURMARIER, 1939. - Hydrogéologie. Masson - Paris.
- FOURNEAUX (J. C.), 1968. - Etude hydrogéologique de la plaine du Grésivaudan entre Pontcharra et Grenoble. Thèse IIIe cycle. Sciences - Grenoble.
- FREY (R.), 1933. - Analyse des eaux et interprétation géologique. Service des Mines et de la Carte Géologique du Maroc. Mémoire n° 26.
- GIDON (P.), 1950. - L'âge des "Grès d'Allevard". C. R. A. S., t. 231.
- GIGNOUX (M.), MOREL (L.), 1948. - Permien des zones externes des Alpes. C. R. A. S., t. 226.
- GIGNOUX (M.), MORET (L.), 1951. - Géologie dauphinoise. 2e édition. Masson - Paris.
- GRISOLET - GUILMET - ARLERY, 1962. - Climatologie - Méthodes et Pratique.
- GUYOT. - L'Hydrologie. Collection Que sais-je ?
- LORY, 1895. - Note sur la bordure occidentale du massif d'Allevard. Annales de l'Université de Grenoble. t. VII, n° 2.
- LORY (P.), BERNARD (F.), 1936. - Le Bajocien dans les "Collines liasiques" du Grésivaudan. C. R. S. G.
- MEGNIEN, 1957. - Observation hydrogéologique sur le Sud Est du bassin de Paris. Mémoire du B. R. G. M., n° 25.
- MICHEL (R.), 1967. - Aménagement du massif des Sept Laux. Rapport inédit.
- 1961. - Aperçu d'ensemble sur la structure géologique du Département de l'Isère dans ses rapports avec l'hydrogéologie souterraine. Revue de géographie alpine. T. I. L. fasc. 1.
- 1967. - Rapport géologique sur le projet de renforcement de l'adduction d'eau potable de Theys (Isère). Inédit.
- MORET (L.), 1945. - Précision sur la nature et l'âge du "chapeau" houiller formant quelques sommets de Belledonne. C. R. S. G.
- MORET (L.), MANQUAT, 1951. - Sur la stratigraphie du Lias inférieur des environs de Grenoble et spécialement du massif du Grand Serre. T. L. G., n° 28.
- PEGUY. - 1951. - Précis de climatologie. Masson - Paris.
- PLOTNIKOV, 1962. - Ressources en eaux souterraines. Gauthiers - Villars, Paris.
- POMEROL (B.), - Contribution à l'étude de la couverture permo-triasique du massif de Belledonne dans la région du Grand Rocher (Isère). D. E. S., Sciences - Grenoble.
- REMENIERAS, 1960. - L'hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles - Paris.
- ROCHE, 1963. - Hydrologie de surface. Gauthiers - Villars, Paris.
- SARROT-REYNAULD (J.), 1965. - Géologie de la région du Collet d'Allevard. --- --- 1965. - Style tectonique et morphologie de la bordure occidentale de la chaîne de Belledonne au Sud d'Allevard. T. L. G., t. 41.
- SARROT-REYNAULD (J.), HAUDOUR (J.), 1963. - Carbonifère des zones externes des Alpes françaises, septembre 1963, Ve Congrès international de stratigraphie et de géologie du Carbonifère.
- SARROT-REYNAULD (J.), 1969. - Rapport géologique sur les conditions de captage et de protection de la source du Pin destinée à l'alimentation en eau potable de la commune de Theys (Isère). Rapport inédit.
- SCHOELLER (H.), 1962. - Les eaux souterraines. Masson - Paris.
- THORNTHWAITE, 1943. - Calcul de l'évapotranspiration potentielle. Annales de géographie.
- TOBI (A. C.), 1959. - Petrographical and Geological investigation in the Merdaret, Lac Crop region (Belledonne Massif France). Leidse geologische Nededelingen. Deel 24. aflevering 1.

TOBI (A. C.), 1958. - Sur les roches cristallophylliennes de la bordure ouest du massif de Belledonne (Isère).
C. R. A. S., t. 247, n° 1.

TURC, 1951. - Bilan d'eau des sols. Relation précipitation - température - écoulement.
C. R. A. S., t. 233, n° 11

VALIRON. - Présentation sommaire du bassin Seine Normandie. Terres et Eaux, n° 51.

IIIe journée de l'hydraulique 1954;

Pluie - Evaporation - Filtration et Ecoulement . S. H. F.

Météorologie Nationale. - Bilan des Mesures du Laboratoire du col de Porte. N° 212-232.

La Houille Blanche, 1965. - Mesure de l'évapotranspiration et de l'infiltration. N° 3.

La Houille Blanche, 1952. - Interprétation des mesures pluviométriques. Loi de pluviométrie. N° 3

BARFETY (J. C.), BORDET (P.), DEBELMAS (J.), GIDON (M.), 1969. - Carte géologique. Domène 1/50 000.

Vu,
Grenoble, le
le Président de la thèse

R. BARBIER

Vu, et permis d'imprimer,
Grenoble, le
le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

M. SOUTIF