

M06

D1-9

THÈSE

pour l'obtention du diplôme de
DOCTEUR 3^e CYCLE

présentée à
L'UNIVERSITÉ PIERRE-ET-MARIE-CURIE

Spécialité : GÉOLOGIE DYNAMIQUE
Option : SCIENCES DE L'EAU

par
Serge PUYOÛ

ÉTUDE HYDROGÉOLOGIQUE DU MASSIF KARSTIQUE D'ARBAS (Haute-Garonne)

Soutenue le 30 janvier 1976 devant la Commission d'examen :

A. CAIRE	Président
B. GÈZE	} Examineurs
R. LÉTOLLE	
G. CONRAD	
A. MANGIN	



Travail réalisé grâce aux concours :

du LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DE L'UNIVERSITÉ DE ROUEN
du LABORATOIRE SOUTERRAIN DU C.N.R.S. à Moulis (Ariège)
du LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DYNAMIQUE DE L'UNIVERSITÉ PIERRE-ET-MARIE-CURIE
et d'une subvention de la SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

D1-9

AVANT - PROPOS

Avant d'exposer les résultats du travail effectué dans le massif d'Arbas, je tiens à exprimer toute ma reconnaissance envers :

Monsieur A.Caire, professeur au Département de géologie structurale de l'Université Pierre-et-Marie Curie, qui a accepté de présider le jury de ma thèse,

Monsieur R.Létolle, professeur au Laboratoire de géologie dynamique de l'Université Pierre-et-Marie Curie, qui m'a permis de réaliser les analyses isotopiques, m'a utilement conseillé et a accepté de juger ce travail,

Monsieur B.Gèze, professeur à l'Institut national agronomique, membre du jury, pour l'intérêt qu'il porte au karst en général et au massif d'Arbas en particulier,

Monsieur G.Conrad, maître de conférence au Laboratoire de géologie de l'Université de Rouen, rapporteur de la thèse, qui m'a proposé ce sujet et m'a fait bénéficier de sa haute compétence scientifique et d'un soutien matériel constant,

Monsieur A.Mangin, chargé de recherches au CNRS, membre du jury ; ses travaux sur l'hydrodynamique des aquifères karstiques et les conseils fréquents ont été pour moi d'un grand apport.

J'adresse également tous mes remerciements à Monsieur C.Delamare Deboutteville et Monsieur C.Jubertie, directeur et sous directeur du Laboratoire souterrain du CNRS pour m'avoir accueilli durant une année à Moulis, à Michel Bakalowicz, attaché de recherches au CNRS, pour les très nombreuses discussions et l'aide précieuse et constante, parfois dans de dures conditions sur le terrain, à Alain Aminot, ingénieur chimiste et R.Téchené, technicien au CNRS, à l'ensemble du personnel du Laboratoire de Moulis pour leur accueil chaleureux.

Je dois à E.J.Debroas, du Laboratoire de géologie de l'Université P.Sabatier, à Toulouse, l'acquisition de la connaissance géologique du massif, au cours de plusieurs tournées effectuées en sa compagnie. Il en est amicalement remercié.

Que M.Grably, de l'ORSTOM, pour les analyses de roches, P.Olive et H.Chessel, du CRG Thonon, pour les analyses de tritium, B.Blavoux, P.Eberentz, A.Filly, C.Jusserand, qui m'ont initié à la spectrographie de masse, Madame Zouaghi, pour la frappe du manuscrit, trouvent ici l'expression de ma gratitude.

Il m'est agréable de mentionner l'accueil bienveillant que j'ai rencontré dans les milieux spéléologiques ; je remercie particulièrement les membres du Groupe Spéléologique de Provence et du Groupe Spéléologique des Pyrénées, notamment R.Catino et M.Duchêne, qui m'ont transmis les résultats de leurs explorations et m'ont permis de "visiter" une partie du réseau spéléologique.

Je ne saurais enfin oublier l'effort consenti par mes parents pendant toute la durée de mes études - qu'ils en soient infiniment remerciés.

INTRODUCTION

Très connu des spéléologues, le massif d'Arbas n'avait jamais fait l'objet d'une étude hydrogéologique d'ensemble.

Les phénomènes karstiques, que B.Gèze définit comme "*l'ensemble des formes karstiques - caractéristiques des régions constituées par des roches carbonatées, compactes et solubles - et des processus qui les déterminent et s'y développent*", prennent ici une ampleur particulière, exemplaire.

L'existence d'un important réseau spéléologique topographié permet d'aborder quelques aspects de la spéléogénèse et de son évolution dans le temps.

Il est également intéressant de rechercher, à partir d'observations hydrologiques et hydrochimiques réalisées aux exutoires karstiques, quels sont les traits essentiels de l'influence de grands réseaux spéléologiques sur l'écoulement des eaux.

Le massif d'Arbas, par la diversité des terrains carbonatés qui le composent et de leurs degrés de karstification, se prête bien à une étude de ce type.

Cet ouvrage comprend trois parties :

. Dans la première partie sont étudiées les relations entre l'évolution du réseau spéléologique et son contexte géomorphologique, lithologique et tectonique. Les systèmes karstiques et leurs caractères physiques y sont également définis.

. Dans la deuxième partie ont été rassemblées l'analyse des données climatiques et celle de quelques observations hydrologiques.

. L'étude des caractères physicochimiques et isotopiques des eaux de plusieurs exutoires soumis à un échantillonnage périodique durant le cycle hydrologique 1974, fait l'objet de la troisième partie.

Le présent mémoire est une première approche pour une étude globale des phénomènes karstiques du massif d'Arbas.

L'absence de données hydrométéorologiques au départ m'a conduit à orienter les recherches dans plusieurs directions qui ne se recoupent pas toujours. Il en résulte une certaine hétérogénéité dans l'exposé. Le faible nombre de données et la courte durée des observations constituent une des limites de ce travail.

Cornudère

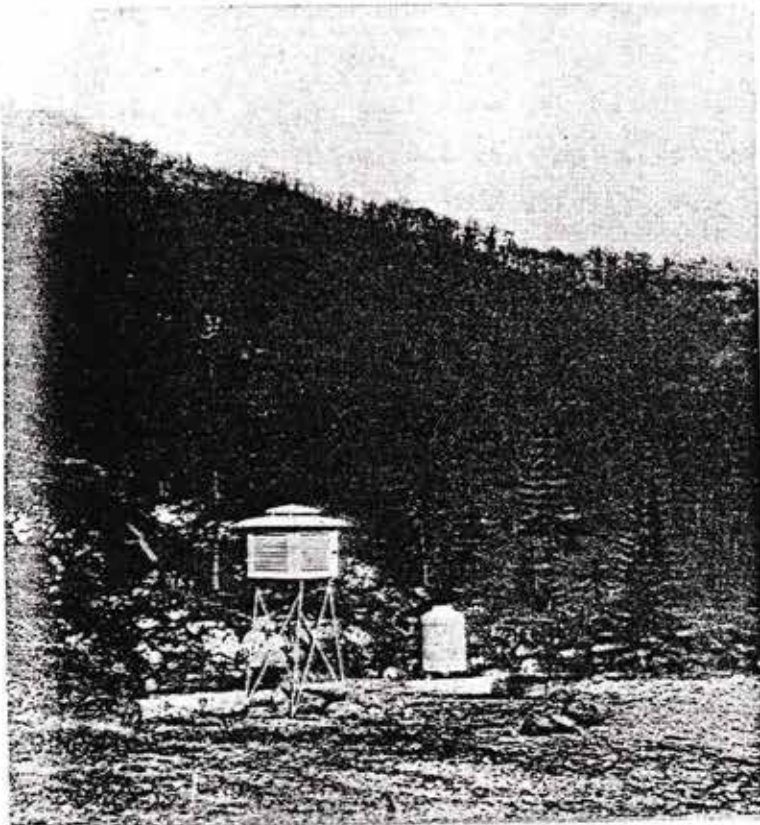
Henne Morte

Est

Ouest



Vue d'ensemble du massif d'Arbas.

Station météorologique
de Maria Rouch (900 m)

I - LE MASSIF KARSTIQUE D'ARBAS ET SON CONTEXTE

IA - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

IA1 - GEOGRAPHIE - LOCALISATION (fig.1)

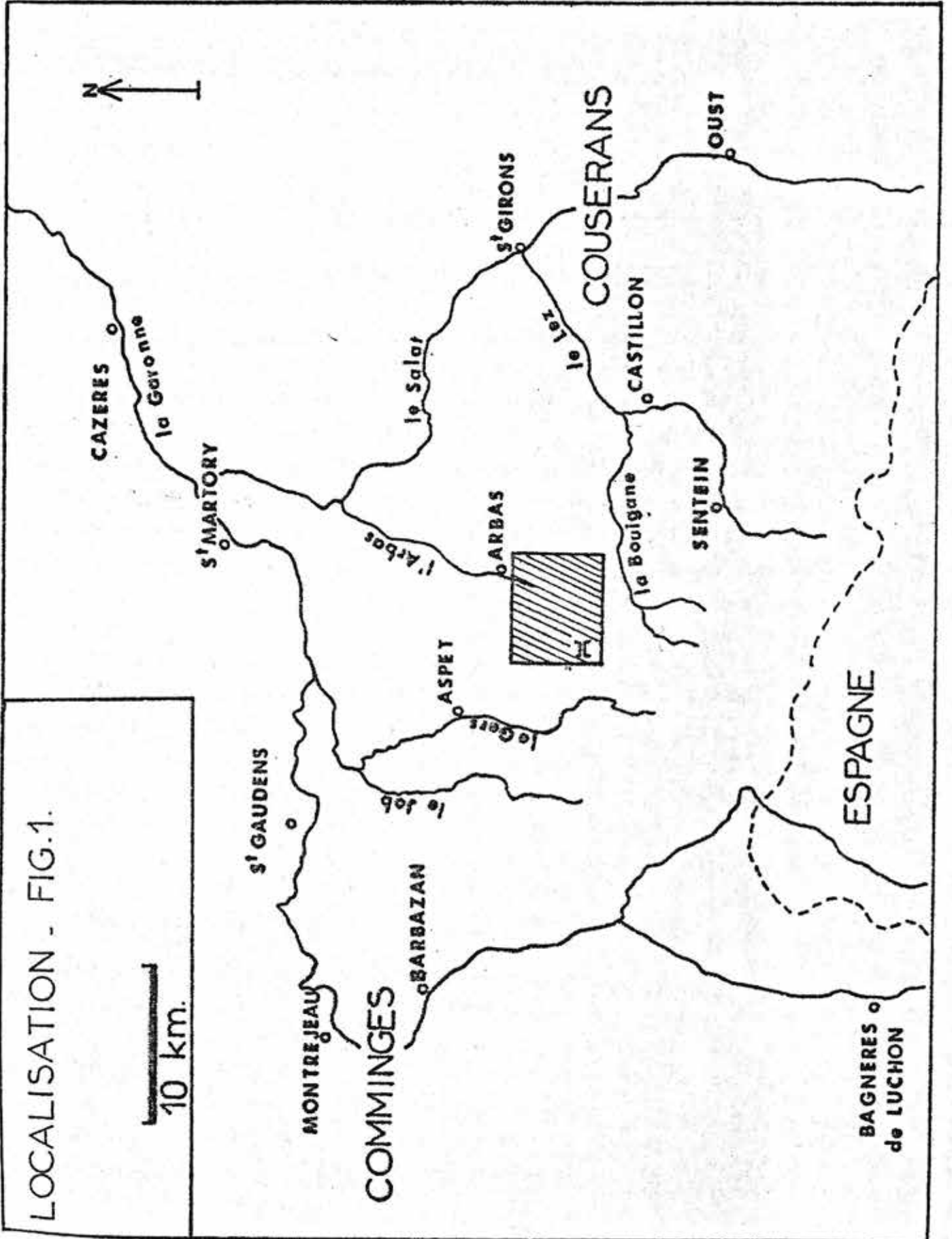
A la limite des départements de la Haute Garonne et de l'Ariège, le massif d'Arbas, prolongeant vers l'ouest le massif de l'Estelas, constitue le premier relief important des Pyrénées. La ligne de crête de Cornudère au Pic de Paloumère entre 1200 et 1600 m, d'orientation Est-Ouest, domine au Nord une région de collines peu élevées, entre Garonne et Salat. Au Sud, au delà de la Ballongue, vallée de la Bouigane, et de la vallée du Lez, la frontière espagnole passe par les hauts sommets de la zone axiale des Pyrénées. Situé dans les Pyrénées centrales, le massif d'Arbas est soumis à des vents dominants de Nord-Ouest et subit un climat atlantique à tendance montagnarde.

L'agriculture de type familial traditionnel, en régression, se limite aux basses altitudes, et le massif est essentiellement occupé par une belle forêt de hêtres, peu entretenue mais exploitée depuis quelques années à une échelle industrielle pour la fabrication du papier. Quelques pâturages dans les parties élevées du massif sont utilisés en été. En dehors des villages d'Arbas au pied du massif et d'Herran, à 800 m d'altitude, on ne rencontre aucune habitation.

IA2 - SITUATION GEOLOGIQUE - LA CHAÎNE DES PYRENEES -

Le massif d'Arbas, est situé dans la zone Nord Pyrénéenne, dans la couverture secondaire orientale du petit massif paléozoïque de Milhas. Le substrat cristallin apparaît d'autre part dans la zone axiale au Sud et constitue les massifs Nord Pyrénéens de Castillon, des Trois Seigneurs et de l'Arize à l'Est, le massif de la Barousse à l'Ouest.

Entre zone axiale et massif de Milhas, la série mésozoïque est affectée d'accidents E-W chevauchants vers le Nord. Dans la région étudiée,



LOCALISATION - FIG.1.

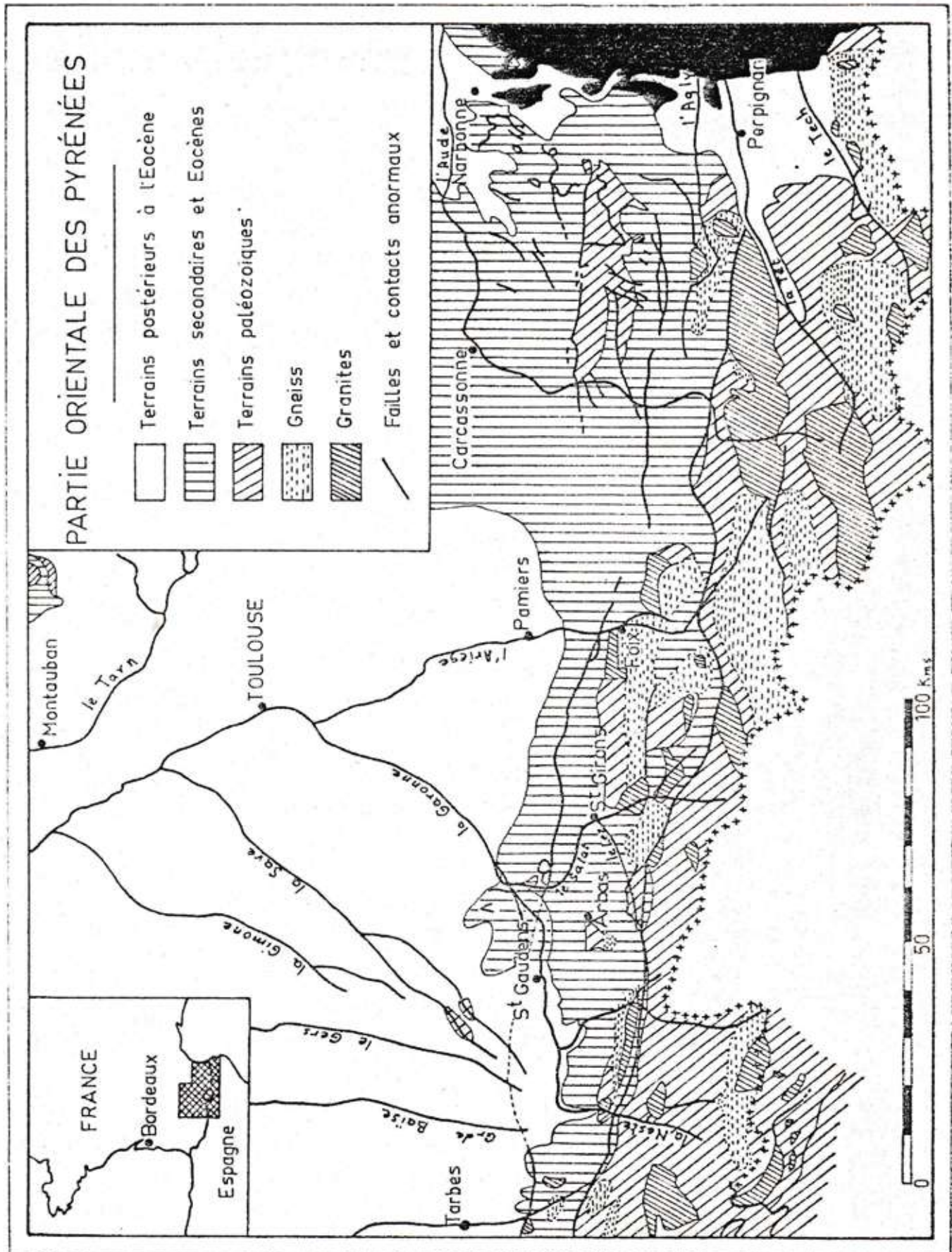


FIG. 2

le pli-faille de la Fontaine de Plaède à la Fontaine de l'Ours relie l'anticlinal du col des Ares à l'Ouest, au pli-faille de La Baderque à l'Est (Le Pochat 1970). Cet accident, situé sur le flanc nord de la crête du cap des Têches et de Cornudère sépare la zone métamorphique au Sud de la zone non métamorphique au Nord (fig.3).

A son contact est situé le massif Lherzolitique du Tuc des Haurades. P.Souquet (1971) rattache le pli-faille de la Fontaine de l'Ours à l'anticlinal d'Alas dans lequel apparaît le Paléozoïque et en fait un relai entre massif de Milhas et massif des Trois Seigneurs. Ceux-ci formeraient une ride externe séparant deux zones de flysch au Crétacé supérieur, la localisation des bassins de subsidence étant commandée par le jeu des massifs hercyniens (E.J.Debroas, P.Souquet, 1973).

Rappelons que la chaîne des Pyrénées a été définie comme une "chaîne de fond" où les mouvements du socle morcelé affectent le revêtement sédimentaire (M.Casteras, 1933).

Pour M.Mattauer (1968), cette tectonique de socle n'affecte qu'une partie de la zone axiale paléozoïque et il note la présence d'une tectonique de couverture extrêmement nette avec plusieurs niveaux de disharmonie et de décollements reconnus en forages pétroliers.

- *La succession des phases tectoniques des Pyrénées* et leurs relations avec le métamorphisme revêtent un intérêt particulier pour l'étude de la karstification.

M.Casteras (1933) distingue deux phases dans l'orogène pyrénéen :

- . une phase antécénomaniennne accompagnée de métamorphisme,
- . une phase éocène supérieur.

Pour J.Ravier (1959), le métamorphisme de fosse, contemporain de la subsidence du Crétacé inférieur est antérieur à toute déformation, et les lherzolites sont mises en place à la fin de l'Albien.

L'étude des flyschs du Crétacé supérieur et de leurs rapports avec la série sous-jacente, la reconnaissance d'un flysch anté-cénomanienn, permettent à P.Souquet (1973) de souligner l'importance des mouvements antécénomaniens.

Cependant, M.Mattauer et F.Proust (1967) notent leur caractère uniquement épirogénique et donnent un âge antevitrollien au métamorphisme qu'ils supposent fini-Crétacé, grâce à la découverte de galets de cré-

tacé métamorphique dans le Vitrollien de Quillan. M. Mattauer (1968) précise qu'il y eût seulement des mouvements verticaux avant le Cénomaniens et situe la première phase de plissement intense à la limite Crétacé-tertiaire. Une schistosité subverticale accompagne cette phase, indiquant un métamorphisme syntectonique. Les intrusions de Lherzolites se produisent immédiatement après.

P. Choukroune (1969) explique les variations d'épaisseur et les discordances du Crétacé supérieur dans la région de Lourdes par des mouvements verticaux d'orientation Est-Ouest, au Crétacé moyen et supérieur, entraînant une grande hétérogénéité du matériel soumis aux contraintes tectoniques.

Les accidents préexistants méridiens ont joué en décrochements et les accidents Est-Ouest en failles chevauchantes.

Trois phases post-sénoniennes sont distinguées :

- . phase 1 majeure, accompagnée d'une schistosité régionale de flux le plus souvent Est-Ouest; le métamorphisme y est tardif ou syntectonique,
- . phase 2 à serrage moins important,
- . phase 3 avec une schistosité de fracture liée à des accidents Nord-Sud.

Dans le synclinorium de Boucheville, entre Arize et zone axiale, P. Choukroune (1970) reconnaît également trois phases; les plissements symmétamorphes y sont probablement post-cénomaniens et anté-vitrolliens. Pour cet auteur, les brèches et schistes du Crétacé supérieur du Sud du bassin d'Arbas sont métamorphiques.

La 3^{ème} phase, cassante, marquée par des chevauchements et des rejeux de failles Est-Ouest, est attribuée à l'éocène supérieur.

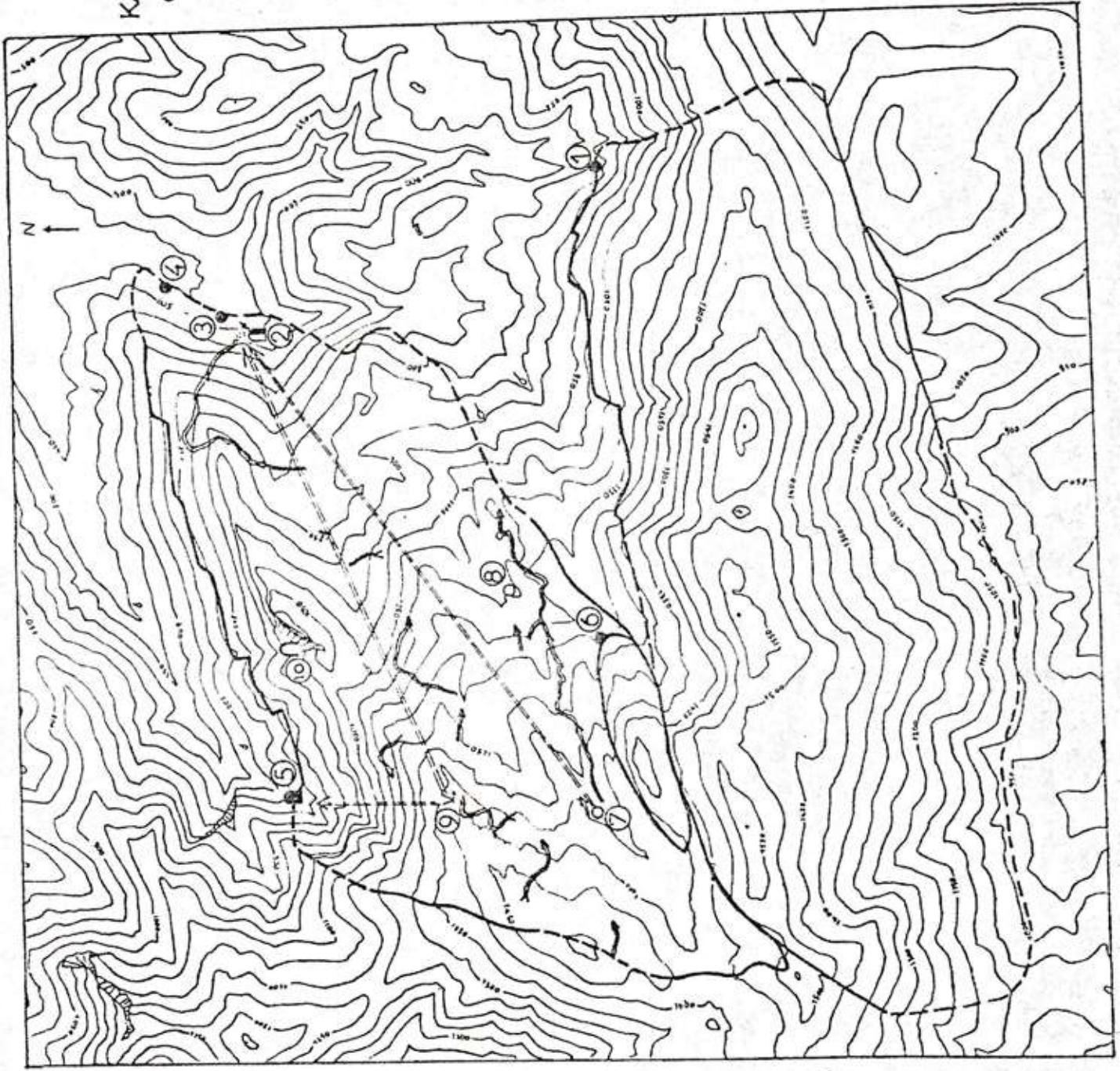
Notons enfin le schéma de l'évolution des Pyrénées proposé par P. Choukroune, M. Séguret, A. Galdeano (1973) :

- du Trias au Crétacé moyen à supérieur une distension se manifeste dans le domaine pyrénéen, et les Lherzolites se mettent en place au Crétacé supérieur,
- A partir du Crétacé supérieur, un plissement symmétamorphique s'accompagne d'un jeu en décrochement sénestre de la faille Nord-Pyrénéenne,

FIG. 4.
LES SYSTEMES
KARSTIQUES du massif
d'ARBAS.

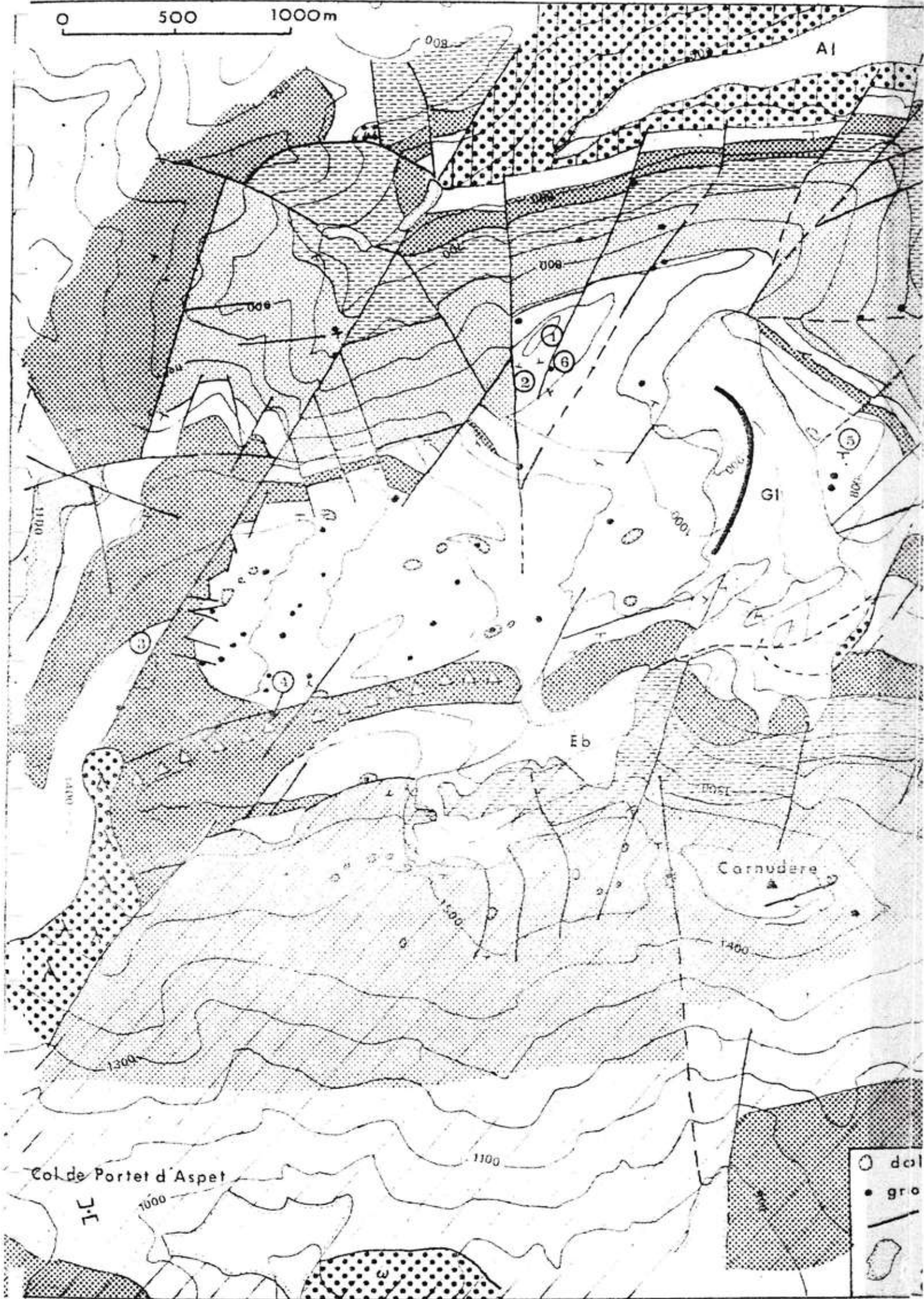
--- limites des systèmes
 - - - - - trajet des colorations.
 ↗ circulations souterraines
 reconnues.

0 1 km



- ① source du Surgeint.
- ② grotte du Goueil di Her.
- ③ sc̄e Les Yeux.
- ④ sc̄e Bernatas.
- ⑤ Fontaine des Sèches.
- ⑥ Fontaine de l'Ours.
- ⑦ perte du ruisseau de la Coume Ouarnede.
- ⑧ perte de la F^{te} de l'Ours.
- ⑨ Gouffre de la Henne Morte.
- ⑩ grotte de Péne Blanche.

0 500 1000m







CARTE DES TERRAINS KARSTIQUES. FIG. 3.

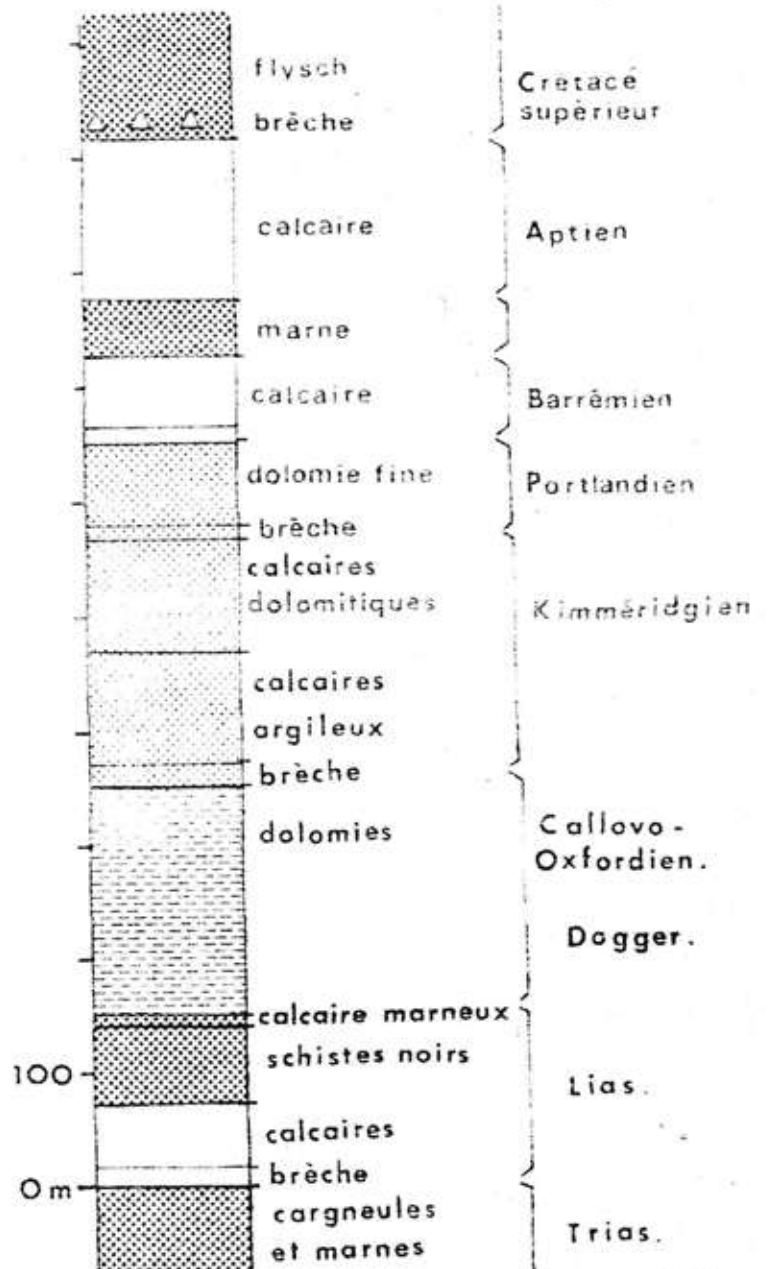
d'après la carte géologique (DEBROAS, 1975)



) doline.
 • gratte, gouffre.
 — faille.
 Eb: éboulis.
 Al: alluvions.
 Gl: glaciaire.

INTENSITÉ DE FRACTURATION
 ① — 155 f / 10 m.
 ② — 112 f / 10 m.
 ③ — 132 f / 10 m.
 ④ — 61 f / 10 m.
 ⑤ — 55 f / 10 m.

-  Métamorphisme.
-  Lherzolite.
-  Ophite.
-  Micaschistes et gneiss.



- La phase majeure de plissement progresse ensuite vers l'ouest, d'âge Yprésien dans le Pyrénées centrales, post-Lutétien dans les Pyrénées cantabriques.
- A la fin de l'Eocène, l'ensemble du domaine pyrénéen est soumis à un raccourcissement Nord-Sud.

La synthèse ainsi proposée est compatible avec un mouvement de rotation de la plaque Ibériemis en évidence par les données géophysiques dans le golfe de Gascogne.

IA3 - GEOMORPHOLOGIE -

IA3 a) Description :

- Le réseau hydrographique du versant nord de la crête du Cap des Tâches et de Cornudère (fig.5) est fortement conditionné par ce relief. Les affluents du haut bassin de l'Arbas se développent :
 - . parallèlement à la crête, avec une direction WSW - ENE à WE ; c'est le cas du Rieu Majou, du ruisseau de Planque, de la vallée de la Coume Quarnède, de la partie supérieure de la vallée de l'Escalette, du tronçon inférieur du ruisseau de la Cabanasse.
 - . perpendiculairement à la crête avec une direction NS à NW - SE :
 - ruisseau de l'Escalette - ruisseau du Surgeint - ruisseau de la Cabanasse
 - l'Arbas.
- Les surfaces d'érosion apparaissent sur les profils en long des vallées et des crêtes (fig.6 a et 6 b).

Pour connaître leur importance, on utilise habituellement la courbe hypsométrique.

Elle représente l'intégrale des variations de surface en fonction de l'altitude.

Mais la variation de surface est soumise à deux variables :

 - la pente topographique - la distance horizontale du versant considéré.

Aussi, pour avoir une représentation de la pente moyenne pour chaque intervalle de courbes de niveau sur une portion de versant, les surfaces

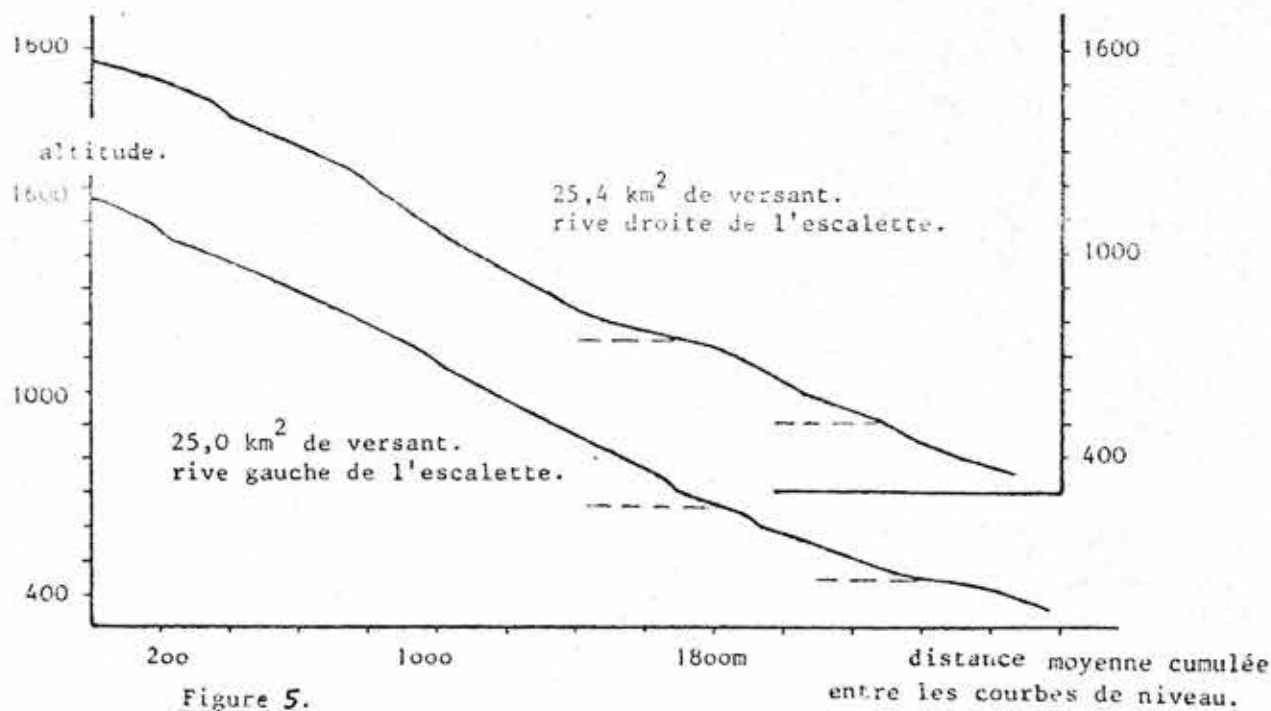
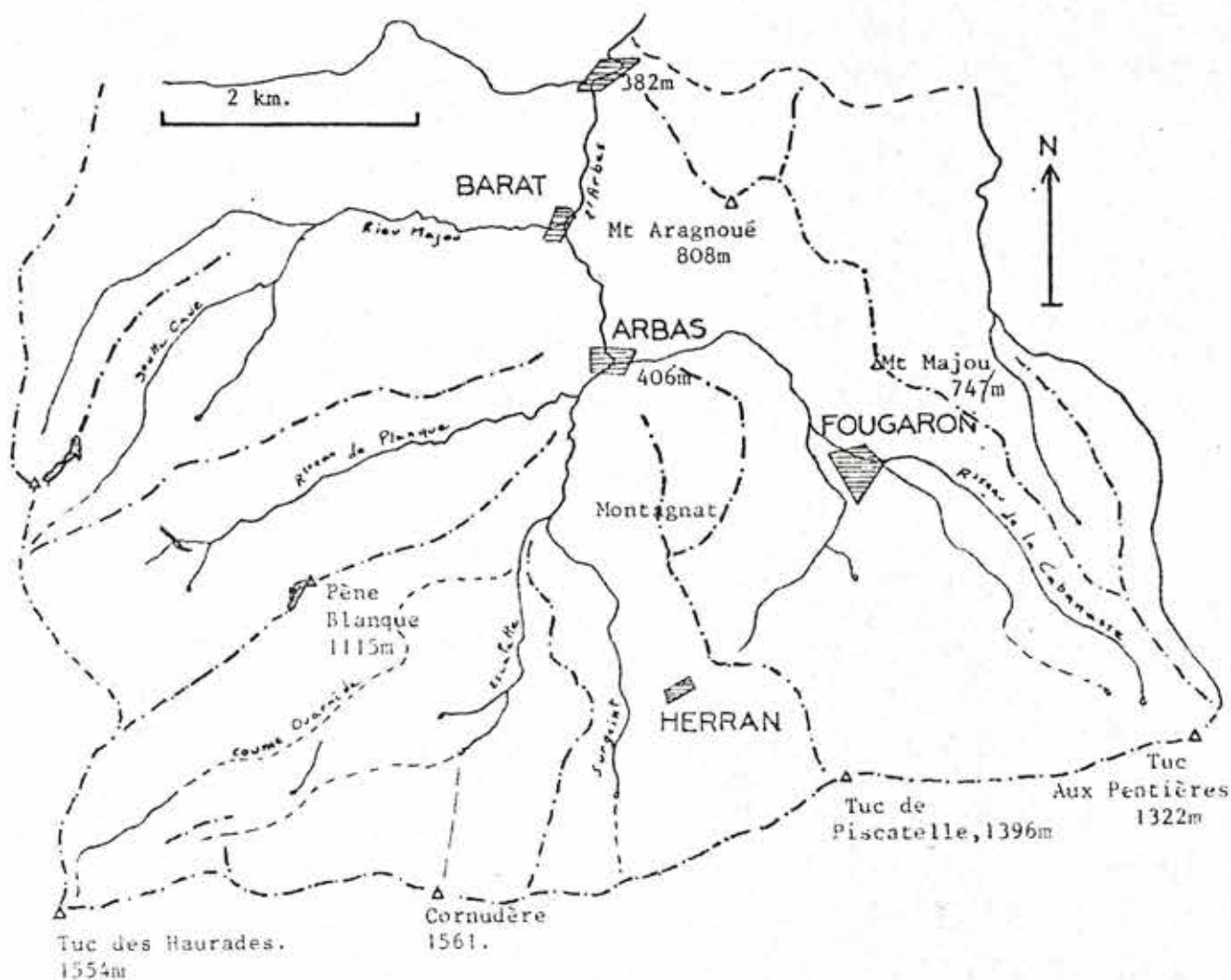


Figure 5.

entre deux courbes, mesurées au planimètre, ont été ramenées à une longueur unitaire de courbe de niveau. On obtient ainsi un profil moyen représentatif du versant.

Réalisé pour deux portions du versant Nord de Cornudère (fig.5), le profil montre dans chaque cas deux replats, l'un entre 650 et 800 m d'altitude, l'autre en 450 et 550 m.

. Des surfaces plus élevées sont décelables sur la carte. Cependant ces niveaux d'érosion très anciens ne sont représentés que par des témoins de faible surface, n'apparaissant pas sur un profil moyen du versant.

- Les profils en long de 3 crêtes (fig.6 a) d'orientation SN à SE-NW, présentent chacun la forme d'une coupe transversale à une ou plusieurs vallées.

Les cols ainsi définis passent de 790 m d'altitude entre Escalette et Surgeint, à 745 m au niveau d'Herranet 718 m à l'Est de Fougaron.

D'autre part, la ligne passant par ces trois points prolonge la vallée supérieure aux sources de l'Escalette, dont le cours change de direction vers 800 m d'altitude.

L'ensemble suggère à 800 m d'altitude, une plate-forme d'érosion, dont l'axe de drainage d'orientation WSW-ENE, a une pente faible et s'élargit vers l'Est.

Des niveaux supérieurs (900 à 1050 m) sont moins bien représentés. On note enfin une succession de replats de faible importance entre 660 et 500 m encontrebas du Tuc d'Agal.

- Les profils en long des vallées (fig.6 b) accusent une forme convexe dans les zones karstifiées.

Les surfaces d'érosion y sont mieux conservées. Le ruisseau de la Cabanasse et celui du Rieu Majou, qui parcourent des terrains imperméables, ont un profil concave régulier.

. Un replat très net apparaît entre 700 et 800 m dans les vallées du Surgeint, de l'Escalette et de la Coume Ouarnède, auquel fait suite une rupture de pente assez brutale.

. Un autre replat, moins évident, peut être situé entre 1100 m et 1200 m.

On peut également relever la faible pente de la vallée supérieure

FIG. 6a. Profils en long des crêtes

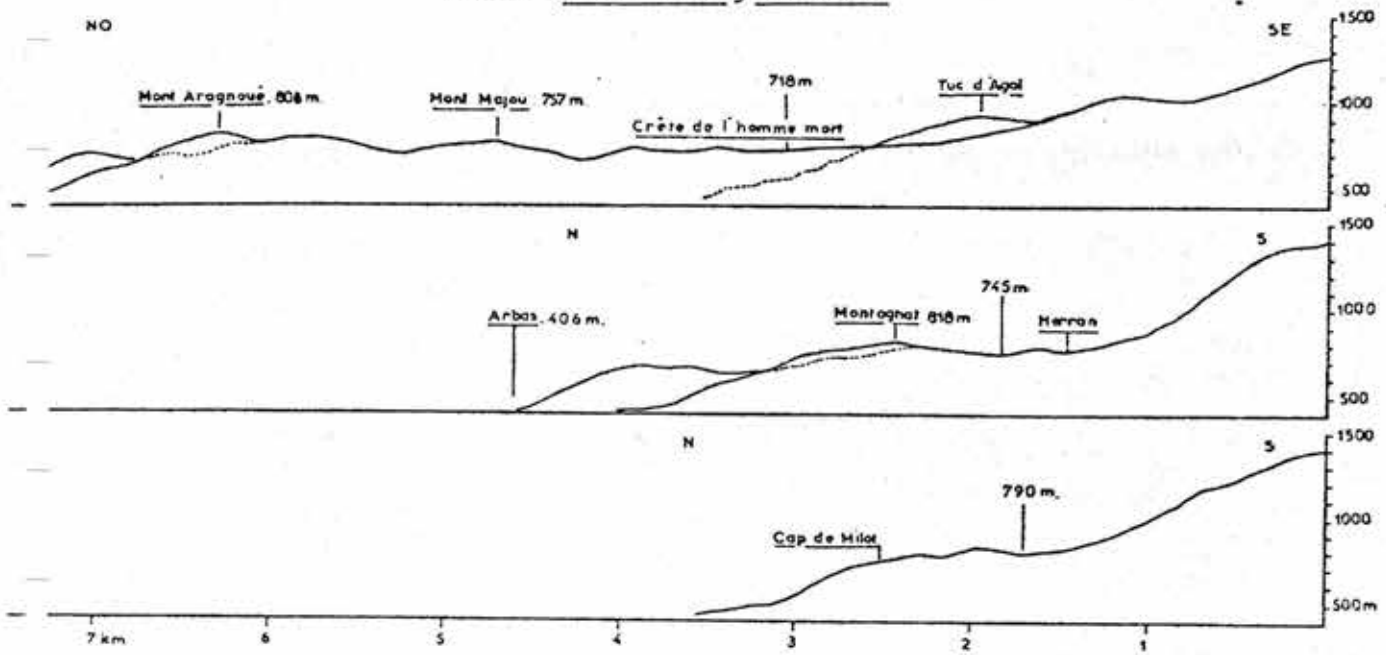
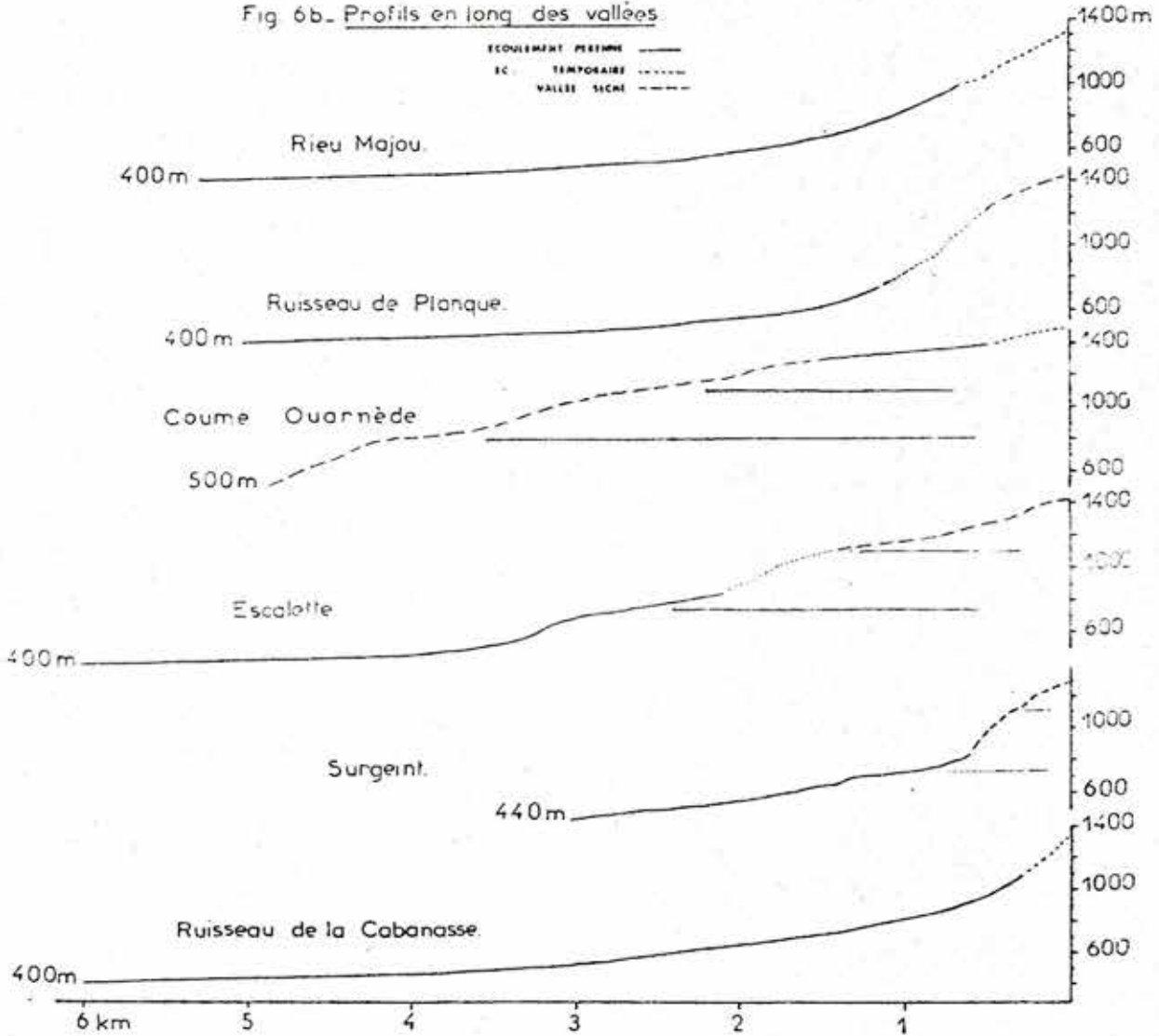


Fig 6b. Profils en long des vallées



de la Coume Ouarnède, entre 1300 et 1400 m. Cette vallée a subi, au quaternaire une évolution morphologique glaciaire ayant pu modifier sensiblement le profil antérieur.

IA3 b) Discussion :

On a la succession suivante :

- 1) Un niveau ancien, entre 1100 et 1200 m, très peu représenté.
- 2) Un niveau entre 700 et 800 m, à pente faible vers l'Est. Il est localement bien conservé, permettant une activité agricole au village d'Herran; cette ancienne vallée de même orientation que la vallée sèche de la Coume Ouarnède et que le ruisseau de Planque (WSW-ENE) est à peu près parallèle à la crête de Cornudère.
- 3) Un creusement postérieur des vallées de l'Escalette et du Surgeint, de direction NS, et du ruisseau de la Cabanasse, de direction NW-SE, qui démantèle la surface de 800 m.
- 4) Une stabilisation entre 450 m et 600 m, marquée par des collines de part et d'autre de l'Arbas, suivie d'un nouveau creusement des vallées, conservant la même direction.

Ces différentes étapes de l'évolution géomorphologique du massif d'Arbas correspondent assez bien à celles reconnues dans le massif de l'Estelas par A.Mangin (1970).

Il distingue : 1) une plate forme d'érosion vers 1050 m,
 2) un replat dans la vallée du Lachein à 700 m et le poljé de Balagué à 650 m,
 3) un enfoncement progressif de la vallée du Lachein avec un replat à 540 m, et le poljé de Cazavet au N-E de l'Estelas (450 m); celui-ci est recoupé par la Gouarège (375 m).

Les niveaux 1 et 2, reconnus au Sud de l'Estelas sont corrélés à deux niveaux (930 m et 555 m) présentant le même écart d'altitude au Nord de l'Estelas.

A.Mangin attribue la différence d'altitude entre les surfaces au Nord et au Sud du massif de l'Estelas à des mouvements tectoniques.

Les surfaces d'érosion que nous avons observées dans le massif d'Arbas sont situées à une altitude légèrement supérieure à celles du massif de l'Estelas.

On ne peut totalement exclure la possibilité de réajustements tectoniques, modifiant l'altitude d'une surface d'érosion en deux points différents.

Remarquons toutefois, que dans le cas d'un drainage de l'ouest vers l'est, reconnu pour la surface de 800 m dans le massif d'Arbas, celui-ci était placé en amont du massif de l'Estelas.

Ce simple fait peut justifier les différences observées.

DATATION :

La surface de 800 m, qui supporte la moraine glaciaire de Maria Rouch, est au moins antérieure à la dernière glaciacion.

Dans une étude sur les formations de piémont de cette zone des Pyrénées, J.J.Lagasque (1971) reconstitue les écoulements de surface au Pliocène et au Quaternaire. Il rattache les dépôts pliocènes en aval de Barat aux replats situés autour d'Arbas et à Fougaron, entre 500 et 600 m d'altitude ; l'ensemble suggère un glacis d'érosion dans l'axe de la vallée de l'Arbas de direction Nord-Sud, mais plus large que celle-ci.

Nous pouvons donc penser que le démantèlement de la surface de 800 m par le creusement des vallées de l'Escalette, du Surgeint et de la Cabasse est antérieur ou contemporain du Pliocène.

Notons cependant, que cette datation repose uniquement sur l'attribution, par J.J.Lagasque, de cailloutis altérés au Pliocène, par simple comparaison avec la formation de Lannemezan.

La recherche et l'étude systématique de toutes les formations superficielles permettraient seules une datation précise.

IB - CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE, LITHOLOGIQUE ET TECTONIQUE

IB1 - STRATIGRAPHIE -

Les terrains sédimentaires rencontrés dans le massif d'Arbas vont du Trias au Sénonien inférieur.

Outre la carte géologique au 1/80 000 (Bagnères de Luchon, 1951) cette série a fait l'objet de descriptions détaillées (Peybernès, 1968 ; X.Le Pochat, 1970 ; M. Fort, 1971)

LE TRIAS

Il est représenté par des cargueules et des marnes métamorphisées près du village de La Baderque. Des ophites, habituellement associées à la sédimentation triasique, affleurent largement dans la zone métamorphique, à Portet d'Aspet, à Herran, et en petits pointements à la base de la série Jurassique au contact des micaschistes du massif de Milhas.

LE LIAS

Le *Lias inférieur* repose directement sur les micaschistes dans la vallée de Planque. Il montre la succession :

- brèche à éléments dolomitiques.....	20 m] Hettangien
- dolomie gris clair.....	10 m	
- calcaire bleu.....	15 m	
- calcaire à microrhythmes.....	5 m] Sinémurien
- brèche polygânique.....	15 m] Lotharingien
- calcaire oolithique.....	10 m	

Le *Lias moyen et supérieur* manifeste une sédimentation plus détritique :

- argiles jaunes.....	40 m] Charmouthien
- schistes bleus.....	10 m	

- schistes noirs pyriteux.....	20 m]	Toarcien
- calcaire marneux à Gryphaea	5 m]	Aalénien
- calcaire marneux à pisolithes.....	5 m]	

LE JURASSIQUE MOYEN

On passe progressivement des niveaux déjà dolomitisés de l'Aalénien à la dolomie massive :

- les assises comprises entre le Lias et la brèche de base du Kimméridgien sont ici entièrement dolomitisées et ne permettent pas une zonation stratigraphique. Il s'agit d'une dolomie massive, noire, gravelleuse avec quelques bancs plus fins et des passées très cristallines. Notons cependant un niveau vacuolaire, à oolithes dissous pouvant être attribué à l'oxfordien.

- l'épaisseur de cette série (environ 200 m) se rapproche de celle du Jurassique moyen complet à l'ouest du massif de Milhas, alors que des lacunes du callovo-oxfordien se manifestent sur la bordure méridionale.

LE KIMMERIDGIEN ET LE JURASSIQUE SUPERIEUR

Un horizon brêchique constant, à la base du Kimméridgien, marque une instabilité dans la sédimentation et, sans doute, une transgression. Au-dessus, on trouve la succession :

- calcaire noir argileux.....	20 m]	Kimméridgien inférieur
dolomie brêchique.....	15 m]	
- calcaire fin argileux.....	30 m]	Kimméridgien moyen
- dolomie grenue et brèches.....	20 m]	
- calcaire argileux noir.....	30 m]	
- dolomie sombre, avec alternance dolomie fine et dolomie cristal- line.....	100 m]	Kimméridgien supérieur
- brèche à éléments argileux de dolomie grise.....	70 m]	Portlandien
- calcaire noduleux et oolithique..		
- dolomie grise fine.....		

La brèche et la dolomie grise fine manquent l'épisode régressif de la fin du Jurassique.

LE CRETACE INFÉRIEUR

Il est représenté par deux ensembles calcaires de caractères différents séparés par un horizon marneux :

- brèche à éléments de dolomie.....] Barrémien] "Néocomien" 70 m
- calcaire gris à plages roses cryptocristallin, lagunaire.....		
- marnes bleues, riches en pyrite, à altération jaunâtre ("marnes de Sainte Suzanne")	50 à 100 m] Bédoulien
- calcaire massif microcristallin récifal renfermant de nombreux rudistes (Toucasia), Polypiers et Briozoaires ;	150 m] Aptien supérieur faciès "Urgonien"
- intercalations de calcaire gris plus sombre à rognons de silex.....		

Les marnes bédouliennes affleurent largement en contrebas du "Plan de Liet" et les calcaires urgoniens forment les lapiaz de la Coume Ouarnède et de la Henne Morte, le mail de Peyreguile et les rochers de Pène Blanche.

LE CRETACE SUPÉRIEUR

Il est transgressif et discordant sur la série épicontinentale sous-jacente. P.Souquet (1969, 1971) distingue plusieurs bassins d'âge et de composition différents :

Dans la région qui nous intéresse, on rencontre :

- Au Sud, dans la zone métamorphique, les cornéennes micacées du flysch ardoisier de la Bellongue. Celui-ci comprend deux types de dépôts :

- des brèches de coulées,
- des turbidites,

et a été daté de l'Albien supérieur (E.J.Debroas et P.Souquet, 1972).

- Au Nord, le Crétacé supérieur du bassin d'Arbas-Fougaron comporte des conglomérats et un "flysch à Fucoïdes" étagés du Cénomanién au Sénonien inférieur; un lambeau satellite de ce bassin, occupe la partie amont de la Coume Ouarnède, et comporte :

- une brèche grossièrement stratifiée, dont les éléments sont empruntés au matériel secondaire sous-jacent; le ciment, peu développé, est argileux ou gréseux à l'ouest de l'affleurement et formé de calcite cristalline à l'Est.

- un flysch calcaréo-marneux et gréseux attribué ou Turonien.

- J'ai relevé enfin la présence, dans des fissures du calcaire "urgonien" de plan de Liét, d'un remplissage rouge fossilifère daté de l'Albien supérieur (datation de B.Peybernès, communiquée par E.J.Debroas). Plus bas, au contact de la brèche cénomaniénne et du calcaire urgonien, on trouve également dans des poches et fissures de celui-ci, un remplissage ancien, tectonisé, présentant un aspect de céramique.

Ceci témoigne d'un début de karstification et donc d'une épisode continental antérieur aux dépôts du Crétacé supérieur.

LES TERRAINS RECENTS

Le Pliocène; à proximité du village d'Arbas, la carte géologique au 1/80 000 note des dépôts argileux renfermant des galets de grès et de quartzites attribués au Pliocène par comparaison avec la formation de Lannemezan. Ces dépôts de plusieurs mètres d'épaisseur occupent les sommets des collines situées sur la rive gauche de l'Arbas entre 470 et 500 m, en aval de Barat.

Le Quaternaire; il est ici représenté essentiellement par la moraine glaciaire de Maria Rouch (E.J.Debroas, M.Bakalowicz et S.Puyoô, à paraître, 1976).

Deux épisodes glaciaires ont pu être décrits, marquant la présence d'un glacier local à plusieurs reprises. Celui-ci occupait la vallée de la Coume Ouarnède à laquelle il a imposé une évolution morpholo-

gique glaciaire jusqu'au "Plan de Gaule". Un arc morainique important (fig.3) occupe les près de Maria Rouch.

IB2 - LITHOLOGIE ET DONNEES SUR LA COMPOSITION CHIMIQUE DES TERRAINS -

La série stratigraphique décrite présente une grande variété lithologique.

Les caractères lithologiques (composition chimique, texture et structure) interviennent à plusieurs égards dans le processus de karstification :

1 - Ils déterminent le comportement des roches vis-à-vis d'un champ de contraintes tectoniques, entraînant des variations dans le style de la déformation, dans l'intensité et la nature de la fracturation.

2 - Les propriétés physicochimiques des roches (solubilité, porosité) influencent directement leur comportement vis-à-vis des circulations d'eau.

3 - La disposition structurale de terrains présentant des degrés de karstification divers permet la définition des paramètres géologiques généraux des systèmes karstiques.

données sur la composition chimique des terrains :

- quelques échantillons de la série Jurassico-Crétacée et de remplissages de fissures ont fait l'objet d'analyses spectrographiques d'émission à l'arc (annexe 6) (analyses M. Grably ORSTOM).

Le rapport molaire $\frac{Ca}{Mg}$ est calculé à partir du rapport $\frac{CaO}{MgO}$

- des calcimétries ont été effectuées à l'aide d'un manocalcimètre "Geoservices". Cet appareil mesure la quantité de CO_2 dégagée par une attaque acide de 1 g d'échantillon broyé; le pourcentage total de carbonates est donné avec une incertitude absolue de 1 %.

La cinétique de réaction de l'attaque acide du carbonate de calcium pur (Ca CO_3) étant différente de celle de l'attaque de la dolomite (Ca, Mg CO_3), l'enregistrement du dégagement de CO_2 , en fonction du temps permet de distinguer ces deux minéraux.

Les courbes d'étalonnage obtenues par mélange de poudres de carbonate de calcium et dolomie (fig.7) servent de référence pour le calcul du pourcentage de calcite et dolomite dans l'échantillon (tabl.I).

L'imprécision du calcul n'autorise pas une incertitude inférieure à 5%.

Le carbonate de magnésium pur n'est pas mis en évidence par calcimétrie, l'attaque acide étant aussi rapide que celle de la calcite.

Dans le cas d'un calcaire dolomitique, la présence de calcite magnésienne, dans le réseau de laquelle un certain nombre d'atomes de calcium sont remplacés par des atomes de magnésium, ne peut être décelée par calcimétrie.

Les difficultés de terrain (couvert végétal important) n'ont pas permis de recueillir une grande quantité d'échantillons de chaque étage : le broyage a été effectué sur 200 à 600 g de roche.

Cependant, l'ensemble donne une assez bonne représentation de la série.

IB2 a) La série Jurassico-Crétacéenne métamorphique présente trois horizons imperméables :

- Le Lias marneux (14 % de carbonates).
- Les marnes bédouliennes (environ 40 %).
- Le flysch du Crétacé supérieur (26 %).

La faible épaisseur et la teneur relativement élevée en carbonates des marnes bédouliennes n'en font pas un horizon infranchissable par les circulations karstiques.

La pyrite abondante se manifeste par la forte teneur en FeO et le dégagement de SH_2 .

Le sodium et le potassium ne sont présents de façon notable que dans le Crétacé supérieur.

Le seul élément de distinction des ensembles carbonatés est le rapport calcium/magnésium.

≡ calcite ⋮ dolomite

E C H A N T I L L O N	ALTITUDE	CALCIMÉTRIE	
		0	100%
Crétacé supérieur détritique.	Coume Ouarnède		
Aptien-calcaire à Toucasia gargasien	Henne Morte	1420 m	
Calcaire.	Buhade dech Gandil		
Gargasien supérieur, calcaire	Lapiez MariaRouch		
Calcaire	Mail de Bourusse	785 m	
Partie supérieur des Marnes de Sainte Suzanne, Micrite.	Bois de Campas	770 m	
Marnes de Sainte Suzanne.	Gouffre Raymonde	130 m	
Calcaire barrémien.	Mail de Bourusse	765 m	
Calcaire barrémien.	Mail de Bourusse	760 m	
Calcaire gris clair barrémien.	Couenque		
Portlandien	Plan de Gaule, Fab. ruinée		
Brèche portlandienne.	Planque		
Kimméridgien ?	Mail de Bourusse	740 m	
Kimméridgien ?	Mail de Bourusse	730 m	
Jurassique supérieur?	Ruisseau Escalette	680 m	
Jurassique supérieur?	Ruisseau Escalette	600 m	
Calcaire kimméridgien.	Gourgue		
Kimméridgien brechique.	Vallée de Planque		
Kimméridgien brechique.	Fontaine des Sèches		
Dolomie cristalline, callovo-oxfordien.	Gourgue		
Dolomie poreuse, callovo-oxfordien.	Vallée de Planque		
Alsésien bajocien	Mail de Bourusse		
Calcaire marneux.	Vallée de Planque		
Gras calcaire.	Vallée de Planque		
Calcaire métamorphique	Croix de Guérêt		
Calcaire métamorphique	Col du Lac		
Calcaire métamorphique	Portet d'Aspet		

Tableau I.- Calcimétries

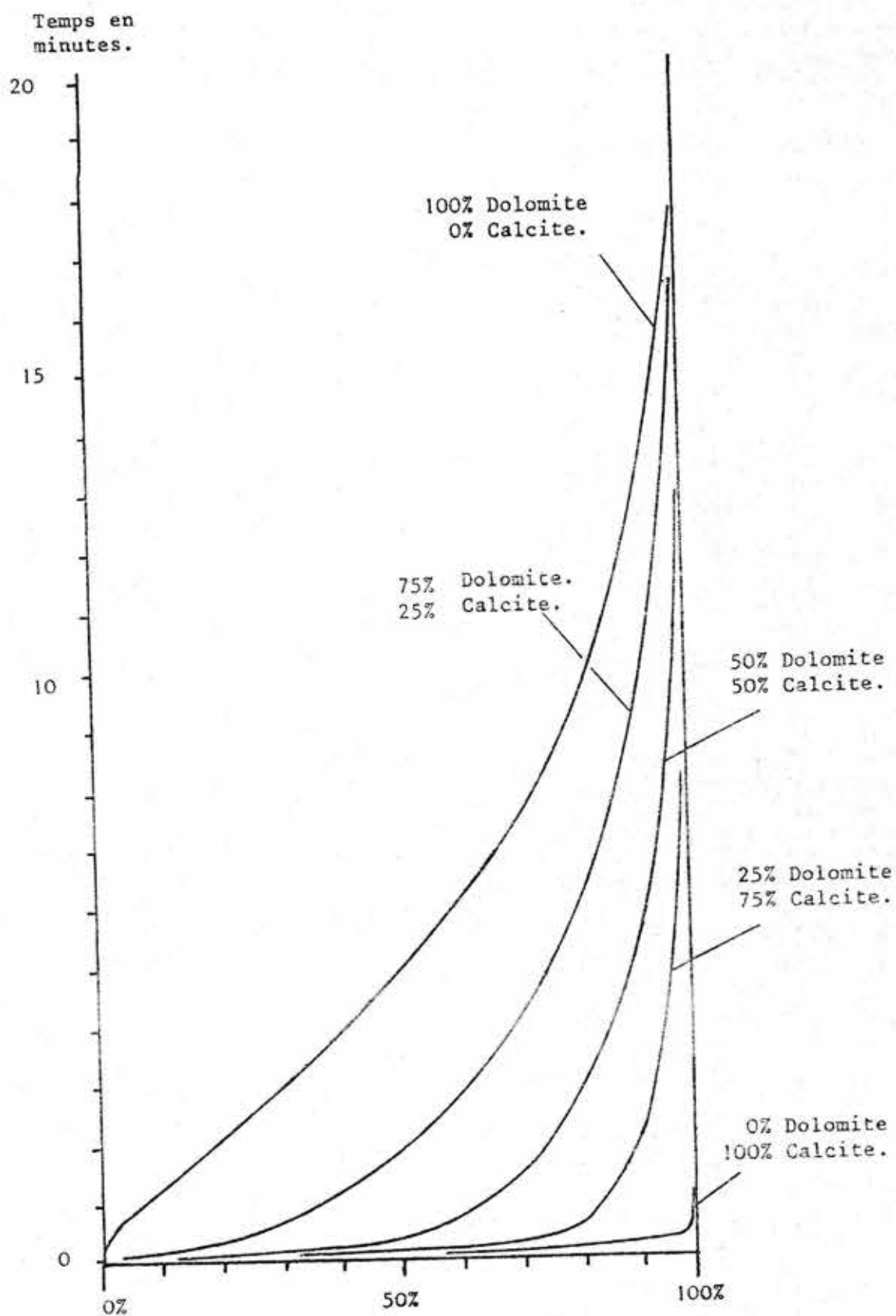


Figure 7: courbes d'étalonnage du manocalcimètre.
(5ml d'HCl à 50%, 1g de poudre.)

Les dolomies du Jurassique inférieur et moyen ($\frac{Ca}{Mg}$ voisin de 1) sont en général très cristallines et on ne rencontre pas de témoins calcaires à ces niveaux, dans le secteur d'Arbas.

Les échantillons du Jurassique supérieur ont des pourcentages variés de dolomie, certains bancs conservant une teneur en calcite voisine de 100 %.

La dolomitisation secondaire (M.Fort, 1971) s'est effectuée peu de temps après la sédimentation.

Les conséquences hydrogéologiques de la dolomitisation sont importantes :

1) Les dolomies sont moins cassantes que les calcaires. Les valeurs du module de Young E, et de la rigidité, G, sont, à la pression atmosphérique :

- pour un calcaire (calcaire de Solenhofen)

$$E = 5,77 \text{ à } 6,27 \cdot 10^{11} \text{ dynes/cm}^2$$

$$G = 2,31 \text{ à } 2,47 \cdot 10^{11} \text{ dynes/cm}^2$$

- pour une dolomie (dolomie de Pennsylvannie)

$$E = 7,1 \cdot 10^{11} \text{ dynes/cm}^2$$

$$G = 3,23 \cdot 10^{11} \text{ dynes/cm}^2$$

(in A.Mangin, 1974).

2) le remplacement de la calcite par la dolomite induit une concentration accompagnée d'une augmentation de la porosité.

Une relation entre porosité et densité a été établie pour des roches carbonatées du sud-ouest de l'Iran (T.F.Gaskell (1963) in G.Larsen and G.V.Chilingar, 1967).

porosité %	densité g/cm	dolomitisation %
0 - 4,1	2,70	0
4,1 - 8,0	2,74	20
8,1 - 12	2,76	32
> 12,1	2,80	58
	2,84	82

Pour d'autres auteurs, la porosité croît seulement au-delà de 50 % de dolomite (R.C.Murray, 1960); pour R.W.Powers (1961) elle augmente entre 25 et 50 % de dolomite, mais diminue ensuite.

En ce qui concerne les dolomies du Jurassique d'Arbas, nous n'avons pas de valeurs de la porosité mais on remarque les niveaux à oolithes dissous, macroscopiquement très poreux. Les dolomies inférieures présentent en outre une altération en surface qui les rend pulvérulentes.

- Les calcaires cryptocristallins du Barrémien et microcristallins de l'Aptien sont chimiquement très purs, avec un rapport $\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$ voisin de 50.

IB2 b) La série métamorphisée

Les modifications chimiques sont ici de faible importance ; deux échantillons de calcaire métamorphique relevés l'un sur la crête au col de la croix de Guerêt, l'autre, 400 m plus au Sud, au contact du flysch ardoisier de la Bellongue, donnent 97 et 98 % de calcite.

Un troisième échantillon, recueilli au sud-ouest des précédents, à la sortie de Portet d'Aspet, donne 90 % de calcite. L'analyse spectrale montre qu'il est enrichi en silice, aluminium et potassium.

M.Roubault (1928) note que le degré de métamorphisme est faible au sommet de cornudère et croît vers le Sud ; le calcaire s'enrichit en diopside et quartz.

E.J.Debroas et P.Souquet (1972) observent une décroissance de l'intensité du métamorphisme d'ouest en est, dans la vallée de la Bellongue.

Ce métamorphisme de haute température basse pression (Choukroune, 1970) se manifeste donc essentiellement par des recristallisations des calcaires et dolomies.

IB2 c) Les remplissages de fissures

Le remplissage rouge induré rencontré dans certaines fissures contient essentiellement de la silice et du fer ferrique. Cette composition évoque un résidu insoluble de circulations d'eaux.

Le fer ferrique peut provenir de l'oxydation des pyrites nombreuses dans le Lias marneux et les marnes de Sainte Suzanne, mais présentes également dans les dolomies et calcaires de la série Jura-Crétacé.

Le remplissage tectonisé recueilli à proximité de la brèche céno-manienne, dans les fractures du calcaire urgonien est riche en carbonates. On observe en effet des filons de calcite striée, à l'affleurement.

La présence des autres éléments permet le rapprochement avec le Crétacé supérieur.

L'ensemble de ces résultats servira d'élément de comparaison à l'étude hydrochimique des exutoires karstiques.

IB3 - TECTONIQUE ET FRACTURATION -

Dans la couverture non métamorphique du massif de Milhas, au Nord de l'accident chevauchant de la Fontaine d'Ours les ensembles carbonatés constituent l'essentiel des affleurements ; le calcaire "urgonien" occupe la surface la plus importante.

Le style tectonique est surtout cassant (fig.3 et 8).

A l'échelle de l'affleurement, aucune structure souple n'apparaît dans les calcaires ; une charnière anticlinale est visible dans les dolomies du "Pich de Carrech".

Les plans de stratification sont peu nombreux et peu marqués.

La zone non métamorphique se prête donc aux méthodes d'analyse microtectonique d'un champs de fractures.

Cependant, leur utilisation rencontre ici certaines difficultés :

- . le couvert végétal limite les affleurements importants à quelques lapiaz dénudés.

- . la karstification de certaines discontinuités en surface, en détruisant les traces de mouvement (stries, plaques de calcite striée), rend délicate leur identification tectonique.

Deux types d'informations sont recherchés en vue de l'étude de la karstification :

- 1°/ détermination du champs de fractures, de son intensité et des directions maximales de fracturation.

- 2°/ reconnaissance de la nature des différentes familles de discontinuités.

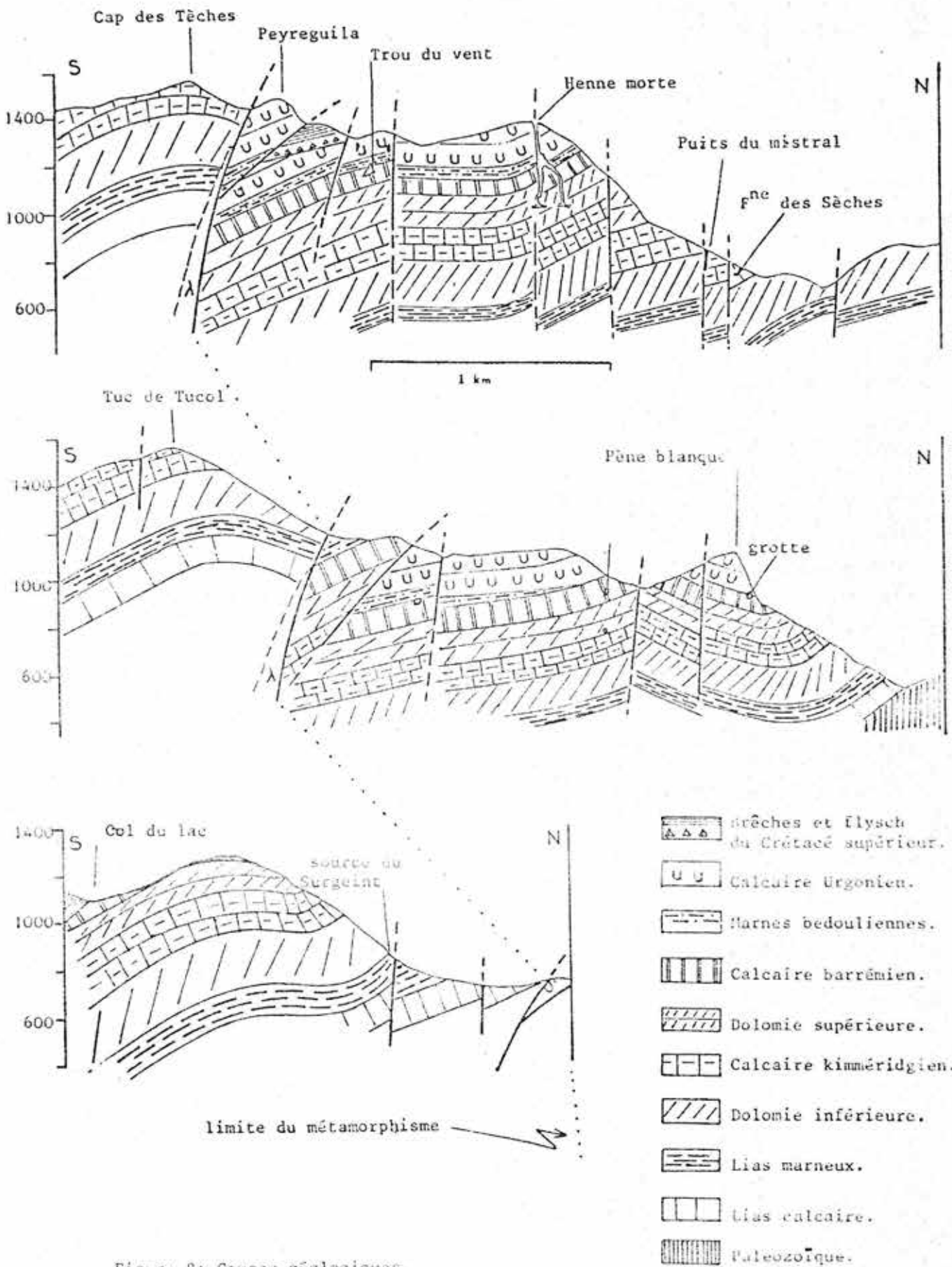


Figure 8: Coupes géologiques.

IB3 a) Définition du champs de fracturation

Elle implique un relevé systématique des discontinuités (fissures, joints de stratification...) interceptant la ligne de lever dont on note l'orientation, la longueur et le plongement.

La projection des pôles de plans sur canevas de Schmidt (équisurface, hémisphère inférieur) permet de distinguer des groupes.

Pour chaque groupe, la fréquence est donnée par le nombre de plans par mètre de normale moyenne.

Ces opérations peuvent se faire sur ordinateur (Király, 1969).

Dans le cas de fractures subverticales, on peut calculer la fréquence sur la normale à la direction de chaque groupe de plans.

$$a = b \cos \alpha$$

avec a = écart moyen vrai des plans

b = écart moyen de relevé

α = angle entre la direction de relevé et la normale à la direction des plans.

La fréquence est l'inverse de l'écart moyen.

Si on calcule la fréquence de chaque classe directionnelle sur 10 m de normale, la somme des fréquences de toutes les classes donne l'intensité de fracturation. C'est alors le nombre de plans dans un cercle de 10 m de diamètre.

5 stations ont fait l'objet de relevés sur le massif d'Arbas (fig.3).

S t a t i o n s		Intensité de fracturation calculée
1	Lapiaz de Pène Blanche calcaire "Urgonien"	155 f/10 m
2	Lapiaz de Pène Blanche calcaire "Urgonien"	112 f/10 m
3	Plan de Liet calcaire "Urgonien"	132 f/10 m
4	Coume Ouarnède brèche du Crétacé supérieur	61 f/10 m
5	Lapiaz de Maria Rouch calcaire "Urgonien"	55 f/10 m

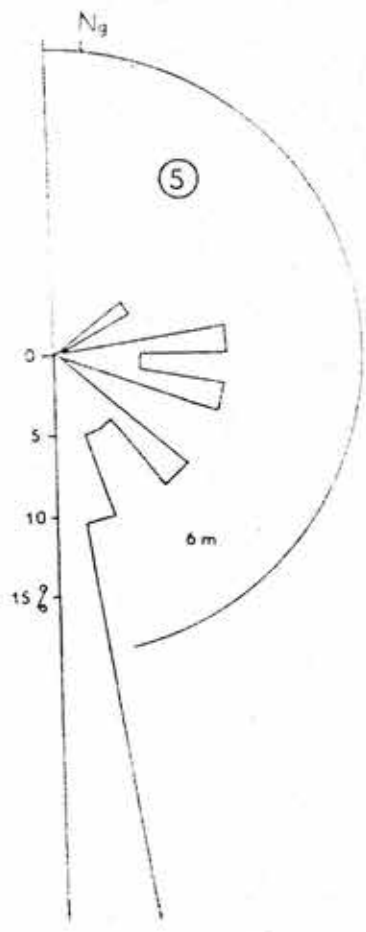
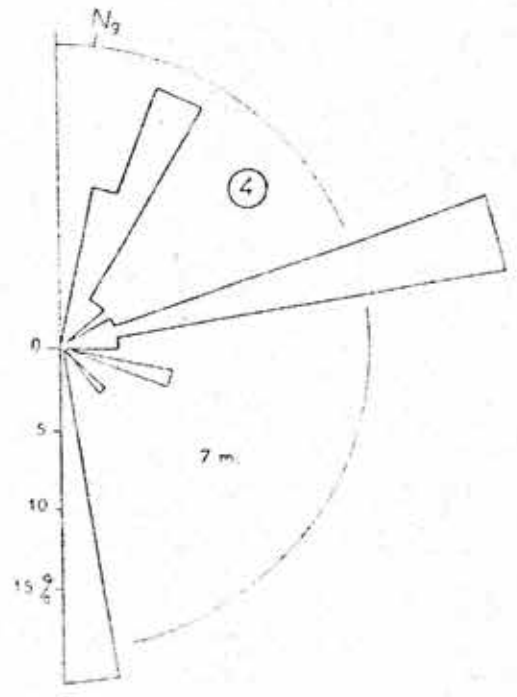
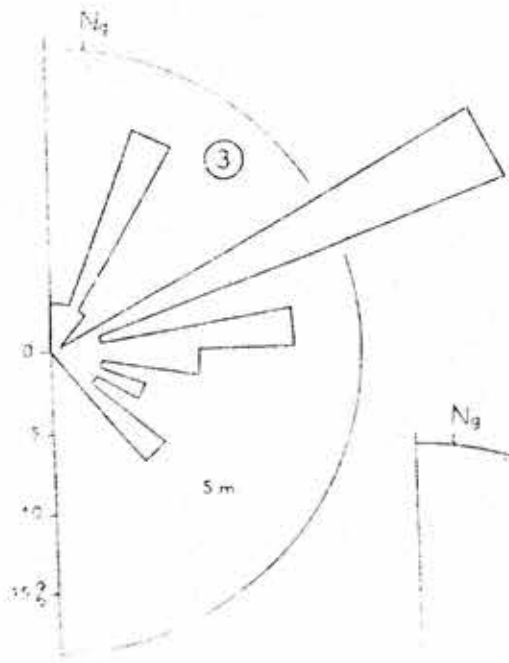
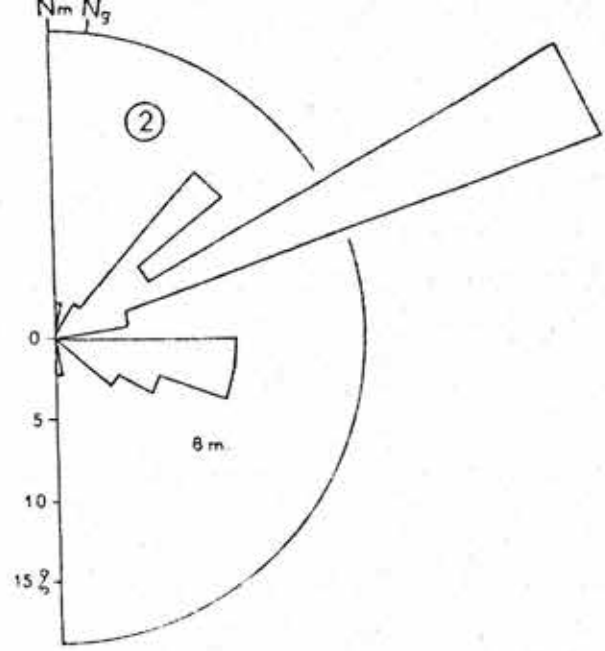
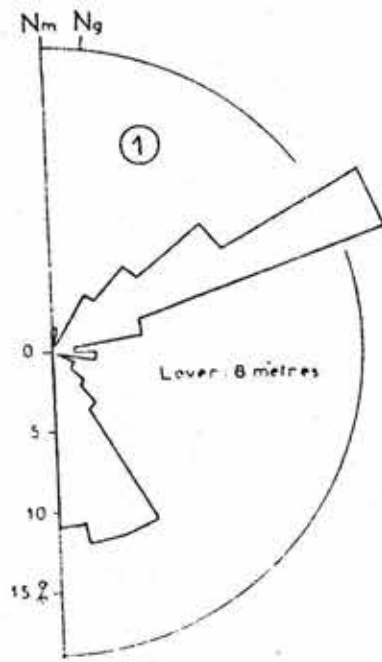


Fig. 9 : histogrammes de fracturation.

Ces valeurs, bien que ponctuelles, à l'échelle du massif, donnent une idée de l'intensité de la fracturation et peuvent être comparées à des valeurs obtenues sur d'autres massifs karstiques.

- Les maximums directionnels de fracturation, représentés par des histogrammes circulaires (fig.9) sont établis directement en pourcentage du nombre total de fractures relevées.

La méthode de lever, dans deux directions perpendiculaires, permet d'intercepter toutes les fractures, et de respecter leur fréquence relative.

Il est également possible de connaître les maximums de fracturation à partir des longueurs de fractures visibles sur photographies aériennes (R.Guerin, thèse 1973). Cette méthode, qui conduit à établir un histogramme global à l'échelle du massif, n'a pu être appliquée ici en raison du couvert forestier.

Les histogrammes "ponctuels" (fig.9) sont représentatifs de l'hétérogénéité de la fracturation sur le massif.

Les mêmes directions apparaissent partout mais avec des fréquences variables.

- La projection équisurface (canevas de Schmidt), de tous les plans de fractures relevés, permet d'établir les fréquences directionnelles en tenant compte du plongement des plans, à l'aide d'un compteur de Dimitrijevic (fig.10).

Ainsi, sur l'ensemble des relevés, apparaît un système de discontinuités le plus souvent subverticales avec :

- un maximum à N60°-70° (par rapport au Nord magnétique)
- une deuxième famille à N170°-180° avec, parfois un plongement vers l'Est.
- une série de plans à N110° avec un plongement soit vers le Nord, soit vers le Sud.

IB3 b) Nature des discontinuités

Dans le cas d'une tectonique cassante la notion de déformation dépend de l'échelle à laquelle on envisage la matière. A petite échelle, la roche n'est pas mécaniquement déformée.

LIEU : Massif d'Arbas

date

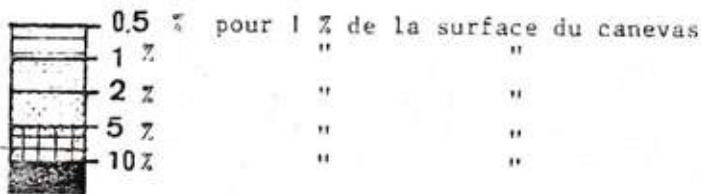
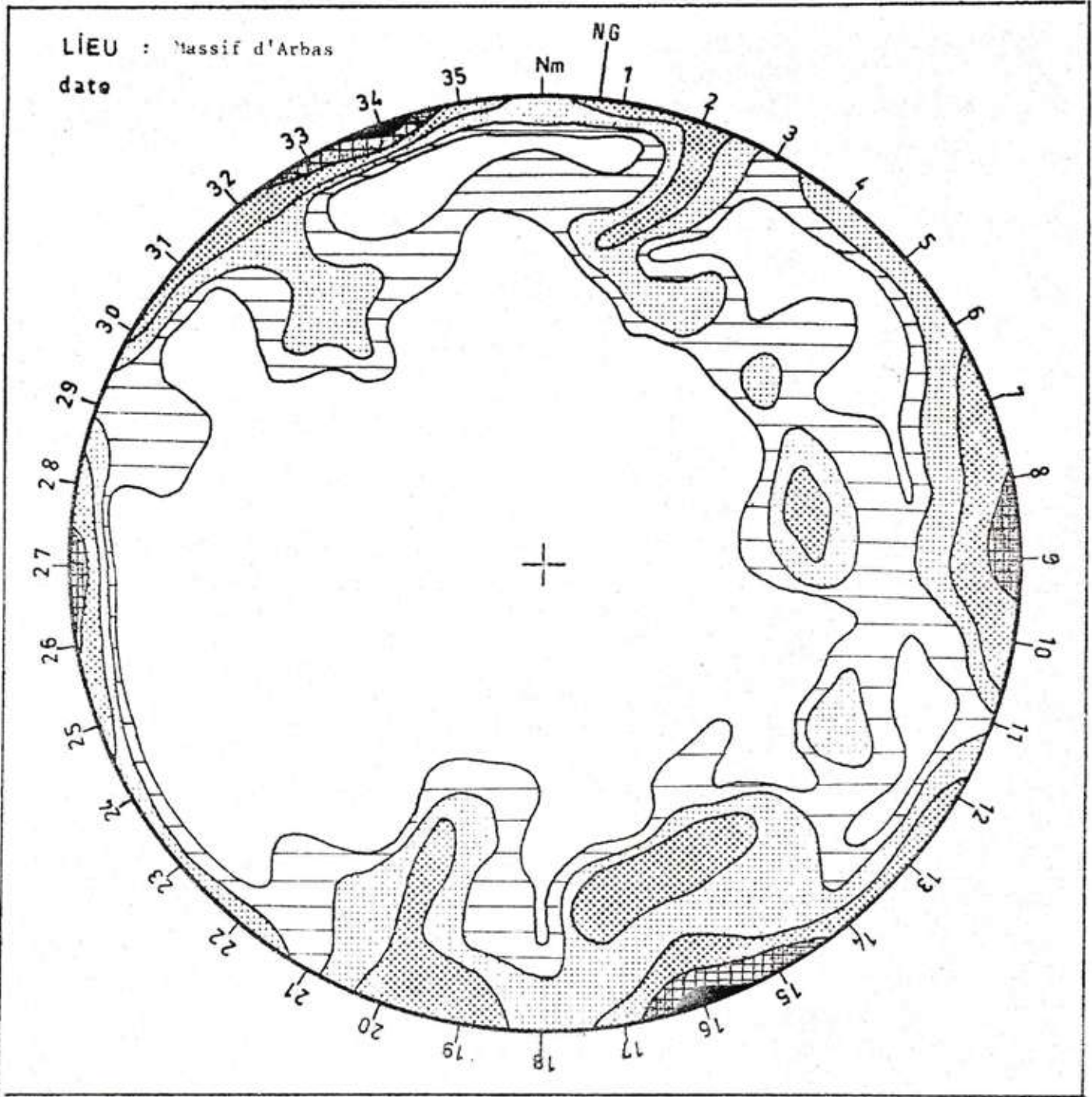


Figure 10 : Egale fréquence des pôles de plans de fractures (265 pôles) - canevas de Schmidt , hémisphère inférieur

A une échelle plus grande, par exemple hectométrique, l'intégration des mouvements liés à un état de contrainte permet de définir une "déformation globale discontinue" (Arthaud, 1969).

La déformation moyenne peut ainsi être caractérisée par trois directions principales :

- z = direction principale de raccourcissement,
- x = direction principale d'allongement,
- y = direction principale intermédiaire.

Le champs de discontinuités qui témoigne de la déformation permet de retrouver ces trois axes. Dans les cas simples (déformation plane), suivant que le glissement des blocs est possible ou pas, on distingue : (F.Arthaud et P.Choukroune, 1972) :

- deux familles de microfailles conjuguées, par exemple dextres et senestres dont l'intersection correspond à y; le plan contenant les pôles des deux familles et les stries contient les axes x et z.
- des fentes de traction dont les pôles correspondent à x
- des plans stylolitiques perpendiculaires aux fentes dont l'axe des pics correspond à z (F.Arthaud, M.Mattauer, 1969).

Dans le cas d'une compression, z est horizontal.

Un tel schéma considère les mouvements consécutifs à un champs de contraintes affectant un milieu déjà fissuré. Si on prend en compte les fissures produites par une contrainte triaxiale (σ_1 , σ_2 , σ_3), l'angle aigu entre les cisaillements conjugués vont en moyenne 60° (Anderson, 1951), σ_1 étant bissectrice du dièdre et perpendiculaire à l'intersection des plans. Cet angle augmente en fait avec la compression (M.Mattauer, 1973). Les cisaillements sont parfois représentés seulement par des fentes d'extension en échelon ayant la direction de σ_1 mais pouvant subir une rotation liée à un couple cisailant (V.E.Shainin, 1965). Des joints de deuxième ordre peuvent également apparaître (Badgley, 1965).

Dans le massif d'Arbas, la structure générale, l'accident chevauchant de la Fontaine de l'Ours et les écaillés qui lui sont associées, indiquent une direction principale de raccourcissement sensiblement Nord-Sud.

Les discontinuités se présentent le plus souvent sous la forme de filons minéralisés à remplissage de calcite sans déplacement apparent.

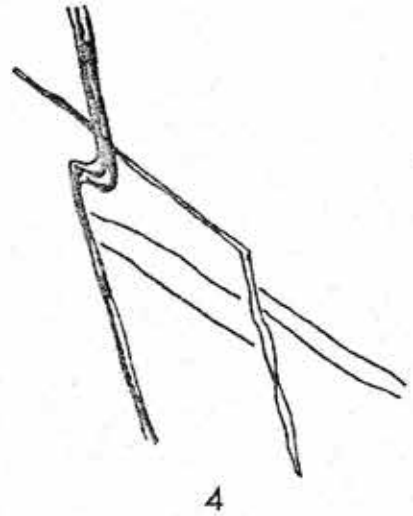
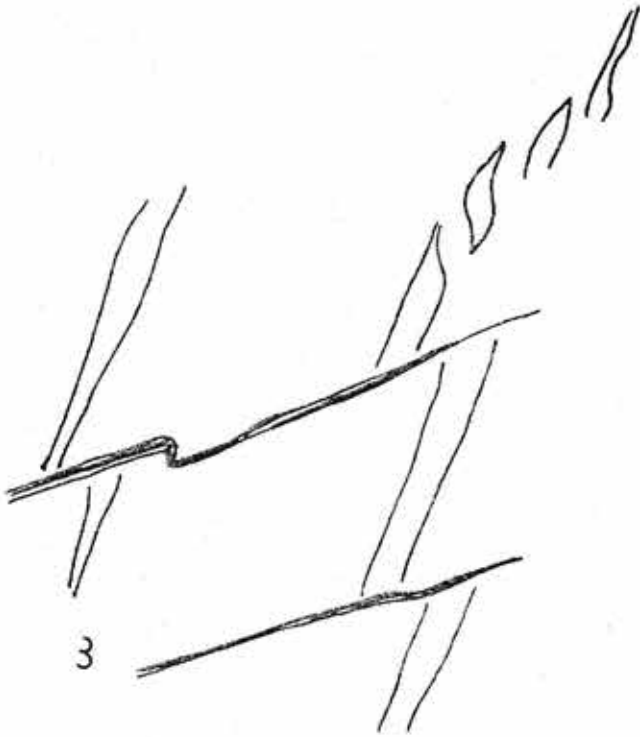
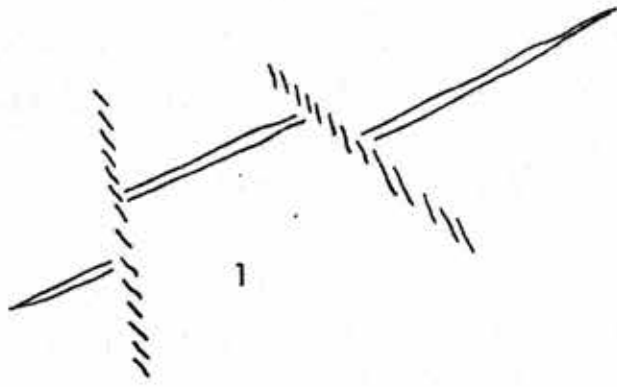


Figure 11 : Détails observés - 1 - à Pène Blanche
 - 2 - près de la Henne Morte
 - 3 - au Plan de Liet
 - 4 - à Maria Rouch

Le mouvement relatif des lèvres des microfractures est parfois marqué par le déplacement imposé aux discontinuités qu'elles recourent (fig.11).

Des fentes de traction en échelon indiquent des décrochements dextres et senestres conjugués.

La projection stéréographique des décrochements dextres et senestres, de rares joints stylolitiques et des fentes de traction ne permet pas d'intégrer ces structures dans un seul système de directions principales de déformation (fig.12).

Deux systèmes de décrochements apparaissent sur le terrain

- 1) décrochements dextres N130 à N160 (par rapport au Nord magnétique) conjugués à des décrochements senestres N50 à N80.

L'angle moyen entre leurs plans, d'intersection verticale, vaut 70° , la bissectrice du dièdre formé par les plans moyens de chacun des deux groupes indique une direction N25.

Cette direction correspond, à 10° près, à la direction moyenne des pics de deux plans stylolithiques observés.

Ces décrochements sont parfois associés à des fentes de traction de longueur plurimétrique (station 3, Plan de Liet) et épaisses de plusieurs centimètres, à minéralisation calcitique.

Elles ont une direction N30 et indiquent un allongement perpendiculaire à leur plan.

Une direction N110 à N120 apparaît fréquemment sous la forme de diaclases où le mouvement n'est pas apparent. Leur plongement de 45° à 90° , se fait soit vers le Sud, soit vers le Nord, l'intersection de ces plans étant horizontale.

Un système de joints similaire a été décrit dans la région de Gavarnie (P.Choukroune et M.Seguret, 1968) où ils sont accompagnés d'un rejet important en microfaille inverse dans les deux cas. Ils correspondraient à un stade tardif de la déformation, avec extension σ_3 verticale.

Une telle disposition apparaît également pour des fractures N50 à N70. Dans la zone métamorphique, près de Saint Lary, des fractures N110, avec pendage au Sud, comportent des stries verticales indiquant un mouvement chevauchant vers le Nord. Ces fractures sont associées à

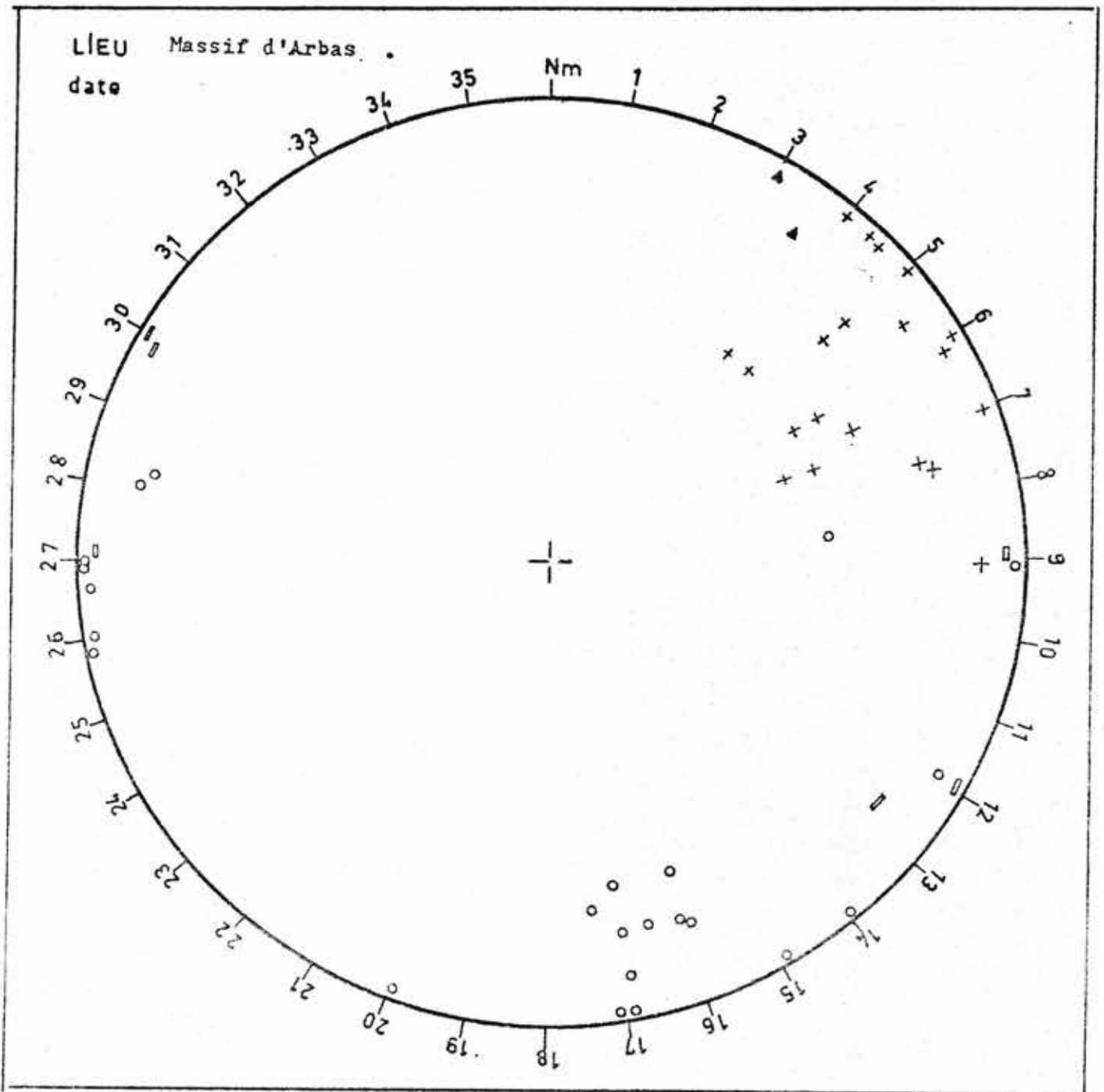


Figure 12 : Projection sur canevas de Schmidt , hémisphère inférieur .

des plans N70-80, sur lesquels deux familles de stries obliques, la première avec un pitch de 35° vers l'Ouest, la seconde avec un pitch de 30° vers l'Est, témoignent d'un jeu en décrochements senestres à plusieurs reprises.

Les bandes des cornéennes rubanées du métamorphisme suivent ces accidents, l'ensemble apparaissant synchrone.

- 2) Décrochements senestres NS à N30, conjugués à des décrochements dextres N150 à NS. L'angle entre ces plans n'excède pas 30°. Ils recourent toujours toutes les autres structures. Dans la zone métamorphique, des décrochements senestres N15 et dextres N165 décalent les autres accidents et les bandes du métamorphisme. Leur intersection, de direction NS a un plongement vers le Sud de 40° environ.

IB3 c) conclusion

La rareté des témoins de déplacements (stries) ne permettant pas la reconstitution des plans de mouvement, il n'est pas possible de reconnaître les axes x, y, z, de la déformation globale. Cependant, deux groupes de structures apparaissent, dont le premier donne une direction principale de raccourcissement apparente N20 à N30, horizontale, le second, plus récent, une direction principale de raccourcissement NS, à plongement vers le Nord. Cette dernière phase de compression, détermine une tectonique cassante, postérieure au métamorphisme, dans la zone métamorphique.

Le remplissage albien supérieur de fractures N70 sur le calcaire urgonien de Plan de Liet, implique une fracturation ancienne. Mais l'ensemble des systèmes de fractures reconnus est présent sur la brèche crétacé supérieur (station 4). Les phases majeures de compression lui sont donc postérieures.

IB4 - KARSTIFICATION -

IB4 a) les formes de surface

Les ensembles carbonatés limités, isolés les uns des autres par des terrains imperméables, une structure complexe déterminent dans cette ré-

gion des Pyrénées un karst morcellé, à l'apparence aussi variée que les terrains qui le constituent.

Dans la zone métamorphique, la ligne de crête du Cap des Têches et de Cornudère est jalonnée de dolines (cf. lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie, B.Geze, 1973). On y rencontre également quelques avens dont la profondeur ne dépasse pas 20 m :

- Trou de l'Eglise
- Puits de Las Tamplas
- Trou du Renard
- Puits de Pruhaut
- Puits de la pelouse de la croix de Guérêt
- Puits de la Matte

(F.Trombe, 1947).

Ce sont là les seuls indices morphologiques de karstification dans la zone métamorphique.

Dans la zone non métamorphique, le calcaire "urgonien" largement affleurant, présente d'avantage les caractères du passage karstique. Sur les lapiaz dénudés de Pène Blanque, Maria Rouch, de la Henne Morte, certaines fissures sont élargies par l'érosion (sens général : action de tous les facteurs de destruction des roches).

Des rigoles de quelques centimètres de profondeur s'établissent sur les fentes minéralisées. Leurs minéralisations de calcite apparaissent ainsi comme des zones plus facilement érodées sur une surface topographique soumise au ruissellement des précipitations.

Certaines fissures sont ouvertes, larges de quelques millimètres à plusieurs dizaines de centimètres et parfois profondes de plusieurs mètres. Un relevé systématique des fentes karstifiées sur 50 m (station (6). Lapiaz de Pène Blanque) indique une intensité de 13 fentes pour 10 m. L'intensité de la fracturation globale dans le même secteur est supérieure à 100 f/10 m. (Stations (1) et (2). Pour la même famille de fracture, une fente sur 10 environ est karstifiée.

L'histogramme directionnel de ces fentes (fig.13) montre des maximums différents de ceux de la fracturation globale ((1) et (2), fig 9).

Les fentes N110 manifestent une aptitude particulière à la karstification, dans ce secteur et en surface. Il est difficile de dire si ces fractures comportaient un remplissage de calcite, ou si leur ouverture était au départ plus importante que celle des autres familles de fractures.

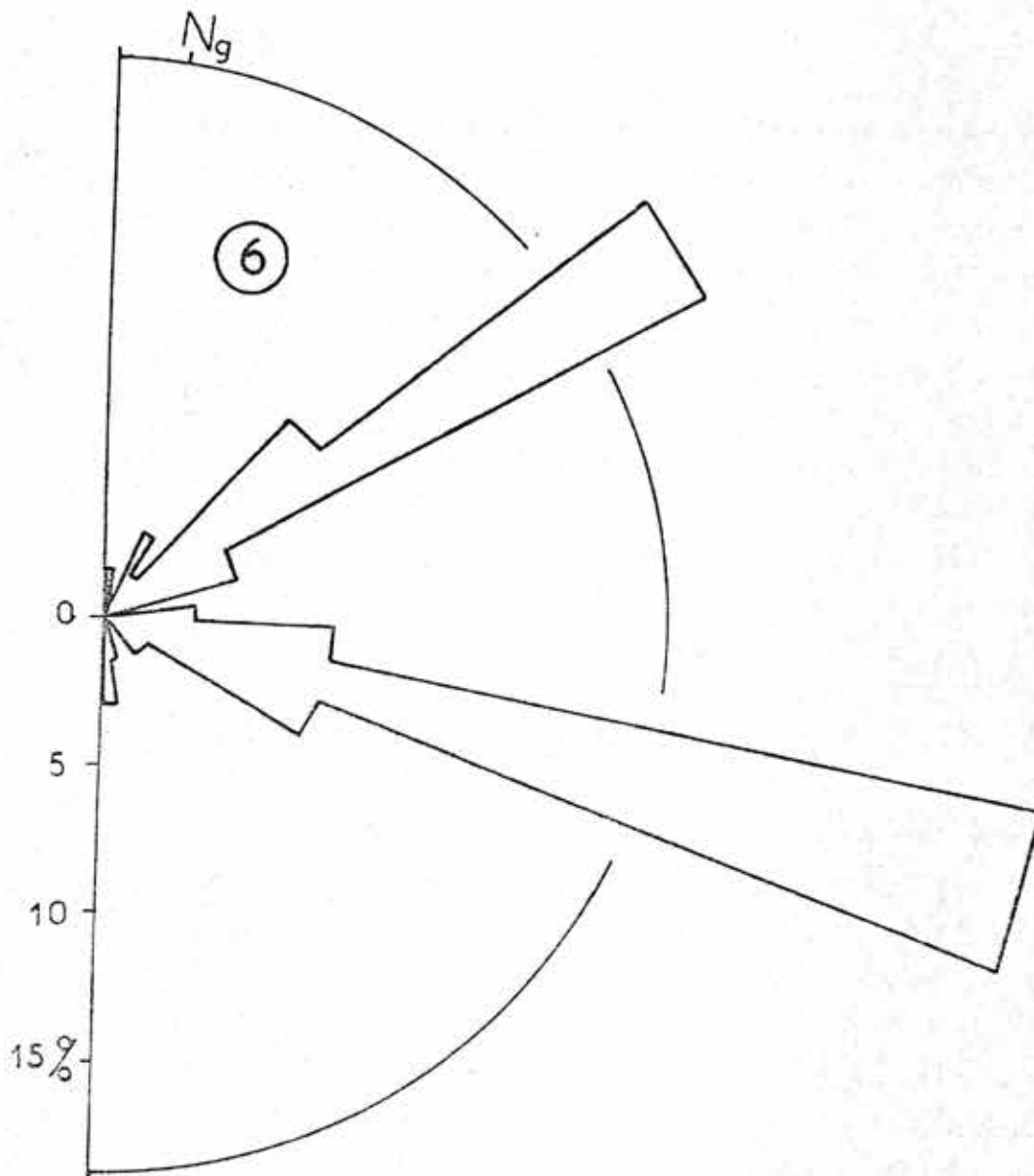


Figure 13 : Histogramme de fentes karstifiées / 86 fentes sur 50 m de lever ...

Notons cependant que leur direction correspond à peu près à celle de la plus forte pente topographique et donc à une énergie cinétique maximum de l'eau de ruissèlement. Un tel histogramme n'est donc pas représentatif des directions maximales actuelles de karstification en surface à l'échelle du massif, puisque soumis aux conditions locales de fracturation et de circulation des eaux.

IB4 b) Le réseau spéléologique

Situés dans la zone non métamorphique, deux ensembles, dont les communications n'ont pas encore été établies, totalisent plus de 40 km de galeries sur une surface de 10 km² (voir planche, h.t. et fig.14) : le réseau Felix Trombe (ou réseau de la Coume Ouarnède) rassemble les gouffres de la Coume Ouarnède dont le plus élevé, est le puits de l'If ($x = 479,8, y = 75,09, z = 1400$) et le réseau de Pène Blanche dont l'extrémité connue est à 525 m d'altitude (grotte de Pène Blanche, $x = 480,9, y = 76,6, z = 900$ m). Le réseau Marcel Loubens, comprend les gouffres de la Henne morte ($x = 480,06, y = 75,82, z = 1357$) et du Sarrat-dech-Méné ($x = 480,0, Y = 75,5, z = 1339$). D'autres cavités n'ont pas de relations connues avec ces réseaux. Citons notamment :

- le gouffre de Plan de Liet ($z = 1350$ m)
- la grotte de Coume-Nère (1350 m)
- le gouffre odon (1300 m)
- la grotte de Gueildi Her (500 m)

Un inventaire des cavités est donné en annexe (annexe 7)

IB4 b1) Historique

Dès 1873, Filhol, Jeanbernat, Timbal Lagrave, visitaient les grottes de Gourgue, de Bourusse et de Pène Blanche.

En 1908, Martel explore les cavités situées au-dessus d'Arbas, dresse un plan des galeries supérieures de Pène Blanche et note la présence des "glacières" ou puits à neige en altitude.

Le développement de la spéléologie entre les deux guerres conduira au massif d'Arbas, Robert de Joly, Norbert Casteret et Félix Trombe .

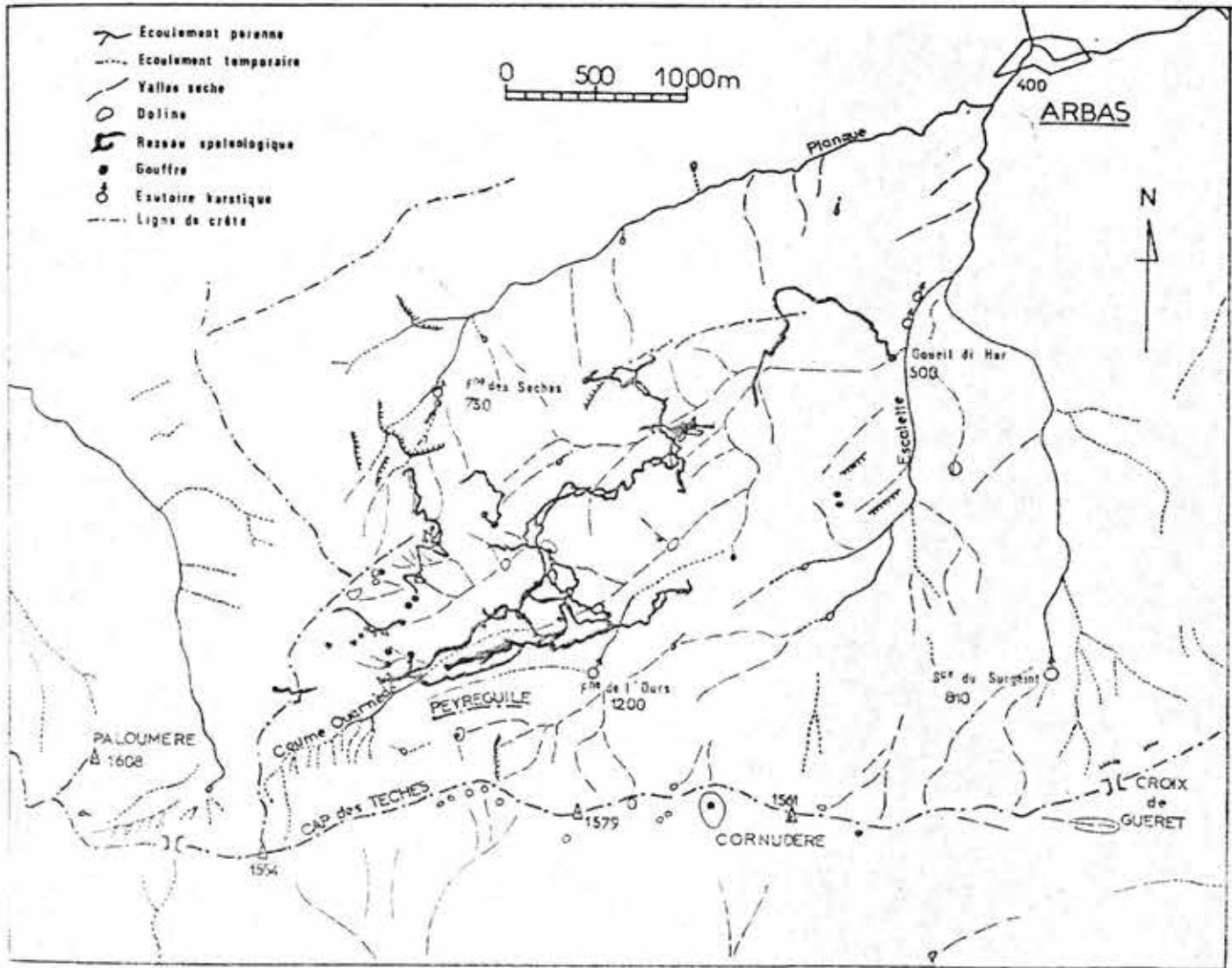


Figure 14.

Ils explorent le gouffre du Pont de Gerbaut ("Pount dech Herbaous"), la grotte de Coume Nère, les puits du Plantillet et de la Glacière. En 1940, M.Loubens et J.Ségouffin descendent dans le gouffre de la Henne Morte.

A partir de 1946, les visites des spéléoclubs se multiplient. N.Casteret et M.Loubens réalisent le premier camp souterrain du monde à la Henne Morte en 1947.

Le spéléoclub de Paris atteint la côte - 265 dans le réseau de Pène Blaque en 1952 et - 365 en 1955.

Le groupe spéléologique de Provence avec G.Conrad et G.Propos et l'équipe spéléologique de la IIème Aix, dirigée par P.Gicquel réalisent en 1956 la jonction entre le Sarratdech Méné et la Henne Morte.

Les expéditions du Groupe spéléologique de Provence et du groupe spéléologique des Pyrénées en 1970 et 1971 aboutissent à la topographie actuelle du réseau Marcel Loubens.

Dans le réseau Trombe, les puits "arrosés" de Pène Blaque sont vaincus par le spéléoclub de Paris en 1962, et la jonction avec les galeries du Pont de Gerbaut est effectuée par le groupe spéléologique des Pyrénées en 1971.

Depuis 1969, les topographies des gouffres de la Coume Ouarnède et de leurs jonctions sont réalisées par le même groupe, dirigé par M.Duchêne.

Enfin, tout récemment (juillet 1975) le groupe spéléologique de Provence et le groupe spéléologique des Pyrénées découvrent 800 m de galeries au fond de la Henne Morte, en direction de la Fontaine des sèches.

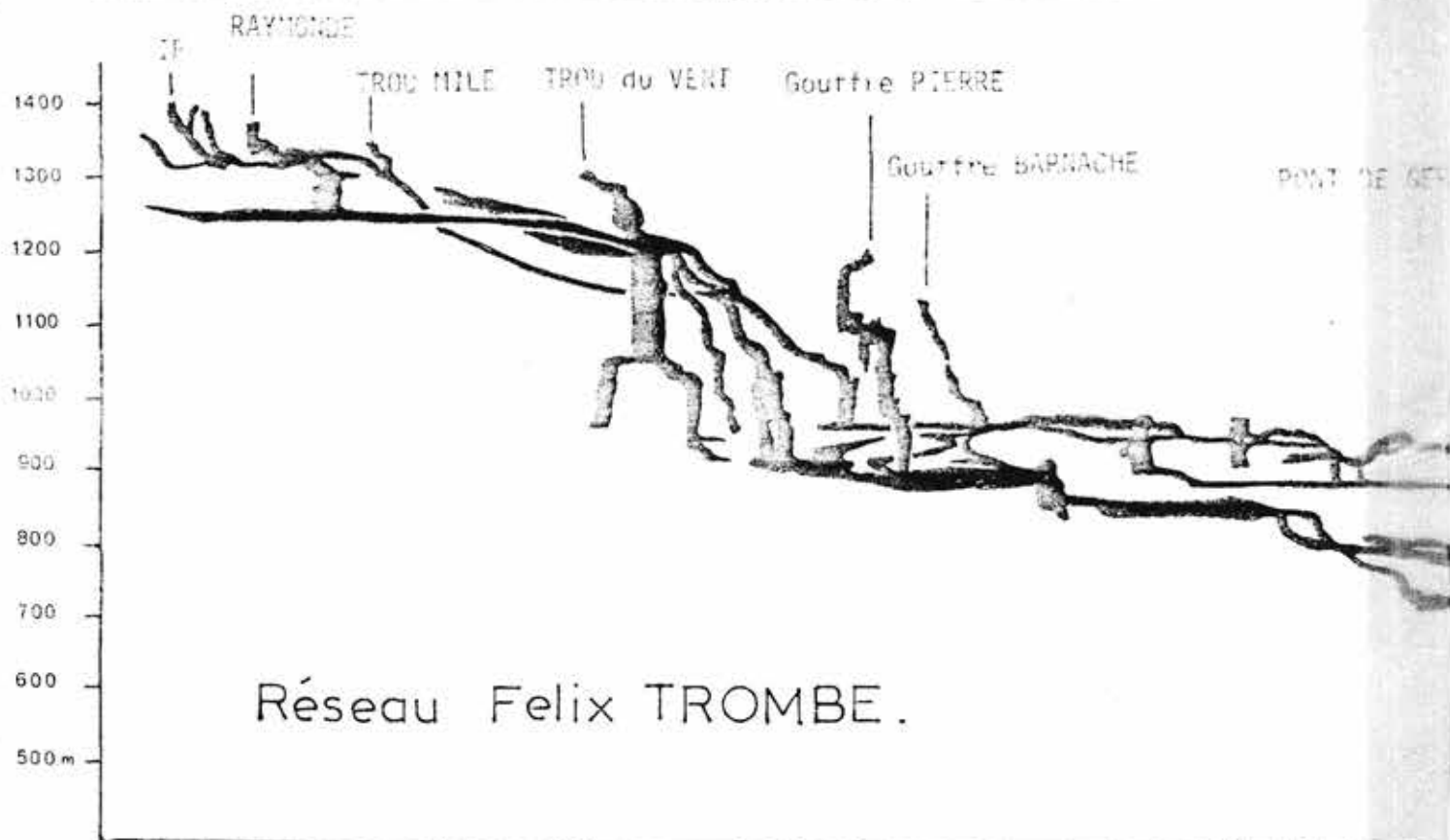
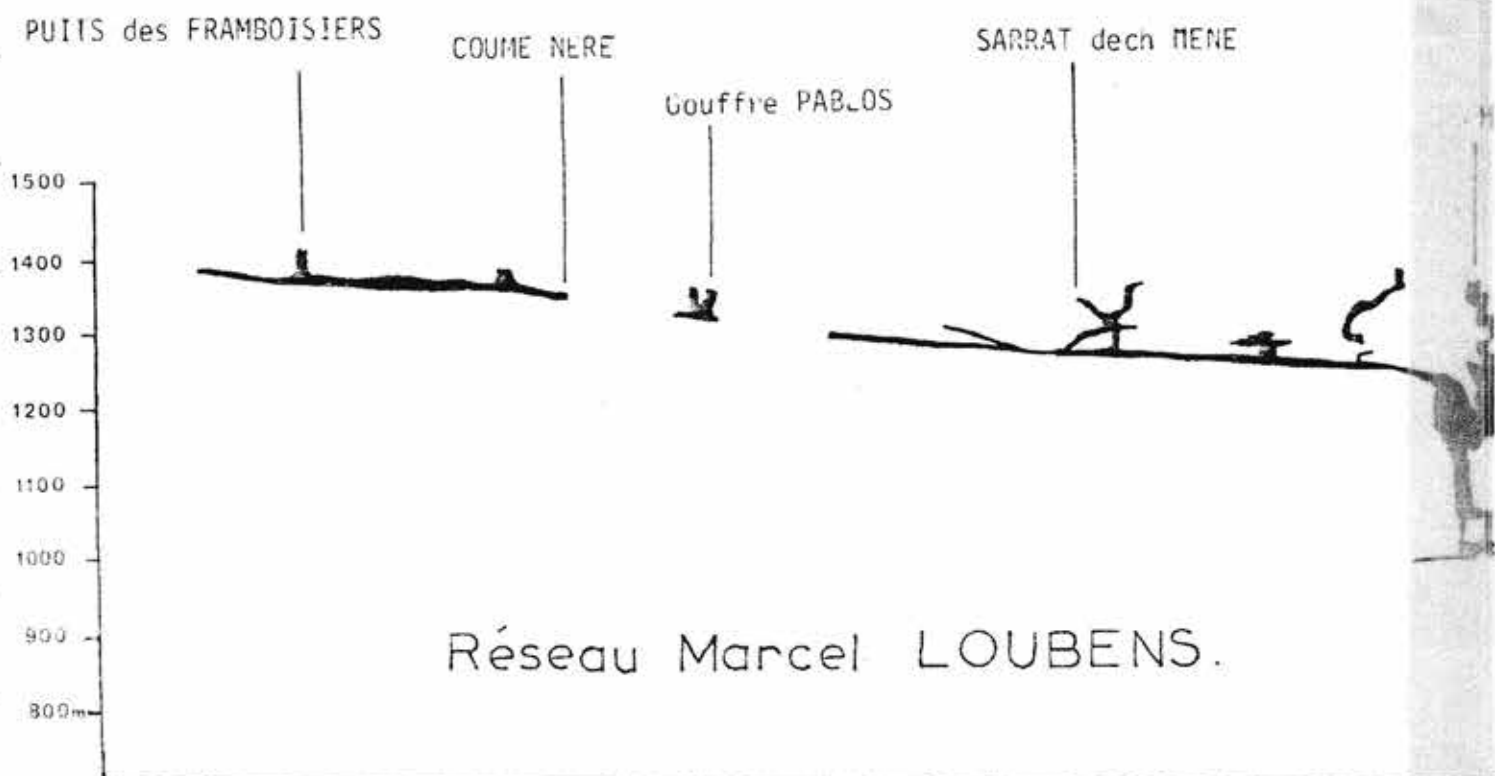
Le réseau Trombe occupe la 7ème place dans le monde pour la profondeur (- 880) et la 13ème place pour la longueur (P.Courbon, 1972)

IB4 b2) La coupe des réseaux (fig.15) montre une succession de galeries subhorizontales reliées par des puits verticaux parfois très importants.

Un niveau supérieur débute vers 1380 m d'altitude dans la grotte de Coumenère (1350 m) et se poursuit vraisemblablement par les gouffres Pablos et les galeries du Sarrat desch Méné pour atteindre, en pente douce, la salle du camp de la Henne Morte à 1230 m d'altitude.

On retrouve un tel niveau à 1250 m dans le gouffre Raymonde, dans

1944



436

Figur

dech MENE

Coupe
réseaux

MENNE MORTE

E^{ne} des SECHES

ENS.



WACHE

POINT DE REP. JANT

PORE BLANQUE

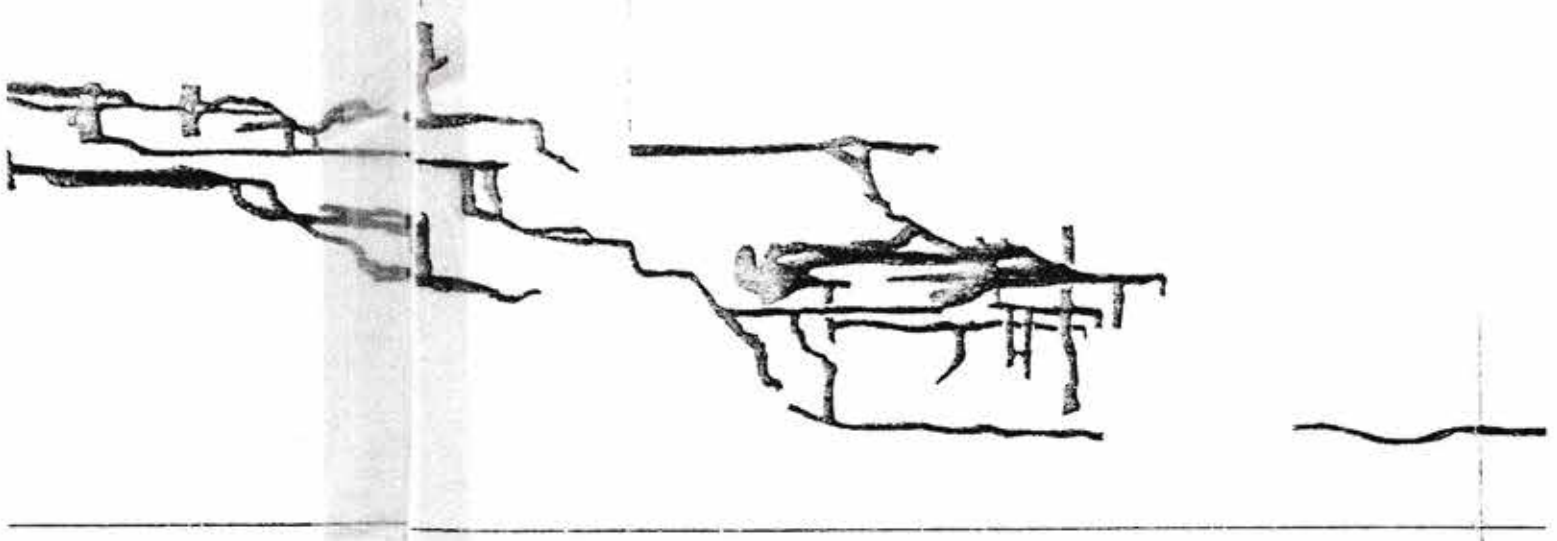
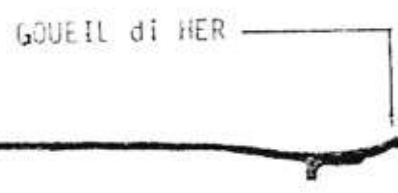


Figure 15 :

Coupe schématique des réseaux spéléologiques.

ne des SECHES



la partie amont du réseau Félix Trombe. Vers l'aval de ce réseau, plusieurs niveaux apparaissent, marqués par des tronçons de galeries horizontales. Mais, ils ne sont bien individualisés en altitude que dans la partie la plus aval, avec le réseau de Pène Blanche et la grotte du Goueil di Her.

On peut ainsi distinguer :

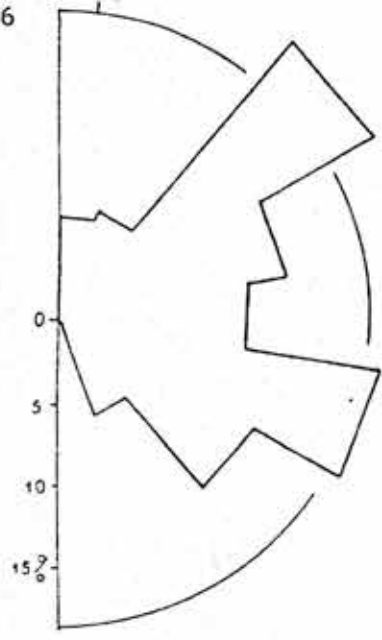
- Un niveau supérieur, à 900 m, débouchant au porche de la grotte de Pène Blanche.
- Un niveau moyen entre 660 et 740 m constitué par les grandes salles de Pène Blanche : salle du dromadaire, salle du bivouac, réseau de l'Hyppocampe, vers 730 m, et par deux niveaux de galeries plus petites, à 690 et 660 m.
- Un niveau inférieur aux pieds des "Puits Arrosé" entre 540 et 525 m et la grotte du Goueil di Her à 500 m.

IB4 b3) Les directions de karstification (fig.16).

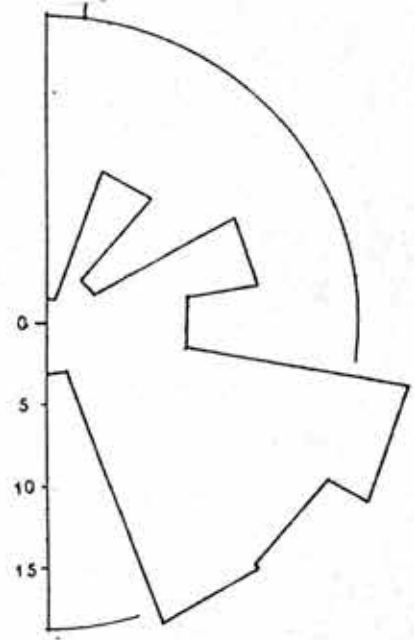
L'analyse a trait aux réseaux spéléologiques connus. Les histogrammes directionnels sont établis pour les différents niveaux horizontaux, à partir des topographies réalisées par les équipes de spéléologues. La difficulté de mesure de la direction d'une galerie souterraine, les erreurs possibles, ne permettent pas d'espérer une précision supérieure à 20°.

méthode d'étude (R.Guerin, thèse 1973). On note la direction et la longueur des portions rectilignes du grand axe des galeries. Mécanique pour les galeries étroites et longues, cette méthode comporte une part d'interprétation pour les grandes salles où plusieurs axes peuvent apparaître; la longueur totale de chaque classe de 20° est exprimée en pourcentage de la longueur totale du réseau soumis à l'analyse.

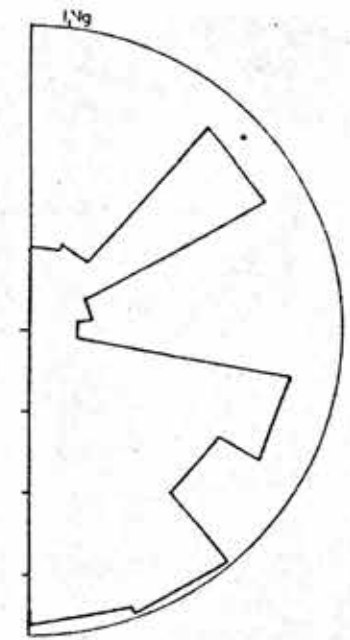
représentativité des histogrammes. Les galeries étudiées représentent les trajets préférentiels des circulations d'eau liées à la genèse des différents niveaux; les maximums observés sur les histogrammes sont relatifs à ces seuls trajets préférentiels; mais rien ne permet d'affirmer qu'il s'agit des directions maximales de karstification à une époque donnée, et sur l'ensemble d'un système karstique donné.



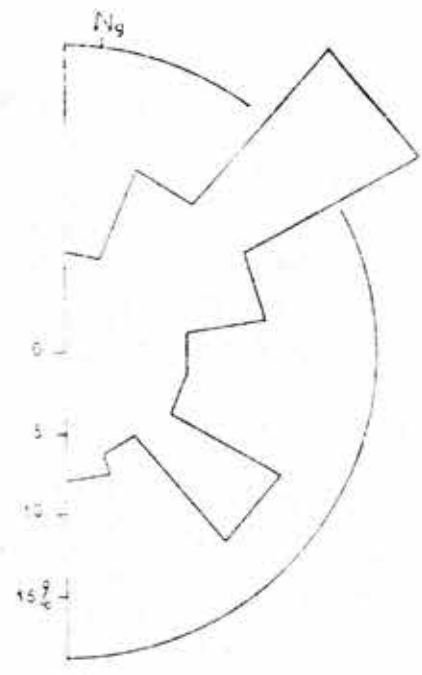
a) PÈNE BLANQUE.
niveau supérieur. alt. 900m.



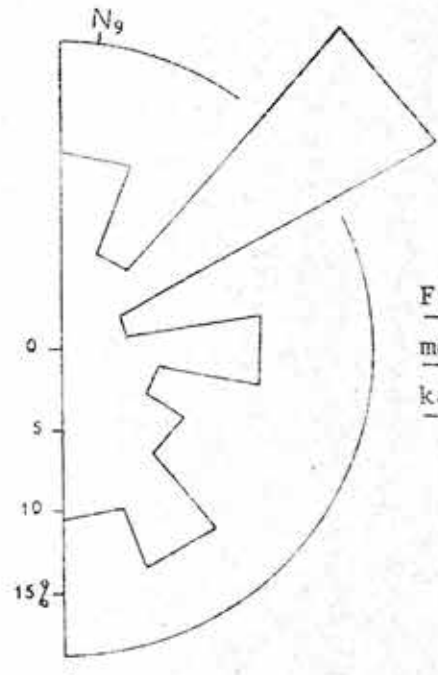
b) PÈNE BLANQUE
niveau moyen. 660 < alt. < 730 m.



c) GOUAIL DI HER. alt. 500m.

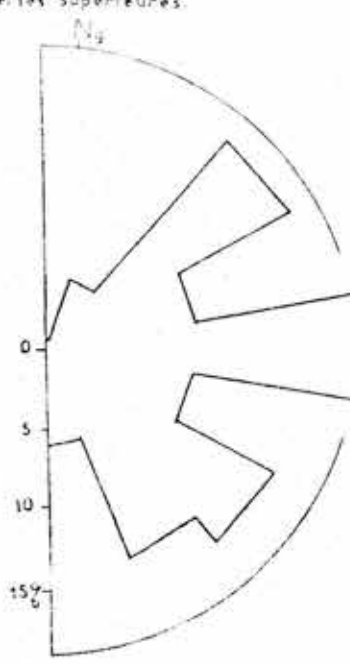


d) PONT de GERBAUT.
galeries supérieures.

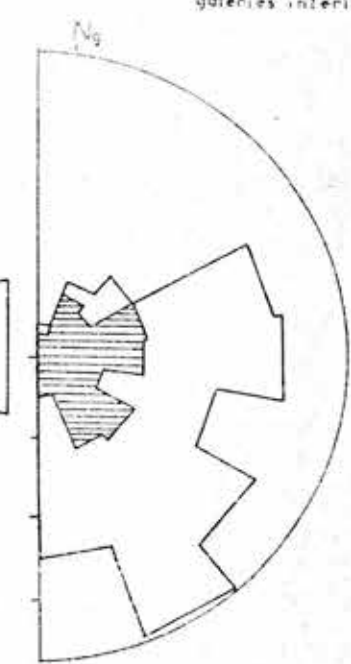


e) PONT de GERBAUT.
galeries inférieures.

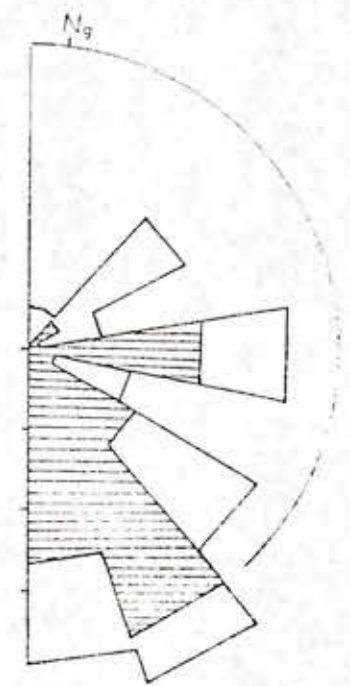
Fig.16 : histogrammes des galeries karstiques.



f) Grotte de COUME NÈRE



g) SARRAT dech MÈNÉ



h) HENNE MORTE.

Figure 16légende

- a) d'après plan au 1/1000, topographie M. Couderc, 1957.
longueur 653 m.
- b) d'après plan au 1/1000, M. Couderc, 1957
longueur 2170 m.
- c) d'après plan au 1/5000, G. Maurel et le Geps, juillet
1969 - longueur 1815 m.
- d) d'après plan au 1/5000
longueur 950 m.
- e) d'après plan au 1/5000
longueur 900 m.
- f) d'après plan au 1/1000
longueur 1011 m.
- g) d'après plan au 1/1000, topographie M. Delail, M. Duchêne,
J.C. Frachon, X. Goyet, 1970-1971-1972.
longueur 1384 m
- h) d'après plan au 1/1000, topographie (idem g)
longueur 734 m. en hachuré = puits supérieurs.

Pour pouvoir comparer ces histogrammes aux directions de fracturation sur le massif, il est nécessaire qu'ils soient établis à partir de galeries horizontales. En effet, sur un plan à pendage quelconque, non vertical, seule une ligne horizontale a la direction du plan.

Les histogrammes des galeries de Péne Blanque et du Goueil di Her (fig.16 a, b, c) montrent des maxima directionnels différents pour les trois niveaux.

La direction maximale N160 à N180 du Goueil di Her est également celle des galeries inférieures de Péne Blanque, pour lesquelles il n'a pas été établi d'histogramme, la longueur topographiée étant insuffisante.

Les galeries supérieures du "Pont de Gerbaut" (altitude 950 m) (fig.16 d) et les galeries inférieures (fig.16 e) présentent un histogramme similaire.

On peut considérer les galeries supérieures contemporaines du niveau supérieur de Péne Blanque, leurs histogrammes (fig.16 a et 16 d) sont comparables. Par contre, les galeries inférieures de Pont de Gerbaut et le niveau moyen de Péne Blanque qui sont reliés montrent des maxima directionnels différents (fig.16 b et 16 e).

Les directions maximales de la grotte de Coumenère (fig.16 f) et du Sarrat dech Méné (fig.16 g) sont également différentes bien que représentant le même niveau.

D'une part, pour un même niveau, les directions maximales ne sont pas uniformes suivant la position de la zone considérée, d'autre part la différenciation des niveaux en altitude vers l'aval, s'accompagne d'une différenciation directionnelle.

IB4 b4) Les circulations d'eau dans les réseaux

Alimentées par les pertes du ruisseau de la Coume Ouarnède et de la Fontaine de l'Ours presque toutes les galeries de la partie amont du réseau Trombe sont le siège de circulations d'eau. Il en est de même pour les galeries supérieures du réseau M.Loubens depuis la grotte de Coume Nère jusqu'à la Henne Morte.

Seules les parties avales, par rapport au sens général de l'écoulement actuel, montrent des cavités qui ne constituent pas des drains actuels:

- les galeries supérieures du Pont de Gerbaut,
- le niveau supérieur et le niveau moyen de Pène Blanche,
- une partie du nouveau réseau découvert au fond de la Hène Morte, qui n'est utilisée comme drain que lors des crues violentes.

C'est donc dans la partie la plus proche de l'exutoire que les conditions générales de l'écoulement semblent s'être le plus sensiblement modifiées, au cours de l'histoire du réseau.

I C - CADRE HYDROGEOLOGIQUE

ICI - LES EXUTOIRES KARSTIQUES (fig.4)

Trois ensembles de sources constituent les exutoires essentiels du versant Nord de Cornudère.

ICI à) La Fontaine des Sèches

(x = 480,1
y = 76,65
z = 736 m)

Situé dans la vallée de Planque, cet exutoire libre s'ouvre dans les brèches dolomitiques kimméridgiennes.

En crue, l'eau circule sur le plancher d'une grotte de quelques mètres de développement se terminant sur une "voûte mouillante".

En étiage, elle sourd de multiples fissures de la dolomie inférieure, dans une falaise en contrebas de la grotte.

ICI b) Le Goueil di Her

La grotte du Goueil di Her,

(x = 482,6
y = 76,7
z = 500 m)

située sur la rive gauche de l'Escalette, dans la brèche kimméridgienne, est parcourue par un cours d'eau souterrain se perdant à 160 m de l'entrée. Plusieurs griffons, en aval, dans la vallée de l'Escalette constituent les exutoires pérennes (F.Lescher Moutoué et N.Gourbault, 1970).

Ce sont les sources des Yeux

(x = 482,68
y = 76,92
z = 465 m)

et de Bernatas

(x = 483,0
y = 77,18
z = 435 m),

Un coefficient de 1,1 (Toni, 1972) a été adopté

$$p \text{ au sol} = P (2000 \text{ cm}^2) \times 1,1.$$

Le total pluviométrique de l'année civile 1974, aux stations C et D est obtenu par corrélation avec la station de Balagué ; celui de la station F, par corrélation avec la station de Maria Rouch, celui de la station E, par corrélation avec la station de Gourgue.

L'incertitude sur le total annuel des précipitations provient de l'intervalle de confiance au seuil de 5 % des volumes de précipitation des périodes manquantes, obtenues par corrélation.

Total pluviométrique annuel - Pluie au sol 1974	
Station A	2 157 mm
Station B	3 298 \pm 80
Station C	2 793 \pm 130
Station D	2 635 \pm 140
Station E	3 040 \pm 150
Station F	2 130 \pm 50

II B1 b) Analyse

Les variations saisonnières (fig.19) des précipitations à Maria Rouch (B) en 1974 font apparaître plusieurs périodes : Une période neigeuse les trois premiers mois de l'année. La couverture neigeuse aux altitudes supérieures à 1000 m se maintient habituellement jusqu'au mois de mai.

Une période "sèche" très courte (du 10 mai au 20 août).

Une période automnale de pluie et neige très abondantes.

Au regard des données de la station météorologique d'Antichan, il apparaît que de telles précipitations en automne sont exceptionnelles. La hauteur d'eau tombée en 24 heures atteint 88 mm le 17 septembre 1974 à Maria Rouch. Les corrélations entre stations (tabl.IV) sont établies, après vérification graphique de la linéarité de la relation, à partir des hauteurs de précipitation au sol.

disposée en plusieurs griffons dans le lit même de l'Escalette et dans un pré sur la rive gauche.

En étiage, l'Escalette se perd complètement entre les sources des Yeux et de Bernatas.

Lors des fortes crues la grotte du Goueil di Her fonctionne en trop plein ; la voute d'entrée, haute d'environ deux mètres peut alors être complètement noyée.

ICI c) La source du Surgeint

(x = 483,42
y = 74,88
z = 820 m)

C'est un exutoire noyé, disposé en plusieurs griffons, dans un Talweg du versant Nord de Cornudère. Sa position géologique est différente des sources précédentes. La source du Surgeint est située dans la zone métamorphique, au contact des dolomies jurassiques et des marnes schisteuses du Lias supérieur.

Cette source est actuellement captée pour l'alimentation des communes de la vallée du bas Salat.

ICI d) D'autres sources ont un débit nettement inférieur

La Fontaine de l'Ours

(x = 480,9
y = 74,97
z = 1200 m)

elle sourd au point le plus bas d'affleurement du calcaire "urgonien" formant l'écaille de Peyreguila. Le ruisseau issu de la Fontaine de l'Ours, après avoir circulé sur les marnes bédouliennes, se perd dans l'urgonien.

. Les deux sources de l'Escalette sont situées, l'une dans la moraine glaciaire remaniée, l'autre dans le calcaire barrémien sous le contact chevauchant de la zone métamorphique.

. Les sources du ruisseau de la Coume Ouarnède, forment un alignement marquant le contact entre zone métamorphique et flysch du Crétacé supérieur. Le ruisseau de la Coume Ouarnède se perd ensuite dès qu'il rencontre l'Urgonien.

. Signalons également les petites sources superficielles, temporaires de Couenque, de Planot de Loubat, du Pale de Toch, dans les calcaires "Urgoniens".

Une série de sources de la vallée de Planque, dans les éboulis, peuvent provenir de zones superficielles des dolomies jurassiques. Plus bas, la Fontaine du Prépommier, captée, a peut-être son origine dans les calcaires du Lias inférieur.

IC2 - TRAVAUX ANTERIEURS SUR L'HYDROGEOLOGIE DU MASSIF -

Les premières expéditions scientifiques du massif d'Arbas, (Filhol, Jeanbernat et Timbal Lagrave, 1873 ; Martel, 1909, 1910), eurent un caractère essentiellement descriptif.

E.A.Martel, cependant, notait "le caractère torrentiel" du Goueil di Her en crue et en faisait le "déversoir temporaire des infiltrations, qui, après les grandes précipitations atmosphériques, traversent toute la masse de Pène Blanque, comme un crible sur 600 m de hauteur".

F.Trombe (1943) délimite grossièrement les bassins versants des exutoires essentiels des massifs d'Arbas et de Paloumère, et effectue plusieurs colorations dans le massif (F.Trombe, 1943, 1947, 1948). Il met ainsi en évidence les relations entre le réseau de Riussec, sur le versant sud de Paloumère et la source du Lac Bleu sur la rive droite du Ger.

Il place les gouffres du Plantillet, de la Glacière et la grotte de Coume Nère dans le bassin versant du Goueil di Her, et considère la grotte de Pène Blanque comme un "exutoire supérieur fossile d'un réseau plus étendu que les plateaux qui la dominent directement".

Les colorations effectuées en 1946 et 1947 à la Henne Morte (tabl.II) conduisent F.Trombe à imaginer "un vaste réseau noyé entre Henne Morte et Fontaine des sèches".

Les colorations effectuées, en 1956 par le groupe spéléologique de Provence et en 1971 par G.Conrad, en collaboration avec le laboratoire souterrain de Moulis (Ph.Renault et M.Cabrol), apportent deux informations importantes :

. L'eau issue des pertes du ruisseau de la Coume Ouarnède atteignent très rapidement le Goueil di Her qui fonctionnait en exutoire au moment de la coloration.

DATE	INJECTION	LIEU	CONDITIONS MÉTÉOROL. HYDROLOGI.	SURVEILLANCE	DATE D' APPARITION	LIEU	VITESSE APPARENTE	RÉFÉRENCE BIBLIOGRAP.
19 août 1939	6 kg de fluorescéine	grotte de Riusec sup.	?	Source de la pelouse d'Ansat Fontaine de Pierre Lac Bleu	24/08/39 (108h. après injection)	Source du lac Bleu	21 m/h	F. Trombe (1943)
août 1946	4 kg de fluorescéine	gouffre de la Henne Morte	?	Fontaine des Sèches	-	-		F. Trombe (1947)
Déc. 1946	25 kg de fluorescéine	Henne Morte - 180	débit très faible	Fontaine des Sèches jusqu'en mars 1947	-	-		F. Trombe (1947)
4 sept. 1947	100 kg de fluorescéine	Henne Morte dans un puits sec	très gros orage	Fontaine des Sèches	5 sept. 1947	Fontaine des Sèches	35 m/h	F. Trombe (1948)
premier août 1956	10 l. de solution à 50%	grotte de Coume Nèra		Source en Contrebas	-			G. Conrad (1957)
août 1956	1 kg de fluorescéine	500 m en amont des pertes de la Coume Ouarnède	Crue orageuse	visuelle de l'Arbas	24h. après injection	Goueil di Her Grotte pas de coloration à Bernatas	125 m/h minimum	G. Conrad (1957)
oct. 1969	500 g de fluorescéine	Perte du cours d'eau de la grotte du Goueil di Her	étiage	Fluocapteurs Sources : - Yeux - Bernatas pré - Bernatas - Ruisseau	4 h. après injection	Yeux Bernatas-pré - Ruisseau	> 42 m/h < 150 m/h pour Bernatas	F. Lescher-Moutoué et N. Goubault (1970)
sept. 1970	200 g de fluorescéine	déversoir du siphon du Goueil di Her	-	Fluocapteurs Yeux - Ber-Pré - Ruisseau - Pont	19h. après injection	Yeux Bernatas-pré - Ruisseau - Pont	> 25 m/h < 32 m/h pour Bernatas	F. Lescher-Moutoué et N. Goubault (1970).
9 sept. 1970	200 g de fluorescéine	Escalette GI	-	Fluocapteurs idem	6h.30 après injection	Yeux Bernatas-pré - Ruisseau - Pont	54 m/h pour Bernatas	F. Lescher-Moutoué et N. Goubault (1970)
26 fév. 1971	4,8 kg de fluorescéine	Gouffre Henne Morte-218	Crues violentes après injection Fortes crues en mars Fonte des neiges en avril et crues	Fluocapteurs-toutes sources de Planque et Gourgue	(1) 30/3/71 (2) 30/4/71 jusqu'au 16/05/75	Goueil di Her grotte Fontaine des Sèches	56m/j (2,3 m/heure) 14 m/j (0,6 m/h)	"Ouarnède" (1973)

Tableau II.- Colorations dans le massif d'Arbas.

. Une coloration des eaux de la Henne Morte est apparue au Goueil di Her et un mois plus tard à la Fontaine des Sèches, avec des vitesses apparentes très faibles.

F.Lescher Moutoué et N.Gourbault (1970) mettent en évidence les relations entre l'écoulement dans la grotte du Goueil di Her et les sources des Yeux et de Bernatas.

Les résultats de l'ensemble des colorations effectuées (tableau II) entraînent plusieurs remarques :

. L'existence d'un réseau spéléologique très développé rend possible des vitesses apparentes de circulation très grandes : 125m/h entre les pertes de la Coume Ouarnède (altitude 1350) et le Goueil di Her (altitude 500 m), distants de 3 km.

A titre de comparaison, B.Gèze (1958) indique que sur un grand nombre de colorations effectuées dans des karsts variés, 28 % seulement dépassaient 100 m/h.

. Des deux colorations à la Henne Morte qui sont apparues à la Fontaine des Sèches, les vitesses apparentes sont très différentes, bien qu'effectuées toutes deux en période de crue.

Il apparaît deux types de circulations, à deux moments différents du cycle hydrologique :

.. une circulation à vitesse apparente élevée (35 m/h) obtenue lors d'un gros orage en septembre 1947. Encore faut-il préciser que la fluorescéine a été jetée dans un puits (gouffre)

.. une circulation à vitesse apparente très faible (0,6 m/h) en février 1971. La sortie du colorant à la Fontaine des Sèches a été très dispersée dans le temps.

Il peut y avoir dilution de la fluorescéine dans un grand volume d'eau et ou circulation dans un milieu peu transmissif entre Henne Morte et Fontaine des Sèches. La Henne Morte se développant en grande partie dans les dolomies du Jurassique supérieur (fig.8), on peut soupçonner une intervention de la lithologie dans ce phénomène.

Ces résultats seront confrontés aux résultats hydrologiques et hydrochimiques.

IC3 - LES SYSTEMES KARSTIQUES ET LEURS CARACTERISTIQUES PHYSIQUES -

La notion de système karstique est définie par rapport au processus hydrologique.

"Le système karstique est l'ensemble au niveau duquel les écoulements souterrains de type karstique s'organisent pour constituer une unité de drainage". Le système karstique correspond au bassin hydrogéologique d'une source karstique ou d'un groupe de sources karstiques obligatoirement liées les unes aux autres (A.MANGIN, 1975).

- Les limites des systèmes (fig.3 et 4) sont tracées en tenant compte des données des colorations et de la géologie.

. Système karstique du Goueil di Her

La coloration de la Henne Morte indique que la Fontaine des Sèches et le Goueil di Her sont deux exutoires d'un même système.

La position de ces deux exutoires à la base du Kimméridgien, conduit à considérer la dolomie cristalline du Jurassique moyen comme un niveau imperméable. Son contact avec la brèche de base du Kimméridgien marque la limite Nord du système du Goueil di Her.

Au Sud, l'écaille de Peyreguila, isolée par des terrains imperméables constitue le système de la Fontaine de l'Ours. Mais, celle-ci se perdant ensuite dans l'Urgonien, le système de la Fontaine de l'Ours doit être intégré dans le système du Goueil di Her. La limite Sud de celui-ci est la limite du bassin orographique, sur les marnes de Sainte Suzanne du Plan de Liet, et la lherzolite du Tuc des Haurades.

Le contact chevauchant de la zone métamorphique sur la zone non métamorphique doit jouer le rôle de "faille barrière" vis-à-vis des écoulements d'eau. En effet, les lherzolites jalonnent ce contact et doivent exister à faible profondeur, là où elles n'affleurent pas. De plus, en de nombreux points, des terrains non karstiques imperméables "lubrifient" ce contact : le flysch du Crétacé supérieur, les marnes de Sainte Suzanne, les marnes et cargneules du Trias auxquels sont associés quelques pointements d'ophites.

. Système karstique de la source du Surgeint. Il intéresse toute la série Jurassico-Crétacé métamorphique, l'exutoire se trouvant au contact du Lias marneux.

Sa limite nord est marquée par l'accident chevauchant, puis par la limite d'affleurement des schistes noirs liasiques.

Au Sud les schistes ardoisiens de la Bellongue, puis l'ophite du Portet d'Aspet constituent la limite obligatoire du système. Mais l'altitude de la source étant de 820 m, la limite se trouve forcément à une altitude supérieure.

A l'Est, le système du Surgeint est contigu du système karstique du Baget, qui s'étend jusqu'au col de la Croix de Guéret (A.Mangin, 1970). A l'Ouest, la limite commune avec le système du Lac Bleu qui draine le versant sud du pic de Palcoumère (F.Trombe, 1943), a été placée, en l'absence de données plus précises, au niveau du col du Portet d'Aspet, où l'affleurement des calcaires métamorphiques se rétrécit entre le flysch ardoisier et le massif ophitique.

Les caractéristiques géologiques des deux systèmes sont donc nettement différentes : le système du Surgeint est entièrement situé dans la zone métamorphique, dans les calcaires et dolomies du Jurassique et Crétacé inférieur. Il ne comporte pas de terrains non karstiques.

Dans le système du Goueil di Her, l'essentiel de la surface est occupé par le calcaire "Urgonien" non métamorphique (environ 58 %). Les terrains non karstiques et imperméables occupent 17 % de la surface du système, et leur position en amont détermine une concentration des eaux en surface, avant leur pénétration dans les calcaires, aux pertes du ruisseau de la Coume Ouarnède. Il n'est pas tenu compte dans ce pourcentage de la moraine glaciaire, perméable, qui ne constitue pas un obstacle à la pénétration des eaux dans les calcaires sous-jacents, mais doit jouer un rôle régulateur de l'infiltration. L'arc morainique occupe environ 10 % de la surface du système et présente dans sa plus grande épaisseur, plusieurs dizaines de mètres de dépôts.

Les deux systèmes sont en grande partie recouverts par la forêt de hêtres, produisant un humus localement abondant.

Des pâturages occupent les parties élevées :

La crête de cornudère dans le système du Surgeint et la zone située entre le Tuc des Haurades et le Pale de Toch, sur les lherzolites et les

marnes bédouliennes dans le système du Goueil di Her.

LES COURBES HYPOMETRIQUES DES SYSTEMES DU GOUEIL DI HER ET DU SURGEINT

La courbe hypsométrique exprime les surfaces (en abscisse) comprises entre les courbes de niveaux (en ordonnée) et la limite supérieure du bassin versant.

Si on exprime les surfaces en % de la surface totale et les hauteurs en pourcentage de la hauteur totale, on obtient la courbe hypsométrique réduite, inscrite dans un carré (fig.17).

$\int_0^1 x \, dy$, intégrale hypsométrique, est le rapport de la surface comprise entre la courbe et les axes de référence et de la surface du carré dans lequel la courbe est inscrite.

Elle permet le calcul de la hauteur moyenne du bassin versant, égale au rapport du volume du relief et de la surface du Bassin versant (A.N. Strahler, 1952).

$$\bar{h} = h \int_0^1 x \, dy = \frac{v}{s}$$

$$v = h.s. \int_0^1 x \, dy$$

h = hauteur du Bassin versant,

\bar{h} = hauteur moyenne,

v = volume du relief,

s = surface du bassin versant

Système du Goueil di Her - altitude la plus élevée = 1517 m
altitude la moins élevée = 450 m

$$s = 6,04 \text{ km}^2$$

$$h = 1067 \text{ m}$$

$$\int_0^1 x \, dy = 0,608$$

$$h = 649 \text{ m}$$

$$\bar{h} = \text{altitude moyenne} = 1099 \text{ m}$$

$$HM = \text{altitude médiane} = 1103 \text{ m}$$

Système de la Source du Surgeint - altitude la plus élevée = 1579 m
altitude la moins élevée = 800 m

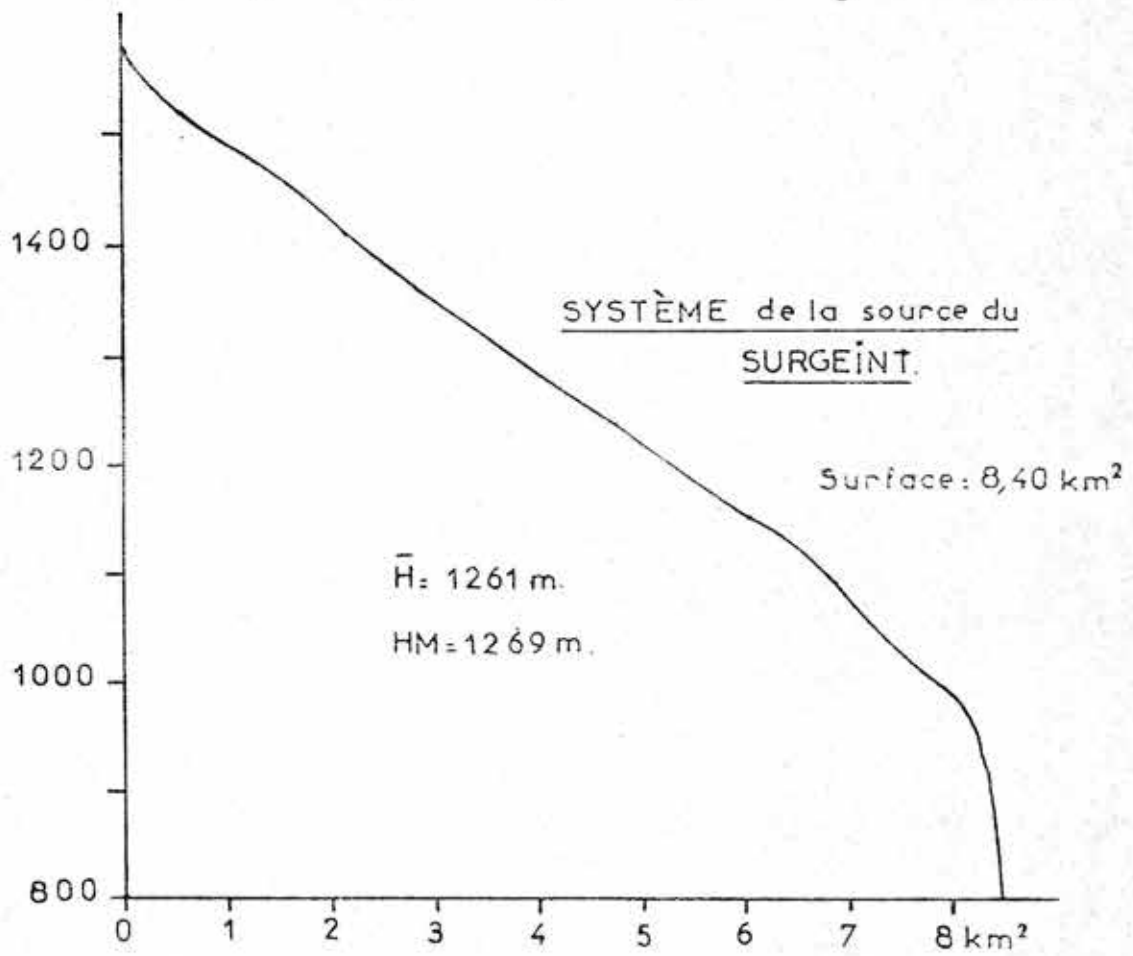
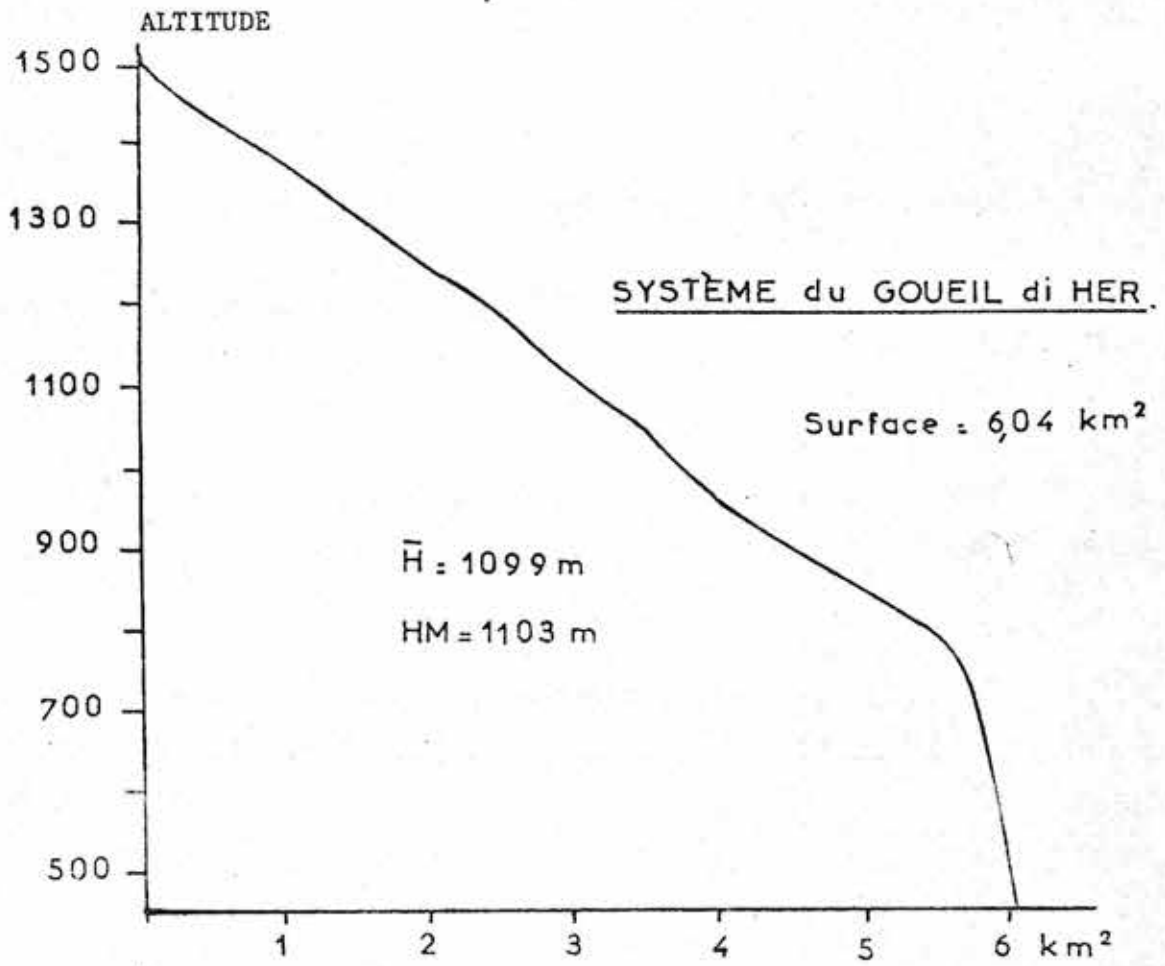


Fig.17.- Courbes hypsométriques.

$$s = 8,40 \text{ km}^2$$

$$h = 779 \text{ m}$$

$$\int_0^1 x \, dy = 0,592$$

$$\bar{h} = 461 \text{ m}$$

$$\bar{H} = 1261 \text{ m}$$

$$HM = 1269 \text{ m}$$

Systeme de la Fontaine de l'Ours - altitude la plus élevée = 1480 m
altitude la moins élevée = 1200 m

$$\text{surface} = 0,228 \text{ km}^2$$

Le coefficient de compacité de Gravelius (M.Roche, 1963),

traduit l'allongement du bassin versant. C'est le rapport du périmètre du bassin versant et du périmètre d'un cercle ayant la même surface.

$$Kc = \frac{P}{2\sqrt{\pi s}} \geq 1$$

pour le système du Goueil di Her, $Kc = 1,25$

pour le système du Surgeint, $Kc = 1,19$

pour le système de la F^{ne} de l'Ours $Kc = 1,41$

- pour le système du Goueil di Her, dont les très importants réseaux spéléologiques sont connus, on peut calculer, le pourcentage de volume que représentent les grands vides karstiques.

v = volume du relief situé au dessus de l'exutoire =

$$s \times \bar{h} = 6,04 \text{ km}^2 \times 0,649 \text{ km} = 3,930 \text{ km}^3$$

le volume de l'ensemble des réseaux connus est évalué en prenant 35 km de galeries de 10 m de haut et 10 m de large, deux saïles de 200 m de long, 100 m de haut, 100 m de large.

dix puits de 100 m de profondeur, et 100 m² de section.

On atteint ainsi 0,0076 km³, volume certainement surestimé.

Le pourcentage des grands vides karstiques est alors égal à

$$\frac{0,076 \times 100}{3,93} = 0,193 \%$$

Cette valeur est voisine de celle obtenue par A.Mangin (1975) pour un autre massif très karstifié, le massif de la Saoudière, en Ariège, dans lequel est développé le réseau de Niaux - Lombrive - Sabart. Elle confirme la faible importance, en volume, des grands vides karstiques,

au regard des éventuels vides karstiques hors du système de drainage et de la porosité des calcaires. Celle-ci est de 1,2 % (porosité matricielle plus fines fissures) pour les calcaires métamorphiques du système voisin du Baget.

Elle est de 1 % pour les calcaires "Aptien" non métamorphiques du système karstique d'Aliou et de 4 % pour les calcaires dolomiques et dolomies du Jurassique supérieur (A.Mangin, 1975).

ID - DISCUSSION ET CONCLUSIONS SUR LA PREMIÈRE PARTIE

ID1 - RELATION KARSTIFICATION - LITHOLOGIE -

Le processus de karstification est l'agrandissement de certains vides des roches par l'action des circulations d'eaux : corrosion et érosion mécanique.

L'ensemble des paramètres qui définissent le milieu sur lequel s'exerce cette action, influence la dynamique des écoulements.

Les deux phénomènes en interaction, karstification et mode particulier des circulations des eaux, sont dûs aux propriétés physiques et chimiques de certaines roches.

Dans le massif d'Arbas, la karstification de la même série Jurassico-Crétacé présente des caractères différents dans la zone métamorphique et dans la zone non métamorphique.

Dans la zone non métamorphique, tous les points de pénétration du réseau spéléologique sont situés dans l'Urgonien, mais il se développe, en profondeur dans les niveaux sous jacents : marnes de Sainte-Suzanne, calcaires barrémiens, calcaires dolomitiques et dolomies du Jurassique supérieur (fig.8, coupes géologiques). Les dolomies peuvent donc être le siège de grandes cavités karstiques. Cependant, leur genèse a probablement été facilitée par la présence, dans les calcaires sus-jacents, d'un réseau de galeries karstiques, très organisé, qui concentre les circulations d'eaux. Les dolomies inférieures (Jurassique moyen) se comportent comme un niveau imperméable.

Dans la zone métamorphique, le secteur présentant le plus nettement des caractères morphologiques karstiques, est le sommet de la crête du Cap des Teches et de Cornudère.

-Deux phénomènes peuvent intervenir dans cette localisation :

- . l'ouverture des diaclases sur le sommet d'un anticlinal,
- . la décroissance de l'intensité du métamorphisme, vers le Nord, les calcaires étant chimiquement très purs.

-Il n'y a pas dans cette zone de grands réseaux spéléologiques connus.

Les quelques avens ne dépassent pas trente mètres de profondeur. Cette

limitation à proximité de la surface des cavités pénétrables par l'homme est à mettre en relation avec les phénomènes de détente du terrain, qui prennent le maximum d'ampleur en surface (Ph. Renault, 1967).

-Les dolomies du Jurassique moyen ne constituent pas ici un niveau imperméable, la source Surgeint se trouvant au contact des marnes schisteuses du Lias.

-Les assises dolomitiques inférieures (Jurassique moyen), ont un comportement différent vis-à-vis des circulations d'eaux dans la zone métamorphique et dans la zone non métamorphique.

Outre les différences lithologiques, une autre considération peut rendre compte de ce fait:

Les dolomies métamorphiques du versant Nord de Cornudère affleurent à une altitude plus élevée que celles de la série non métamorphique. Elles subissent l'action des circulations d'eau depuis plus longtemps.

Si on considère ces dolomies karstifiables, mais plus difficilement que les calcaires, les conditions hydrodynamiques liées à l'évolution géomorphologique apparaissent déterminantes.

Remarquons d'ailleurs que si la Fontaine des Sèches s'ouvre dans la brèche de base du Kimméridgien, l'eau, en étiage, sort de fissures dans la dolomie sous-jacente, indiquant que les possibilités de circulation y sont réduites, mais existent; cet exutoire est en cours d'évolution.

-La différence observée dans le degré de karstification entre zone métamorphique et zone non métamorphique est imputable à deux aspects d'une même réalité :

. Les différences lithologiques, le métamorphisme se traduisant surtout par des recristallisations.

. Les différences du style de déformation lors des phases de compression.

La série non métamorphique subit une déformation cassante lors de l'ensemble des phases.

La série métamorphique a été soumise à une tectonique cassante seulement lors de la phase tardive fini-Eocène, le métamorphisme étant contemporain de la phase majeure de compression.

ID2 - RELATION KARSTIFICATION - GEOMORPHOLOGIE -

Les zones karstifiées se manifestent par une conservation relative des vallées anciennes.

La dépendance entre l'ancien réseau de drainage en surface et le réseau spéléologique (fig.14) est nette vers l'amont du système du Goueil di Her. Le ruissellement souterrain reconnu, suit l'axe de la vallée de la Coume Ouarnède après les pertes du ruisseau.

Dans la partie aval du système (Pène Blanche et Goueil di Her), aucun des niveaux reconnus dans le réseau spéléologique n'est jalonné par des formes de surface, alignements de dolines ou vallées sèches.

Il y a corrélation entre les niveaux d'érosion en surface et les niveaux de galeries horizontales dans le réseau spéléologique :

Niveaux subhorizontaux du réseau spéléologique	Surfaces d'érosion
1370 à 1250 m : Grotte de Coumenère Sarrat dech Méné Rivière du gouffre Raymonde	Replats supérieurs 1200 à 1100 m
950 à 900 m : Nouveau réseau Henne Morte Galerie sup. du Pont de Gerbaut, niveau supérieur de Pène Blanche	Surface d'érosion de 800 à 700 m
740 à 660 m : Niveaux moyens de Pène Blanche grandes salles et plusieurs ni- veaux successifs.	Succession de replats entre 660 et 500 m
530 à 500 m : Niveau inférieur de Pène Blanche Grotte du Goueil di Her (exutoire temporaire)	Niveau actuel de l'esca- lette et de l'Arbas, à Arbas = 400 m

Une telle corrélation pose le problème de la genèse de galeries subhorizontales et de leur étagement.

Il apparaît que l'évolution géomorphologique et le creusement des vallées commandent l'enfoncement des circulations d'eau dans la zone située à proximité de l'exutoire.

Comme le note A.Cavaillé (1970), les galeries subhorizontales semblent s'être formées lors de périodes de relative stabilité du niveau des rivières.

L'évolution de la karstification est liée aux possibilités de circulation des eaux et à la charge dont dépend cet écoulement. Le processus d'écoulement correspondant à une transformation d'énergie, le niveau de base karstique est défini comme "la limite au delà de laquelle l'énergie potentielle a été entièrement transformée". (A.Mangin, 1975).

La position de l'exutoire apparaît déterminante dans le processus de karstification. Or deux paramètres interviennent dans la localisation de l'exutoire :

- la géomorphologie,
- la structure géologique et la lithologie.

Le niveau de l'exutoire ne suit l'évolution géomorphologique que si les conditions lithologiques le permettent. A chaque stabilisation de l'érosion correspond alors une stabilisation des circulations pouvant se traduire par des galeries karstiques subhorizontales.

Les niveaux supérieur et moyen de Pène Blanche peuvent ainsi être replacés dans le contexte géomorphologique de leur genèse :

Le niveau supérieur (900 m) est antérieur au creusement de la vallée de l'escalette.

L'exutoire du système se trouvait alors dans la vallée de Planque.

La forme des galeries, grossièrement circulaires, ou à section plus large que haute, indique un niveau de base karstique stable. Ceci est en accord avec la corrélation établie entre ce niveau et la surface d'érosion bien développée de 800 m.

Le niveau moyen (salle du Dromadaire, etc...) est postérieur au début du creusement de la vallée de l'Escalette et du démantèlement de la surface de 800 m. L'exutoire du système karstique pouvait alors se trouver dans la vallée de l'Escalette.

Les phases de creusement de la vallée alternant à des phases de

de stabilisation entraînent une évolution du niveau de base karstique produisant des galeries très hautes (salles du Dromadaire, etc...) et une succession de niveaux horizontaux à faible différence d'altitude.

Le niveau inférieur correspond aux exutoires pérennes actuels situés en aval de la grotte du Goueil di Her.

Les relations entre morphologie des galeries et stabilité du niveau de base ne sont possibles que pour la partie la plus aval du réseau spéléologique.

En effet, nous avons vu que dans la partie amont, les galeries anciennes continuent à fonctionner en drains de la zone non saturée du karst ; ainsi, une grande variation du niveau de base ne s'y traduit pas par un approfondissement égal des circulations d'eau.

Les phénomènes responsables de la morphologie des galeries ne sont donc pas relatifs à la même échelle de temps, dans la zone située à proximité de l'exutoire, et dans la partie amont.

De plus, des phénomènes particuliers, tel l'installation d'un glacier au quaternaire peuvent entraîner une modification morphologique de galeries préexistantes.

Dans le réseau Marcel Loubens, seuls les niveaux supérieurs (1350 à 1200 m et nouveau réseau de la Henne Morte entre 900 et 1000 m), sont représentés.

La Fontaine des Sèches, située dans l'axe de ce réseau paraît avoir été l'exutoire d'un système karstique distinct de celui du Goueil di Her. Cet exutoire a atteint un niveau lithologique présentant une faible capacité de karstification ; les relations, reconnues par la coloration dans la Henne morte, avec le Goueil di Her, correspondent probablement à une évolution récente.

Datation: La corrélation entre niveaux du réseau spéléologique et surfaces d'érosion peut permettre une datation de l'époque de leur creusement.

La surface d'érosion de 800 m étant antérieure au pliocène le niveau du réseau qui lui est associé et les niveaux supérieurs seraient antérieurs au Pliocène. Mais, en l'absence d'élément de datation sûr des surfaces d'érosion ce ne peut être qu'une hypothèse. Elle est d'ailleurs contradictoire avec celle de A. Cavailhé (1970) qui rattache les niveaux horizontaux des réseaux spéléologiques aux phases glaciaires quaternaires.

La faune trouvée à l'entrée de Pène Blanche (*Ursus spelaeus*, Renne etc...) par Filhol et al. (1873) permet seulement de dire que cette grotte est "sèche" depuis au moins l'interglaciaire Riss-Würm.

ID3 - COMPARAISON KARSTIFICATION-FRACTURATION -
(fig. 9 et 16).

Nous avons vu (§ IB4) que l'analyse des directions des galeries karstiques conduisait à des histogrammes différents suivants les niveaux considérés. Les relations entre fracturation et réseaux spéléologiques ont déjà été maintes fois soulignées. (B.Gèze, 1953, 1958 ; L.Kiraly, 1968 ; R.Monteau, 1971, R.Guerin, 1973).

Le problème posé est de savoir à quoi correspondent les maxima directionnels observés, puis quels sont les paramètres qui peuvent les déterminer.

La comparaison entre les histogrammes de fracturation et ceux établis pour les réseaux spéléologiques se heurte à une difficulté. Dans un cas, les pourcentages des classes directionnelles sont relatifs au nombre de fractures, dans l'autre à la longueur de galeries analysées. Mais R.Guérin (1973) a montré que les histogrammes établis à partir des longueurs d'un champs de fractures et ceux établis à partir du nombre de fractures sont identiques.

De même, si on établit les histogrammes directionnels à partir du nombre de tronçons rectilignes des galeries karstiques, ou à partir des longueurs, on obtient une représentation semblable.

Les histogrammes de fracturation et ceux des réseaux spéléologiques sont donc comparables.

Les maximums directionnels des réseaux spéléologiques correspondent tous à une famille de fractures.

Le réseau Felix Trombe s'organise autour d'une direction WSW-ENE qui est celle de la structure générale. Elle correspond aux fractures les plus fréquentes (fig.10) qui jouent en décrochement sénestre.

En surface, les entrées des réseaux spéléologiques s'alignent sur la direction N30 (par rapport au Nord magnétique) des fentes de traction ou décrochements sénestres. Des accidents de dimension kilométrique ont cette direction (fig.3). Mais les réseaux se développent ensuite suivant des directions différentes.

L'intersection des fractures entre elles et des fractures avec la stratification joue ici un rôle important dans la karstogénèse.

La comparaison des fentes karstifiées en surface (fig.13) et des galeries karstiques les plus récentes qui drainent les circulations d'eau (Goueil di Her, fig.16 c) montre des différences très nettes.

Une mesure "ponctuelle" - 50 m de relevé - des fentes ouvertes en surface ne représente donc pas les maxima directionnels des trajets préférentiels des circulations d'eau actuelles.

Une famille de fractures donnée n'est pas utilisée préférentiellement sur l'ensemble d'un niveau horizontal donné. Ainsi, la direction N80 à N100 est dominante à la grotte de Coume Nère (fig.16 f) alors qu'on observe un maximum correspondant à des décrochements dextres N140 à N160 pour le Sarrat dech-Méné (fig.16 g). De même, nous avons déjà noté les différences entre le niveau inférieur du Pont de Gerbaut et le niveau moyen de Pène Blanche qui sont reliés.

Les maxima directionnels des niveaux supérieur et moyen de Pène Blanche sont différents (fig.16 a et b) mais correspondent à des directions relatives au même système de fracturation :

- .décrochements conjugués N50 à N80 - N130 à N 160
- .et les fentes associées, N30 et N110.

Ces observations indiquent que les modifications directionnelles suivant les niveaux, ne sont pas commandées par d'éventuelles modifications tectoniques intervenues entre les différentes époques de leur genèse.

Les fractures les plus récentes, de direction NS ou faisant un angle faible avec elle, sont utilisées préférentiellement par certains niveaux anciens (Henne Morte, fig.16 h). Cette direction est également présente dans les histogrammes d'autres galeries anciennes, sans être majoritaire. C'est le cas des deux niveaux du Pont de Gerbaut, la grotte de Coume Nère et le Sarrat dech Méné.

On peut alors penser que l'ensemble du réseau s'est établi postérieurement aux phases tectoniques ayant provoqué le champ de fracturation, tel qu'il peut être actuellement observé.

Pour chaque portion du réseau analysée, une ou deux directions apparaissent majoritaires. Cependant, sur l'ensemble des histogrammes, chaque type de fractures reconnu (§ IB3) peut être utilisé préférentiellement dans une partie du réseau spéléologique.

Il s'en suit que la nature des fractures, leur ouverture originelle, ne semblent pas intervenir dans la détermination des maxima directionnels du réseau.

Les premières étapes de la karstification, marquées par des niveaux subhorizontaux de galeries à une altitude élevée, ont été probablement favorisées par la concentration des eaux en surface dans les parties élevées du massif, sur les lherzolites et le flysch imperméables.

L'existence de cette karstification, donc d'une organisation précoce du réseau souterrain de drainage, influence l'évolution ultérieure du processus de karstification.

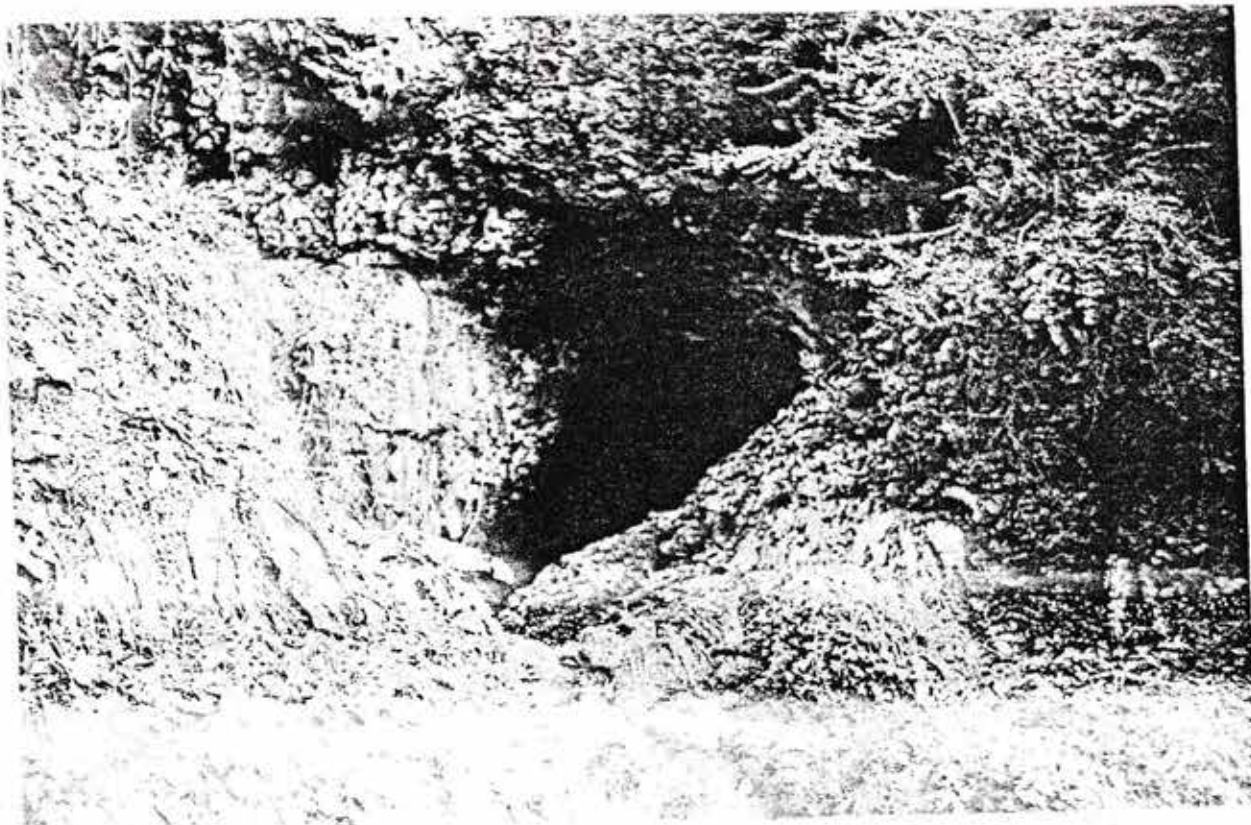
En effet, dans les parties situées le plus en amont les galeries anciennes continuent à drainer les circulations (rivière du gouffre Raymond). Au niveau du Pont de Gerbaut, les galeries inférieures actuellement drainantes, se développent parallèlement aux galeries supérieures. Leurs histogrammes respectifs sont très semblables.

L'évolution dans la partie la plus aval est marquée par une différenciation des niveaux en altitude et en direction et par leur indépendance vis à vis des anciennes circulations de surface (vallées sèches)

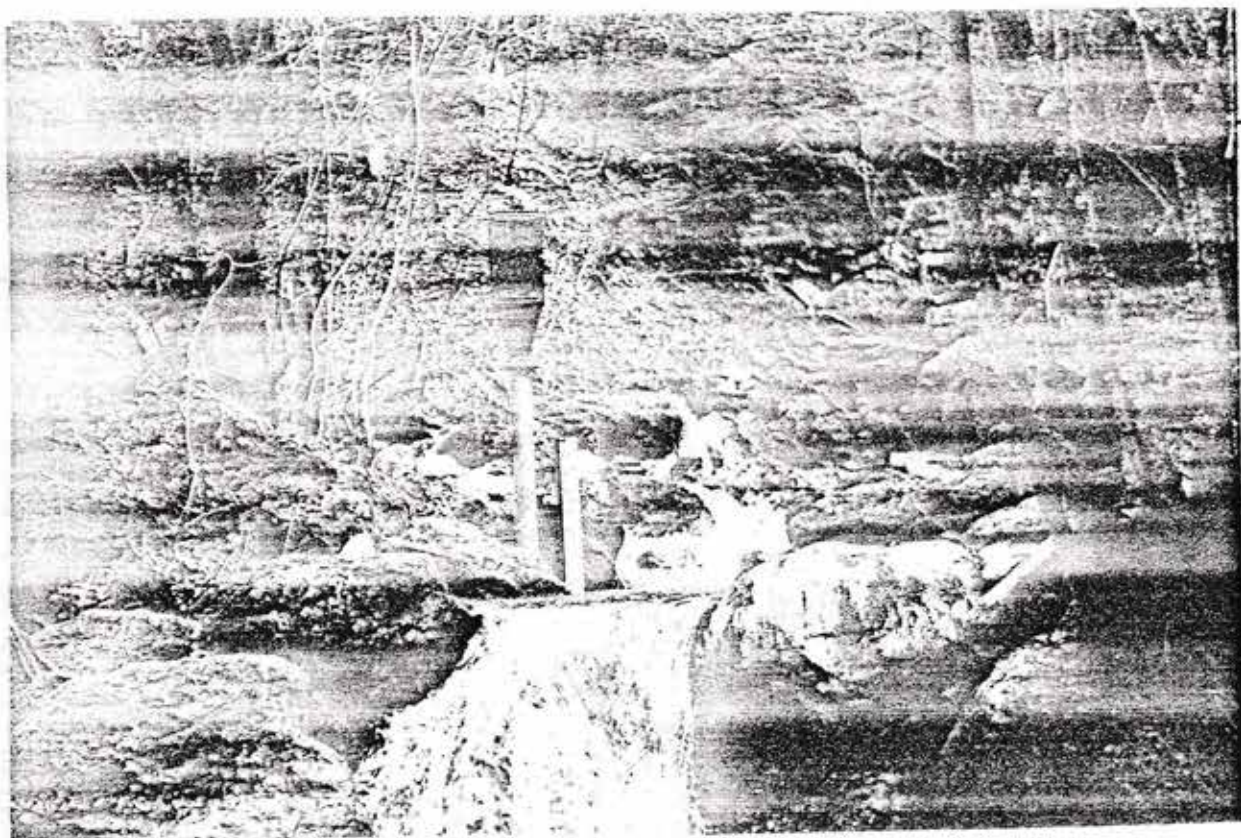
Cette évolution est commandée par la possibilité de déplacement de l'exutoire karstique, elle même liée à l'évolution géomorphologique, et par le degré de karstification préexistant. Les paramètres liés au milieu - lithologie, intensité de fracturation - interviennent dans la localisation du trajet des écoulements préférentiels. L'hétérogénéité spatiale de la fracturation serait alors responsable des différences observées dans les maxima directionnels suivant les niveaux du réseau spéléologique.

Pour vérifier cela, il serait nécessaire de pouvoir établir des histogrammes de fracturation représentatifs de chaque zone où se développe chaque partie du réseau analysée et connaître l'évolution de la fracturation avec la profondeur, ce qui n'a pas été le cas.

L'existence d'une karstification conditionne sa propre évolution, en influençant les circulations d'eau. Cela apparaît comme une caractéristique essentielle du milieu karstique, et justifie pleinement la distinction entre aquifère fissuré et aquifère karstique.



Grotte de la Fontaine des Sèches.



Station limnigraphique du ruisseau de Planque,
en aval de la Fontaine des Sèches.

II - DONNEES SUR LE CLIMAT ET LES ECOULEMENTS

II A - ÉQUIPEMENT DES BASSINS VERSANTS

IIA1 - RESEAU DE MESURES CLIMATIQUES (fig.18)

Lorsque nous avons entrepris cette étude, aucune donnée météorologique n'était disponible sur le massif d'Arbas. Aussi, la chronique des mesures mises en oeuvre (quelques mois) n'a pas permis de faire le bilan global des systèmes karstiques du Massif.

L'objectif était de déterminer les caractères climatiques particuliers au massif d'Arbas ayant pu favoriser sa karstification. L'existence, à proximité, d'un réseau de mesures météorologiques sur le système karstique expérimental du Bajet, et d'une station synoptique de la Météorologie Nationale (Antichan-St Girons 499,71 - 79,49 - 411) permet de replacer les données obtenues dans le contexte régional.

Par ailleurs l'analyse de la répartition des précipitations, leur analyse chimique et isotopique, la connaissance de la température de l'air en un point du massif rend possible l'interprétation des observations faites au niveau des exutoires karstiques du massif.

Le réseau de mesures météorologiques a été implanté en fonction des systèmes karstiques du Coueil di Her et du Surgeint et en fonction du relief.

La forêt et les moyens d'accès peu nombreux et difficiles l'hiver ont imposé les emplacements des stations.

Sur le versant Nord du Massif (forêt d'Arbas)

Une seule station (station B) enregistre les précipitations, la température et l'humidité relative de l'air. Elle est située à une altitude inférieure à l'altitude moyenne du système karstique du Coueil di Her. Durant l'année 1974, les enregistrements ont été hebdomadaires.

Deux pluviomètres (A et E) constitués d'un entonnoir récepteur placé à 1,50 m du sol, d'un tube plastique et d'un récipient enterré, ont fait

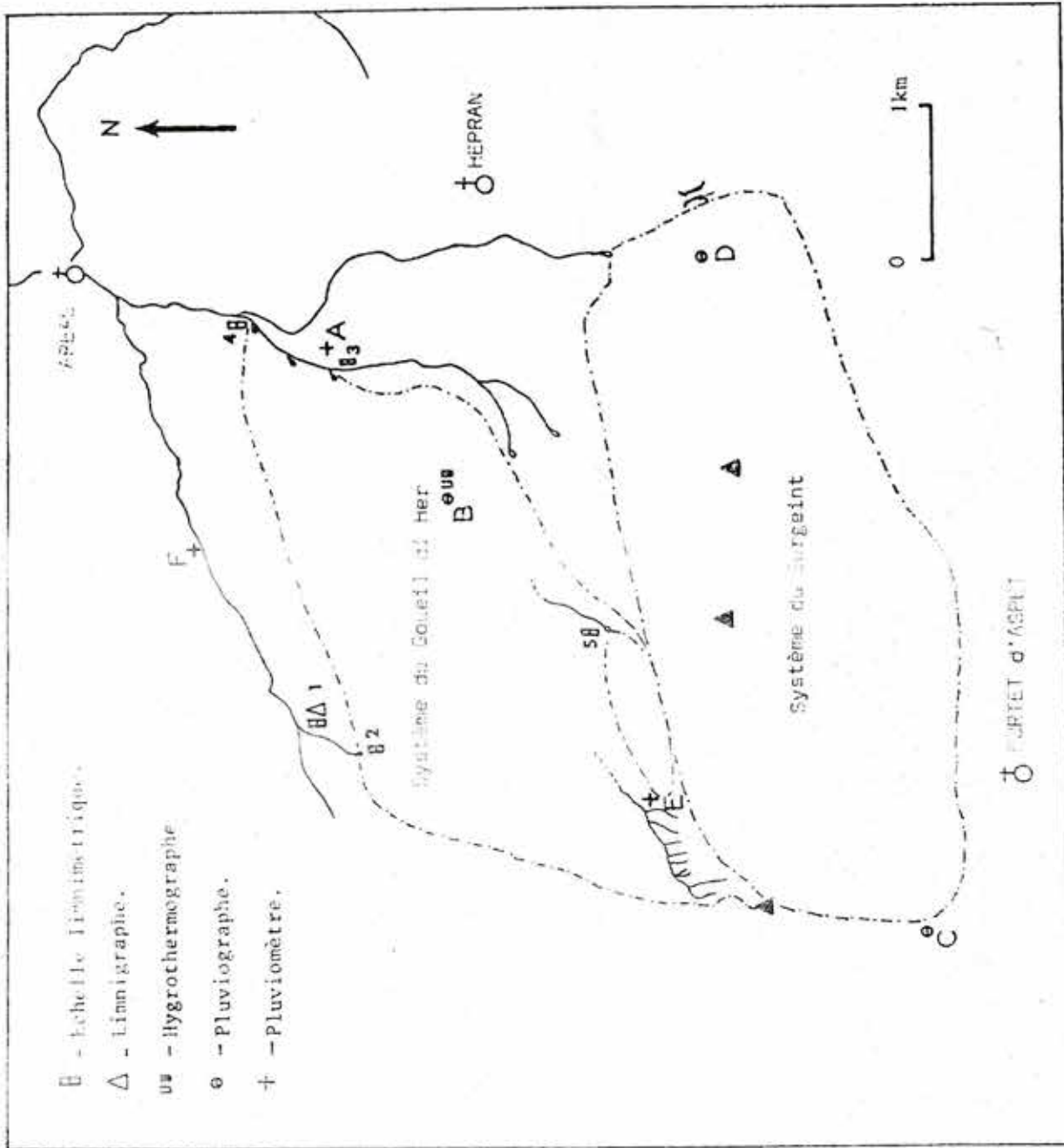


Fig.18. Equipement Hydro-météorologique.

l'objet de relevés hebdomadaires. Cependant la neige n'a pas permis d'effectuer les relevés de la Station E durant les mois de janvier, février et mars 1974. Un troisième pluviomètre (F) à lecture directe a été placé dans la vallée de Planque et relevé toutes les semaines.

Sur la ligne de Crête de Cornudère

Un pluviographe (Station D), à enregistrement mensuel est situé légèrement en dessous de la ligne de Crête, sur le versant Nord, à proximité du col de "La Croix de Guérêt".

Sur le versant Sud de Cornudère

Un pluviographe (Station C) à enregistrement mensuel est situé à l'extrémité ouest du système karstique de la source du Surgeint, près du col de Portet d'Aspet.

coupe météorologique (fig. 18)

Station A "Gourgue"	Station D "Col de la Croix de Guérêt"
x = 482,96 m y = 76,74 m z = 500,00 m Pluviomètre 700 cm ² installé le 8-11-1973	x = 483,52 m y = 74,26 m z = 1250,00 m Pluviographe Richard de 1000cm ² à augets basculants, mis en place le 3-04-74.
Station B "Maria Rouch"	Station E "Coume Ouarnède"
x = 481,84 m y = 76,00 m z = 900,00 m Abri météo petit modèle en plastique contenant un thermohygrographe Richard - installé le 25-02-1974 Pluviographe Richard de 400 cm ² à auget basculant - installé le 20-11-1973	x = 479,68 m y = 74,76 m z = 1370,00 m Pluviomètre 700 cm ² installé le 8-11-1973.
Station C "Col de Portet d'Aspet"	Station F "Planque"
x = 478,95 m y = 73,04 m z = 1110,00 m Pluviographe Richard de 1000 cm ² à augets basculants, mis en place le 13-03-1974	x = 482,00 m y = 77,75 m z = 450,00 m Pluviomètre 400 cm ² installé le 5-02-1974

IIA2 - STATIONS DE MESURES HYDROMETRIQUES (fig.18)

Mise à part la source du Surgeint, dont les installations de captage rendant délicat tout contrôle du débit, les exutoires karstiques sont équipés de stations de mesure.

- Une échelle limnimétrique (2) est placée dans la grotte d'entrée de la Fontaine des Sèches.

Les mesures du débit global sont impossibles en ce point, en raison des sorties d'eaux situées en contrebas ; un limnigraphe et une échelle limnimétrique (1) ont été installés en aval dans le ruisseau issu de la Fontaine des Sèches. Un seuil en béton y a été construit.

- Le débit global de l'exutoire du Goueil di Her, dont les griffons sont dispersés à proximité ou dans le lit du ruisseau de l'Escalette, est obtenu par différence du débit de l'Escalette en aval des sources (Station 4) et en amont (Station 3) ; deux échelles limnimétriques équipent ces deux stations, dont le seuil naturel n'a pas été modifié.

- L'exutoire de la Fontaine de l'Ours (5) est équipé d'une échelle limnimétrique. Un barrage en béton surmonté d'une gouttière permet les mesures de débit au seau et au chronomètre.

Équipement hydrométrique

(1) Ruisseau de Planque en aval de la Fontaine des Sèches. x = 80,28 m - y = 76,96 m - z = 610 m limnigraphe "OTT 16" mis en place le 20-03-1974 échelle limnimétrique mise en place le 29-01-1974
(2) Fontaine des Sèches. x = 80,10 m - y = 76,65 m - z = 736 m échelle limnimétrique mise en place le 14-05-1974
(3) Escalette amont x = 482,68 m - y = 76,69 m - z = 490 m échelle limnimétrique mise en place le 22-01-1974
(4) Escalette aval x = 483,00 m - y = 77,20 m - z = 425 m échelle limnimétrique mise en place le 22-01-1974
(5) Fontaine de l'Ours x = 480,90 m - y = 74,97 m - z = 1200 m échelle limnimétrique mise en place le 19-03-1974

II B- LES ÉLÉMENTS DU CLIMAT

IIB1 - PRECIPITATIONS

IIB1 a) Résultats

Le dépouillement des enregistrements (stations B, C, D) est effectué selon les journées civiles.

Le total des précipitations mesurées sur les enregistrements est vérifié par le volume d'eau recueilli, à chaque relevé.

Le tableau III donne les hauteurs d'eau mesurées par les appareils (pluies brutes). Les précipitations mensuelles de la Station A, et l'ensemble des résultats des Stations E et F n'y figurent pas, les périodes de relevé des pluviomètres n'étant pas calendaires.

1974	B- Maria Rouch	C-Col de Portet d'Aspet	D-Croix de Guérêt
Janvier	131 mm	-	-
Février	(356)	-	-
Mars	(259)	-	-
Avril	189	174	162
Mai	206	129	122,8
Juin	202	140	145
Juillet	92	68,8	87,2
Août	241	256	182,2
Septembre	380	317,4	289
Octobre	(396)	(368)	(343)
Novembre	(320)	(255)	(259)
Décembre	124	116	113,4
Total annuel	2 897 mm	-	-

Tabl.III.- Hauteurs de précipitations mensuelles

Pluviomètre A "Gourgue" total annuel mesuré = 1 894 mm.

Les valeurs entre parenthèses correspondent aux hauteurs d'eau corrigées.

Les pluies brutes mesurées sur l'ensemble des stations ont fait l'objet de plusieurs corrections :

1°) Correction due au gel ou à la neige ; elle a été effectuée soit, à partir du volume d'eau recueilli, soit par corrélation entre précipitations décadaires, avec une station sans neige.

valeurs corrigées - Station B.

1ère et 3ème décade de février 1974

1ère et 3ème décade de mars 1974

3ème décade d'octobre 1974

1ère décade de novembre 1974.

- Station C.

3ème décade d'octobre 1974

1ère décade de novembre 1974.

- Station D.

2ème et 3ème décade d'octobre 1974

1ère décade de novembre 1974.

Les valeurs entre parenthèses du tableau III correspondent aux hauteurs d'eau ainsi corrigées.

2°) Correction due à la surface réceptrice.

Un accroissement de celle-ci correspond à un accroissement du coefficient de captation.

L'utilisation d'appareils à surface différente nécessite de ramener la pluie mesurée à celle qu'aurait mesuré, par exemple, un appareil de 2000 cm^2 . Cette surface est celle du cône du pluviographe de Balagué (491,69 - 75,08 - 660) dont nous avons utilisé les données pour établir des corrélations :

Ainsi pour un appareil de $400 \text{ cm}^2 = P \text{ corrigée}(2000 \text{ cm}^2) = P \text{ brute} \times 1,035$
 pour un appareil de $1000 \text{ cm}^2 = P \text{ corrigée}(2000 \text{ cm}^2) = P \text{ brute} \times 1,012$

Ces coefficients ont été déterminés par comparaison de pluviographes à la station de Moulis (communication de M. Bakalowicz).

3°) Correction due à la différence entre la pluie mesurée à 1,5m ou 2m du sol et la pluie au sol.

Pour évaluer la lame d'eau précipitée sur les systèmes karstiques, c'est la pluie au sol qui nous intéresse.

Un coefficient de 1,1 (Toni, 1972) a été adopté

$$p \text{ au sol} = P (2000 \text{ cm}^2) \times 1,1.$$

Le total pluviométrique de l'année civile 1974, aux stations C et D est obtenu par corrélation avec la station de Balagué ; celui de la station F, par corrélation avec la station de Maria Rouch, celui de la station E, par corrélation avec la station de Gourgue.

L'incertitude sur le total annuel des précipitations provient de l'intervalle de confiance au seuil de 5 % des volumes de précipitation des périodes manquantes, obtenues par corrélation.

Total pluviométrique annuel - Pluie au sol 1974	
Station A	2 157 mm
Station B	3 298 ± 80
Station C	2 793 ± 130
Station D	2 635 ± 140
Station E	3 040 ± 150
Station F	2 130 ± 50

IIBI b) Analyse

Les variations saisonnières (fig.19) des précipitations à Maria Rouch (B) en 1974 font apparaître plusieurs périodes : Une période neigeuse les trois premiers mois de l'année. La couverture neigeuse aux altitudes supérieures à 1000 m se maintient habituellement jusqu'au mois de mai.

Une période "sèche" très courte (du 10 mai au 20 août).

Une période automnale de pluie et neige très abondantes.

Au regard des données de la station météorologique d'Antichan, il apparaît que de telles précipitations en automne sont exceptionnelles. La hauteur d'eau tombée en 24 heures atteint 88 mm le 17 septembre 1974 à Maria Rouch. Les corrélations entre stations (tabl.IV) sont établies, après vérification graphique de la linéarité de la relation, à partir des hauteurs de précipitation au sol.

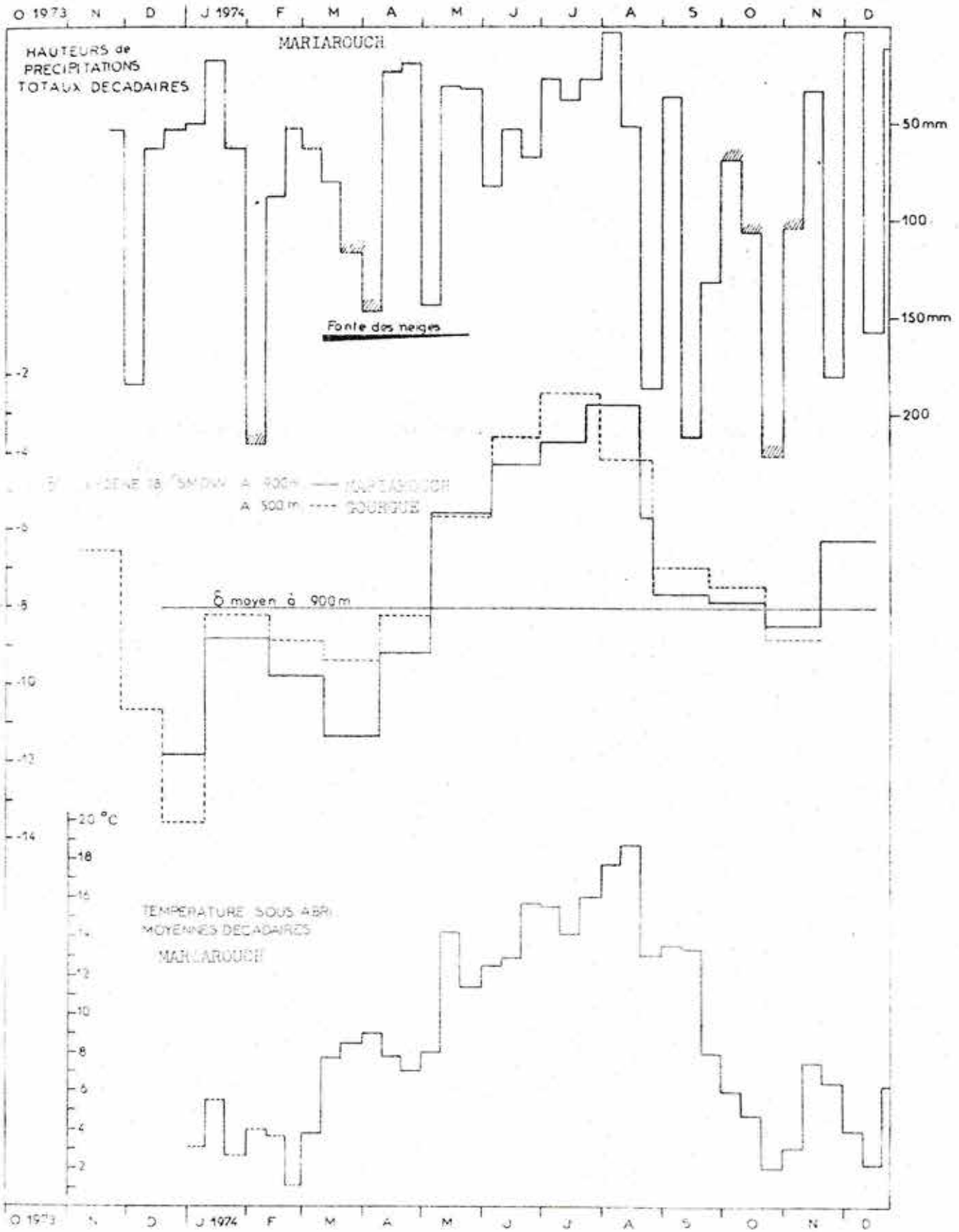


Figure 19.

Les valeurs déjà citées, dont les mesures n'étaient pas fiables en raison du gel ou de la neige, n'ont pas été utilisées dans les corrélations.

Les stations de Lachein (489,90 - 74,74 - 830) et de Balagué, sont situées sur le versant Sud du massif de l'Estalas, à l'Est du massif d'Arbas.

Y	X	T	n	r	A	b
Gourgue	Maria Rouch	nov.73 à oc.74 H	31	0,969	0,63 ± 0,06	+3,4 ± 1,6
Portet d'Aspet	Maria Rouch	avril à déc.74 D	24	0,961	0,92 ± 0,11	-7,3 ± 4,0
Croix de Guérêt	Maria Rouch	avril à déc.74 D	23	0,977	0,75 ± 0,07	+0,9 ± 2,2
Coume	Maria Rouch	nov.73 à av.74 H	10	0,973	0,87 ± 0,13	+6,8 ± 4,2
Planque	Maria Rouch	fév. à oc.74 H	25	0,988	0,67 ± 0,04	-0,2 ± 0,1
Balagué	Maria Rouch	déc.73 à déc.74 D	32	0,974	0,75 ± 0,06	-5,3 ± 3,0
Lachein	Maria Rouch	déc.73 à déc.74 D	32	0,967	0,84 ± 0,05	-2,56 ± 3,6
Gourgue	Gourgue	nov.73 à août74 H	24	0,979	1,25 ± 0,10	+7,40 ± 2,5
Lachein	Croix de Guérêt	avril à déc.74 D	23	0,963	1,08 ± 0,12	-3,2 ± 3,0
Planque	Gourgue	fév. à oct.74 H	29	0,981	0,99 ± 0,06	-1,5 ± 1,8
Croix de Guérêt	Portet d'Aspet	avril à déc.74 D	23	0,961	0,82 ± 0,10	-7,0 ± 1,0
Lachein	Portet d'Aspet	avril à déc.74 D	24	0,940	0,88 ± 0,12	+4,3 ± 2,0
Estalas	Balagué	1 9 7 4 - D	33	0,963	1,14 ± 0,10	+3,2 ± 3,0
Croix de Guérêt	Balagué	avril à déc.74 D	23	0,968	1,03 ± 0,10	+7,2 ± 1,0
Portet d'Aspet	Balagué	avril à déc.74 D	24	0,948	1,26 ± 0,16	-0,7 ± 2,3

T = période faisant l'objet de la corrélation établie à partir des valeurs décennales (D) ou hebdomadaires (H)

n = nombre de couples

r = coefficient de corrélation

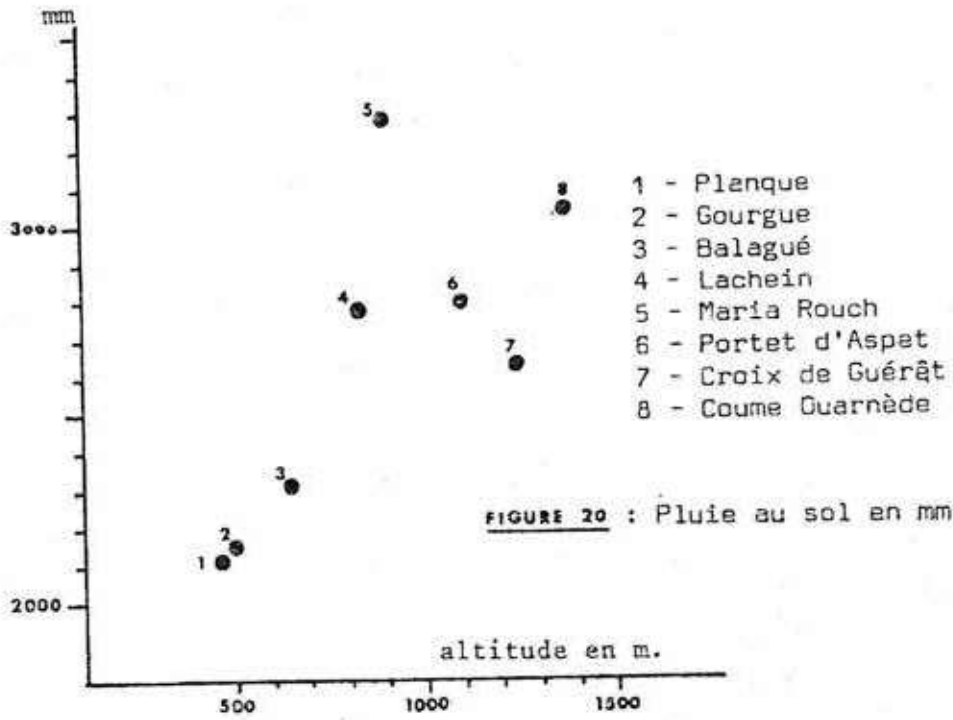
A = coefficient de régression

b = ordonnée à l'origine

$$(y = A x + b)$$

l'intervalle de confiance sur A et b est donné au seuil de 5 %.

de IV.- Caractéristiques des corrélations et des droites de régression entre hauteurs de précipitation.



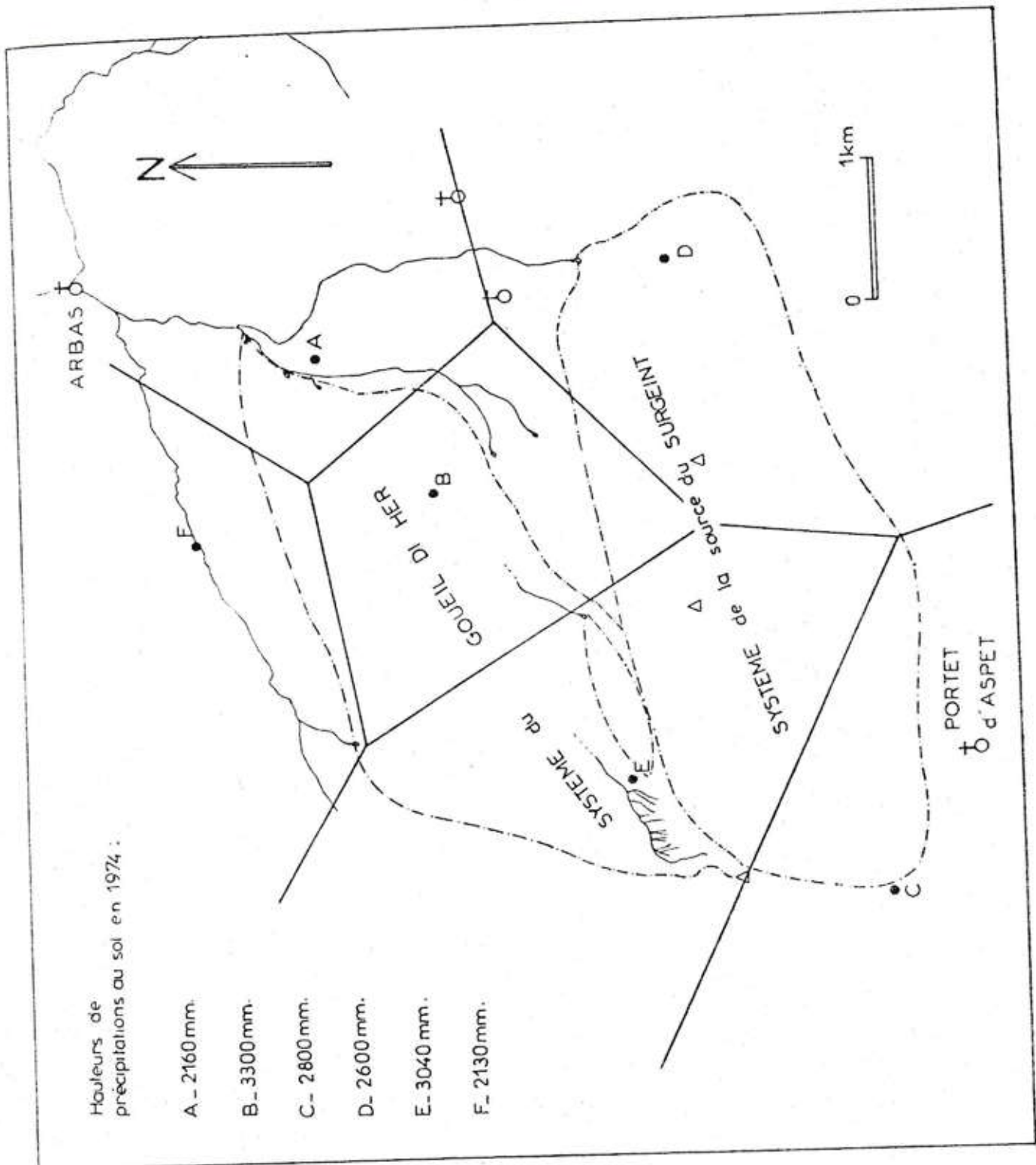


Figure 21a. - Carte des polygones de Thiessen.

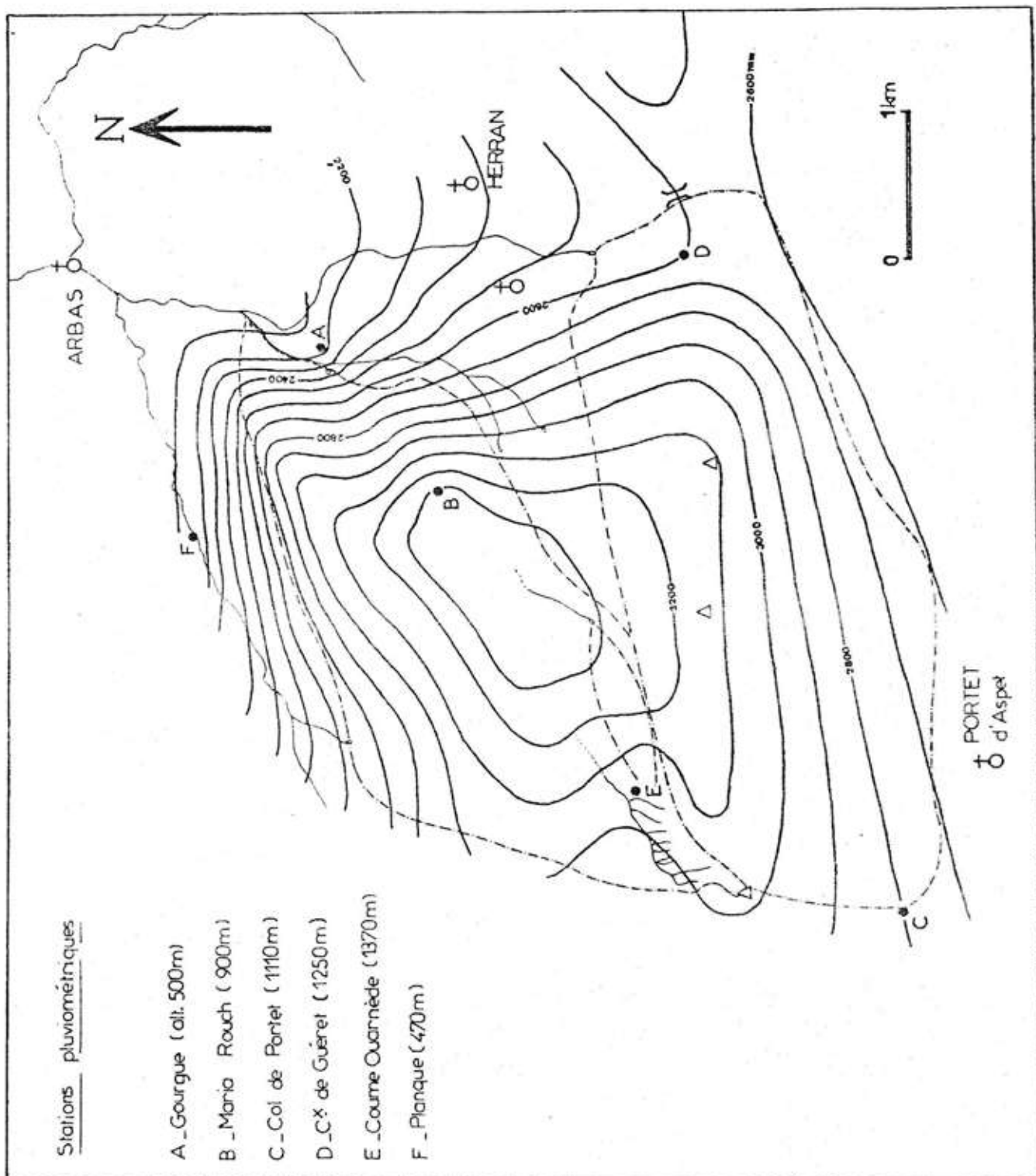


Figure 21b.- Carte des isohyètes.

Les coefficients de corrélation très élevés indiquent que les différentes stations, situées à une distance maximale de 15 km, sont bien soumises aux mêmes perturbations.

Seuls les orages d'été s'éloignent sensiblement des droites de régression.

La relation hauteur de précipitation-altitude (fig.20) montre une dispersion importante; la variation spatiale des précipitations n'est donc pas due seulement à l'altitude.

Le versant Nord de Cornudère, premier relief important sur le chemin des perturbations venues du Nord-Ouest (vents dominants) paraît particulièrement arrosé. On remarque par ailleurs que le maximum pluviométrique n'est pas situé sur la ligne de crête mais au Nord de celle-ci, à des altitudes inférieures; Les précipitations aux stations A et F situées à la même altitude, mais dans deux vallées d'orientation diverse, ne paraissent pas différentes.

Cependant, ces premières observations devront être vérifiées pour des périodes de mesure plus longues.

Estimation de la lame d'eau précipitée en 1974 sur les systèmes karstiques du Goueil Di her et du Surgeint.

Deux des méthodes permettant l'extension de données ponctuelles à une valeur moyenne sur une surface ont été utilisées = la méthode de Thiessen et la méthode des isohyètes (M.Roche, 1963) (fig.21).

Pour le système du Goueil di Her, l'estimation de la lame d'eau précipitée en 1974 est de 3 011 mm, par la méthode de Thiessen, de 3 046 mm par la méthode des isohyètes.

Pour le système du Surgeint, la méthode de Thiessen donne 2 833mm, celle des isohyètes 2 900 mm.

Les valeurs obtenues par les deux méthodes sont très voisines.

La station de Maria Rouch (B) bien que située à une altitude inférieure à l'altitude moyenne du système karstique du Goueil di Her (1 099 m) fournit une estimation par excès de la lame d'eau précipitée sur le système du Goueil di Her.

Par contre, la station du col de Portet d'Aspet paraît représentative de la pluviométrie sur le système de la source de Surgeint.

Les corrélations entre stations font apparaître que les systèmes karstiques du massif d'Arbas reçoivent beaucoup plus de précipitations

que ceux du massif de l'Estelas voisin.

Les altitudes étant supérieures, dans le massif d'Arbas, les précipitations neigeuses doivent représenter une part plus importante des précipitations annuelles.

Le réseau de mesures devrait être amélioré par l'implantation de tubes à neige et de systèmes chauffants sur les pluviographes de Maria Rouch et de Portet d'Aspet.

IIB2 - TEMPERATURES DE L'AIR -

IIB2 a) Résultats

Les enregistrements hebdomadaires du thermohygrographe Richard, placé sous abri normalisé à la station de Maria Rouch, sont dépouillés à raison de 6 valeurs par 24 heures. Les températures maxima et minima journalières sont également notées.

La température moyenne journalière est celle des 6 valeurs relevées. Elle est ainsi comparable à la température moyenne journalière donnée par la météorologie nationale à la station d'Antichan (8 valeurs journalières)

Les températures minima et maxima journalières sont relevées sur des thermomètres à mercure à Antichan. Le thermographe de la station de Maria Rouch est étalonné régulièrement avec un thermomètre de contrôle à mercure.

Les valeurs de températures moyennes mensuelles, les moyennes mensuelles des minima et maxima journaliers à Maria Rouch et Antichan sont donnés dans le tableau V et la figure 22.

Les températures moyennes des mois de janvier et février à Maria Rouch sont obtenues par corrélation entre les valeurs des deux stations.

L'intervalle de confiance, au seuil de 5 %, des valeurs récupérées entraîne une incertitude sur la température moyenne annuelle à Maria Rouch de 0°2.

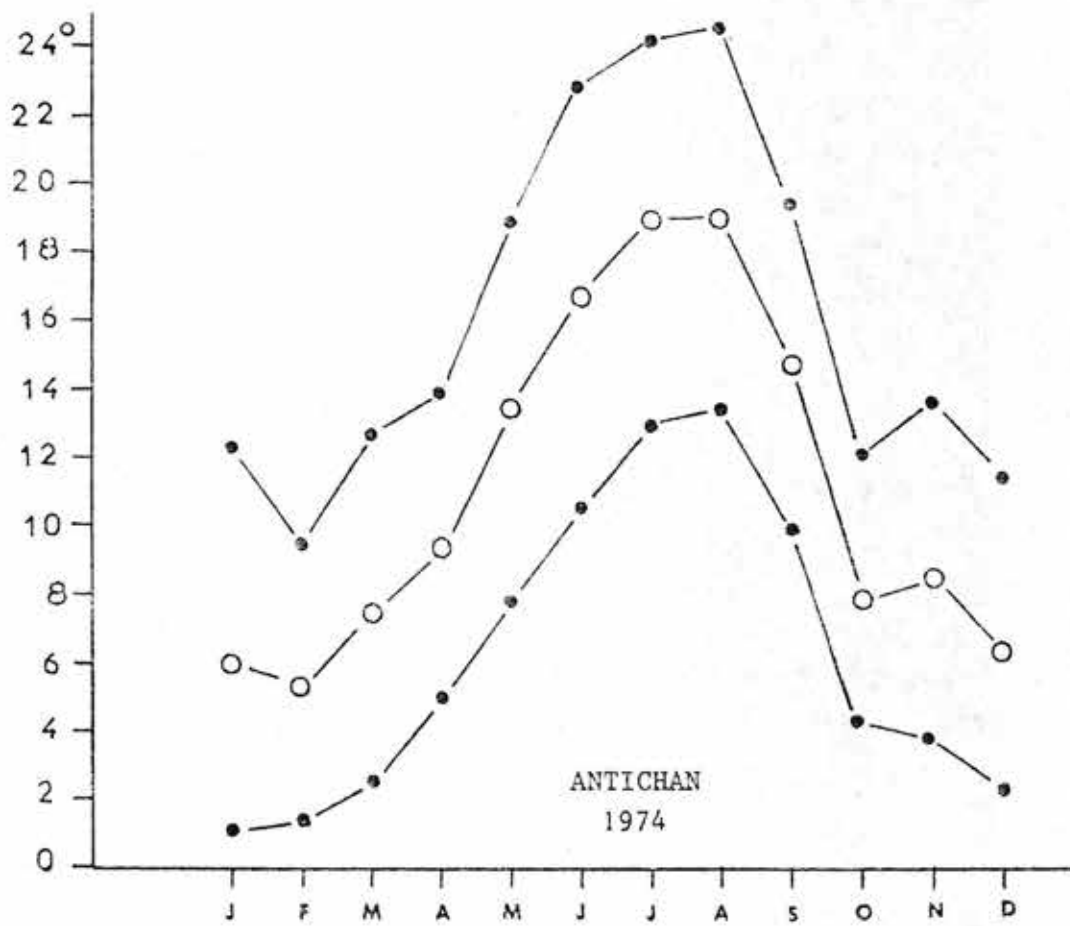
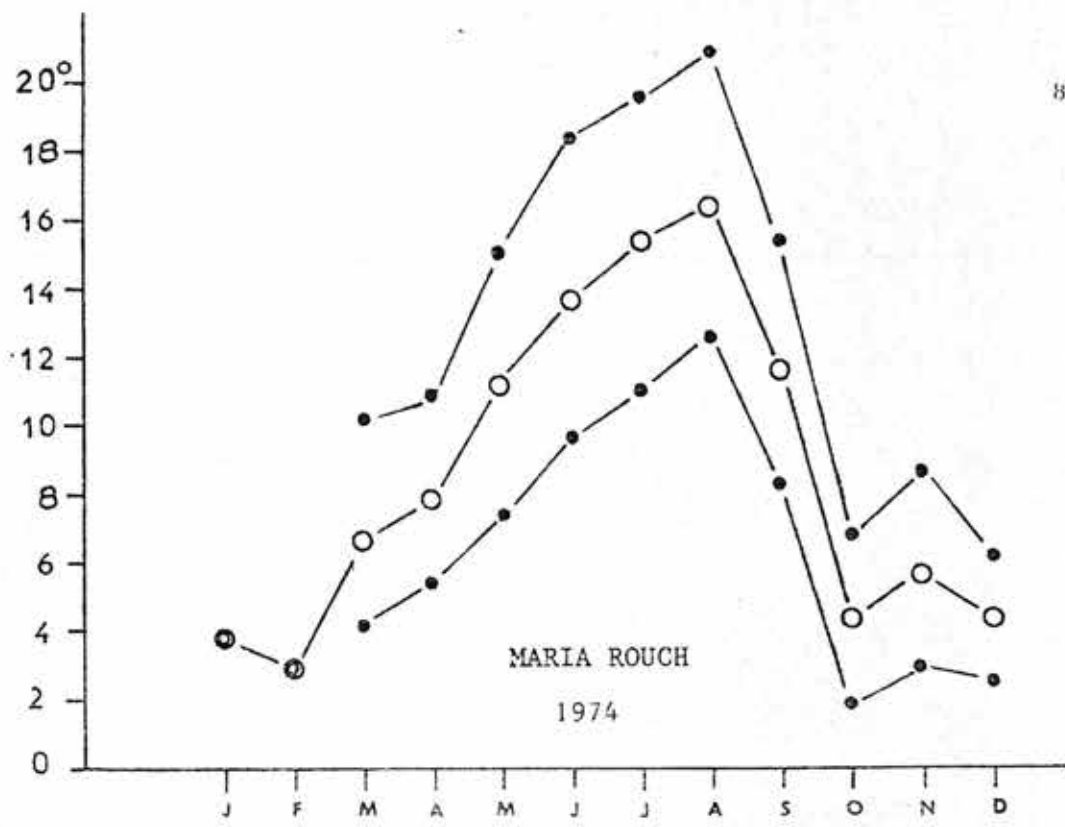


Fig.22.- Variation des températures (maxi., moyennes et mini.) mensuelles.

	MARIA ROUCH (alt.900 m)			ANTICHAN (411 m)		
	T°Moyenne	Maxi	Mini	T°moyenne	Maxi	Mini
Janvier	(3°72)			5°98	12°26	1°14
février	(3°09)			5°33	9°53	1°40
mars	6°7	10°19	4°16	7°54	12°65	2°46
avril	7°9	10°88	5°44	9°35	13°97	4°99
mai	11°2	15°08	7°41	13°47	18°95	7°92
juin	13°7	18°29	9°75	16°64	22°86	10°56
juillet	15°24	19°60	11°06	18°82	24°08	12°99
août	16°33	20°85	12°58	18°57	24°51	13°39
septemb.	11°57	15°35	8°27	14°67	19°55	9°98
octobre	4°18	6°61	1°92	7°82	12°03	4°28
novemb.	5°60	8°68	2°89	8°49	13°73	3°82
décemb.	4°20	6°12	2°27	6°39	11°43	2°29
Moyenne annuelle	8°66 ± 0°2			11°15		

Tabl.V.- Moyennes mensuelles des températures à Maria Rouch et Antichan en 1974.

IIB2 b) Analyse

- variations saisonnières

La moyenne annuelle permet de distinguer une saison chaude, dont les températures moyennes mensuelles sont supérieures à la moyenne annuelle, d'une saison froide.

En 1974, la saison chaude dure cinq mois (mai à septembre) aux deux stations, la température moyenne durant cette période est de 13°61 à Maria Rouch et de 16°5 à Antichan. L'écart entre ces valeurs est légèrement supérieur à celui des températures moyennes annuelles.

- la corrélation entre les valeurs de température moyenne décadaire à Maria Rouch et Antichan fournit la relation suivante (fig.23):

$$n = 30$$

$$r = 0,979.$$

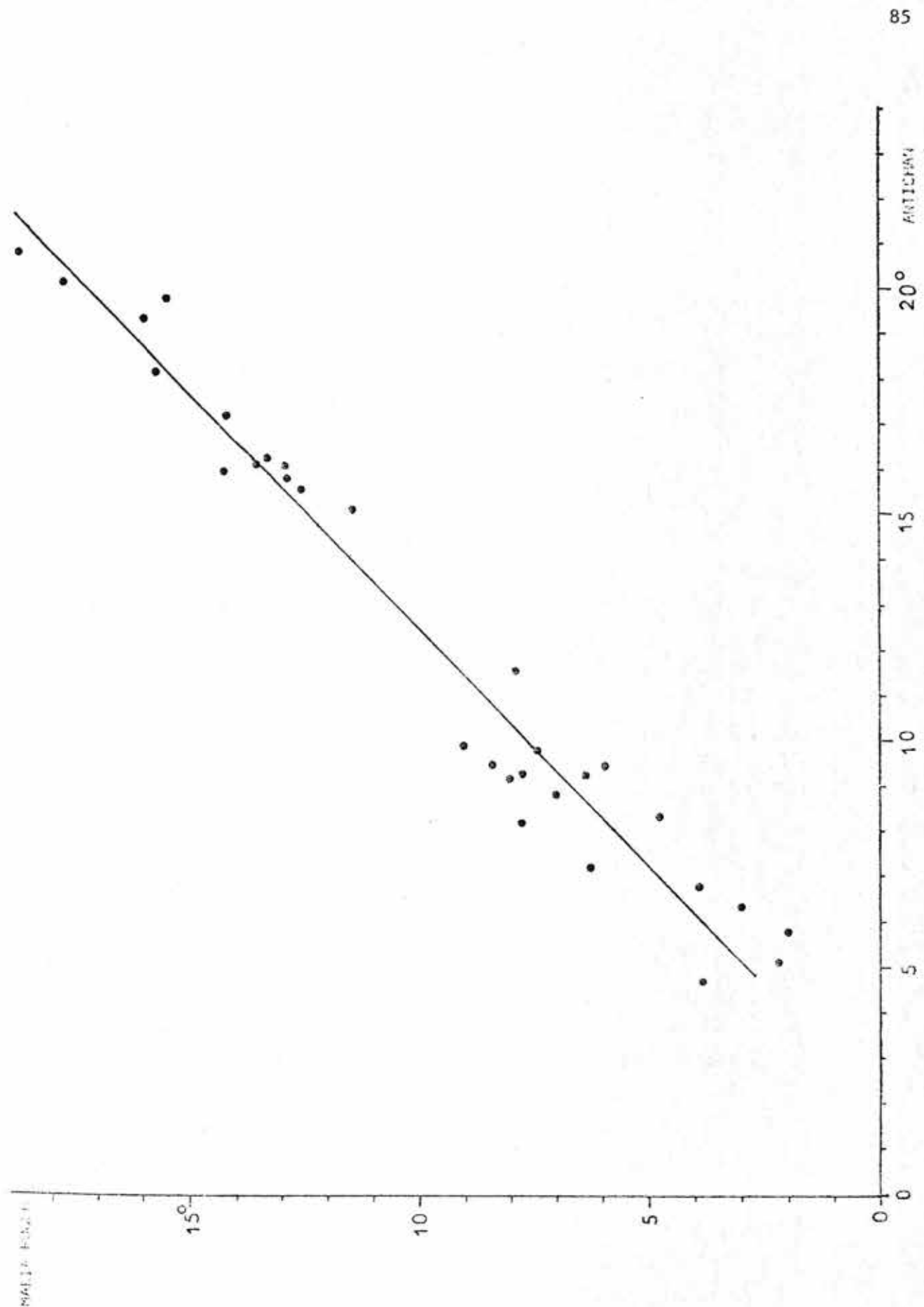


Fig. 23.- Corrélation entre les températures moyennes décadaires.

$$\text{Température Maria Rouch} = \text{Température Antichan} \times (0,96 \pm 0,07) - (2,0 \pm 0,8)$$

l'intervalle de confiance sur le coefficient de régression est au seuil de 5%.

Le coefficient de corrélation est satisfaisant. Les deux stations distantes de 16 km environ sont soumises aux mêmes conditions climatiques régionales.

La température moyenne annuelle d'Antichan (11°15) en 1974 paraît assez représentative de la température moyenne en ce point.

Les années précédentes, elle était :

$$\underline{1970 = 11^{\circ}5} - \underline{1971 = 11^{\circ}1} - \underline{1972 = 10^{\circ}9} - \underline{1973 = 11^{\circ}2}.$$

Les données obtenues à la station de Lachein pendant ces quatre années montrent des températures moyennes annuelles peu différentes de celles d'Antichan = 11°4 - 11°6 - 11°1 - 10°6 (M.Bakalowicz et C.Andrieux, 1974). La relation entre ces deux stations est donc différente de celle entre Maria Rouch et Antichan. Pourtant, la station de Lachein est située à une altitude à peine inférieure (830 m) à celle de Maria Rouch (900 m).

Parmi les conditions locales responsables de l'écart observé entre Antichan et Maria Rouch, la situation sur un versant Nord, de cette dernière station paraît déterminante.

On ne peut donc établir de gradient thermique en fonction de l'altitude à partir des valeurs de températures obtenues à ces deux stations.

La station de Maria Rouch, située à égale distance entre le sommet et le pied du relief de Cornudère, peut être considérée comme représentative du versant Nord de ce relief.

IIB3 - EVALUATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE (ETR) -

Les chroniques de mesures climatiques sont très courtes ; des formules empiriques de calcul de l'ETR annuelle moyenne, telle celle de L.Turc (1954) ne peuvent donc être appliquées au massif d'Arbas.

Nous avons recherché une estimation de l'ETR en 1974 à partir du bilan énergétique, selon la méthode proposée par M. Bakalowicz (1974).

A partir de l'hypothèse de Bouchet considérant un bassin homogène soumis à un climat uniforme, on suppose que l'énergie fournie ou perdue par convection est négligeable, on a alors la relation $ETR=RN$. Le rayonnement net (RN) est calculé par la formule de Brunt, avec les coefficients de Penman.

$$RN = (1-a)R_g - \sigma T^4 (0,40 - 0,05 \sqrt{e}) (0,10 + 0,90 S/S_0) \text{ cal.cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$$

où

$$R_g = (0,18 + 0,62 S/S_0) R_g A$$

R_g = énergie due au rayonnement solaire global.

a = rapport de l'énergie réémise à l'énergie recue de R_g (albedo).

$R_g A$ = radiation théorique globale d'Angot en $\text{cal.cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$

S_0 = durée théorique d'insolation en h.j^{-1}

S = durée d'insolation en h.j^{-1}

σT^4 = radiation théorique du corps noir à la température T en $^{\circ}K$
en $^{\circ}K^4 \cdot \text{cal.cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$

e = tension moyenne de vapeur d'eau à la température t en $^{\circ}C$.

$e = e_w \times u$

e_w = tension de vapeur saturante

u = humidité relative en %.

pour exprimer R_n en mm d'eau, ou le divise par L , chaleur latente de vaporisation de l'eau

$$L = 59 \text{ cal.cm}^{-2} \text{ .mm}^{-1}$$

S_0 , $R_g A$, dépendent de la latitude et de la saison et sont donnés par des tables

a dépend de la saison et du couvert végétal.

Des valeurs empiriques ont été retenues, variant de 0,15 en hiver à 0,30 en été.

Les valeurs utilisées sont celles de la station d'Antichan, auxquelles nous avons soustrait 10% en première approximation.

σT^4 et e varient en fonction de la température et de l'humidité de l'air.

Le calcul a été effectué à partir des moyennes décennales de températures et d'humidité de l'air sous abri à la station de Maria Rouch.

Le tableau VI donne les valeurs mensuelles de l'humidité relative et de l'ETR à Maria Rouch en 1974.

	U %	ETR mm
Janvier	(79)	0
février	(79)	15,5
mars	79	39,0
avril	77,6	68,0
mai	79,6	86,6
juin	77,3	90,1
juillet	81,8	94,6
août	76,2	77,6
septembre	81,5	46,3
octobre	84,6	26,0
novembre	76,0	5,0
décembre	76,0	0
1974	79,0	548,5 mm

Tabl.VI.- valeurs mensuelles de l'humidité relative
et de l'E.T.R. à Maria Rouch (900 m).

IIC - DONNÉES HYDROLOGIQUES

IIC1 - ESTIMATION DES DEBITS A PARTIR DES PRECIPITATIONS
ET DEL'EVAPOTRANSPIRATION -

Dans le massif d'Arbas, aucun ruissellement de surface ne soustrait d'eau aux systèmes karstiques. On peut donc calculer le volume d'eau entré dans le système à partir des précipitations et de l'ETR, et l'exprimer en débit.

Le Goueil di Her et la Fontaine des Sèches font partie du même système. Les résultats sont relatifs à la somme des débits des deux exutoires.

. Hypothèse = les limites des systèmes sont exactes.

Année civile 1974

systemes	P en m (méthode de Thies- sen)	ETR en m	Volume d'eau infiltré en m ³	débit moy calculé m ³ /s	débit spé- cifique m ³ /s/km ²
Goueil di Her + Fontaine des Sèches 6,04 km ²	3,011	0,548	14 876 520	0,471	0,078
Surgeint 8,40 km ²	2,833	0,548	19 194 000	0,608	0,072
Fontaine de l'Ours 0,228 km ²	3,040	0,548	568 176	0,018	0,079
Cycle hydrologique 1974 (29 novembre 1973 au 20 août 1974).					
Goueil di Her Fontaine des Sèches	1,643	0,448	7 217 800	0,315	0,052
Surgeint	1,549	0,448	9 248 400	0,404	0,048
Fontaine de l'Ours	1,660	0,448	276 564	0,012	0,053

Tabl. VII.-

Les résultats obtenus sur le système karstique du Bajet (étude quantitative et qualitative des aquifères karstiques - rapport ATP n°1629 - mai 1975) montrent que le débit spécifique calculé de la même façon est de $0,043 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ pour le cycle 1974. Ce chiffre est peu différent de celui obtenu à partir du débit moyen observé à l'exutoire du système ($0,046 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$). Par ailleurs, le cycle 1974, bien que plus court que les cycles précédents (de 69 à 73), montre des valeurs de débit spécifique supérieures.

Les systèmes karstiques d'Arbas ont des débits spécifiques plus élevés que celui du système du Bajet. Les valeurs obtenues pour le cycle 74 sont probablement supérieures à celles des cycles précédents.

IIC2 - OBSERVATIONS SUR LES DEBITS -IIC2 a) - Mesures de débits

Elles ont été effectuées avec un micromoulinet OTT monté sur une perche intégratrice Agar 2 aux stations 1, 3 et 4. L'erreur relative sur la mesure est d'environ 1 %.

A la Fontaine de l'Ours (station 5) les mesures ont été réalisées au seau et au chronomètre.

Le nombre de jaugeages étant limité (tableau VIII) les courbes de tarages (fig.24) ne permettent pas de connaître les valeurs élevées de débits correspondant à certaines lectures d'échelles.

5 - Fontaine de l'Ours			1 - Fontaine des Sèches		
Date	H.Ech. m	Q l/s	Date	H.Ech. m	Q m ³ /s
23-04-74	0,297	0,605	23-04-74	0,135	0,0331
07-05-74	0,362	3,45	07-05-74	0,215	0,1244
11-06-74	0,300	0,730	07-05-74	0,225	0,1268
25-06-74	0,295	0,600	11-06-74	0,120	0,0265
16-07-74	0,282	0,317	16-07-74	0,110	0,0234
23-07-74	0,275	0,156	24-09-74	0,175	0,0736
06-08-74	0,288	0,425			
03-09-74	0,302	0,820			
08-10-74	0,342	2,270			

3 - Escalette Amont			4 - Escalette Aval		
Date	h	Q m ³ /s	Date	h	Q m ³ /s
23-04-74	0,045	0,0173	23-04-74	0,175	0,1232
20-09-74	0,145	0,0816	16-07-74	0,110	0,0538
22-10-74	0,165	0,1252	20-09-74	0,310	0,5694
			22-10-74	0,345	0,6894

Tabl.VIII Jaugeages.

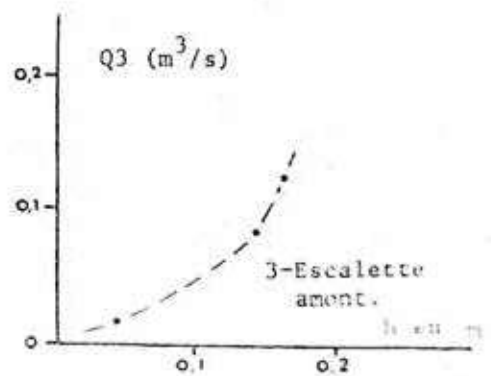
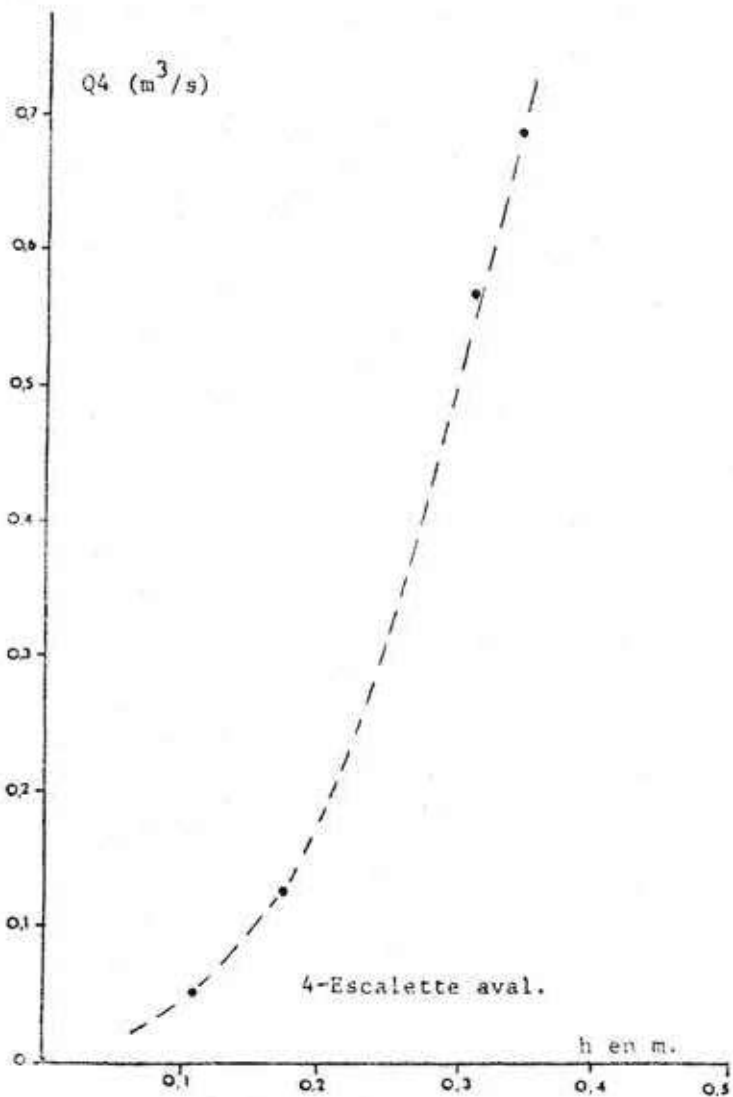
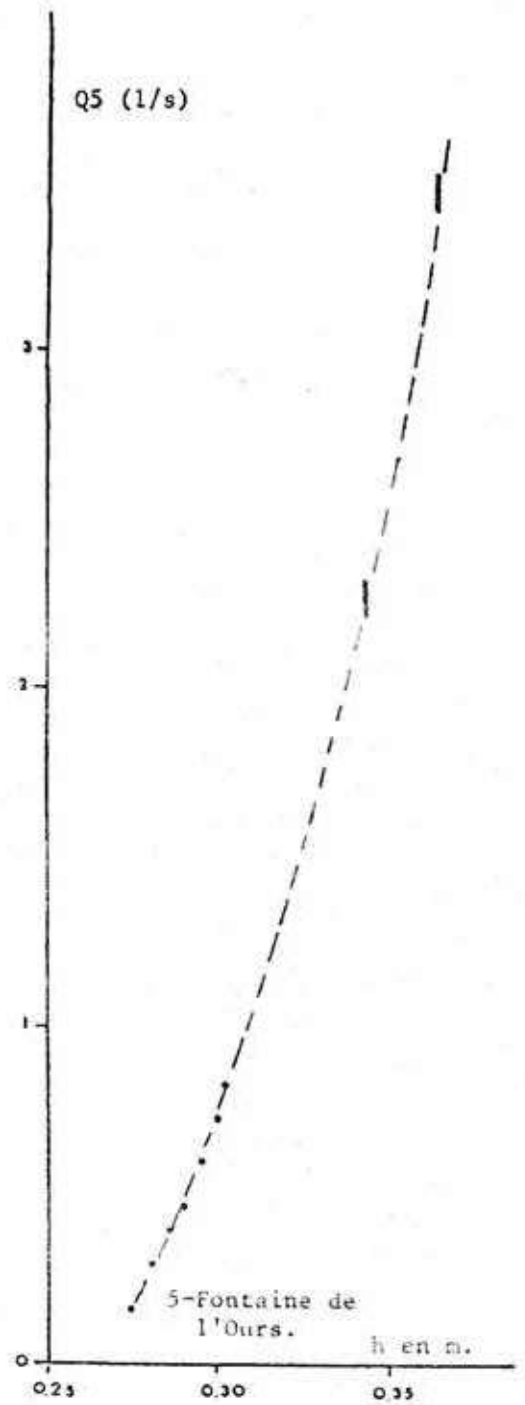
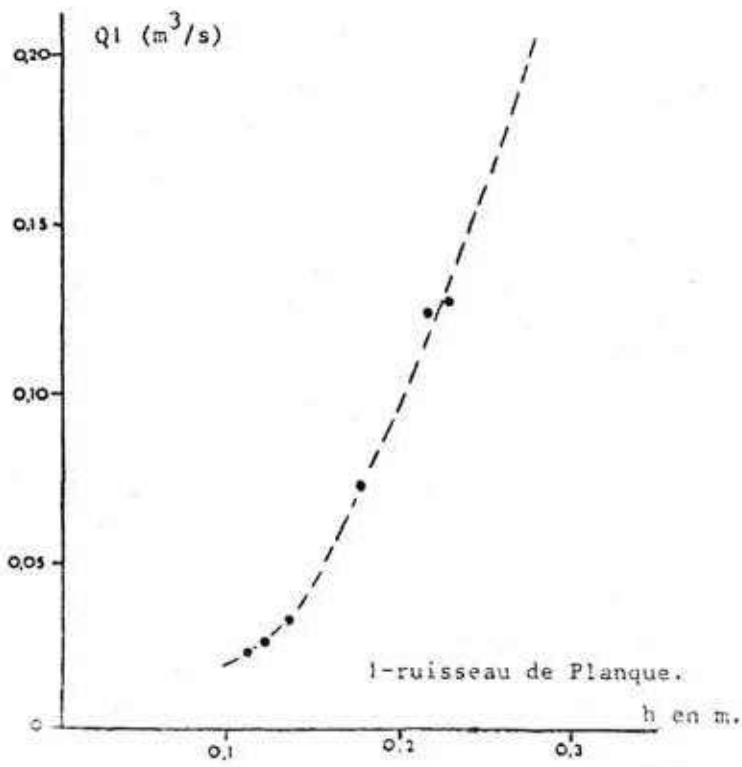


Fig.24.- Courbes de tarage.

Sans préjuger de la représentativité de ces quelques mesures ponctuelles, notons que les valeurs de débits à la Fontaine de l'Ours paraissent peu compatibles avec le débit moyen (12 l/s) calculé à partir des précipitations et de l'ETR, dans l'hypothèse d'un bassin versant de $0,228 \text{ km}^2$. L'étude des corrélations entre les débits des différents exutoires permettra de préciser celà.

IIC2 b) Analyse des corrélations (tabl.IX)

Elle ont été effectuées à partir des lectures ponctuelles d'échelles limnimétriques à un pas de temps généralement hebdomadaire. Les différentes valeurs de chaque variable sont prises au hasard des événements hydrologiques.

- Relation échelle - échelle entre les stations 2 (Fontaine des Sèches) et 1 (Ruisseau de Planque) (fig.25).

La corrélation apparaît très satisfaisante, mais avec une rupture pour une hauteur de l'échelle à la Fontaine des Sèches de 1 m.

L'échelle est située dans la grotte. Cette hauteur correspond à celle du seuil de l'entrée de la grotte. Quand le niveau d'eau est inférieur à 1 m, l'eau sort par des exutoires situés en contrebas. A partir de $h = 1 \text{ m}$, elle sort par la grotte, et la relation hauteur débit est modifiée.

Le limnigraphe placé à la station 1 enregistre bien des variations de débit représentatives de la Fontaine des Sèches.

- Relation échelle - échelle entre Escalette Amont (3) et Aval (4).

Bien que la régression linéaire fournisse un coefficient de corrélation significatif au seuil de 1 %, l'examen graphique (fig.26) montre que la relation est modifiée pour des hauteurs d'échelle en 4 comprises entre 0,45 et 0,60.

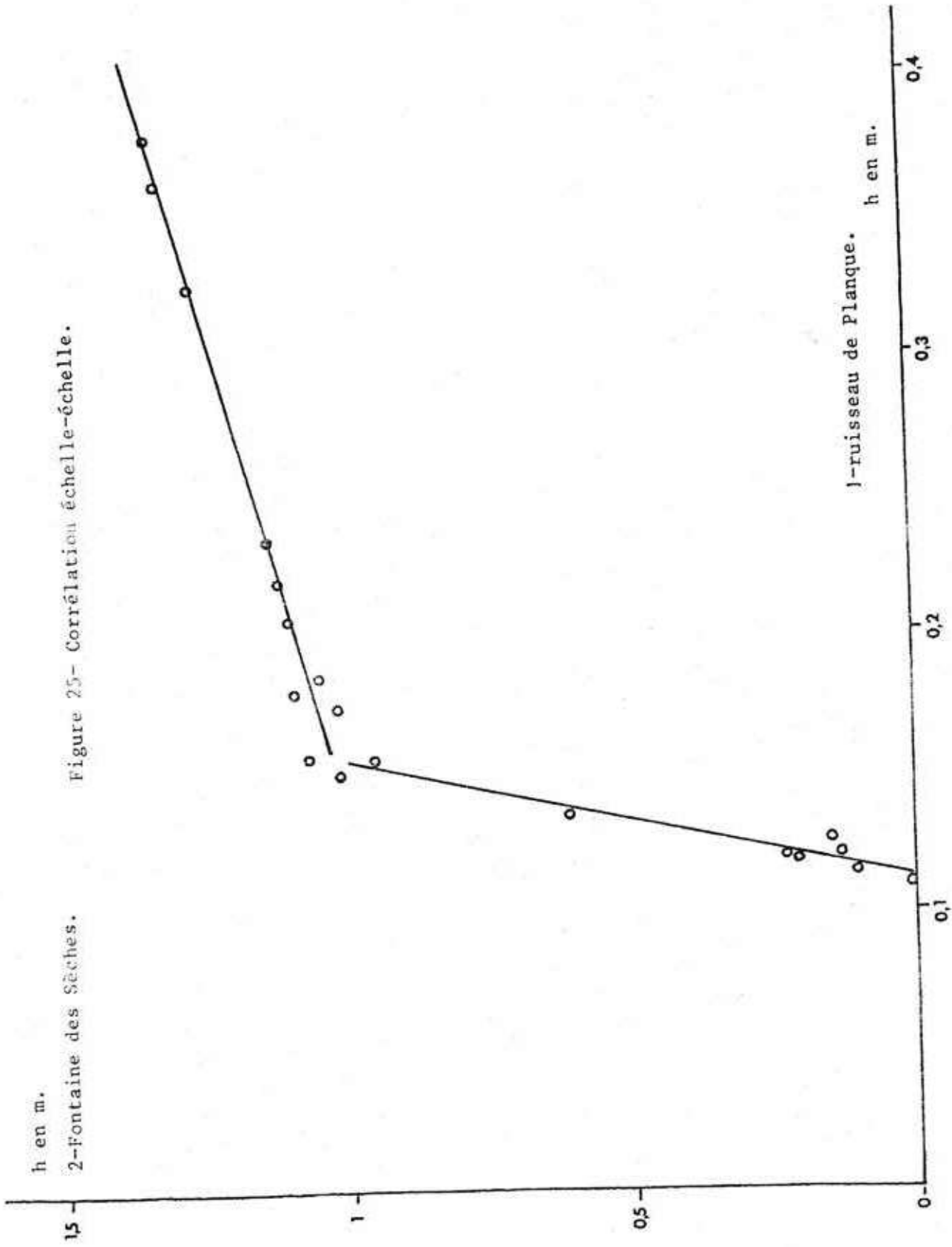


Figure 25- Corrélation échelle-échelle.

h en m.
2-Fontaine des Sèches.

1-ruisseau de Planque.
h en m.

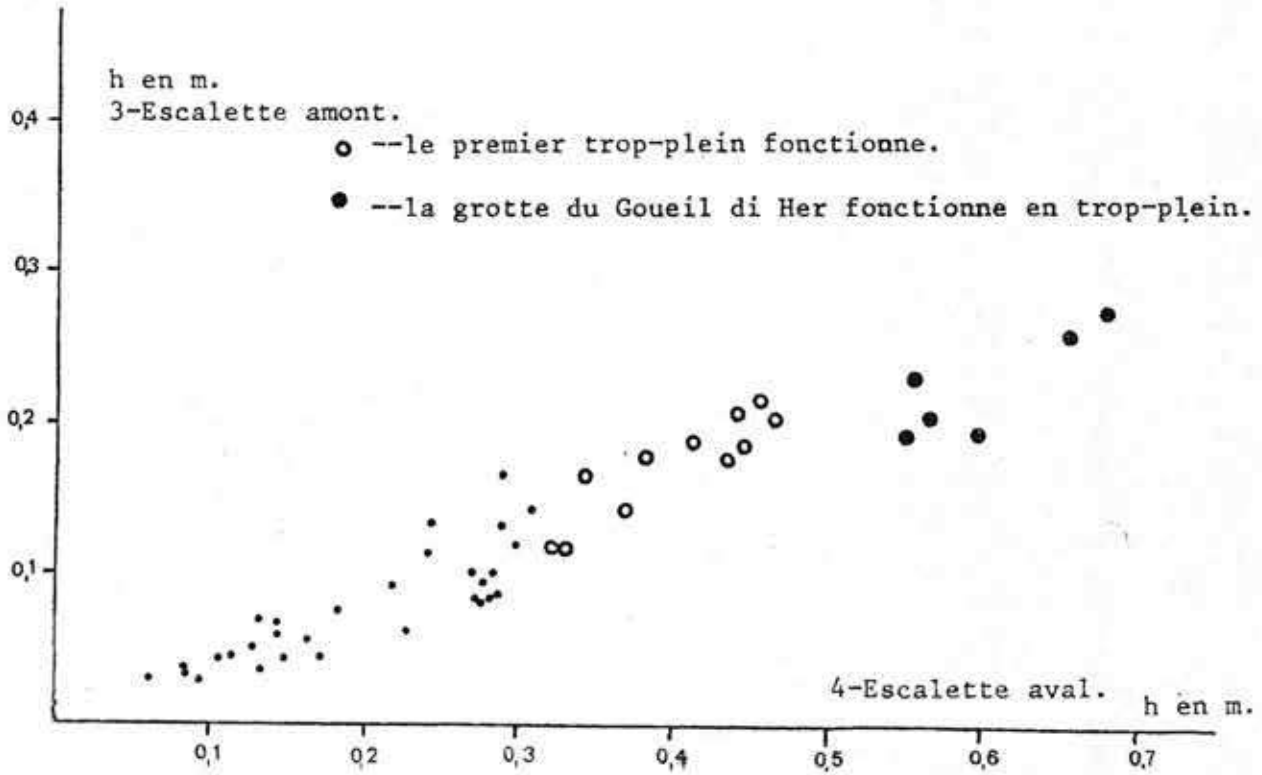


Figure 26-Corrélation échelle-échelle.

Correlations et droites de régression liant la hauteur d'échelle de la station y à celle de la station x						
y	x	n	r	A	b	σ_A
3 - Escalette Amont	4 - Escalette Aval	48	0,95	0,41	-0,002	0,020
2 - Fontaine des Sèches	1 - Ruisseau de Planque Aval	$h_1 < 0,160$	0,975	23	-2,55	
		$h_1 > 0,160$				
		9	0,981	1,34	0,81	

Corrélations et droites de régression liant le débit y au débit x. (les débits sont exprimés en m^3/s)						
y	x	n	r	A	b	σ_A
3 - Escalette Amont (Q_3)	4 - Escalette Aval (Q_4)	36	0,79	0,105	0,010	0,018
Débit de la Fontaine des Sèches (Q_7)	Débit du Goueil di Her ($Q_4 - Q_3$)	31	0,86	0,139	0,019	0,016
Débit de la Fontaine de l'Ours (Q_5)	Débit du Goueil di Her ($Q_4 - Q_3$)	18	0,97	0,005	0,0005	
Débit de la Fontaine de l'Ours (Q_5)	Débit de la Fontaine des Sèches (Q_1)	17	0,91	0,035	0,0003	
<p>n = nombre de couples r = coefficient de corrélation A = coefficient de régression de y en x b = ordonnée à l'origine σ_A = erreur standard sur A</p>						

Tabl.IX.-

Cette rupture correspond au début du fonctionnement de la grotte du Goueil di Her en trop plein, entraînant une variation brutale du débit en 4. Notons que la grotte devient alors l'exutoire principal du système. La mise en charge du premier trop plein, situé dans des éboulis en contrebas de la grotte ne semble pas modifier la relation entre les hauteurs d'échelles.

- Corrélations de débit (fig.27).

Elles sont établies à partir de valeurs ponctuelles des débits obtenues par les courbes de tarages. Les valeurs faisant l'objet des corrélations sont à peu près synchrones. Les lectures d'échelles aux stations 3 et 4, sont faites à quelques minutes d'intervalle.

Les lectures d'échelle à la station 1 (débit de la Fontaine des Sèches) sont effectuées avec une ou plusieurs heures de décalage ; aussi, ont été utilisées pour les corrélations, les valeurs du débit obtenues à partir de l'enregistrement du limnigraphe, en tenant compte de l'inertie de celui-ci (environ 1/4 d'heure).

Seule la corrélation entre le débit de la Fontaine de l'Ours et le débit du Goueil di Her inclut l'erreur due au décalage des lectures d'échelle.

Le débit de l'exutoire du Goueil di Her, disposé en plusieurs griffons est obtenu par différence des débits de l'Escalette en Aval et en Amont des sources.

Les valeurs élevées de débit, de l'ordre de plusieurs m^3/s à la station 4, observées lors du fonctionnement en trop plein de la grotte, ne sont pas connues.

- Intensité des relations

Tous les coefficients de corrélation sont significatifs au seuil de 1%.

. Le coefficient le plus faible (0,79) est obtenu pour la relation entre le débit de l'Escalette Q_3 et le débit Q_4 qui correspond à l'addition du débit Q_3 et du débit de l'exutoire karstique du Goueil di Her.

Considérant que l'ensemble des points d'observation est soumis au même régime de précipitations, la dispersion, notamment pour les valeurs de débit les plus élevées, entre Q_4 et Q_3 est significative de la diffé-

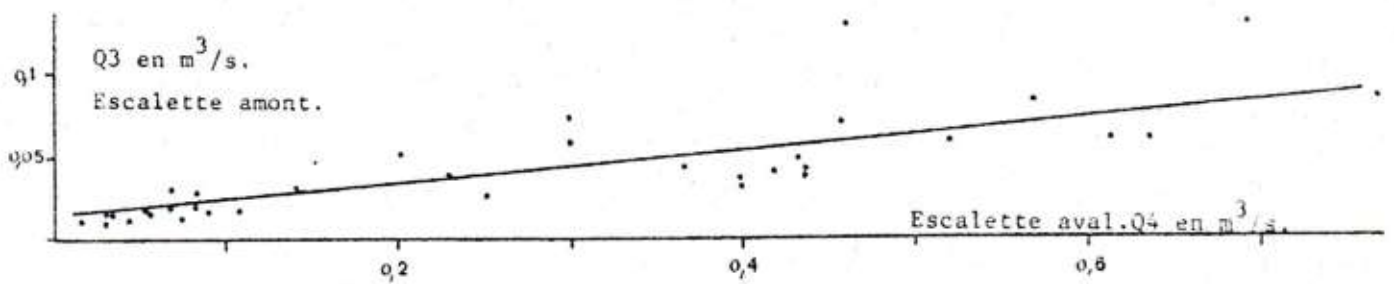
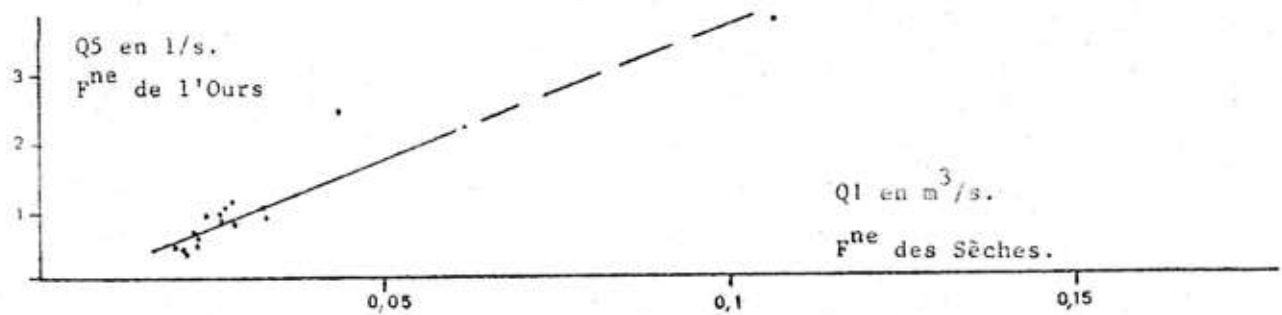
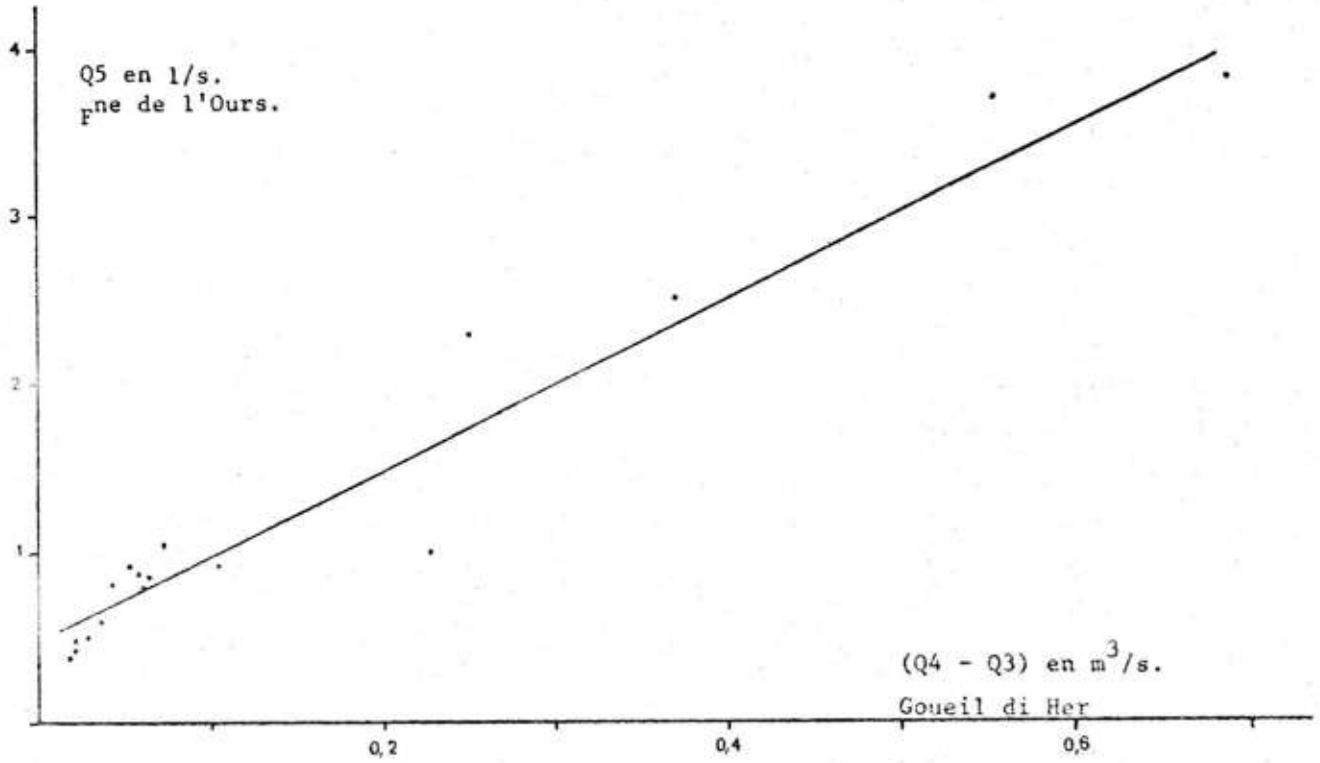
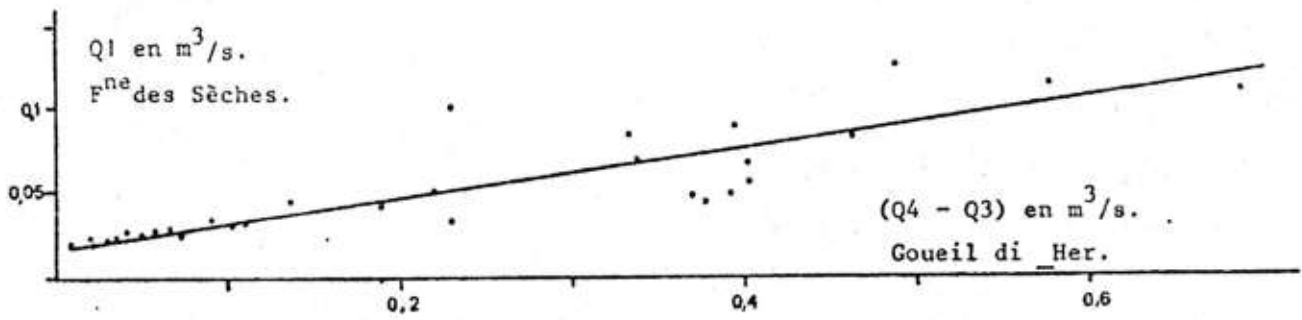


Fig.27.- Corrélations de débits.

rence de comportement hydrodynamique entre l'exutoire karstique du Goueil di Her et le Ruisseau de l'Escalette en Amont.

. La corrélation entre le débit Q_1 de la Fontaine des Sèches et le débit $Q_4 - Q_3$, du Goueil di Her présente une dispersion plus faible. Les deux exutoires font partie du même système karstique mais les observations de terrain indiquent que la Fontaine des Sèches "répond" plus rapidement que le Goueil di Her à l'impulsion d'une pluie.

. Le débit de la Fontaine de l'Ours paraît mieux corrélé avec le débit du Goueil di Her qu'avec celui de la Fontaine des Sèches.

Cependant, le faible nombre de couples et leur disposition groupée vers les valeurs basses n'autorisent pas à interpréter cette différence.

- Les droites de régression.

Les trois corrélations où intervient le débit Q_4 de l'Escalette Aval montrent une ordonnée positive à l'origine. On peut penser que les valeurs de débit inférieures à $0,05 \text{ m}^3$, calculées par extrapolation de la courbe de tarage, sont sous estimées à cette station.

A la Station 4, (Escalette Aval), le débit issu de l'exutoire karstique du Goueil di Her représente en moyenne 86 % du débit total.

. La corrélation significative entre le débit de la Fontaine des Sèches et le débit du Goueil di Her permet l'utilisation du rapport des valeurs moyennes des débits observés

$$\frac{\overline{Q_1}}{\overline{Q_4 - Q_3}} = 0,22$$

On peut admettre, en première approximation, que ce rapport est représentatif du rapport des débits moyens.

En supposant que les précipitations moyennes et l'ETR relatives aux deux exutoires sont identiques, on peut écrire : $\frac{S_1}{S_2} = 0,22$.

$$S_1 + S_2 \simeq 6,04 \text{ km}^2$$

S_1 = Surface du bassin versant équivalent de la Fontaine des Sèches $\simeq 1,1 \text{ km}^2$.

S_2 = Surface du bassin versant équivalent du Goueil di Her $\simeq 4,9 \text{ km}^2$

. Une démarche semblable conduit à reconsidérer les relations entre la Fontaine de l'Ours et le Goueil di Her.

En effet, la relation liant le débit Q_5 de la Fontaine de l'Ours à celui du Goueil di Her ($Q_4 - Q_3$) donne :

$$\frac{\overline{Q_5}}{Q_4 - Q_3} \approx 0,008$$

Or l'estimation des débits moyens à partir des précipitations et de l'ETR lors du cycle 1974, fournit le rapport

$$\frac{\overline{Q_5}}{(Q_4 - Q_3) + Q_1} = 0,038$$

Si on enlevait le débit Q_1 de la Fontaine des Sèches de ce rapport, on obtiendrait une valeur encore plus élevée.

Les limites des systèmes telles qu'elles ont été définies sont imposées par la géologie.

Il apparaît alors que seule, une petite partie de l'eau infiltrée sur les $0,228 \text{ km}^2$ de l'écaille de Peyreguila atteint l'exutoire de la Fontaine de l'Ours, l'autre partie rejoignant directement le réseau de drainage souterrain du Goueil di Her. Les coupes géologiques (fig.8) montrent qu'il n'y a pas d'obstacle géologique à de telles relations.

Dans ces conditions, le système karstique de la Fontaine de l'Ours n'a pas de réalité, et celle-ci apparaît comme un exutoire superficiel du système karstique du Goueil di Her.

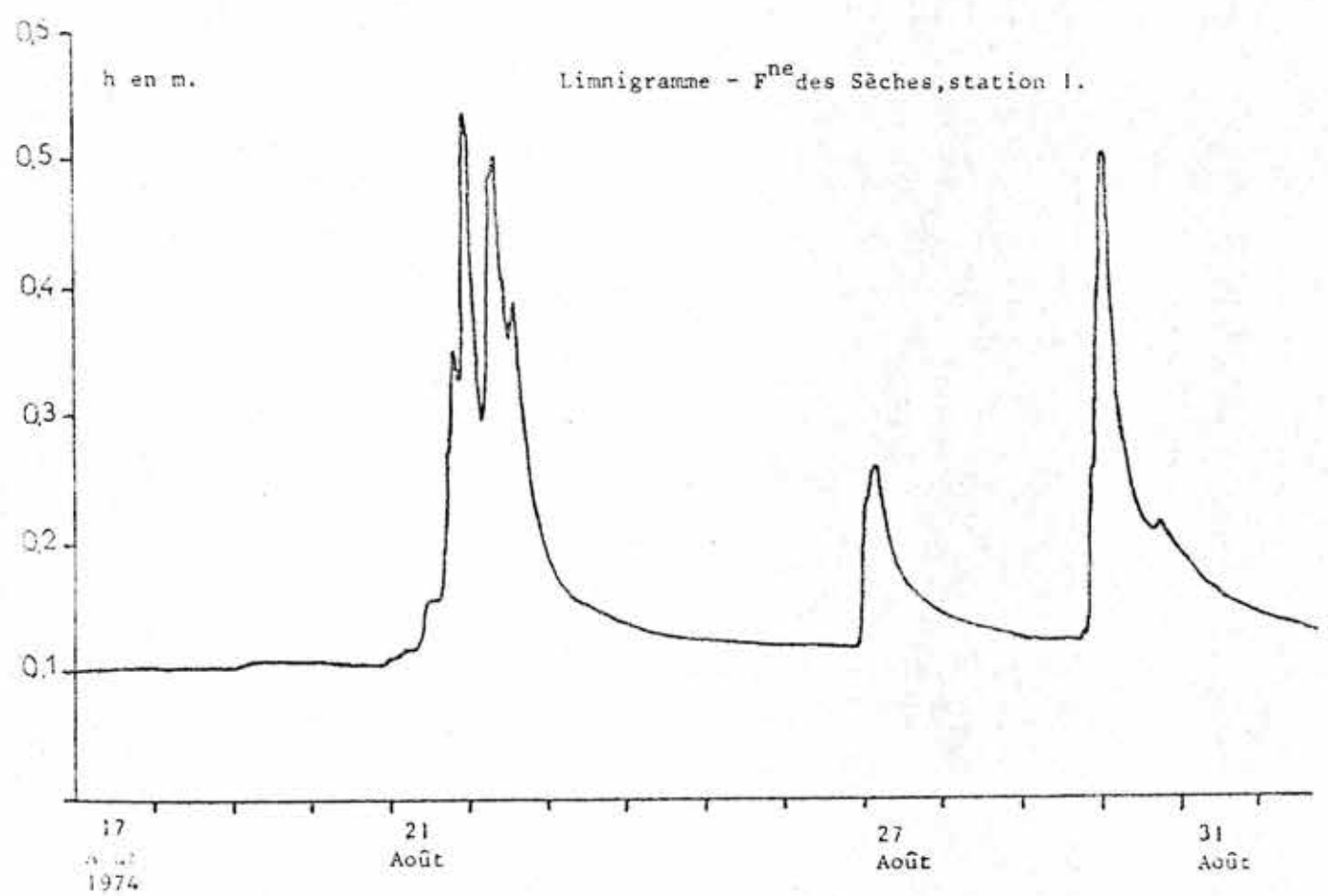
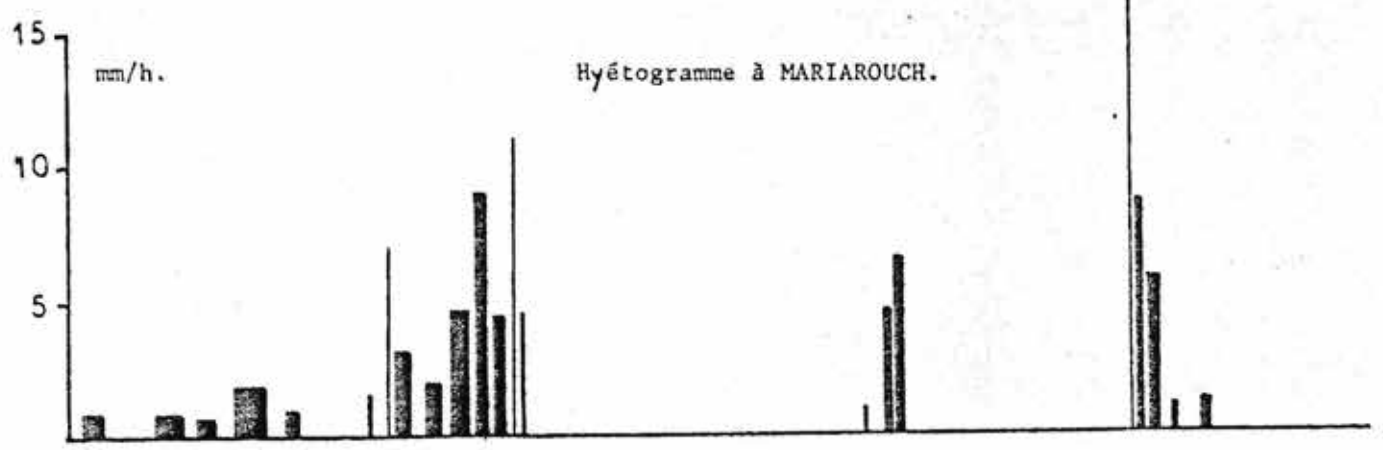
IIC3 - OBSERVATIONS HYDROLOGIQUES A LA FONTAINE DES SECHES -

IIC3 a) Relation pluviométrie-hauteur d'eau à la Fontaine des Sèches.

Des travaux antérieurs (J.Evin, J.Flandrin, R.Margrita et H.Paloc, 1967 ; A.Mangin et G. de Marsily, 1971 ; C.Andrieux, 1972 ; A.Mangin, 1975) conduisent à distinguer, dans le karst, transfert et transit.

Le transfert désigne la propagation des ondes de crue, le transit est relatif au déplacement de l'eau dans le milieu karstique.

Les enregistrements des hauteurs d'eau au limnigraphe 1 sont de courte durée, et les valeurs élevées de débit ne sont pas connues. Cependant la simple comparaison des hyétogrammes à Maria Rouch et des limnigrammes à la Station 1, conduit aux remarques suivantes :



- Figure 28 -

. Le transfert est très rapide. Lorsque l'intensité de la pluie est suffisante, on observe une montée de crue moins d'une heure après le début de la pluie.

La figure 28 illustre la relation qui peut exister entre les variations de l'intensité de la pluie et les variations de débit à la Fontaine des Sèches, lors du début du cycle hydrologique 1975.

. La variation de débit à la Fontaine des Sèches, répondant à une impulsion pluviométrique donnée est différente suivant la situation dans le cycle.

Par exemple, une averse de 23 mm en 14 heures avec une intensité maximale de 8 mm/h provoque une crue avec une variation de hauteur d'eau de 23 cm à la Station 1, le 16 mai 1974. Une averse semblable (24 mm en 18 h, intensité maximale 5 mm/h), le 13 juillet 1974, provoque une crue avec une variation de hauteur d'eau de 2 cm.

Une telle différence ne peut être imputable à l'ETR. En effet, celle-ci a sensiblement la même valeur pour la 2ème décennie de Mai et la 2ème décennie de Juillet (31 mm et 28 mm).

Il semble donc que l'état du système intervienne dans l'amplitude de la crue, sans pour autant qu'il soit possible de préciser le facteur déterminant :

- état d'humidité du sol (sens pédologique),
- état de la zone non saturée des calcaires,
- état de la zone noyée.

IIC3 b) Etude de courbes de recession de la Fontaine des Sèches.

IIC3 b1) Méthode d'étude

L'étude de la partie décroissante de l'hydrogramme conduit à la recherche d'une équation qui exprime la décroissance du débit en fonction du temps.

Une telle équation, obtenue soit de manière empirique, soit à partir de modèles, permet le calcul du volume d'eau qui détermine le débit.

De nombreuses formules ont été proposées et utilisées pour des aquifères en milieu poreux (notamment Maillet, 1905 ; Tison, 1960 ; G.Castany, 1967) ou pour des aquifères karstiques (par exemple H.Schoeller, 1967).

Nous avons utilisé la formule proposée par A.Mangin (1970) ; elle est établie à partir d'un modèle conceptuel du système karstique, décomposé en deux sous-systèmes, l'un se rapportant à la zone non saturée, l'autre au karst noyé.

L'hydrogramme est alors représenté sous la forme de deux fonctions quel que soit le régime d'écoulement :

$$Q(t) = \phi(t) + \psi(t)$$

$\phi(t)$ peut être considéré comme un débit de base relatif au karst noyé, et n'a de sens qu'au moment du tarissement.

$\psi(t)$ considéré comme un écoulement de crue, traduit l'effet de l'infiltration au niveau de l'exutoire.

Les fonctions utilisées sont l'exponentielle pour $\phi(t)$ en régime laminaire, et la fonction homographique pour $\psi(t)$:

$$Q = Q_{R0} \cdot e^{-\alpha t} + q_0 \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$$

$$\text{pour } t = 0, Q_0 = Q_{R0} + q_0$$

α est le coefficient de tarissement

η' caractérise la durée ou la vitesse de l'infiltration

ε paramètre de forme, est appelé coefficient d'hétérogénéité.

L'avantage de la méthode réside dans la prise en compte de l'infiltration qui continue à alimenter le karst noyé après la pointe de crue, et dans la réalité physique des paramètres utilisés.

IIC3 b2) Application aux courbes de décrue et tarissement de la Fontaine des Sèches.

L'ensemble de l'étiage 74 n'a pu être étudié, en raison des nombreuses crues de faible importance qui l'ont perturbé. Nous avons choisi trois courbes des cycles 74 et 75.

Pour les trois courbes étudiées, l'ensemble du système karstique est en régime non influencé, c'est-à-dire que toute pluie a cessé au moment de la pointe de crue. Les courbes montrent sur un graphique de variation du débit en fonction du temps, en coordonnées semi logarithmiques, que l'on atteint le tarissement (fig.29).

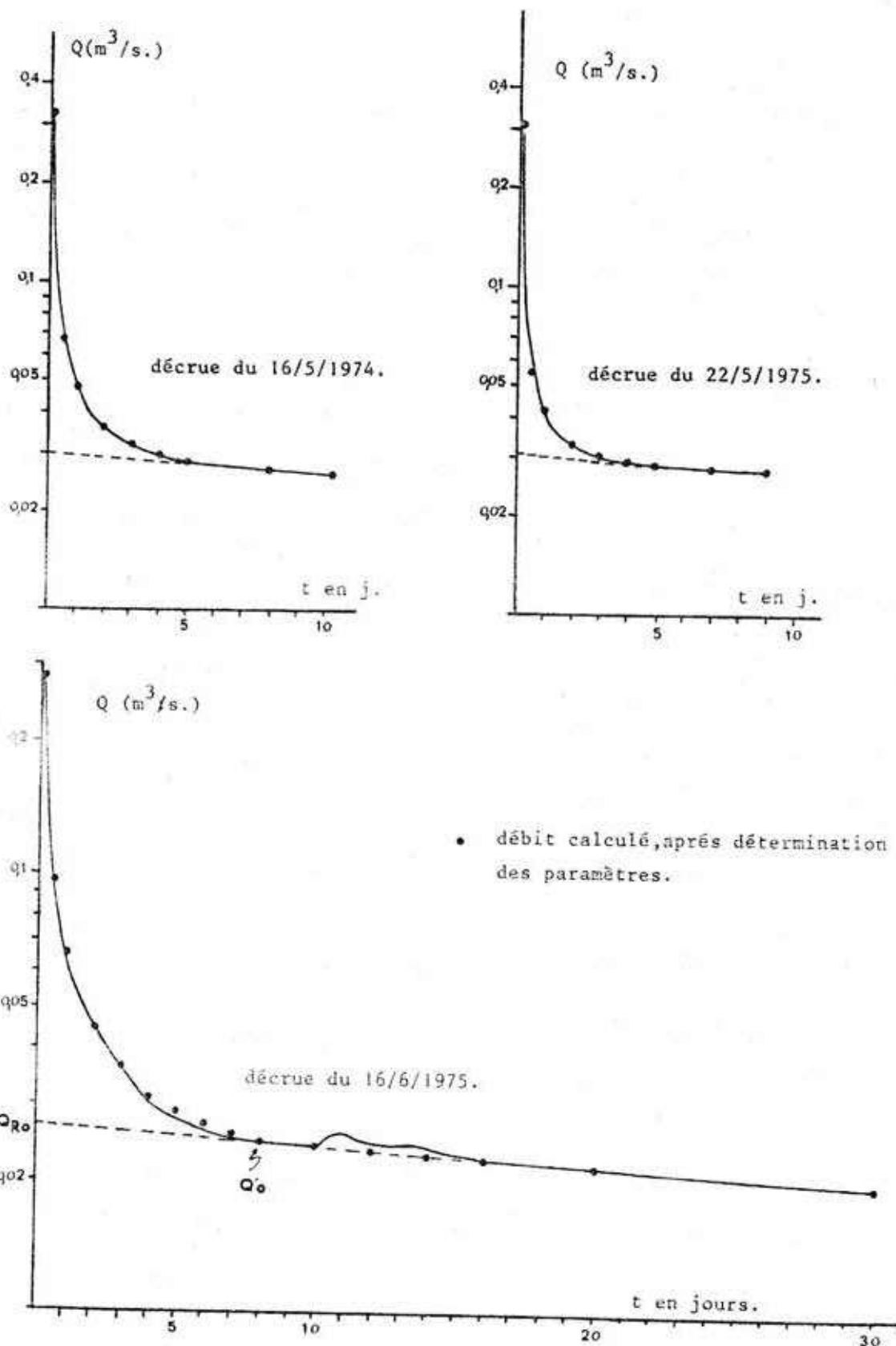


Figure 29 - Courbes de décrue et tarissement à la F^{ne} des Sèches. Coordonnées semi-logarithmiques.

L'obtention d'une droite (fonction exponentielle) traduit un régime laminaire de vidange du karst noyé.

Détermination des paramètres :

$$\alpha = \frac{\log Q_1 - \log Q_2}{0,4343(t_2 - t_1)}$$

Q_1 et Q_2 sont choisis les plus éloignés sur la partie rectiligne.

La courbe $\phi(t)$, $Q_R = Q_{R0} e^{-\alpha t}$, étant construite, on détermine point par point $\psi(t)$, $q^* = Q^* - Q_R^*$.

$$q = 0 \text{ pour } t = t_i ; \quad \eta' = \frac{1}{t_i}$$

On vérifie que l'utilisation de $q_0 \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$ donne un bon ajustement en linéarisant la fonction par un changement de variable :

$$-y = \frac{t_i - t}{q^*}$$

Les trois décrues étudiées sont de très courte durée. Aussi, l'ajustement de la fonction homographique n'apparaît-il correct que pendant un temps très court (fig.30).

$$\varepsilon = \frac{q_0 - q^*}{q^* t} \quad - \quad \frac{\eta' q_0}{q^*} \quad \text{La valeur de } t \text{ est choisie sur la partie linéaire de la fonction } -y.$$

Calcul du volume dynamique :

C'est le volume d'eau du karst noyé, en mouvement, dont la dynamique détermine les variations de débit Q à l'exutoire.

$$V_d = \int_{t_i}^{\infty} Q_{R0} e^{-\alpha t} dt = \frac{Q'_{0}}{\alpha} C$$

Q'_{0} = débit au temps t_i , début du tarissement.

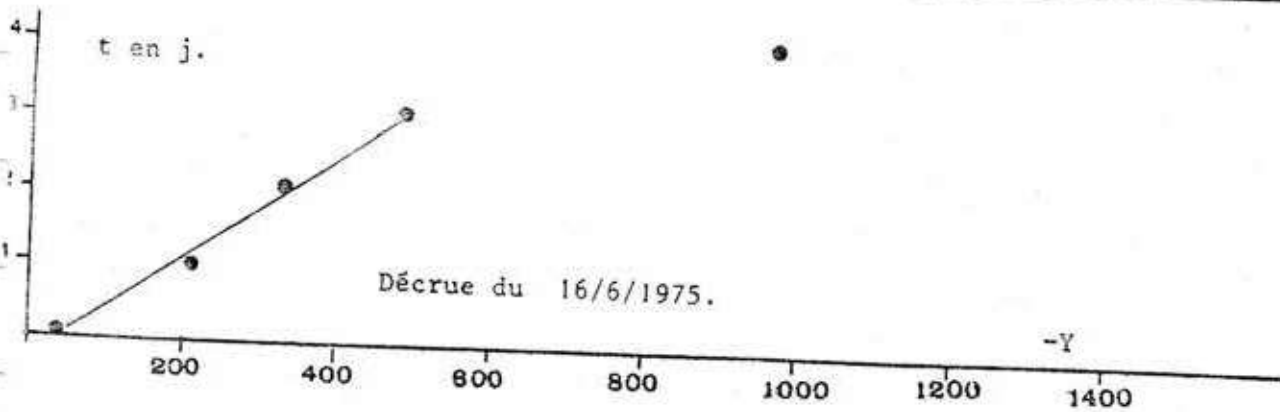
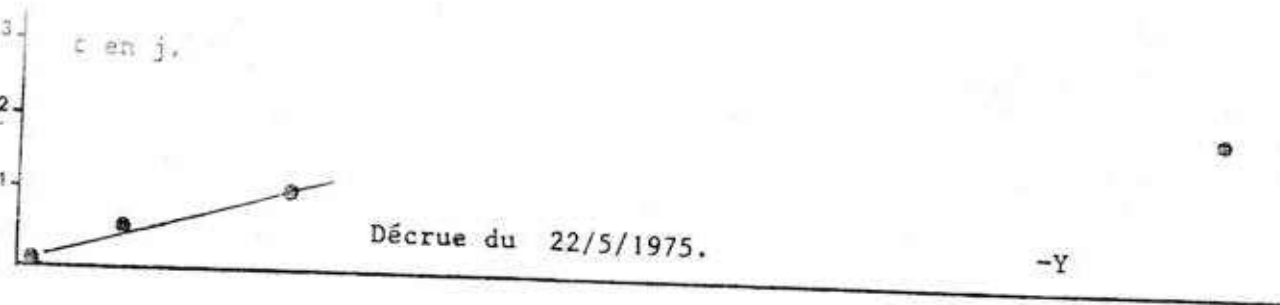
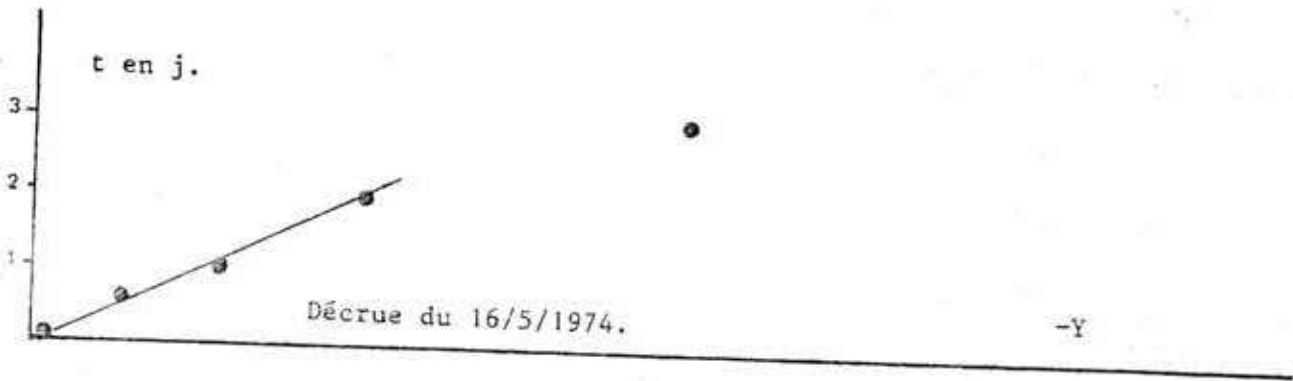


Figure 30 - Fonctions $-Y = \frac{t_i - t}{q^*}$

Décrué et tarissement débutant le	Q ₀ m ³ /s	Q _{ro} m ³ /s	q ₀ m ³ /s	Q' ₀ m ³ /s	t _i jours	α	η'	ε	V _d m ³
16 mai 1974	0,324	0,030	0,294	0,0279	5	0,0134	0,200	12,5	185.10 ³
22 mai 1975	0,304	0,031	0,273	0,0285	5	0,0182	0,200	18,8	135.10 ³
16 juin 1975	0,278	0,027	0,251	0,0245	8	0,0111	0,125	4,73	191.10 ³

Tabl.X.- Résultats

. L'erreur relative sur le volume dynamique a pour valeur.

$$\delta V = \delta Q + \frac{2,30 \log \frac{1+\beta Q}{1-\beta Q}}{\alpha(t_2-t_1)} \quad (\text{in A.Mangin 1975})$$

Dans le cas de la Fontaine des Sèches, trois jaugeages ont été effectués pour des valeurs basses de l'échelle limnimétrique. L'erreur sur les débits, à partir desquels est calculé α, est alors proche de l'erreur de mesure.

En prenant δQ = 1 %, l'erreur relative sur les volumes dynamiques est respectivement de 32 %, 29 % et 16 %.

IIC3 b3) Discussion

Les courbes $y = \frac{1 - \eta' t}{1 + \epsilon t}$, indépendantes de l'amplitude de la crue,

sont représentatives de la façon dont l'infiltration se manifeste à l'exutoire.

Les trois décrues étudiées sont très semblables (fig.31) ; η' et ε sont très élevés dans les trois cas. L'effet de l'infiltration à l'exutoire est de courte durée, avec une décroissance très rapide le premier jour de la décrue.

Lorsque l'impulsion est la pluie, les observations sur le limnigramme d'avril 1974 à août 1975, indiquent que la décrue a toujours la même forme.

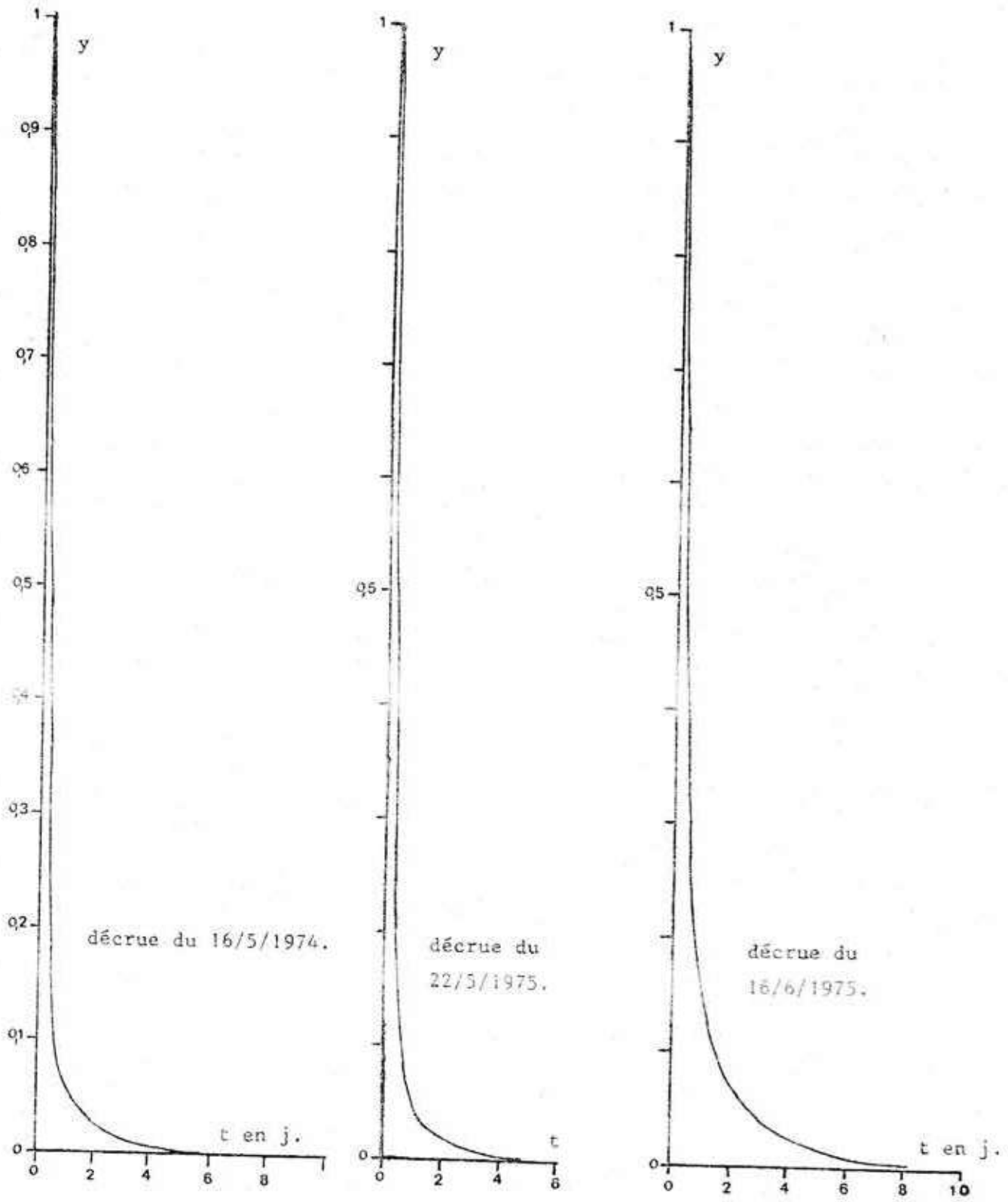


Figure 31 - Fonctions $y = \frac{1 - \eta't}{1 + \epsilon t}$.

Lors des précipitations neigeuses, les crues ont une forme plus "aplatie" mais c'est alors la forme de l'impulsion répartie différemment dans le temps, qui est en cause.

Par exemple, la période de fonte des neiges d'avril 1975 se traduit à l'exutoire par une crue quotidienne pendant 18 jours. Les débuts de ces crues s'inscrivent dans une courbe enveloppe avec un maximum le 17 avril.

Il apparaît ainsi que toute impulsion appliquée au système karstique est transmise très rapidement à l'exutoire de la Fontaine des Sèches, avec une bonne conservation de sa forme.

La valeur élevée de ϵ exprime cette réalité dans le cas de précipitations pluvieuses.

Elle implique - l'absence, sur le bassin versant de la Fontaine des Sèches des facteurs pouvant retarder globalement l'infiltration: sol important et continu, ruissellement de surface.

- l'existence d'une infiltration rapide entre la surface et le karst noyé, dans un milieu très karstifié.

Ces résultats paraissent conformes aux données de terrain =

- Les zones lapiazées dépourvues de sol sont fréquentes.

- La coloration du ruissellement de surface de la Coume Ouarnède

(cf. § IC2) montre que les pertes alimentent le Goueil di Her et non la Fontaine des Sèches.

- Un vaste réseau spéléologique, le réseau Marcel Loubens, se poursuit - les explorations récentes l'ont montré - jusqu'à proximité de la Fontaine des Sèches.

Pour permettre les comparaisons avec les systèmes karstiques voisins du Baget et d'Aliou, les deux paramètres proposés par A. Mangin (1975) ont été utilisés.

$$i = \text{valeur de } y = \frac{1 - \eta' t}{i + \epsilon t} \text{ pour } t = 2 \text{ jours}$$

$$k = \frac{\text{volume dynamique}}{\text{volume moyen du transit.}}$$

i caractérise la forme de l'hydrogramme de décrue

k traduit l'importance du karst noyé.

Les valeurs de i pour les trois décrues étudiées sont :

décrue du 16-05-74	i	=	0,023
22-05-75	i	=	0,016
16-05-75	i	=	0,072

$$i \text{ moyen} = 0,037$$

k est estimé en prenant le volume dynamique maximal ($191\ 000\ \text{m}^3$) ;
et le volume du transit durant le cycle 1974.

Le volume du transit total du Goueil di Her et de la Fontaine des Sèches a été calculé à partir des précipitations et de l'ETR.

$$\text{Pour le cycle 1974, } V_t \text{ Fontaine des Sèches} + V_t \text{ Goueil di Her} = 7.217.800\ \text{m}^3$$

Le rapport entre ces deux volumes peut être estimé à 0,22 (§ II C2 b).

Le volume du transit pour le cycle 1974, à la Fontaine des Sèches est alors de $1.300\ 000\ \text{m}^3$

$$k = \frac{191.10^3}{1300.10^3} = 0,147$$

Sur le graphe i, k (fig.32), nous avons reporté, outre le point relatif à la Fontaine des Sèches, les points obtenus aux systèmes d'Aliou et du Baget (in A.Mangin 1975).

On constate que le paramètre i , traduisant une karstification importante, est identique pour Aliou et la Fontaine des Sèches. La valeur du paramètre k est comprise entre celle d'Aliou (0,007) et celle du Baget (0,240).

Là aussi, une concordance apparaît entre cette classification et l'observation de terrain :

Le système du Baget, situé dans la zone métamorphique ne comporte pas de grands réseaux spéléologiques comme ceux du massif d'Arbas.

Le système d'Aliou, dans la zone non métamorphique, est constitué, sur près de la moitié de sa surface, de calcaire Aptien très karstifié. Sa situation géologique est donc semblable à celle du système du Goueil di Her et de la Fontaine des Sèches.

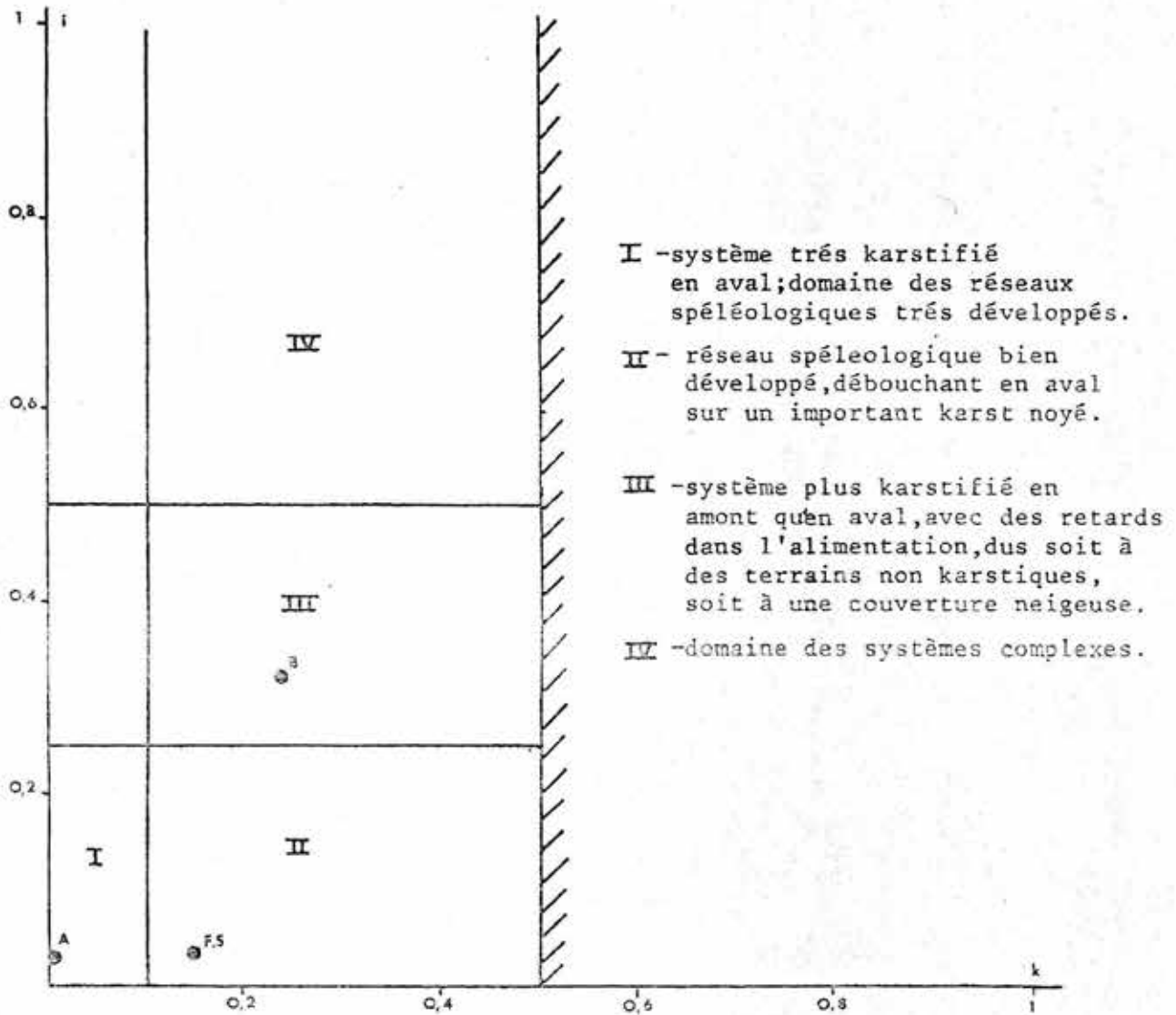
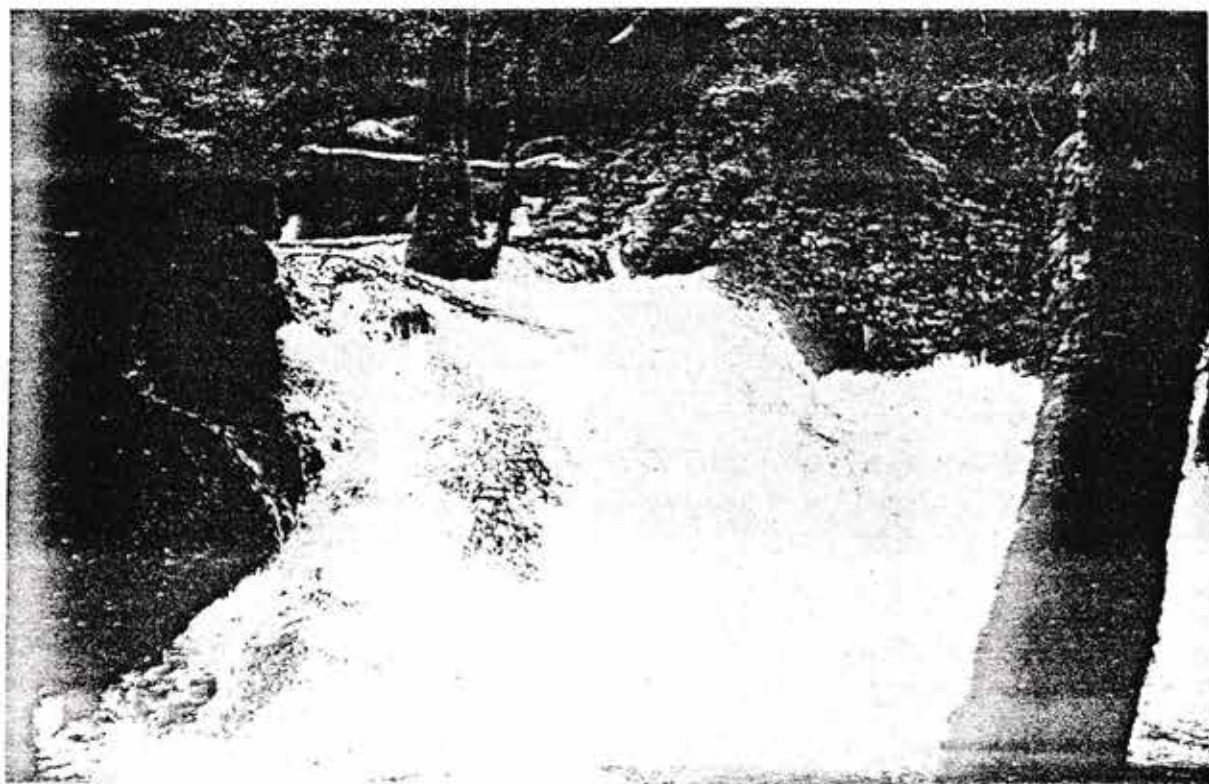
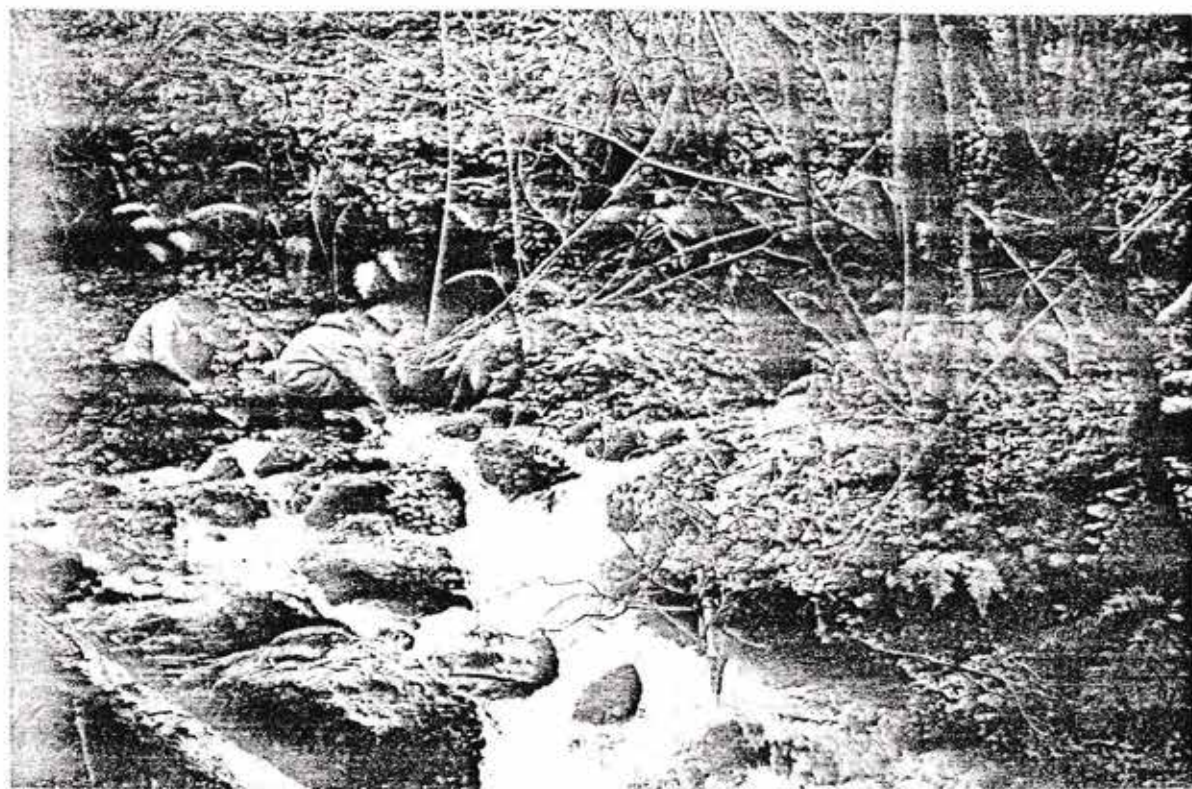


Figure 32 - Classification des systèmes karstiques, d'après A.MANGIN.

A.Aliou, B.Le Baget, F.S.Fontaine des Sèches.



Le Goueil di Her en crue.



La source des «Yeux».

Cependant, l'exutoire d'Aliou s'ouvre en un large porche dans le calcaire Urgonien alors que la Fontaine des Sèches s'ouvre dans le Kimméridgien au contact des dolomies massives.

A.Mangin (1975) a montré que l'importance du volume dynamique n'est pas en relation avec les conditions structurales. Le système d'Aliou, par exemple, possède un volume dynamique négligeable alors que la présence d'un synclinal profond permettrait de grandes réserves.

L'importance du volume dynamique de la Fontaine des Sèches est alors à mettre en relation avec les conditions lithologiques différentes de celles d'Aliou à proximité de l'exutoire.

La moyenne du coefficient de tarissement α , pour les trois tarissements observés est de 0,0142 à la Fontaine des Sèches. Cette valeur est plus faible que celles obtenues à Aliou (de l'ordre de 0,03). La vidange du karst noyé se fait plus lentement à la Fontaine des Sèches qu'à Aliou.

Les calcaires dolomitiques et les dolomies ont une porosité matricielle plus grande que celle des calcaires.

Par ailleurs, leur karstification est moins importante. Une circulation d'eau dans des fines fissures est visible dans les dolomies de la Fontaine des Sèches.

Il semble que ces deux facteurs déterminent à la Fontaine des Sèches, un volume dynamique plus grand que dans les calcaires non métamorphiques d'Aliou, et un écoulement à plus fortes pertes de charge lors du tarissement.

III - ETUDE HYDROCHIMIQUE ET ISOTOPIQUE

IIIA - METHODES D'ÉTUDE

OBJECTIFS DE L'ETUDE HYDROCHIMIQUE

Les informations auxquelles peut conduire l'étude géochimique et isotopique d'exutoires karstiques sont de trois ordres :

- 1) définition des facteurs physicochimiques dont dépend le processus de karstification.
- 2) informations particulières au système karstique étudié : les trajets d'écoulement, les terrains traversés, les aires d'alimentation et les limites du système.
- 3) informations sur le fonctionnement du système karstique : vitesses de transit et mode d'écoulement des eaux en relation avec la constitution de l'aquifère.

La comparaison des observations effectuées à des exutoires différents dont le contexte est connu peut permettre d'établir des relations entre les paramètres qui définissent le système karstique et son comportement à l'exutoire.

IIIA1 - ECHANTILLONNAGE ET MESURES DE TERRAIN

Ont fait l'objet d'un échantillonnage hebdomadaire durant le cycle 74, les exutoires karstiques principaux du massif,

Fontaine des Sèches, Fontaine de l'Ours, source "Les Yeux" et source "Bernatas" du Goueil di Her, source du Surgeint, ainsi que le ruisseau de l'Escalette en amont du Goueil di Her.

Des prélèvements à un pas de temps plus serré ont été effectués à l'occasion de plusieurs crues du cycle.

Par ailleurs, à titre de comparaison, certains écoulements de surface et sources superficielles ont été échantillonnées, notamment le ruisseau de la Coume Ouarnède avant les pertes, et le ruisseau de Planque en aval de la Fontaine des Sèches.

Mesures de terrain

- La température de l'eau est mesurée au thermomètre gradué en degrés et dixièmes de degré. La précision de mesure est de 0,05°C.

- La conductivité de l'eau, inverse de la résistivité, est donnée en micromho cm⁻¹ ou microsiemens. Elle est fonction de la température, de la nature et de la concentration des ions en solution.

On exprime la conductivité par rapport à une température de référence (20°C) à l'aide de la relation.

$$C_{20^\circ} = \frac{C_t}{(0,022 t + 0,56)} \quad (\text{in Rodier, 1966})$$

Pour des solutions infiniment diluées,

$$C = \sum \lambda_{oi} \cdot z_i \cdot c_i \quad (\text{Charlot, 1961})$$

λ_o est la conductivité équivalente, z la charge et c la concentration molaire de chaque ion.

Dans les solutions vraies, la conductivité spécifique de chaque ion est fonction de la force ionique de la solution.

L'appareil utilisé pour la mesure de conductivité, un conductimètre portatif Tacussel CD 9P, fournit une précision de 1%.

- Le pH traduit les conditions de basicité ou d'acidité. Pour des eaux carbonatées, il est déterminé par le système $H_2O - CO_2 - HCO_3^- - CO_3^{--}$

Les mesures ont été effectuées à l'aide d'un pH mètre Heito dont la précision est de 0,1 unité pH.

IIIA2 - PROBLEMES GENERAUX ET PARAMETRES ETUDIES

IIIA2 a) Paramètres chimiques

Les ions HCO_3^- , SO_4^{--} , Ca^{++} , Mg^{++} constituent l'essentiel de la minéralisation des eaux des exutoires karstiques étudiés.

Elle a pour origine la mise en solution du terrain aquifère qui dépend à la fois des lois chimiques et des lois de l'hydrodynamique.

. Du point de vue purement chimique, les conditions d'équilibre des eaux vis-à-vis de la saturation en carbonates simples (Ca CO_3 , Mg CO_3) sont assez bien connues.

Les produits de solubilité de Ca CO_3 , donnés par différents auteurs (Caro, 1965 ; Larsen and Chilingar, 1967 ; Stumm and Morgan, 1970) présentent un écart assez faible ; leurs valeurs diminuent quand la température augmente.

Dans la nature, trois phases sont en présence: solide (roche), liquide (eau), gaz (atmosphère extérieure ou souterraine).

La pression partielle de CO_2 dans la phase gazeuse contrôle la cinétique des réactions de dissolution. Dans l'air elle est de 3 à $4 \cdot 10^{-4}$ atm. mais peut atteindre $2 \cdot 10^{-2}$ dans un sol bien constitué. La production biologique de gaz carbonique au niveau du sol est liée à la température du sol (Billes et al., 1971).

Le passage du CO_2 dans la phase liquide est réglé par la loi de Henry :

$$p_{\text{CO}_2}^{\text{gaz}} = D \left[\text{CO}_2 \right]_{\text{liquide}} ; D \text{ augmente avec la température.}$$

D'une manière générale, la dissolution du Ca CO_3 est modulée par :

- . La température; une température basse favorise la dissolution.
- . La pression partielle de CO_2 ; une température élevée favorise sa production au niveau du sol, mais limite sa dissolution.
- . L'effet des ions étrangers au système de base. H. Roques (1972) introduit à ce propos trois corrections dans le calcul des conditions d'équilibre.
 - ..Correction de force ionique - tous les sels étrangers, en augmentant la force ionique de la solution, augmentent la solubilité limite en calcium.
 - ..Correction due à la présence d'homoioniques. Les sels de calcium étrangers augmentent la solubilité limite en calcium, les carbonates étrangers la diminuent.

..Correction due à la formation de complexes (notamment par l'action de Mg^{++}) qui augmentent la solubilité limite en calcium.

. L'aspect cinétique de la dissolution fait intervenir les lois de l'hydrodynamique. A l'interface gaz liquide, l'agitation du liquide et la température modifient la vitesse d'échange. A l'interface liquide solide, la vitesse de dissolution du carbonate est commandée par le rythme de libération des ions. La minéralisation initiale de l'eau, le rapport $\frac{\text{surface liq.solide}}{\text{volume liquide}}$ et la durée du contact sont alors déterminants.

. Le produit de solubilité du carbonate de magnésium, sous forme magnésite ou nesquehonite, est plus élevé que celui de la calcite.

Une substitution partielle de magnésium dans la calcite réhausse sa solubilité (Stumm and Morgan, 1970). Pour ces auteurs, des solutions au contact de calcite magnésienne ont un rapport Mg/Ca plus élevé que dans la phase solide.

Le produit de solubilité de la dolomite, carbonate double de calcium et de magnésium, est moins élevé que celui de la calcite. Stumm and Morgan donnent des valeurs respectives de 10^{-17} et $10^{-8,3}$ pour des solutions très diluées, à 25° . HSU (1963) calcule le produit de solubilité de la dolomite à partir du rapport Ca/Mg d'eaux d'aquifères dolomitiques de floride, et obtient 2.10^{-17} ;

dans un système à trois phases, calcite-dolomite-solution, la réaction $2 Ca CO_3(s) + Mg^{++} \rightleftharpoons Ca Mg (CO_3)_2 (s) + Ca^{++}$ a pour constante d'équilibre

$$K = \frac{K_c^2}{K_d} = \frac{(Ca^{++})}{(Mg^{++})} \quad \begin{array}{l} K_c = \text{produit de solubilité de la calcite} \\ K_d = \text{produit de solubilité de la dolomite.} \end{array}$$

Le rapport d'activités peut être assimilé au rapport des concentrations molaires, si la force ionique de la solution est peu élevée. A l'équilibre vis-à-vis de la saturation en calcite et en dolomite le rapport Ca/Mg tend vers 1.

Sa valeur est indépendante de la pression partielle de CO_2 (Stumm and Morgan, 1970 ; T.M.L.Wigley, (1973), mais croît avec la température.

Pour Hanshaw et al. (1971) le rapport Ca/Mg deviendrait supérieur à 1, au dessus de $25^\circ C$. T.M.L.Wigley (1973) obtient en laboratoire un rapport $Ca/Mg = 0,6$ à $10^\circ C$ et $Ca/Mg = 1,1$ à $25^\circ C$.

Notons cependant, avec Hanshaw et al. (1971) que le rapport Ca/Mg est toujours supérieur à 1 dans les eaux souterraines au contact de la dolomite, en raison de la lenteur des réactions de mise en équilibre.

. Les sulfates peuvent provenir du gypse s'il est présent, de l'oxydation des pyrites ou de la matière organique. En milieu oxydant, fer et soufre sont dissociés à l'état d'hydroxyde ferrique et de sulfate.

Dans le milieu souterrain, le potentiel d'oxydo-réduction est régulé par l'activité bactérienne (V. Caumartin, 1971).

Le produit de solubilité des sulfates de calcium est plus élevé que celui du carbonate de calcium, et il augmente avec la température.

IIIA2 b) Paramètres isotopiques

Un élément chimique est caractérisé par le numéro atomique, Z. La structure du noyau atomique d'un élément est définie par

$$A = N + Z$$

avec A = nombre de masse

Z = charge du noyau = nombre de protons

N = nombre de neutrons.

Les atomes dont les noyaux ont un même Z, mais A différent, c'est-à-dire N différent, sont appelés isotopes. La différence de comportement thermodynamique des molécules isotopiques entraîne des modifications du rapport en isotopes, ou fractionnement isotopique lors des processus géochimiques.

M. Cohn et H.C. Urey (1938), Urey (1947) montrent l'intérêt de l'étude des compositions en isotopes stables des composés naturels.

Les isotopes ^{18}O , ^{17}O , ^2H , ^3H , parties intégrantes de la molécule d'eau, constituent des traceurs naturels de l'eau.

. Des connaissances fondamentales concernant le comportement des isotopes stables ^{18}O et ^2H dans le cycle de l'eau, ont été acquises notamment par Epstein et Mayeda (1953); Friedmann (1953); Craig (1961); Dansgaard, (1961) (1964); Craig et al. (1963); Craig and Gordon (1965); Zimmerman et al. (1967).

La teneur en ^{18}O dans les précipitations est principalement fonction de la température de l'air. Ceci détermine des variations saisonnières et des variations spatiales des teneurs en ^{18}O des pluies.

La teneur en deutérium est également liée à la température. Deutérium et ^{18}O dans les eaux de pluie sont liés par une relation établie empiriquement sur un grand nombre d'échantillons.

Le comportement du Deutérium lors des processus de fractionnement isotopique est différent de celui de ^{18}O . Ce phénomène permet de déceler les modifications isotopiques éventuelles de l'eau, postérieures aux précipitations (évaporation, échange avec la roche à haute température).

. Le tritium (^3H) est un isotope radioactif de l'hydrogène, de période = 12,33 ans.

Il permet d'effectuer des datations de l'eau.

Les variations des teneurs en ^3H dans le cycle de l'eau ont été étudiées particulièrement par Erikson (1963)(1967) ; Craig and Lal (1965) ; Munich et al.(1967) ; Olive (1970).

IIIA3 - METHODES D'ANALYSE ET EXPRESSION DES RESULTATS

IIIA3 a) Analyses chimiques

L'analyse des ions majeurs a été effectuée au laboratoire du CNRS de Moulis, généralement dans la quinzaine de jours suivant le prélèvement. Les échantillons, recueillis dans des bouteilles plastique (P.V.C) sont conservés à une température inférieure à 10°C .

Les méthodes d'analyses ont fait l'objet d'une critique détaillée (Aminot, 1974). Cet auteur a en particulier, déterminé pour chacune la reproductibilité et la précision.

La reproductibilité est représentative des erreurs accidentelles et exprime la fidélité de la méthode.

La précision représente la somme des erreurs accidentelles et systématiques - elle tient compte à la fois de la reproductibilité et de l'exactitude.

Dureté :

Les ions Ca^{++} et Mg^{++} constituent les deux cations principaux. Ils contribuent seuls à la dureté totale. Celle-ci est obtenue par complexométrie avec l'E.D.T.A. ; l'indicateur de fin de tirage est le noir ériochrome T.

La reproductibilité est de $\pm 0,3 \%$, la précision est estimée à $\pm 1 \%$.

Le calcium seul est dosé par complexométrie avec l'EDTA ; l'hydroxyde de magnésium est précipité par addition de Na OH 5N. Mais une interférence du magnésium conduit à une surestimation de la dureté calcique. Elle peut être diminuée si l'addition de l'indicateur (calcon) n'est effectuée qu'une minute après l'addition de soude ; la reproductibilité est voisine de 1% , mais la surestimation peut être de 3% .

Les résultats sont exprimés en degrés hydrotimétriques français (1 degré f = 0,2 méq/l).

La concentration en Mg^{++} est calculée par différence entre dureté totale et dureté calcique.

L'erreur relative sur le magnésium est alors d'autant plus forte que sa teneur est basse.

Nous avons comparé des valeurs de la concentration en magnésium, calculées par différence, aux résultats de l'analyse par absorption atomique des mêmes échantillons (analyste : M.Grably ORSTOM), les valeurs figurent dans le tableau XI.

EDTA	A.A.	EDTA	A.A.
7,0	7,1	8,5	8,0
6,8	7,2	7,3	7,4
6,8	7,9	7,3	7,1
8,3	7,4	5,1	5,3
8,0	7,8	5,8	5,3
6,3	6,15	7,8	6,8
7,3	10,4	2,2	3,1
13,6	11,9	8,2	7,9
14,8	14,8	5,6	7,3
12,1	11,6	4,1	7,0
5,3	5,0	7,8	8,4
2,2	2,9	6,3	6,3
6,5	6,1	1,7	1,4
4,4	4,15	2,2	1,3
5,1	5,3	1,7	1,3
6,6	5,6	4,1	4,2
5,3	6,3	3,4	2,5
6,3	6,5	3,4	4,0
7,3	7,0	7,3	7,3
5,3	7,0	8,0	8,1
7,8	8,0	6,6	7,0

Tableau XI.- Echantillons d'eaux de sources du Massif d'Arbas

- EDTA = dosage complexométrique.

Mg^{++} en mg/l - A.A. = absorption atomique.

L'analyse de corrélation fournit les résultats suivants = n = 42
coefficient de corrélation = 0,94.

La droite de regression de y en x, avec l'intervalle de confiance au seuil de 5 %, est $y = (0,96 \pm 0,10) x - (0,1 \pm 0,5)$.

avec y = teneur en Mg^{++} obtenue par complexométrie
x = teneur en Mg^{++} par absorption atomique.

En se plaçant dans le cas le plus défavorable c'est-à-dire en considérant que la valeur obtenue par absorption atomique est la valeur "vrai", l'intervalle de confiance, au seuil de 5 %, sur la valeur moyenne des teneurs en Mg^{++} (EDTA) est de 1,1 mg/l, soit un peu moins de 0,1 méq/l.

Le rapport Ca/Mg sera entaché d'une incertitude d'autant plus grande que la teneur en Mg^{++} sera faible.

Alcalinité

L'alcalinité totale correspond à la neutralisation des ions OH^- , CO_3^{--} et HCO_3^- par un acide fort (HCl 0,02 N). Le point équivalent est déterminé par contrôle du pH.

Pour les eaux étudiées, la neutralisation intervient à pH = 4,45.

Les résultats sont exprimés en degré français, avec une reproductibilité de $\pm 0,5$ à 1 %, et une précision de ± 1 %.

Le pH des eaux du massif d'Arbas étant généralement inférieur à 8,3, OH^- et CO_3^{--} sont négligeables devant HCO_3^- . L'alcalinité exprime alors la concentration en HCO_3^- , avec 1° f = 12,2 mg/l de HCO_3^- .

Sulfate

L'ion SO_4^{--} est dosé par turbidimétrie au spectrophotomètre, après précipitation de $Ba SO_4$ en milieu acide. Les résultats en mg/l de SO_4^{--} sont calculés à partir d'une courbe d'étalonnage ; la reproductibilité et la précision sont de + 5 % et ± 10 %.

Chlorure

Les teneurs étant très faibles l'ion Cl^- est dosé par mercurométrie. L'ion Hg^{++} forme avec Cl^- un complexe soluble.

La fin du titrage par le nitrate mercurique en milieu acide est mise en évidence par le diphénylcarbazone ; la reproductibilité est de 0,05 mg/l dans la gamme des concentrations trouvées (0 à 4 mg/l) et la précision est de 5 % .

- Enfin, quelques échantillons ont fait l'objet de détermination des teneurs en strontium par absorption atomique (M.Grably ORSTOM) et des teneurs en sodium et potassium par spectrophotométrie de flamme (J.Carré)

IIIA3 b) Analyses isotopiques

^{18}O

Les échantillons d'eau subissent la préparation classique d'équilibration avec l'anhydride carbonique à 25°2 (Epstein et Mayeda, 1953). L'écart entre le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ du CO_2 et le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ d'un standard est mesuré avec un spectromètre de masse type Nier Mac Kinney (Dansgaard, 1961).

Les analyses ont été effectuées au laboratoire de géologie dynamique de Paris avec un spectromètre Varian ch 7 (Letolle et al., 1965 ; Fontes et al., 1965).

Le résultat est exprimé en δ ‰.

$$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ v.s. SMOW} = \left(\frac{R_E}{R_S} - 1 \right) 10^3$$

$$R_E = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ de l'échantillon}$$

$$R_S = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ du "Standard Mean Ocean Water" (Craig, 1961).}$$

La reproductibilité estimée sur 60 échantillons de la même eau ("eau du robinet de Paris") par P.Eberentz, dans la période où nous avons effectué nos mesures est de $\pm 0,2$ ‰ .

Sur 14 échantillons d'eaux analysées deux fois, les résultats ont été les suivants :

1ère mesure	- 13,65	- 13,57	- 12,26	- 11,36	- 11,16	- 10,20	- 9,52
2ème mesure	- 13,80	- 13,15	- 12,16	- 10,90	- 10,77	- 10,20	- 9,10
écart	0,15	0,42	0,10	0,46	0,39	0,00	0,42
1ère mesure	- 8,87	- 8,60	- 6,60	- 5,50	- 5,45	- 4,76	- 4,62
2ème mesure	- 8,86	- 8,30	- 6,72	- 6,35	- 5,61	- 4,80	- 4,90
écart	0,01	0,30	0,12	0,85	0,16	0,04	0,28

Tableau XII.- $\delta^{18}\text{O}$ ‰ v.s.SMOW

Deutérium (^2H)

Les échantillons d'eau sont analysés sur un spectromètre de masse Micromass 602, après vaporisation et réduction dans un four à uranium (G.Nief and R.Botter, 1958) (Clarke et al.1974).

Les résultats sont exprimés en $\delta^\circ/\text{‰}$ /SMOW. La reproductibilité a été estimée à $\pm 4^\circ/\text{‰}$ dans les moins bonnes conditions.

Tritium (^3H)

Les échantillons ont été analysés au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon, par scintillation liquide après enrichissement électrolytique (Olive, 1970).

Les résultats sont exprimés en unités tritium ; 1 UT = 1 atome de tritium pour 10^{18} atomes d'hydrogène.

Plusieurs comptages sont effectués sur chaque échantillon. La distribution des résultats est régie par la loi de Poisson.

La reproductibilité est $\sigma_N = \sqrt{\bar{N}}$ avec \bar{N} = moyenne des mesures, pour chaque échantillon.

IIIB.- PRÉSENTATION DES RESULTATS

IIIB1.- DONNEES SUR LES PRECIPITATIONS

IIIB1 a) Données chimiques

Les pluies sont très peu minéralisées. La conductivité est généralement inférieure à 30 μ S à 20°C.

L'eau de pluie à Lachein a une teneur moyenne inférieure à 1 mg/l de Cl^- et de 4 à 5 mg/l de SO_4^{--} (A.Aminot, 1975).

Les teneurs en chlorures (Cl^-) des eaux de pluie durant l'année 1974, à Maria Rouch (B) et au Portet d'Aspet (C) ont été mesurées; afin de les comparer aux teneurs en Cl^- des eaux de sources karstiques.

Les résultats figurent dans l'annexe n°1 et sur la figure 43.

La concentration en Cl^- dépasse rarement 1 mg/l. Le faible nombre de mesures ne permet pas de déterminer les facteurs dominants qui régissent les variations observées.

L'origine de la perturbation, la présence d'aérosols, marins ou issus de l'activité humaine, l'adsorption de chlore gazeux par la neige (M.Briat, 1974) peuvent intervenir.

IIIB1 b) Données isotopiques

Les échantillons analysés proviennent de l'ensemble du volume d'eau recueilli dans des récipients enterrés, aux stations A,B,C,D,E, (cf. § II A1) pendant des périodes synchrones.

—¹⁸O—

Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ v.s. SMOW (annexe 2) sont représentatives du δ moyen durant la période considérée. Cependant, lors des précipitations neigeuses, le volume de neige fondue ne représente qu'une partie de la neige effectivement tombée sur la surface receptrice de l'appareil.

Variations temporelles

Elles sont identiques aux différentes stations, entre novembre 1973 et décembre 1974. Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ aux stations A (Gourgue) et B (Maria Rouch) dont les chroniques sont les plus complètes sont représentées sur la figure 19.

Trois périodes neigeuses - décembre 73 - janvier 74, mars-avril 74, octobre 1974, se traduisent par des valeurs basses en ^{18}O .

De mai à août 74, toutes les valeurs sont supérieures à -6‰ v.s.SMOW.

La recherche d'une relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations et la température des jours de pluie (moyenne pondérée par les hauteurs de pluies) pendant la même période à la station B - Maria Rouch fournit les résultats suivants :

$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ v.s.SMOW	T° en °C
- 11,38	6°03
- 9,20	6°66
- 5,61	13°42
- 4,26	12°67
- 3,73	14°33
- 2,77	14°10
- 7,74	10°75
- 7,94	5°94
- 8,50	3°27
- 6,30	5°39

Tableau XIII.-

$n = 10$ coefficient de corrélation = 0,79

droite de régression $\delta \text{‰} = (0,50 \pm 0,26) t^\circ - (11,4 \pm 2,2)$

Etant donné le faible nombre de couples et la dispersion importante, une telle relation n'est pas significativement différente de celle de Dansgaard (1964), $\delta \text{‰} = 0,69 t - 13,6$, établie pour les valeurs moyennes annuelles du δ et de la température.

Le δ moyen pondéré par les hauteurs de précipitations à Maria Rouch en 1974 est $-7,8\text{‰}$, ce qui correspond, d'après la relation de Dansgaard à une température de $8^\circ 4$; cette valeur est proche de la température moyenne annuelle mesurée sous abri à Maria Rouch ($8^\circ 7$).

Par ailleurs la relation établie à Maria Rouch est semblable à celle établie dans les mêmes conditions par P. Eberentz (1975) à la station de Lachein = $\delta \text{‰} = 0,45 t^\circ - 12$, $n = 25$, $r = 0,85$.

Variations spatiales

Le gradient d'appauvrissement en ^{18}O en fonction de l'altitude apparaît variable suivant les périodes considérées (fig.33).

En particulier, les valeurs obtenues aux différentes stations en période neigeuse montrent une absence de gradient, voire une inversion de celui-ci.

Si, pour une même période, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des stations A,B,D,E, situées sur le versant Nord de cornudère ont tendance à s'aligner, les valeurs obtenues à la station C - Portet d'Aspet - sur le versant Sud, se placent systématiquement en dehors de cette droite.

Ainsi, pour la période du 7 mai 1974 en 25 septembre 1974, ne comprenant que des épisodes pluvieux, les moyennes pondérées par les hauteurs de pluies des $\delta^{18}\text{O}$ sont :

<u>Stations</u>	
A (500 m)	- 5,39 ‰ v.s. SMOW
B (900 m)	- 5,87 ‰ v.s. SMOW
versant Sud C (1110 m)	- 5,93 ‰ v.s. SMOW
D (1250 m)	- 6,58 ‰ v.s. SMOW

Pour le versant Nord (A,B,D), on calcule pour cette période un gradient d'appauvrissement en ^{18}O en fonction de l'altitude de 0,16 ‰ pour 100 m. Par contre, la valeur obtenue à la station C, sur le versant Sud, n'est pas différente de celle obtenue à la station B, située à une altitude inférieure de 200 m.

Les moyennes, pondérées par les hauteurs d'eau, du $\delta^{18}\text{O}$ aux stations A (500 m) et B (900 m) sur une plus longue période, du 20 décembre 1973 au 19 novembre 1974 sont :

A (500 m)	- 7,52 ‰
B (900 m)	- 8,24 ‰

soit un gradient moyen de 0,18 ‰ pour 100 m. Les stations de mesure étant toutes situées dans un rayon de quelques kilomètres, l'effet de continentalité est négligeable ; les différences observées sont imputables aux différences de température en fonction de l'altitude et de l'exposition du versant.

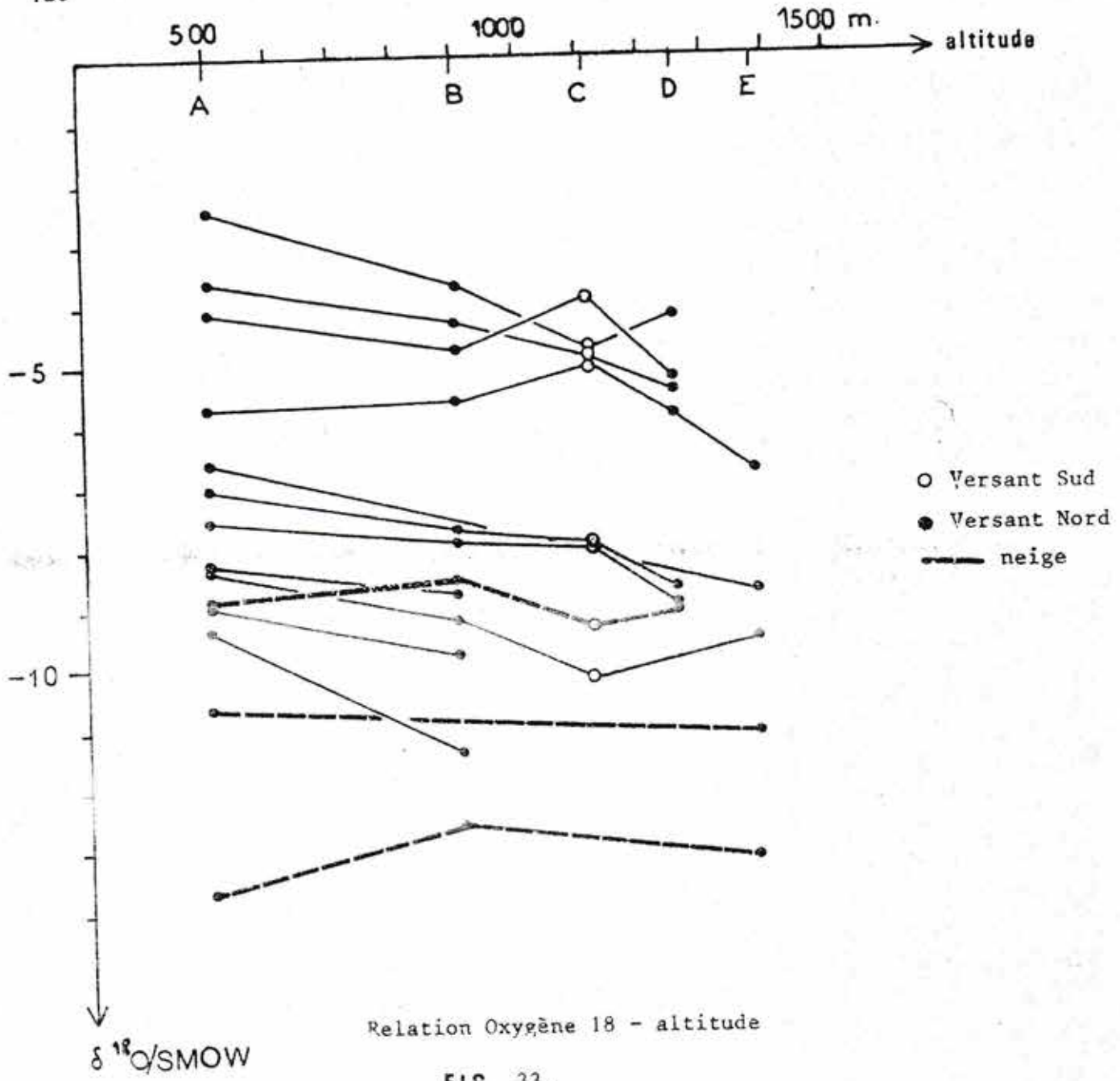


FIG 33.

En se référant à la relation de Dansgaard (1964) l'écart entre les $\delta^{18}\text{O}$ aux stations A et B pour la période considérée équivaut à un écart de température moyenne de $1,05^\circ\text{C}$, soit un gradient de $0,26^\circ\text{C}$ pour 100 m, sur le versant Nord.

Les données isotopiques sur deux versants différents confirment que l'on ne peut établir de gradient isotopique et donc de gradient de température qu'à la condition de rester sur le même versant.

Deutérium

Nous nous référons aux données obtenues par P.Eberentz (1975) à la station de Lachein. La droite de régression du δD en fonction du $\delta^{18}\text{O}$, établie à partir de 8 valeurs mensuelles à cette station est =

$$\delta\text{D} = 7,05 \delta^{18}\text{O} + 3,93$$

$$n = 8, r = 0,99.$$

La relation $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ dans les précipitations est une droite de pente 8 (Graiz, 1961 ; Dansgaard, 1964).

Aussi P.Eberentz a-t-il recherché la meilleure droite de pente 8 s'accordant avec les valeurs des δD et $\delta^{18}\text{O}$ à Lachein, et vérifié qu'elle appartenait bien au domaine de validité de la droite de régression empirique (fig.34).

Tritium

Sept échantillons des précipitations de Lachein et Moulis ont été analysés et montrent des teneurs en tritium plus faibles que les précipitations des mêmes périodes à Thonon (P.Eberentz, 1975). Cette différence peut être attribuée à l'effet de continentalité (Eriksson, 1967 ; C.Levêque, 1971).

Pour la période qui nous intéresse, les teneurs en tritium à Lachein, à Moulis et à Thonon, figurent dans le tableau XIV. Les teneurs en tritium des précipitations à Thonon nous ont été transmises par M.P.Olive.

Lachein - du 15-01-73	au	22-01-73	91 \pm 3	U.T.
		10-10-73	06-11-73	23 \pm 3
		06-11-73	04-12-73	25 \pm 6

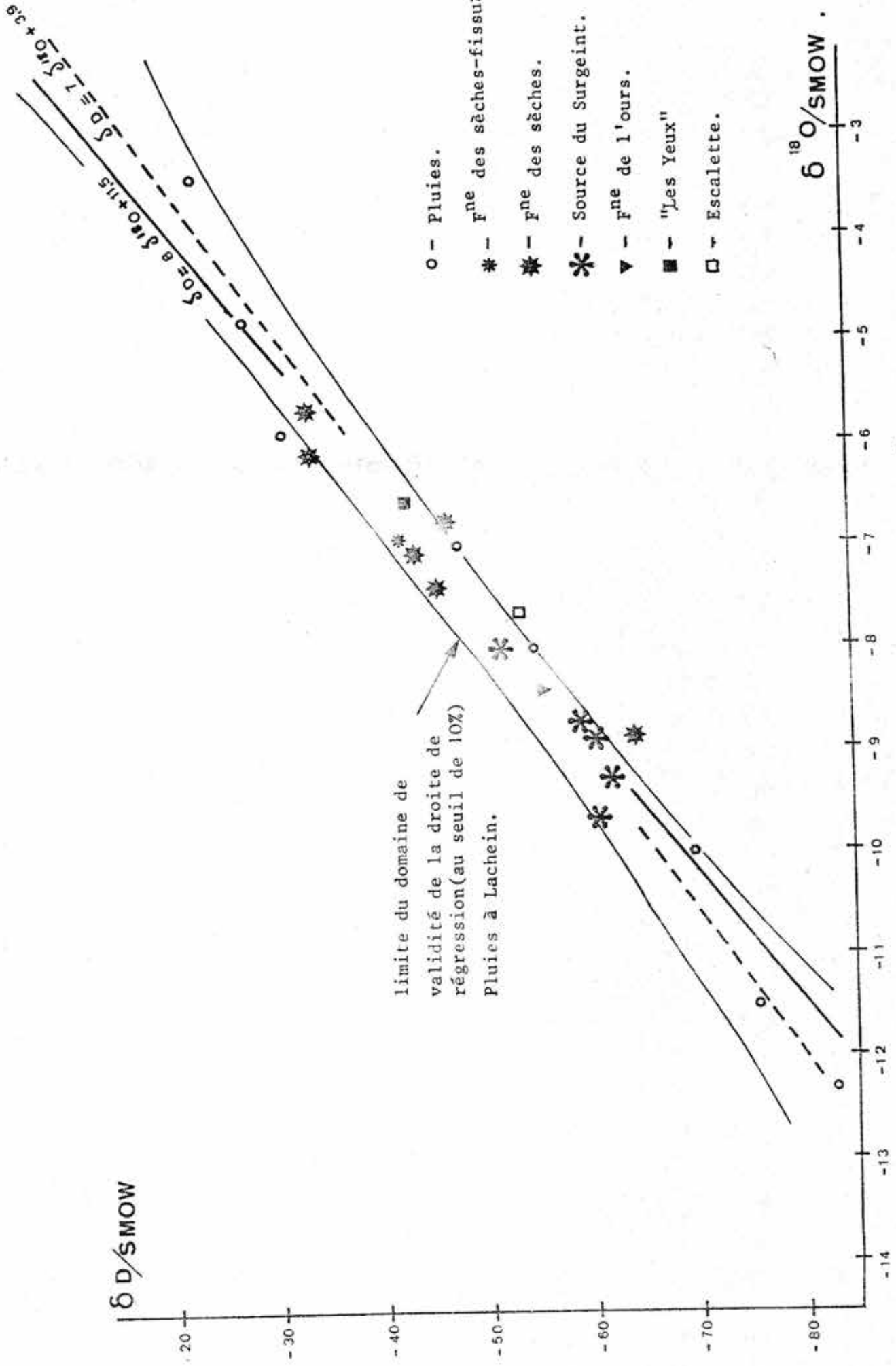


Figure 34. Relation Deutérium-¹⁸O.

Moulis - du 23-11-73 au 30-11-73 30 \pm 3 U.T.
 30-11-73 22-12-73 24 \pm 6

THONON		
	1973	1974
JANVIER	111 UT	44 UT
FEVRIER	119	111
MARS	186	113
AVRIL	122	262
MAI	237	164
JUIN	158	151
JUILLET	118	77
AOUT	190	118
SEPTEMBRE	76	80
OCTOBRE	55	167
NOVEMBRE	69	49
DECEMBRE	20	57
	125,7	113,1

Tableau XIV.- teneurs en tritium des précipitations.

III B2.- DONNEES SUR LES EXUTOIPES KARSTIQUES PRINCIPAUX
 ET AUTRES POINTS D'EAU.

Les analyses chimiques des échantillons d'eau figurent dans l'annexe n°3.

La minéralisation totale, en mg/l, est calculée par sommation des teneurs en ions majeurs.

L'écart entre la somme des cations et la somme des anions, en milli-équivalents (méq) par litre, est le plus souvent inférieur à 1 % du total et ne dépasse jamais 5 %.

L'annexe n°4 rassemble les données de terrain (température, pH et conductivité) et les teneurs relatives en isotopes stables ($\delta^{18}O$ et δD).

Les teneurs en tritium de quelques échantillons d'eaux figurent dans l'annexe n°5.

IIIB2 a) Présentation des résultats

Pour les points d'eaux principaux du massif (exutoires karstiques, ruisseau de la Coume Ouarnède et ruisseau de l'Escalette) nous avons calculé la moyenne et certaines caractéristiques de variation de chaque paramètre étudié :

A = amplitude = valeur maximale - valeur minimale

\bar{x} = moyenne arithmétique

σ_x = écart type = $\sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{n}}$

$\pm t \sigma_{\bar{x}}$ = intervalle de confiance sur la moyenne au seuil de 5%, avec l'erreur standard sur la moyenne, $\sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n-1}}$ et t = valeur du t de student pour (n-1) degrés de liberté au seuil de 5 %.

Cv % = coefficient de variation = $\frac{\sigma_x}{\bar{x}} \cdot 100$

Les valeurs du $\delta^{18}O$, de la température, du rapport Ca/Mg et de la conductivité font l'objet d'une représentation graphique.

La représentativité de l'échantillonnage, la validité et l'utilisation des caractéristiques définies seront discutées ultérieurement.

IIIB2 a1) Fontaine des Sèches et points d'eau de la vallée de Planque

L'ensemble des paramètres physicochimiques principaux montre des variations au cours du cycle (fig.35).

- Le minimum du $\delta^{18}O$ apparaît à la suite de fortes précipitations le 4 et le 5 avril 1974, accompagnées d'une fonte des neiges importantes.

- Le maximum (- 5,71) observé correspond à un échantillon en montée de crue le 21 août 1974. Les teneurs en tritium de 8 échantillons (annexe n°5) présentent des différences importantes.

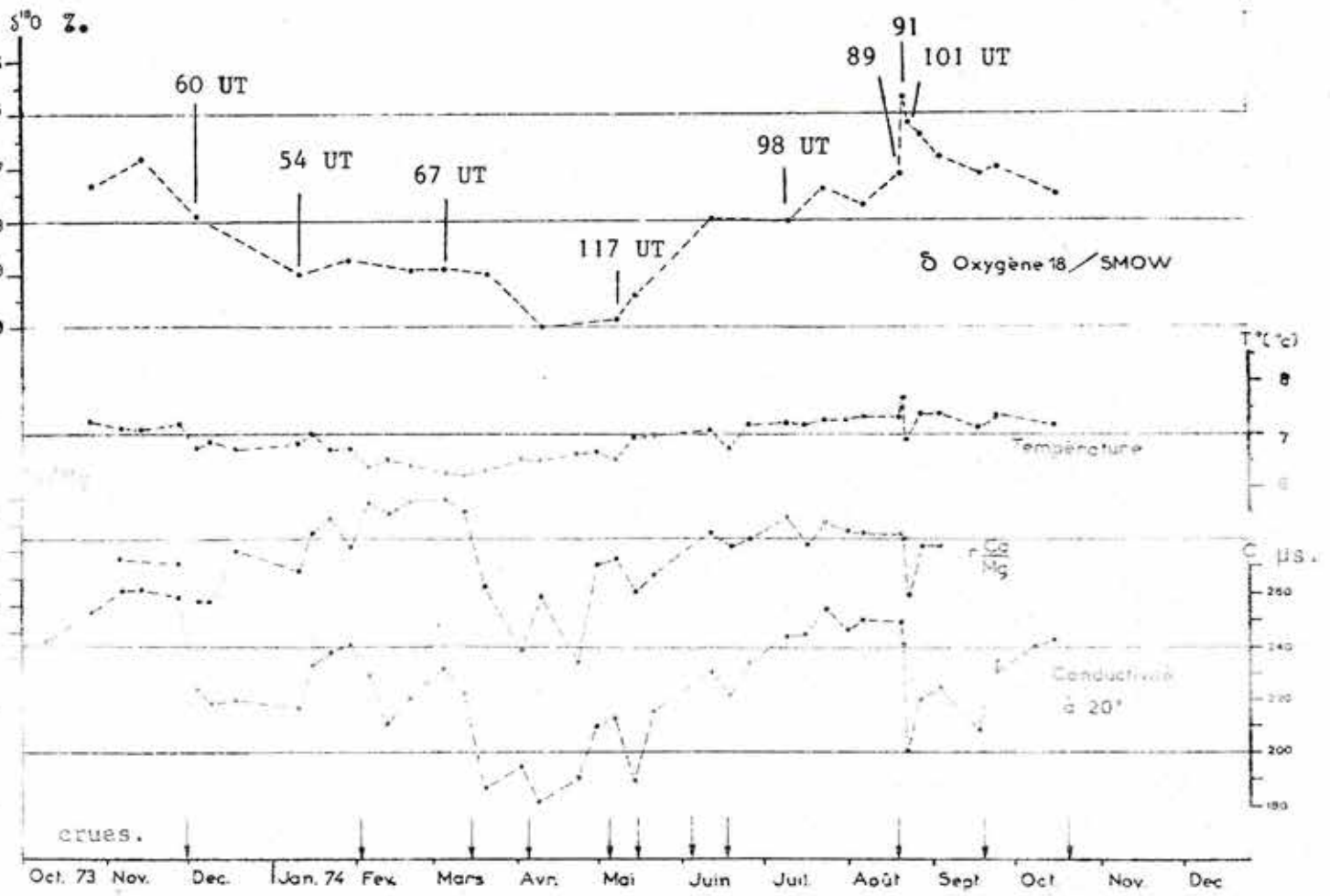


Figure 35

HOUNT de Sèches (Fontaine des Sèches)

x	n	mini	maxi	A	$\bar{x} \pm t \sigma \bar{x}$	σx	Cv
Température °C	41	6°2	7°65	1°45	6°91 \pm 0°12	0°37	5,29 %
$\delta^{18}O$ ‰ v.s.SMOW	23	-9,98	-5,71	4,27	-7,85 \pm 0,53	1,19	15,10 %
Conductivité à 20° µs	41	181	261	80	227 \pm 6,8	21	9,20 %
Minéralisation mg/l	37	168	242	74	208	19,9	9,60 %
Ca ⁺⁺ mg/l	34	36,8	57,2	20,4	43,8 \pm 1,3	3,7	8,60 %
Mg ⁺⁺ mg/l	34	2,6	8,5	5,9	5,6 \pm 0,5	1,5	27 %
r Ca/Mg	34	3,0	9,1		5,1	1,4	28 %
HCO ₃ ⁻ mg/l	37	121	168	47	147 \pm 4,6	13,7	9,30 %
SO ₄ ⁻⁻ mg/l	37	5,5	15	9,5	8,7 \pm 0,7	2,1	25 %
Cl ⁻ mg/l	37	0,5	3,05	2,5	1,45	0,6	41 %

Tableau XV.- Fontaine des Sèches.

- La température paraît soumise aux variations saisonnières avec un minimum (6°2) le 12 mars 1974.

La crue du 21 Août 1974 se traduit par une forte variation de température, 7°3 le 20 août, avant la crue, 7°65 le 21, au cours de la montée de crue et 6°85 après le passage de la pointe de crue (22 août).

- La conductivité, en relation avec la minéralisation, diminue systématiquement après le passage de la pointe des crues essentielles du cycle. Cette diminution peut être brutale (crue du 21 août 1974).

Les valeurs les plus élevées de la conductivité se situent en étiage. Pendant le début du cycle (décembre 73 à début mars 74), la conductivité

est moins élevée mais est toujours supérieure à 210 μs . Les valeurs inférieures à 200 μs apparaissent durant la période de fortes précipitations et de fonte des neiges, de mars à mai 1974.

- Le rapport Ca/Mg augmente chaque fois que la conductivité diminue.

. Deux échantillons d'eau (HS 40 fiss. HS 42 fiss) sortant d'une fine fissure dans la brèche dolomitique de la grotte de la Fontaine des Sèches montrent une minéralisation bien supérieure à celle de l'eau de cet exutoire. Les teneurs en magnésium sont particulièrement élevées, (18 et 20 mg/l), entraînant un rapport Ca/Mg inférieur à 2, proche de celui de la roche.

Un dépôt de calcite (analyse aux R.X. de C. Pierre) accompagne cette circulation d'eau.

On note par ailleurs une différence de température de 0°6 entre l'eau de l'exutoire principal de la Fontaine des Sèches en crue et l'eau issue des fissures de la dolomie, en contrebas.

Autres points d'eau de la vallée de Planque.

Ruissellements de surface

Un petit affluent du ruisseau de Planque, circulant sur les calcaires et dolomies du Jurassique supérieur, possède des caractéristiques géochimiques semblables à celles de la Fontaine des Sèches, avec cependant des teneurs en Mg^{++} plus élevées et un rapport Ca/Mg voisin de 2 (HSG)

Le ruisseau du Pich de Carrech (PdC) est essentiellement bicarbonaté calcique.

Le ruisseau de Planque (HSA), quelques centaines de mètres en aval de la Fontaine des Sèches, est pour l'essentiel constitué de l'eau issue de cet exutoire. Il circule dans des éboulis dolomitiques. Les caractéristiques géochimiques sont assez modifiées. La minéralisation totale est plus élevée, avec une augmentation sensible des teneurs en Mg^{++} (x2) et des teneurs en SO_4^{--} trois ou quatre fois plus fortes qu'à la Fontaine des Sèches.

Les eaux de petites sources déboulis (SP, FPP, RB) apparaissent également plus minéralisées que l'eau de la Fontaine des sèches.

- - Les Yeux.
- - Gueil-grotte.
- * - ruisseau "Coume Ouarnède"
- * - écoulements souterrains: trou Mile, gouffre Raymonde.

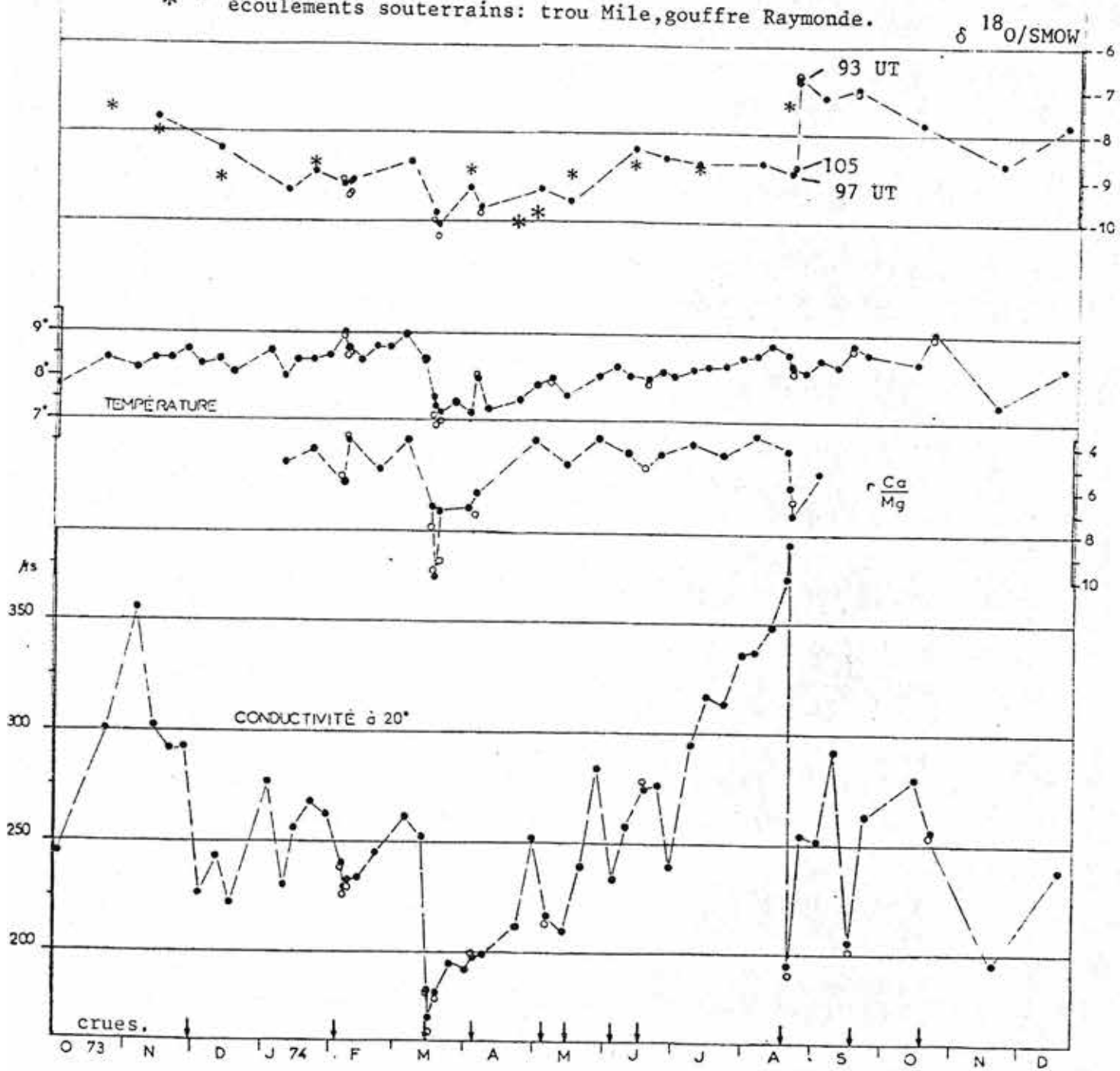


Figure 36

SOURCE 'LES YEUX'

IIIB2 a2) Le Goueil di Her

x	n	mini	maxi	A	$\bar{x} + t\sigma\bar{x}$	σ_x	Cv
Température °C	53	7°2	9°1	1°9	8°27 ± 0°12	0°45	5,4 %
$\delta^{18}O$ ‰/SMOW	25	-10,06	-6,64	3,42	-8,59 ± 0,37	0,88	10,2 %
Conductivité à 20° μ s.	26 53	170	386	216	257 257 ± 13,3	57 49	22 % 19 %
Minéralisation mg/l	26	157	347	190	228	47	20,4 %
Ca ⁺⁺ mg/l	23	36	78,4	42,4	50,3 ± 4,40	10,7	21,3 %
Mg ⁺⁺ mg/l	23	2,2	10,2	8	6,1 ± 0,99	2,3	38,5 %
2 Ca/Mg	23	3,6	10		5,2	1,5	30 %
HCO ₃ ⁻ mg/l	26	110	163,5	53,5	145 ± 7,2	17,6	12 %
SO ₄ ⁻⁻ mg/l	26	6	102	96	25,4 ± 9,0	21,8	85,7 %
Cl ⁻ mg/l	26	0,9	2,15	1,25	1,4	0,38	27 %

Tableau XVI.- Source Les Yeux.

Les variations du $\delta^{18}O$ à cette source (figure 36) présentent une amplitude élevée. Le minimum correspond à un échantillon situé après le passage de la pointe de crue du 16 mars 1974. Les valeurs observées du $\delta^{18}O$ restent inférieurs à - 8,50 ‰ v.s.SMOW jusqu'à la fin de l'étiage à l'exception d'un échantillon (- 8,36) prélevé le 11 juin, 6 jours après une crue importante.

Pendant la crue du 21 août 1974, un échantillon, lors de la montée de crue possède le même $\delta^{18}\text{O}$ que l'eau prélevée avant la crue (- 8,78 et - 8,70), un échantillon lors de la décroissance du débit, le 22 août, possède un $\delta^{18}\text{O}$ très différent (- 6,64.‰).

Les échantillons d'eaux de la grotte du Goueil di Her, lorsque celle-ci fonctionne en trop plein, ont un $\delta^{18}\text{O}$ toujours très proche de celui mesuré à la source des Yeux.

Les teneurs en tritium de 3 échantillons aux Yeux, avant la crue du 21 août, pendant la montée de crue, et dans la décrue ne montrent pas de différence importante (cf.annexe 5).

La température de l'eau au Yeux reste élevée jusqu'à la crue du 16 mars qui se manifeste par une diminution brutale (la mesure étant effectuée dans la descente de crue).

La température croit ensuite jusqu'à la fin de l'étiage (20 août) sans, pour autant, atteindre les valeurs élevées (9°) observées en février et mars 1974 ; on ne retrouve ces valeurs qu'au mois d'octobre, alors que la neige recouvre une grande partie du bassin versant. Les températures de l'eau à la grotte du Goueil di Her sont toujours légèrement inférieures à celles des Yeux.

La conductivité montre des variations très importantes, notamment lors de la crue du 21 août.

Le minimum correspond, comme pour la température et le $\delta^{18}\text{O}$ à la crue du 16 mars 1974. La conductivité de l'eau à la grotte du Goueil di Her est, dans chaque cas, voisine de celle des yeux.

- Le rapport Ca/Mg oscille entre 3,5 et 6, à l'exception des échantillons en descente de crue, le 16 mars et le 22 août 1974.

Les valeurs les plus élevées en SO_4^{--} se rencontrent durant l'étiage ; le maximum (102 mg/l) correspond à l'échantillon de montée de crue, le 21 août 74. L'eau de la grotte peut également avoir des teneurs en SO_4^{--} relativement élevées, comme en attesté en échantillon (33 mg/l le 18 juin 1974).

Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ à la source Bernatas-pré sont sensiblement les mêmes que celles des échantillons synchrones à la sources des Yeux, à l'exception de deux échantillons lors de la crue du 16 mars 1974 (cf.fig.37). Notons que la source de Bernatas n'a pas fait l'objet d'un échantillonnage lors de la crue du 21 août 1974.

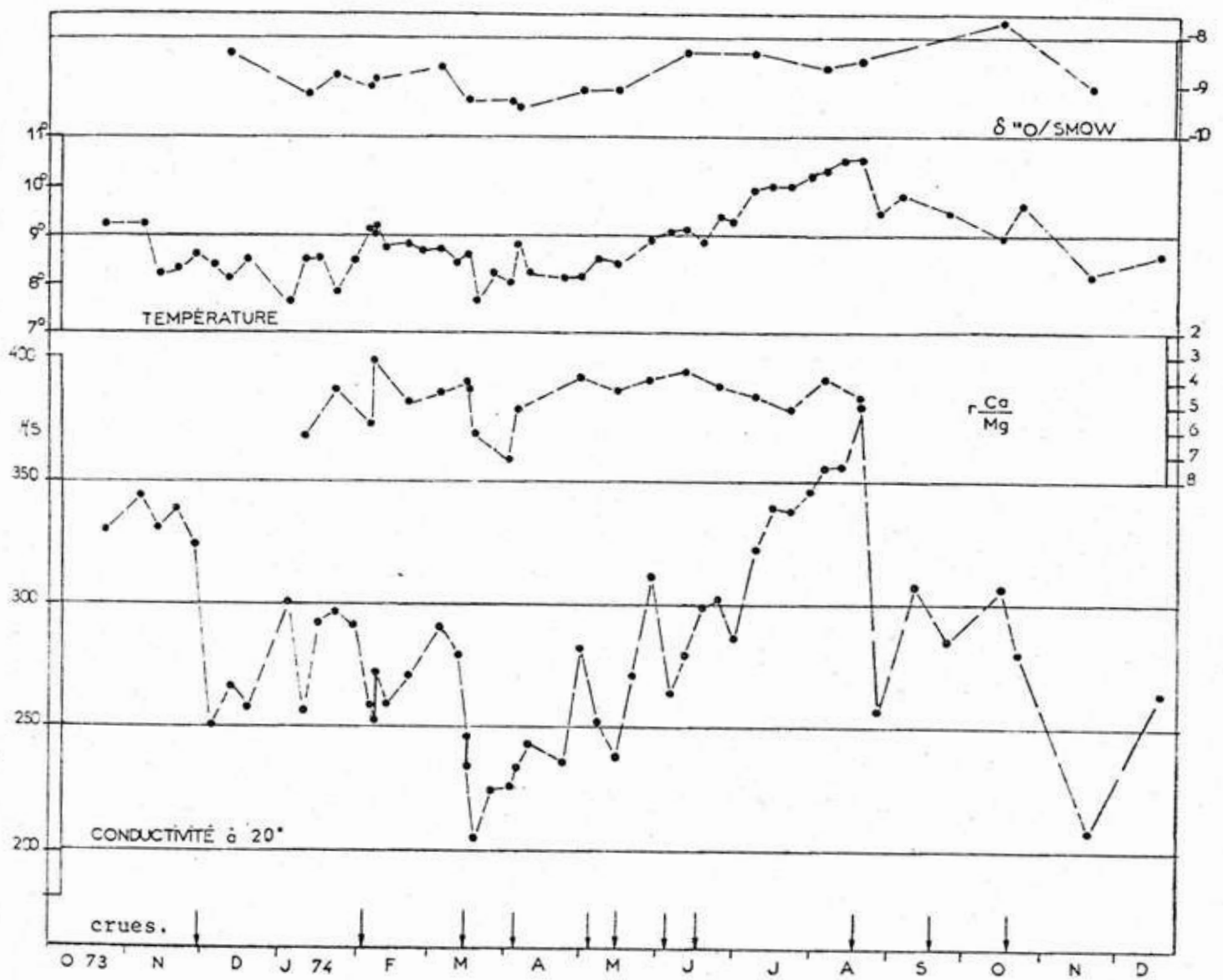


Figure 37

SOURCE "BERNATAS."

x	n	mini	maxi	A	$\bar{x} + t \sigma \bar{x}$	σ_x	Cv
Température °C	50	7°6	1°55	2°95	8°9 ± 0°19	0°7	7,8 %
$\delta^{18}O^{\circ}/\text{‰}/\text{SMOW}$	18	-9,40	-7,73	1,67	-8,81 ± 0,23	0,45	5,4 %
Conductivité à 20° μs .	24 50	205	381	176	285,7 285,6 ± 10,9	44,9 40,1	15,7 % 14,5 %
Minéralisation mg/l	24	182	317	135	253	37	14,6 %
Ca ⁺⁺ mg/l	20	40	74,8	34,8	55,7 ± 4,24	9,9	17,7 %
Mg ⁺⁺ mg/l	20	3,6	10,2	6,6	7,2 ± 0,86	2,04	28,3 %
r Ca/Mg	20	3,1	7,2		4,7	1,0	21,2 %
HCO ₃ ⁻ mg/l	24	127	176	49	159,7 ± 6,22	14,8	9,2 %
SO ₄ ⁻⁻ mg/l	24	9,5	56	46,5	28,5 ± 6,40	14,9	52,2 %
Cl ⁻ mg/l	24	1,1	2,55	1,45	1,7	0,58	34,7 %

Tableau XVII.- Source Bernatas-pré.

La température est sensiblement la même à Bernatas et aux Yeux durant la première période du cycle, jusqu'à la crue du 16 mars. A cette occasion, la température se maintient à Bernatas à des valeurs plus élevées qu'aux Yeux, puis croît à partir de mai 1974 pour atteindre 10°5 à la fin de l'étiage.

La conductivité de l'eau à Bernatas toujours supérieure à celle des Yeux, présente des variations identiques.

Cependant, le minimum n'est pas observé le 16 mars, mais le 19 mars. L'augmentation du rapport Ca/Mg n'est également observé que le 19 mars.

. Un griffon situé dans le ruisseau de l'Escalette (Ber pont) montre une température et une conductivité plus proches de celles des Yeux que de celles de Bernatas.

IIIB2 a3) Ecoulements de surface

x	n	mini	maxi	A	$\bar{x} \pm t \sigma \bar{x}$	σ_x	Cv
Température °C	51	2°7	17°05	14°3	8°76 \pm 1°03	3°6	41,4 %
$\delta^{18}O\text{‰}/\text{SMOW}$	10	-8,71	-7,68	-	-8,33 \pm 0,25	0,33	4 %
Conductivité à 20° μs .	26 51	215	435	220	306 315 \pm 15,3	59,9 53,8	19,6 % 17 %
Minéralisation mg/l	26	200	376	176	270	46	17 %
Ca ⁺⁺ mg/l	21	45,2	94,4	49,2	63,4 \pm 5,19	12,6	20 %
Mg ⁺⁺ mg/l	21	2,4	10,2	7,8	5,4 \pm 0,78	1,9	35 %
2 Ca/Mg	21	4,0	11,8		7,3	2,0	27 %
HCO ₃ ⁻ mg/l	26	14,5	197,6	56,1	163,9 \pm 6,3	15,4	9,4 %
SO ₄ ⁻⁻ mg/l	26	6,0	95,2	89,2	38 \pm 11,5	28	74 %
Cl ⁻ mg/l	26	0,9	2,75	1,85	1,67	0,50	30 %

Tableau XVIII.- Le ruisseau de l'Escalette en amont du Goueil di Her

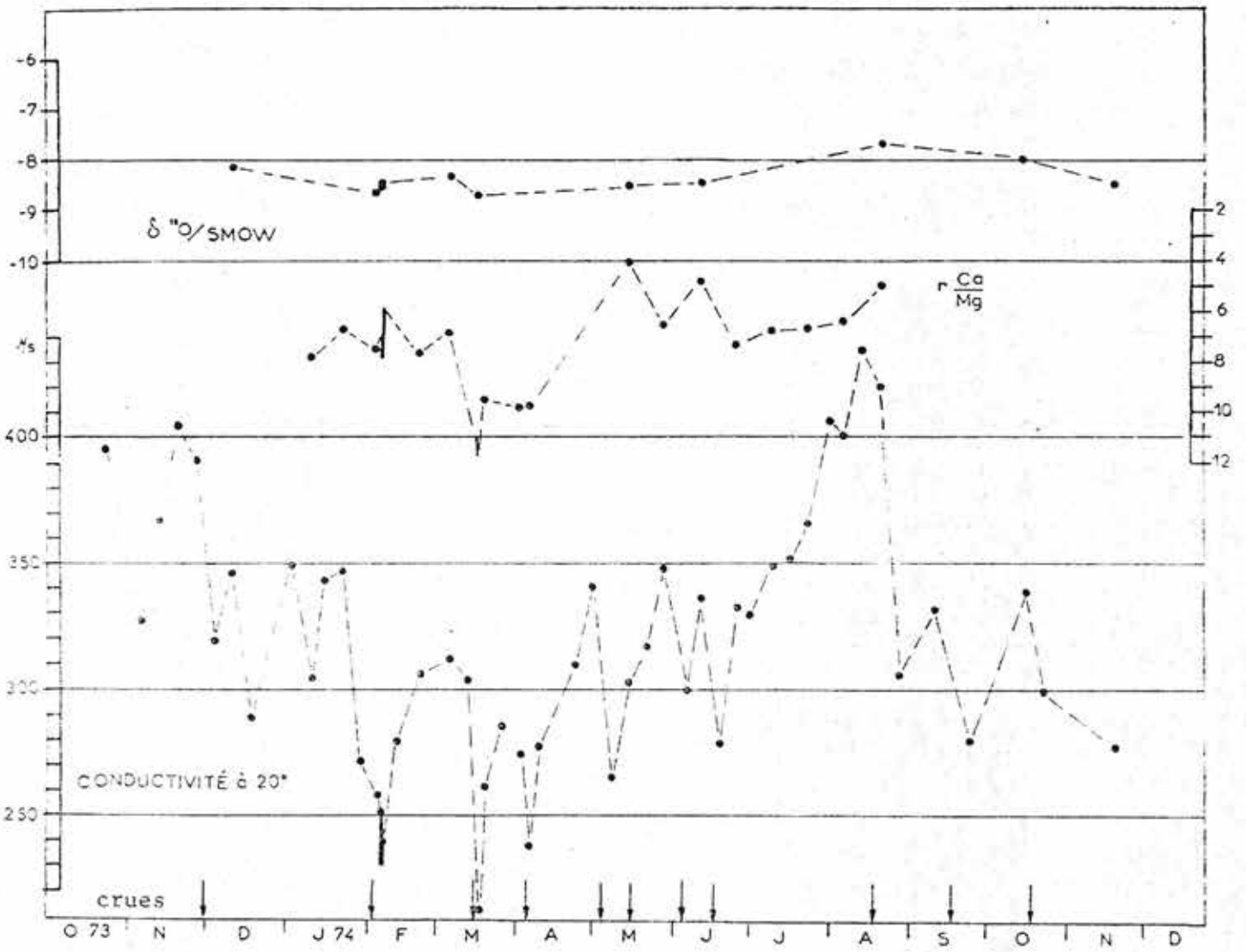


Figure 38

ESCALETTE AMONT.

Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ au cours du cycle (fig.38) paraissent faibles. Remarquons toutefois que le nombre d'échantillons analysés est réduit.

Les variations de température sont ici évidemment très importantes. Les valeurs ponctuelles de la température de l'eau sont sensibles aux variations journalières de la température de l'air, mais il y a un amortissement qui fait s'accorder les variations de la température de l'eau de l'Escalette et les variations des moyennes décadaires de la température sous abri à Maria Rouch.

La conductivité présente également des variations très importantes; les valeurs les plus élevées du rapport Ca/Mg correspondent aux valeurs les plus faibles de la minéralisation (fig.38).

Les sources de l'Escalette, dont l'une (RBa) est un petit exutoire karstique, et l'autre (RBr) est située sur un placage morainique, échantillonnées à trois reprises présentent une minéralisation plus faible que l'eau de l'Escalette en amont du Goueil di Her. Ce sont des eaux bicarbonatées calciques; un des échantillons (RBr1) présente une teneur élevée en sulfates (45,5 mg/l).

Le ruisseau de la Coume Ouarnède, en amont des pertes, constitue un apport d'eau permanent au système du Goueil di Her. Cet apport, parfois important, notamment lors de la fonte des neiges, est très faible en période d'étiage (débit de l'ordre du litre/seconde).

Les quelques valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ sont représentées sur le graphique relatif à la source résurgente des Yeux (fig.36). Figurent également les valeurs de deux échantillons d'eau recueillis à l'intérieur du réseau spéléologique.

."Rivière" du gouffre Raymonde à - 130 m, le 21 avril 1974

conductivité à 20°C = 150 μs

$\delta^{18}\text{O}$ v.s. SMOW = - 10,08 ‰

."Rivière" du Trou Mile à - 60 m, le 28 avril 1974

conductivité à 20°C = 152 μs .

$\delta^{18}\text{O}$ vs SMOW = - 9,80 ‰

Ces deux points sont situés à proximité des pertes du ruisseau de la Coume Ouarnède.

\bar{x}	n	mini	maxi	A	$\bar{x} \pm t\sigma\bar{x}$	σ_x	Cv
Température °C	15	0°1	17°6	17°5	$6^{\circ}88 \pm 1^{\circ}22$	4°8	69,4 %
$^{18}O^{\circ}/\text{‰}$ v.s.SMOW	9	-8,90	-7,28		$-8,36 \pm 0,48$	0,59	7 %
Conductivité à 20° μs	15	91,2	219	138	$186 \pm 23,2$	41,6	22,3 %
Minéralisation mg/l	15	76	213	137	170,5	41,6	24 %
Ca^{++} mg/l	13	16,2	50,4	34,2	$37,6 \pm 5,5$	9,58	25,5 %
Mg^{++} mg/l	13	1,7	5,3	3,6	$3,3 \pm 0,63$	1,16	35 %
$r \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$	13	4,6	11,2		6,6	1,88	28,5 %
HCO_3^- mg/l	15	56,1	153,7	97,6	$124,5 \pm 17,4$	30,3	24,5 %
SO_4^{--} mg/l	15	2,4	10	7,6	$4,1 \pm 1,15$	2,0	48 %
Cl^- mg/l	15				1,0	0,37	37,5 %

Tableau XIX.- Le ruisseau de la Coume Ouarnède en amont des pertes.

La minéralisation de l'eau du ruisseau de la Coume Ouarnède est très faible durant la période de fonte des neiges et le reste après sa pénétration dans les calcaires.

IIIB2 a4) Fontaine de l'Ours

x	n	mini	maxi	A	$\bar{x} \pm t \sigma \bar{x}$	σx	Cv
Température °C	30	4°8	6°7	1,9	5°67 \pm 0°19	0°49	8,8 %
$\delta^{18}O$ ‰/SMOW	17	-9,68	-6,68	3,0	-8,55 \pm 0,45	0,85	9,9 %
Conductivité à 20°C μS	30	193	272	79	241,7 \pm 7,37	19,6	8,1 %
Minéralisation mg/l	28	178	249	71	223,9	18,2	8,1 %
Ca ⁺⁺ mg/l	27	43,2	60,4	17,2	53,9 \pm 1,8	4,60	8,3 %
Mg ⁺⁺ mg/l	27	0,7	2,7	2,0	1,8 \pm 0,2	0,5	30 %
r Ca/Mg	27	12,4	40,0		20,0	6,3	32 %
HCO ₃ ⁻ mg/l	28	120,8	176,3	55,5	159,6 \pm 5,2	13,0	8,1 %
SO ₄ ⁻⁻ mg/l	28	4,5	11,8	7,3	7,0 \pm 0,9	2,2	31,2 %
Cl ⁻ mg/l	28	0,8	3,3	2,5	1,3	0,5	39 %

Tableau XX.- Fontaine de l'Ours.

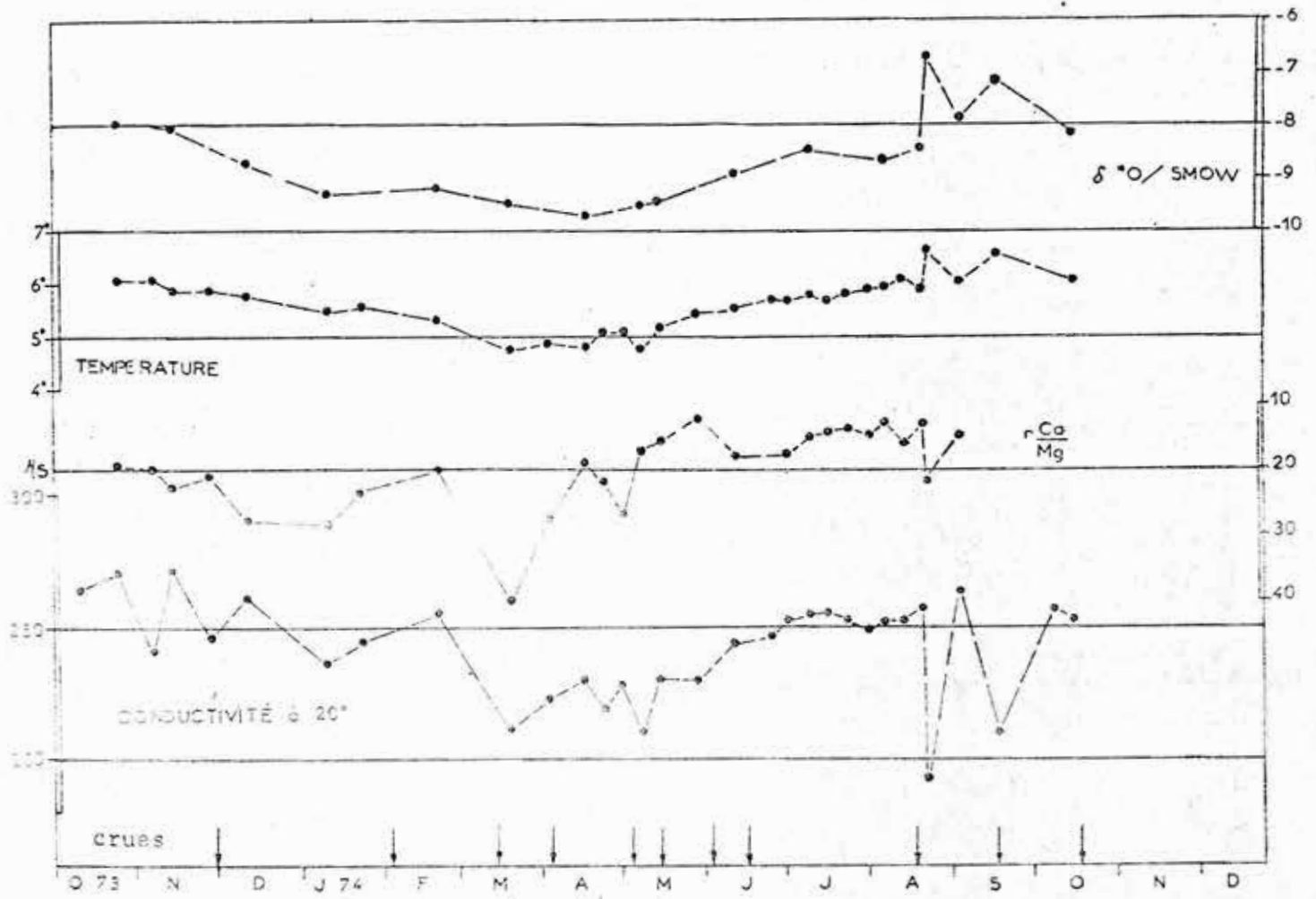


Figure 39

FONTAINE DE L'OURS

Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ et de la température de l'eau apparaissent similaires (fig.39) avec des valeurs basses durant la période de mars à début mai 1974 et un maximum observé le 22 août, en décrue.

La conductivité présente également des variations saisonnières. Elle diminue très sensiblement à l'occasion de la décrue du 22 août, mais on observe à nouveau une valeur élevée le 3 septembre 1974.

Malgré des teneurs en magnésium très faibles, et donc une incertitude sur le rapport Ca/Mg élevée, celui-ci présente des variations grossièrement semblables à celles de la minéralisation.

III B2 a5) Source du Surgeint.

x	n	mini	maxi	A	$\bar{x} \pm t \sigma \bar{x}$	σ_x	Cv
Température °C	26	7°35	7°6	0°25	7°48 \pm 0,01	0°09	1,20 %
$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ vs SMOW	19	-9,72	-7,95	1,77	-9,03 \pm 0,23	0,47	5,2 %
Conductivité $\frac{\mu\text{S}}{\text{cm}}$	26	224	265	41	241,2 \pm 4,0	19,6	4 %
Minéralisation $\frac{\text{mg}}{\text{l}}$	25	210	251	41	223,3	9,1	4,1 %
Ca ⁺⁺ mg/l	23	43,6	52,4	8,8	47,3 \pm 1,2	2,78	5,9 %
Mg ⁺⁺ mg/l	23	2,2	8,3	6,1	6,2 \pm 0,7	1,7	28 %
r Ca/Mg	23	3,3	13,7		5,0	2,42	48,7 %
HCO ₃ ⁻ mg/l	25	153,7	181,8	28,1	163,5 \pm 2,7	6,3	3,9 %
SO ₄ ⁻⁻ mg/l	25	3,0	11,2	8,2	4,5 \pm 0,6	1,4	31 %
Cl ⁻ mg/l	25	0,8	2,4	1,6	1,2	0,3	26 %

Tableau XXI. Source du Surgeint.

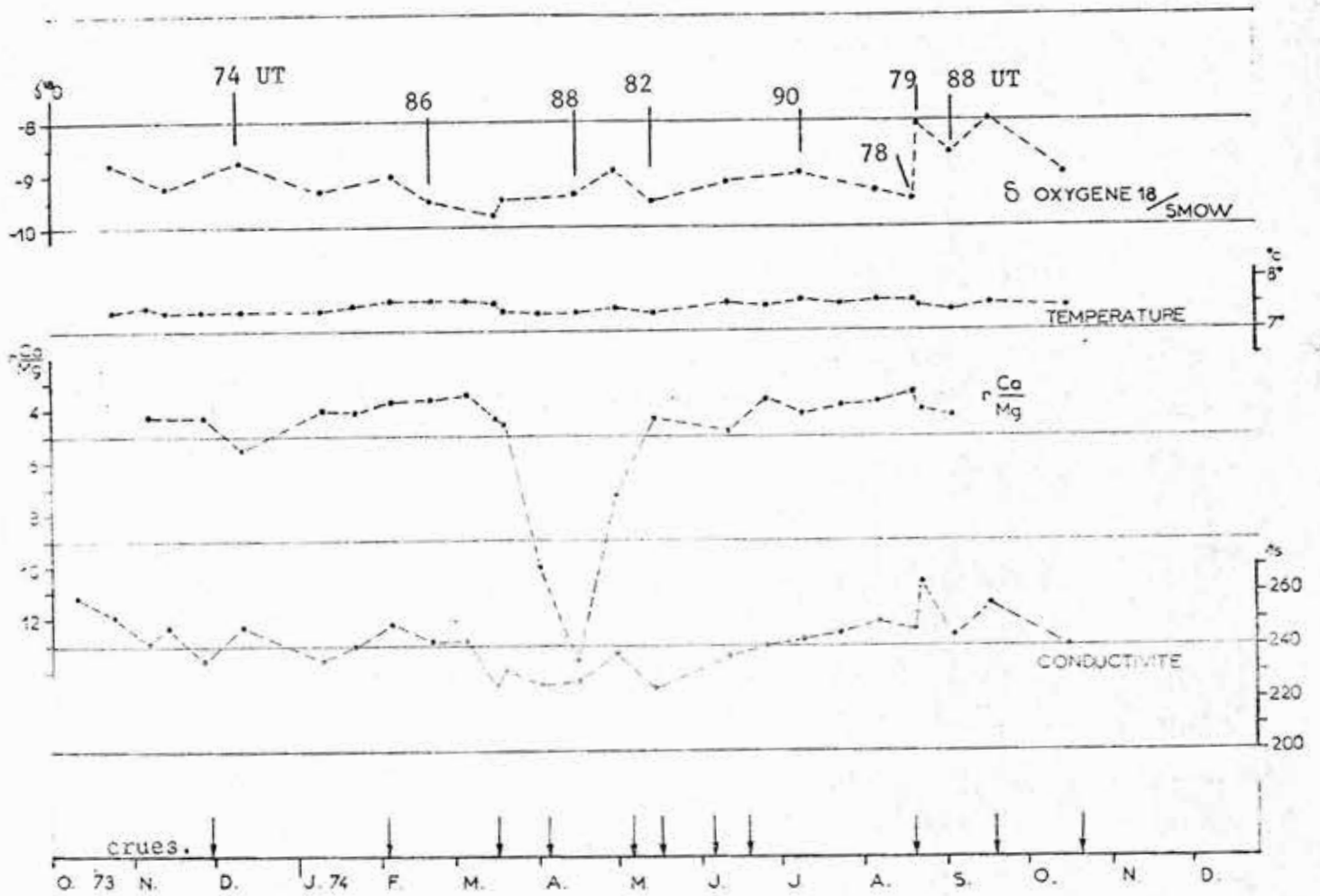


Figure 40.

Source du SURGEINT

Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ paraissent ici relativement réduites (fig.40) ; le minimum (- 9,72) est observé le 16 mars 1974 lors d'une crue très importante. Le débit de la source du Surgeint était à cette occasion très supérieur au débit habituel. Cette valeur du $\delta^{18}\text{O}$ est toutefois peu différente des valeurs précédentes.

Le $\delta^{18}\text{O}$ reste bas jusqu'à la fin de l'étiage (- 9,42 ‰ le 20 août 1974). La valeur observée après l'orage du 21 août est différente (- 8,05 le 22 août 1974) ; cet échantillon a été prélevé alors que la source était en crue, mais on ne peut préciser sa position par rapport à la pointe de crue.

Les teneurs en tritium (annexe 5) de 8 échantillons répartis sur le cycle montrent des différences très faibles.

La température de l'eau est quasiment constante.

Les variations de la conductivité sont également réduites.

Les valeurs les plus faibles, de mars à mai 1974 restent supérieures à 220 μS . Le maximum (265 S) correspond à l'échantillon du 22 août.

Le rapport Ca/Mg reste voisin de 4, à l'exception des échantillons de mars et avril qui présentent des teneurs basses en magnésium.

IIIB 2b) Caractères géochimiques et isotopiques présentation thématique

IIIB2 b1) Compositions chimiques moyennes

Une représentation graphique des teneurs moyennes en ions principaux des eaux des sources karstiques et du ruisseau de l'Escalette (fig.41) montre que ces eaux sont toutes de type bicarbonaté calcique ; leur minéralisation moyenne totale est comprise entre 208 mg/l (h.s. : Fontaine des Sèches) et 270 mg/l (es : ruisseau de l'Escalette).

Ce sont les ions Mg^{++} et SO_4^{--} qui permettent leur distinction géochimique :

. Les teneurs moyennes en Mg^{++} sont voisines, à l'exception de la Fontaine de l'Ours (f.o). La prise en compte de l'intervalle de confiance sur les moyennes arithmétiques montre, en outre, une différence significative au seuil de 5 % entre l'Escalette (es.) et la source de Bernatas (ber.) et entre la Fontaine des Sèches (h.s.) et Bernatas.

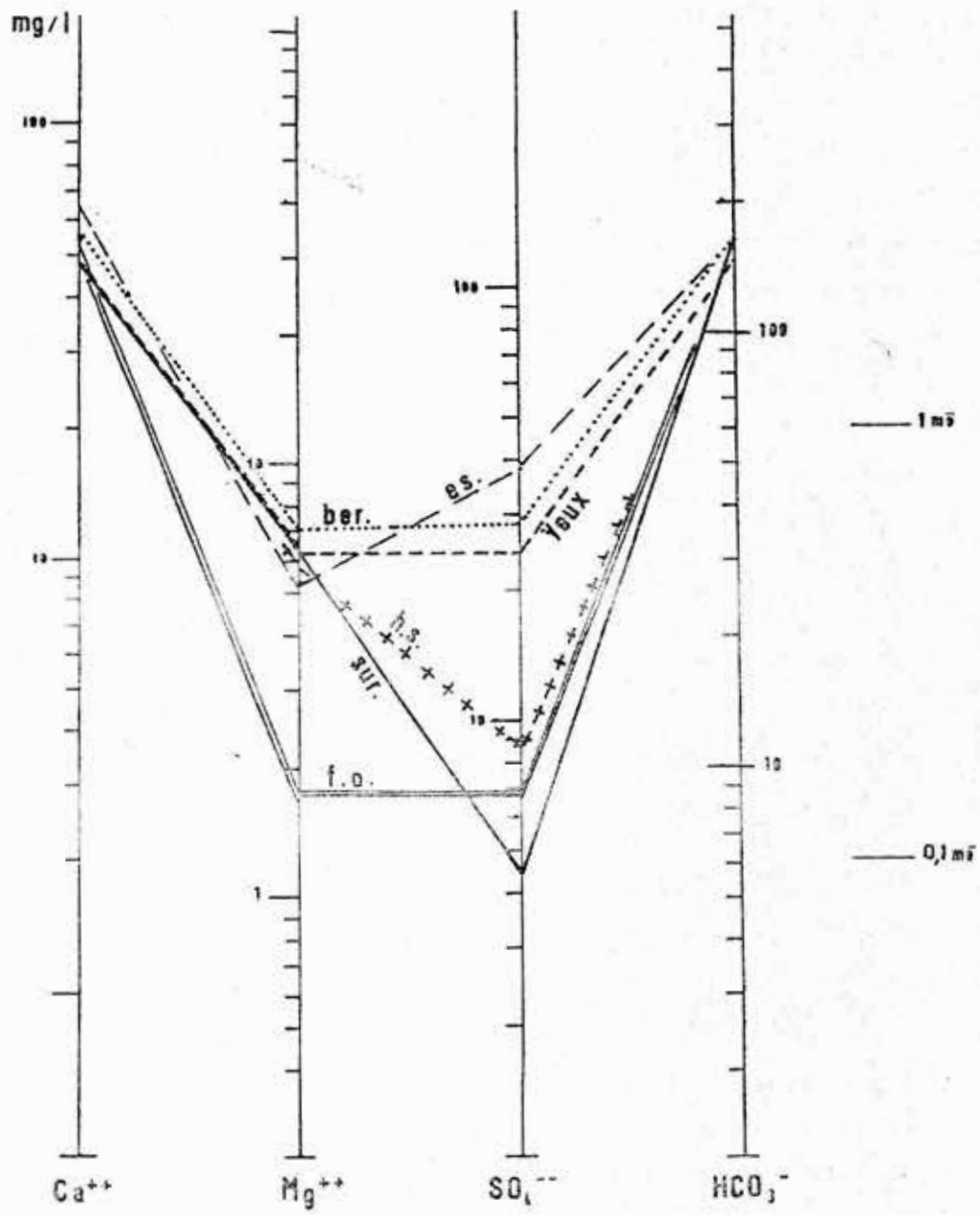
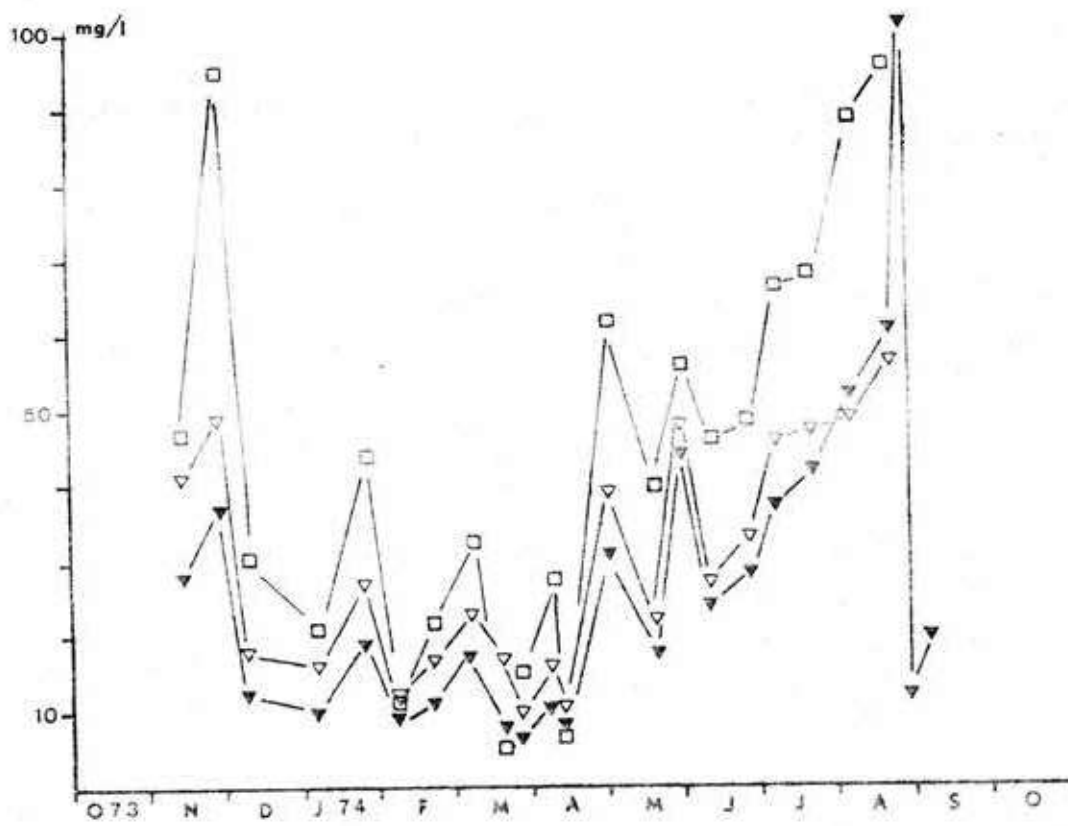


Figure 41-Teneurs en ions principaux.
échelles logarithmiques.



- ▲ -source "Les Yeux".
- ▼ -source "Bernatas".
- -Escalette.

Figure 42 - Variations des teneurs en sulfates.

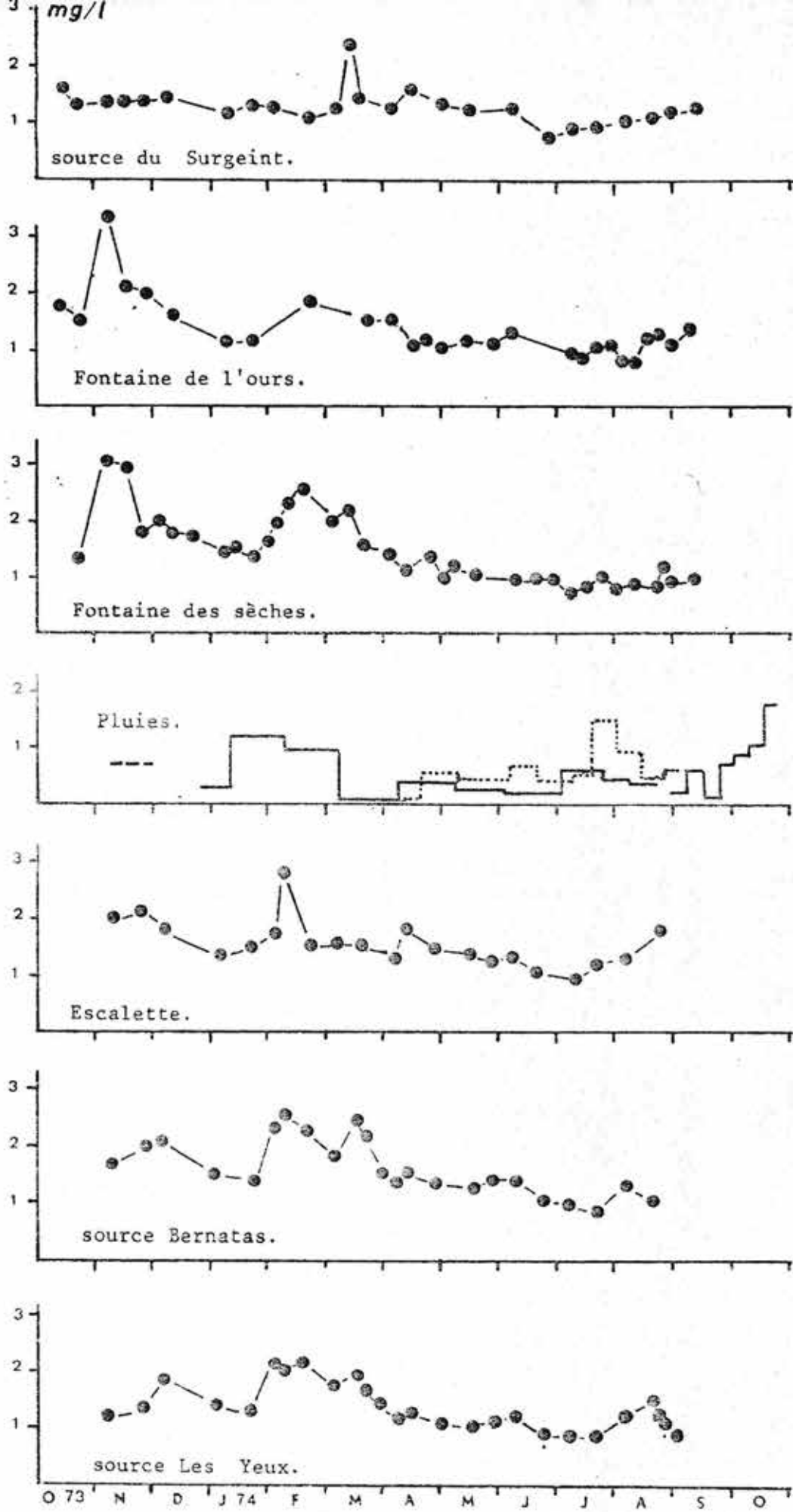


Figure 43 - Variations des teneurs en chlorures.

. Les teneurs moyennes en sulfates se répartissent en deux groupes, avec d'une part les deux sources du Goueil di Her (Yeux et ber.) et le ruisseau de l'Escalette et d'autre part la Fontaine des Sèches (h.s.), la Fontaine de l'Ours (f.O.) et la source du Surgeint (sur.).

- Les moyennes du 1er groupe ne sont pas significativement différentes; mais l'évolution dans le temps des teneurs en SO_4^{--} de ces eaux (fig.42) permet de caractériser les différences.

Les teneurs en SO_4^{--} de "Bernatas" sont toujours légèrement supérieures à celles des "Yeux" à l'exception des échantillons en fin d'étiage (août 74). Les teneurs en SO_4^{--} de l'Escalette sont nettement plus élevées que celles des Yeux et Bernatas, sauf durant les crues de février, mars et avril 1974.

- Dans le 2^d groupe, les moyennes des teneurs en sulfates de Sur . et h.s. présentent une différence significative au seuil de 5 %.

. Les teneurs moyennes en ion Cl^- sont très proches pour l'ensemble des points d'eaux; leur évolution dans le temps présente également des similitudes (fig.43) :

- teneurs toujours plus élevées que celles des pluies,
- teneurs plus élevées pendant la première partie du cycle, de novembre 73 à mars 74 que pendant la deuxième, d'avril à août 1974.

Par contre, la répartition des teneurs élevées n'est pas exactement la même. Ainsi l'augmentation sensible des teneurs, début février apparaît partout sauf au Surgeint, où une valeur élevée apparaît en mars.

On continue à observer des teneurs relativement élevées jusqu'à début avril aux exutoires karstiques de la Fontaine de l'Ours, de la Fontaine des Sèches, des Yeux et de Bernatas alors que le "pic" de février ne se maintient pas durant cette période, à l'Escalette.

IIIB2 b2) Relation minéralisation-conductivité

Cette relation est linéaire dans la gamme des valeurs de minéralisation trouvées.

L'analyse de corrélation (méthode des moindres carrés) entre la minéralisation totale en mg/l et la conductivité à 20°C en microsiemens fournit les résultats suivants :

Fontaine des Sèches	n = 37	r = 0,987	M = 0,90 C + 2,8
Goueil di Her, Yeux	n = 26	r = 0,988	M = 0,81 C + 19,2
Goueil di Her, Bernatas	n = 24	r = 0,968	M = 0,80 C + 24,8
Ruisseau de l'Escalette	n = 25	r = 0,960	M = 0,72 C + 48,8
Ruisseau de la Coume Ouarnède	n = 15	r = 0,996	M = 0,99 C - 14,9
Fontaine de l'Ours	n = 28	r = 0,959	M = 0,89 C + 6,8
Source du Surgeint	n = 25	r = 0,85	M = 0,77 C + 38,7

La conductivité varie en fonction de la quantité, mais aussi de la nature des ions en solutions. La relation entre minéralisation et conductivité dépend alors des caractères géochimiques des eaux. La pente et l'ordonnée à l'origine des droites de regression sont différentes. Afin de savoir si ces différences sont significatives, les corrélations ont été soumises à une analyse de covariance, par la méthode des Y réduits (Lison, 1968)

Analyse de covariance

DL = nombre de degré de liberté.

F = valeur du Test Fischer.

DS = différence significative entre les coefficients de regression au seuil de 5 % ou 1 %.

DNS = différence non significative (probabilité de signification < 95 %)

Populations	DL	F	S
Surgeint - Escalette	47	0,005	DNS
Fontaine des Sèches - Escalette	59	0,96	DNS
Fontaine de l'Ours - Escalette	50	0,001	DNS
Yeux - Escalette	48	2,11	DNS
Bernatas - Escalette	46	0,45	DNS
Surgeint - Bernatas	46	4,69	DS 5 %
Fontaine des Sèches - Bernatas	58	2,08	DNS
Fontaine de l'Ours - Bernatas	51	16,7	DS 1 %
Yeux - Bernatas	47	0,47	DNS
Surgeint - Yeux	48	19,7	DS 1 %
Fontaine des Sèches - Yeux	60	9,4	DS 1 %
Fontaine de l'Ours - Yeux	51	16,7	DS 1 %
Surgeint - Fontaine de l'Ours	50	0,44	DNS
Fontaine des Sèches - Fontaine de l'Ours	62	1,98	DNS
Surgeint - Fontaine des Sèches	59	6,1	DS 5 %

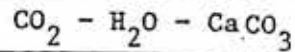
Tableau XXII.- Analyse de covariance des relations Minéralisation - Conductivité.

Des différences significatives paraissent quand l'une des relations concerne les Yeux ou Bernatas, caractérisées par des teneurs parfois élevées en sulfates.

Pour des eaux dont les caractères géochimiques sont différents, (par exemple la Fontaine de l'Ours et l'Escalette), la différence n'est pas toujours significative.

Les différences géochimiques trop faibles pour influencer notablement la relation minéralisation - conductivité, d'une part, la dispersion autour des droites de regression, d'autre part, ne permettent donc pas de différencier, ces, eaux par le type de relation entre la minéralisation et la conductivité, dans tous les cas.

IIIB2 b3) Conditions d'équilibre vis-à-vis du système



Il est possible de connaître les conditions de saturation vis-à-vis de la calcite d'une eau connaissant son pH, sa T° et sa composition chimique.

$$\text{pH}_S = A - B - 2 \log T A C - \log \frac{T_{\text{ca}}}{TAC} + \text{pHc} \quad (\text{H. Roques, 1972}).$$

pH_S = pH à l'équilibre vis-à-vis de la calcite.

Une correction de température est introduite essentiellement par l'intermédiaire du terme A.

Le terme B est fonction de la force ionique de la solution et de la température.

$\frac{T_{\text{ca}}}{TAC}$ traduit la présence ou l'absence des sels homoioniques qui modifient la solubilité limite en calcium.

Enfin, une correction due à la formation de complexes de Mg est effectuée par le terme pHc.

Le pH mesuré au moment du prélèvement permet alors de définir les conditions d'équilibre de la solution vis-à-vis de la calcite.

$$\begin{aligned} \Delta \text{pH} &= \text{pH} - \text{pH}_S \\ \Delta \text{pH} &> 0 && \text{solution sursaturée} \\ \Delta \text{pH} &< 0 && \text{solution sous-saturée} \\ \Delta \text{pH} &= 0 && \text{solution en équilibre} \end{aligned}$$

Plusieurs échantillons de chaque point d'eau ont fait l'objet du calcul. Les résultats figurent dans le tableau XXIII.

On constate que les eaux d'exutoires karstiques sont sursaturées à des degrés divers, les pH les plus élevés étant observés à la Fontaine des Sèches et aux Yeux. Les eaux de la Fontaine de l'Ours et du Surgeint sont moins sursaturées, le Δ pH pouvant être proche de 0.

Les eaux de l'Escalette sont très sursaturées (Δ pH \approx 0,80). On observe d'ailleurs un dépôt de calcite dans le lit de ce ruisseau.

L'eau du ruisseau de la Coume Ouarnède présente une sous-saturation importante en mai 1974, en même temps qu'une minéralisation très faible et un débit important (supérieur à 100 l/s).

Date	Yeux	Ber.	Es.	F ^{ne} Ours	Sur.	F ^{ne} Sèches	Coume Ouarnède
13-11-73	5,41 +0,65	6,60 +0,36	6,93 +0,85	4,76 +0,15	4,41 +0,13	4,81 +0,63	3,53 +0,55
11-12-73	4,36 +0,49	4,98 +0,46	6,31 +0,81	4,40 +0,06	4,27 +0,01	3,94 +0,36	3,41 +0,41
10-01-74	4,08 +0,28	4,59 +0,45	5,67 +0,81	4,36 0,0	4,19 +0,09	3,86 +0,43	2,29 -0,01
05-03-74	4,85 +0,55	5,43 +0,49	5,79 +0,84	-	4,40 +0,31	4,23 +0,51	-
02-04-74	3,40 +0,13	3,87 +0,21	5,18 +0,67	3,94 -0,01	4,06 +0,35	3,40 +0,36	2,03 -0,09
30-04-74	4,72 +0,39	5,03 +0,26	6,18 +0,83	3,90 +0,15	4,20 +0,26	3,77 +0,36	-
14-05-74	3,80 +0,26	3,95 +0,17	5,39 +0,76	4,07 +0,11	4,05 +0,13	3,30 +0,34	1,45 -0,43

Tableau XXIII.- Conditions d'équilibre vis-à-vis de la calcite.

force ionique $\times 10^{-3}$

Δ pH (\pm 0,05)

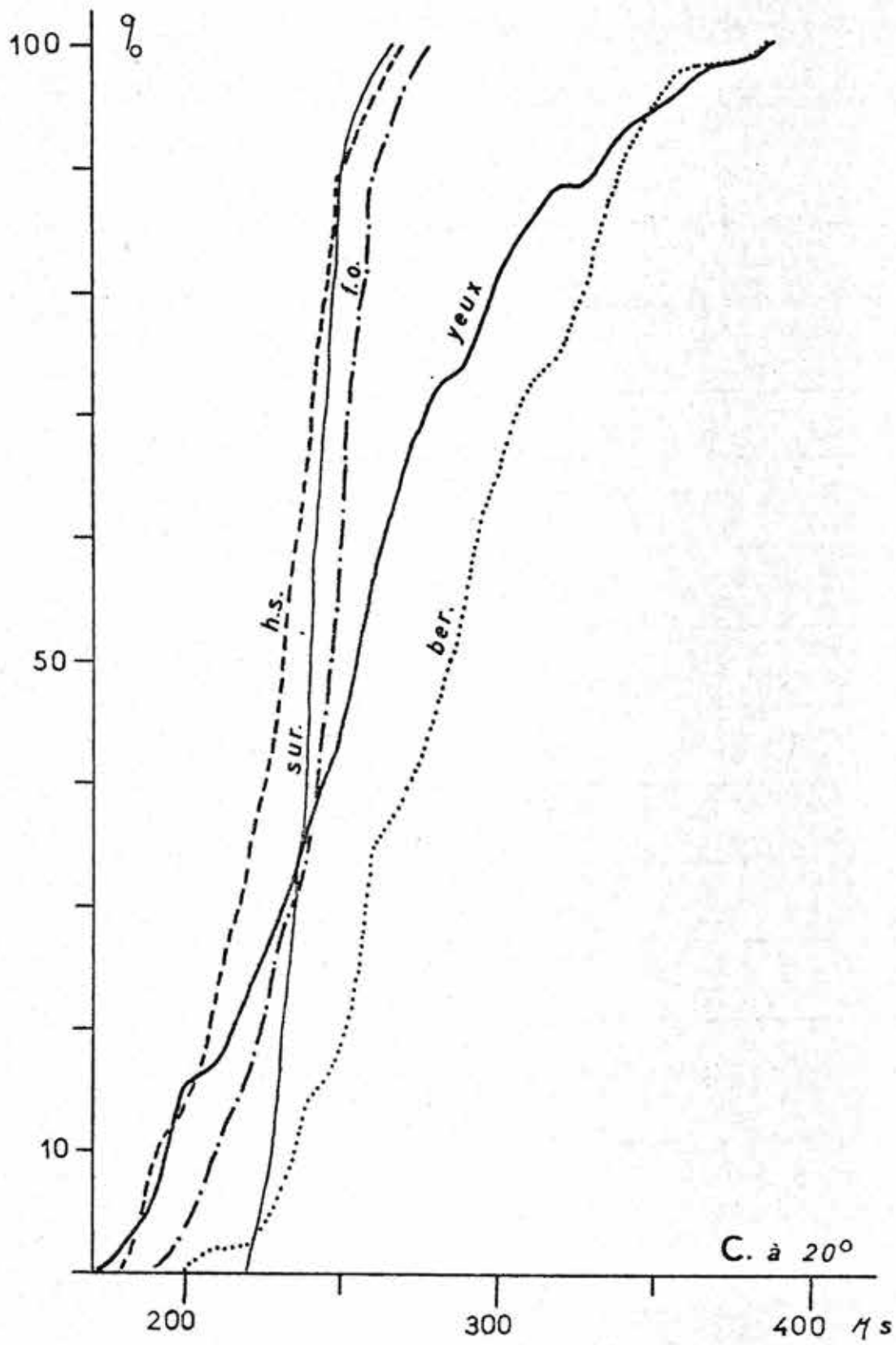


Figure 44 - Courbes de fréquences cumulées des valeurs de conductivité.

IIIB2 b4) Variabilité de la conductivité et de la température

Les distributions des valeurs de conductivité relevées aux exutoires karstiques principaux d'octobre 1973 à octobre 1974 sont représentées par les courbes de fréquences cumulées (fig.44).

. Les Yeux et Bernatas présentent une grande dispersion avec un étalement plus important vers les valeurs basses aux Yeux. Les valeurs de conductivité à ces deux sources montrent plusieurs modes. On ne peut leur appliquer une loi de distribution simple.

. Les valeurs de conductivité à la Fontaine de Sèches, à la Fontaine de l'Ours et au Surgeint ont une distribution unimodale dissymétrique. La dispersion la plus faible est observée au Surgeint. Les valeurs inférieures au mode présentent un étalement important à la Fontaine des Sèches et à la Fontaine de l'Ours.

Valeurs de conductivité à 20°C en μS				
	n	médiane	mode	moyenne
Surgeint	26	240	245	241
Fontaine de l'Ours	31	245	255	241
Fontaine des Sèches	41	232	240	227
Yeux	53	255		257
Bernatas	50	286		287

- Les distributions des valeurs de température (fig.45) sont différentes suivant les sources.

La distribution de la température à la source du Surgeint se distingue par sa concentration.

Les distributions de la température à la Fontaine de l'Ours, à la Fontaine des Sèches et aux Yeux ont une amplitude semblable. La source de Bernatas présente un étalement important des valeurs élevées.

Les répartitions des valeurs sont plurimodales, à l'exception de la source des Yeux qui montre une distribution sensiblement gaussienne.

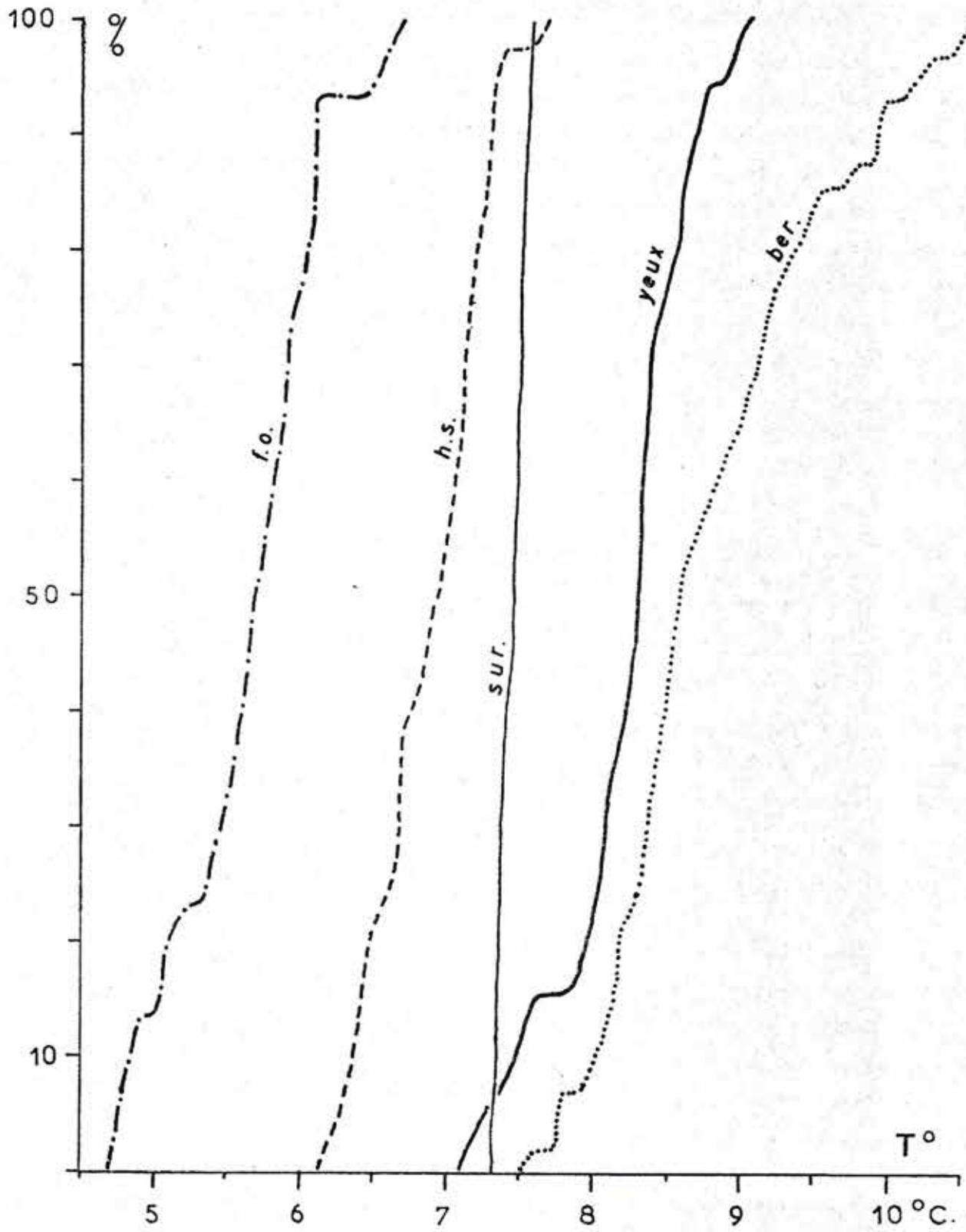


Figure 45 - Courbes de fréquences cumulées des valeurs de température.

Valeurs de la température de l'eau en °C.					
	n	médiane	moyenne	altitude exutoire	altitude moyenne de la zone d'alimentat.
Surgeint	26	7°40	7°48	820 m	1260 m
Fontaine de l'Ours	30	5°65	5°67	1200 m	1340 m
Fontaine des Sèches	41	6°90	6°91	740 m	1200 m environ
Yeux	53	8°25	8°27	465 m	1100 m
Bernatas	50	8°60	8°90	435 m	1100 m

Rappelons que la température moyenne de l'air, sous abri à 900 m est de 8°7 en 1974, et qu'elle peut être estimée à 9°7 à 500 m.

IIIB2 b5) Caractères isotopiques

. Les valeurs de fréquences cumulées des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ (fig.46) concernent l'ensemble des données obtenues d'octobre 73 à novembre 74 aux exutoires karstiques.

L'amplitude de variation permet de distinguer 3 groupes :

- 1) Source du Surgeint et source Bernatas
- 2) Fontaine de l'Ours - source les Yeux
- 3) Fontaine des Sèches

Les distributions sont plurimodales. Seule, la source des Yeux montre une valeur particulièrement fréquente (6 échantillons sur 25 ont un δ compris entre - 8,6 et - 8,8‰).

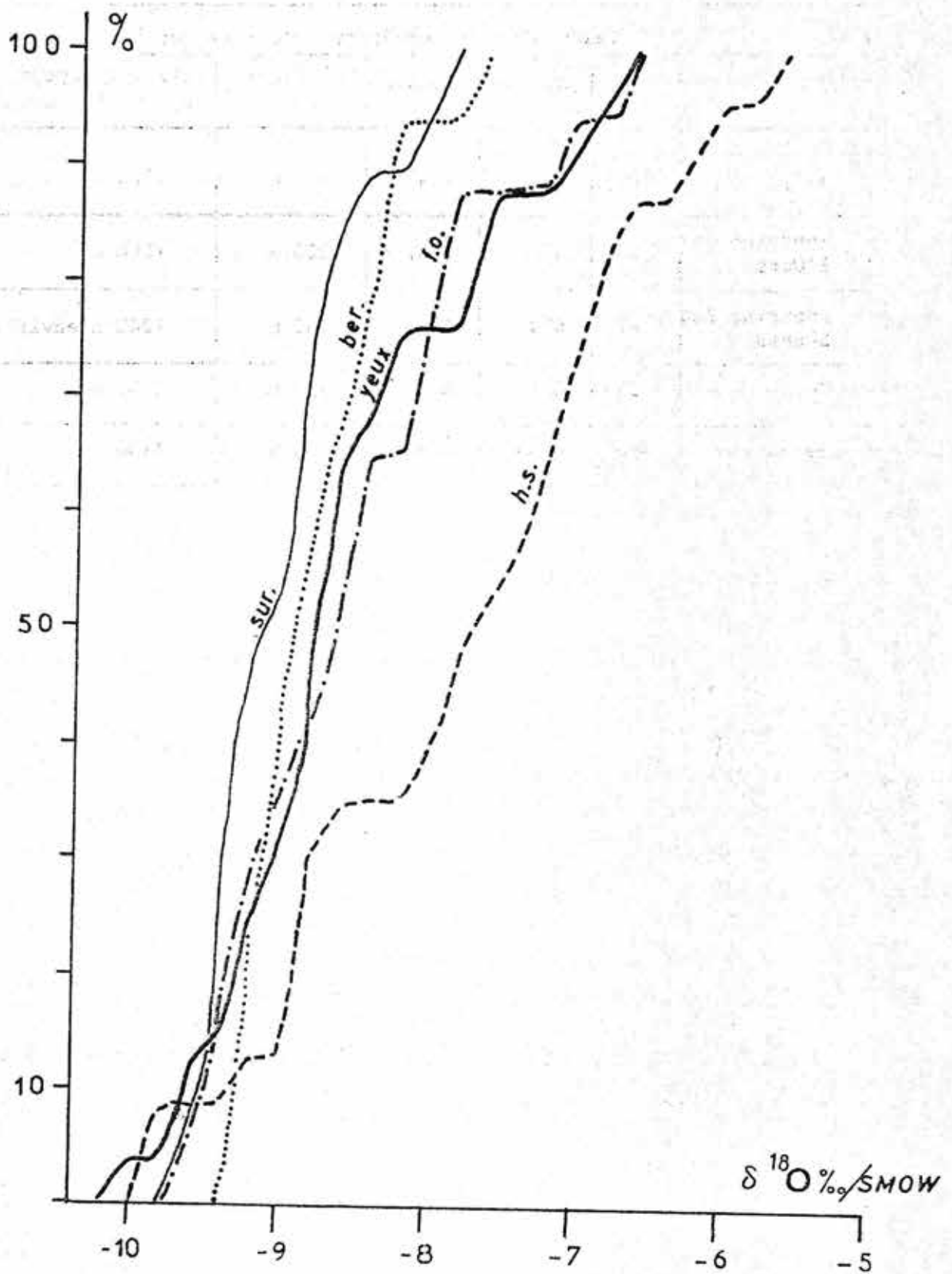


Figure 46 - Courbes de fréquences cumulées des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ v.s. SMOW.

Valeurs du $^{18}\text{O}/\text{‰}$ vs SMOW (échantillons oct.73 à Nov.74)			
	n	médiane	moyenne
Surgeint	19	- 9,10	- 9,03
Fontaine de l'Ours	17	- 8,70	- 8,55
Fontaine des Sèches	23	- 7,70	- 7,85
Yeux	25	- 8,70	- 8,59
Bernatas	18	- 8,90	- 8,81

- Afin de savoir si les différences observées entre les sources sont significatives, nous avons recherché la probabilité de séparation des populations de données.

Le nombre d'échantillons étant réduit, nous avons utilisé le test de Smirnov - Kolmogorov.

Ce test tient compte uniquement de l'écart vertical entre les courbes de fréquences cumulées, et des effectifs des populations :

Populations	Probabilité de séparation
Yeux - Bernatas	< 0,50
Yeux - Fontaine des Sèches	0,96
Bernatas - Fontaine des Sèches	0,998
Surgeint - Bernatas	< 0,50
Surgeint - Yeux	0,84
Surgeint - Fontaine des Sèches	0,997
Fontaine de l'Ours - Bernatas	< 0,50
Fontaine de l'Ours - Yeux	< 0,50
Fontaine de l'Ours - Fontaine des Sèches	0,91
Fontaine de l'Ours - Surgeint	0,71

- Les moyennes arithmétiques du $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons prélevés pendant le cycle 74 (du 29 nov.73 au 20 août 74) sont :

	n	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW	altitude exutoire	altitude moyen ne de la zone d'alimentation
Surgeint	13	- 9,24	820 m	1260 m
Fontaine de l'Ours	13	- 8,83	1200 m	1340 m
Fontaine des Sèches	14	- 8,56	740 m	1200 m environ
Les Yeux	15	- 8,96	465 m	1100 m
Bernatas	15	- 8,77	435 m	1100 m

Durant la même période, le δ moyen des précipitations pondéré par les hauteurs d'eau, à Maria Rouch (900 m) est de - 8,91 ‰ .

- Certains échantillons d'eau ont fait l'objet d'analyses des teneurs en deutérium. Leur choix a été déterminé en raison soit de leur teneur élevée en ^{18}O , soit de leur teneur relativement forte en chlorures, soit des deux.

Ces deux "indices" peuvent en effet résulter de l'évaporation.

- fractionnement isotopique pour l' ^{18}O .

- concentration des chlorures contenus dans l'eau de pluie pour Cl^- .

Les résultats sont portés sur le graphique $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ (fig.34).

Compte-tenu de l'incertitude de mesure ($\pm 0,2$ ‰ pour l' ^{18}O , ± 4 ‰ pour le deutérium) toutes les eaux analysées appartiennent à la relation $^{18}\text{O} - ^2\text{H}$ des eaux météoriques. Cependant, les points situés à la limite du domaine de validité représentent des eaux à fortes teneurs en chlorures.

Fontaine des Sèches

h.s. 5 2,95 mg/l de Cl^- . $\delta^{18}\text{O} = - 6,81$

h.s. 16 2,50 mg/l de Cl^- . $\delta^{18}\text{O} = - 8,91$

Escalette

e.s. 34 b 1,75 mg/l de Cl^- . $\delta^{18}\text{O} = - 7,68$

IIIC - DISCUSSION - INTERPRETATION

IIIC1.- CARACTERES PHYSICOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES

IIIC1 a) Caractères géochimiques

La comparaison des teneurs moyennes en ions principaux des différents points d'eaux (fig.41) ne peut fournir qu'une indication générale. En effet, elle suppose que les moyennes soient également représentatives des caractères géochimiques des sources. Les échantillons sont synchrones pour les six points d'eaux considérés. On ne peut cependant affirmer qu'ils soient pris dans les mêmes conditions (débit, situation par rapport à une crue etc...). Par ailleurs, les valeurs de minéralisation (ou de conductivité) ne répondent pas aux mêmes lois de distribution (§ III B2 b). Il convient alors de considérer l'ensemble des valeurs et non seulement les moyennes.

- Les minéralisations moyennes les plus élevées, observées aux deux sources du Goueil di Her et au ruisseau de l'Escalette correspondent à des teneurs moyennes élevées en sulfates. Ceux-ci pourraient provenir, en ce qui concerne l'Escalette, de terrains triasiques. Les teneurs élevées aux sources du Goueil di Her (fig.42) s'expliqueraient alors par l'apport des pertes de l'Escalette au système du Goueil di Her, plus important à Bernatas qu'aux Yeux.

Plusieurs données contredisent cette hypothèse :

. L'apport, en débit, des pertes de l'Escalette (quelques litres/s) est négligeable, par rapport à l'alimentation des exutoires karstiques.

Ceci est vérifié par les valeurs du $\delta^{18}O$ en étiage, le 20 août 1974, alors que l'eau de l'Escalette se perd entièrement en amont de la source Bernatas :

Les Yeux = - 8,8 ‰ v.s. SMOW

Bernatas = - 8,5 ‰ v.s. SMOW

Escalette = - 7,7 ‰ v.s. SMOW

C'est également confirmé par des teneurs en magnésium presque toujours supérieures à Bernatas qu'aux Yeux, alors qu'elles sont systématiquement plus faibles à l'Escalette.

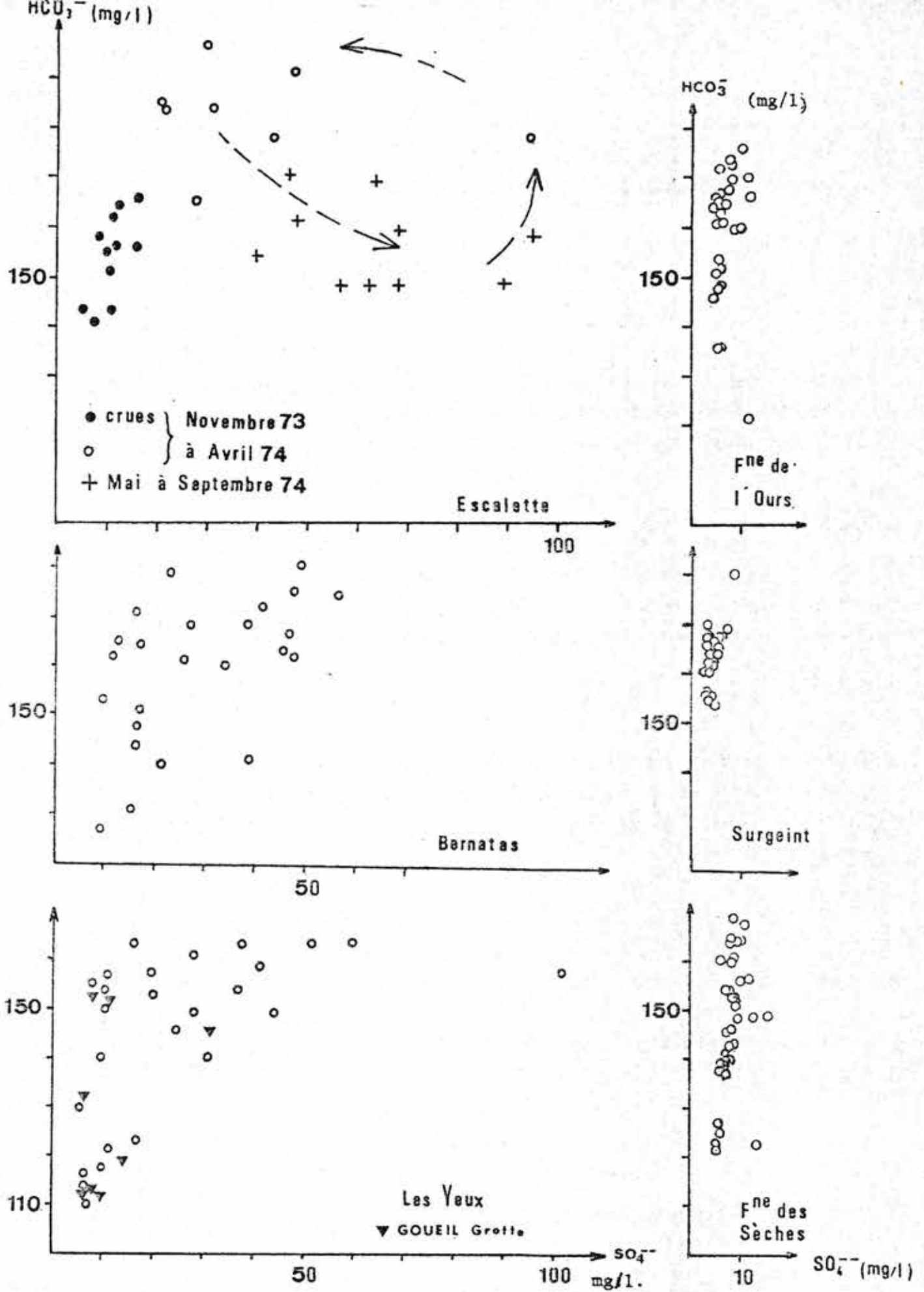


Figure 47 - Diagrammes HCO_3^- - SO_4^{--} .

. Certaines observations indiquent que les sulfates ne proviennent pas de terrains gypsifères triasiques :

.. des dépôts de gypse (analyse aux R.X., transmise par M. Bakalawickz) ont été trouvés sur les parois du réseau spéléologique de Pène-Blanche, bien que le Trias soit totalement absent du bassin d'alimentation.

.. D'autres points d'eaux possèdent des teneurs élevées en sulfates, notamment le ruisseau de Planque (HSA) (teneurs entre 20 et 60 mg/l) en aval de sa source, la Fontaine des Sèches (teneur maximale 15 mg/l). Entre ces deux points de prélèvement, l'eau circule sur les terrains Jurassiques dans les éboulis dolomitiques.

.. Les teneurs en strontium ont été déterminées pour une dizaine d'échantillons de chaque point d'eau. Il n'y a pas de strontium décelable au sources du Surgeint, de la Fontaine de l'Ours et de la Fontaine des Sèches. Les teneurs de l'eau du ruisseau de l'Escalette, du ruisseau de Planque, et des sources des Yeux et de Bernatas sont très faibles, comprises entre 0,1 et 0,3 mg/l. J. Carré (1975) a montré dans le bassin de Paris que les teneurs en strontium d'eaux ayant circulé au contact de terrains évaporitiques sont beaucoup plus élevées, de l'ordre de 10 mg/l.

Il semble donc beaucoup plus probable que les sulfates proviennent de l'oxydation des pyrites présentes dans la série Jurassico-Crétacé ; le sulfate ferrique, produit de l'oxydation, est hydrolysé en hydroxyde ferrique, qui précipite et acide sulfurique neutralisé au dépens des carbonates (roche).

L'abondance de sulfates dans l'eau dépend alors :

- de la répartition de la pyrite dans les terrains
- des conditions physicochimiques : température et potentiel d'oxydo-réduction.
- des conditions hydrodynamiques : surface et temps de contact entre l'eau et les terrains.

La circulation de l'eau dans les éboulis dolomitiques paraît être particulièrement favorable.

Les teneurs les plus élevées aux Yeux et à Bernatas sont un indice du temps de séjour plus important de l'eau dans l'aquifère.

- Les relations entre SO_4^{--} et HCO_3^- (fig.47) dans les eaux apportent des informations complémentaires.

Les eaux à faible teneur en sulfates, aux Yeux et à Bernatas sont également peu chargées en bicarbonates et correspondent à des échantillons prélevés après une crue importante.

Quand les teneurs en SO_4^{--} augmentent, les teneurs en HCO_3^- ne dépassent pas un maximum, plus élevé à Bernatas qu'aux Yeux. On peut penser qu'il s'agit là d'une possibilité maximale de dissolution des carbonates, différente à Bernatas et aux Yeux. Celle-ci ne serait pas atteinte dans le cas de circulation rapide des eaux, à ces deux sources (faible teneur en HCO_3^- et SO_4^{--} , échantillons prélevés après les pointes des crues importantes).

L'eau de l'Escalette, à l'exception des échantillons de crue, présente une évolution cyclique des teneurs en HCO_3^- et SO_4^{--} . Les teneurs les plus élevées en SO_4^{--} correspondent au débit le plus faible, lors de l'étiage, et donc à une circulation plus lente des eaux. Les teneurs les plus élevées en HCO_3^- correspondent aux températures de l'eau les plus basses. La croissance des teneurs en SO_4^{--} , de mars à septembre 74 s'accompagne d'une décroissance des teneurs en HCO_3^- , attribuée à l'augmentation de la température (de 5° à 16°C) qui diminue la solubilité limite des carbonates.

- Les teneurs maximales en HCO_3^- observées aux Yeux et à Bernatas ne peuvent être rapportées à une pression partielle de CO_2 données en contact avec l'eau, dans le massif. Les conditions vis-à-vis de la saturation (ΔpH , tableau XXIII) concernent en effet le pH mesuré à l'instant du prélèvement, à l'exutoire.

Par ailleurs, A. Aminot (1975) a montré qu'une solution sous-saturée vis-à-vis de la pression partielle de CO_2 en contact avec elle pouvait apparaître sursaturée, compte tenu des vitesses de stabilisation du pH, de mise en solution ou du départ du CO_2 , d'évolution de la minéralisation. (Plusieurs jours peuvent passer avant qu'une précipitation ne s'amorce dans le cas d'une sursaturation).

Aussi, nous limiterons-nous aux constatations suivantes :

. Les ΔpH de quelques échantillons sont très élevés à la Fontaine des Sèches, et aux Yeux. Les eaux les plus minéralisées présentent les ΔpH les plus forts, notamment les échantillons du 13 novembre 1973 et du 5 mars 74, en conditions d'étiage.

Ces eaux ont donc été soumises à une diminution notable de la pression partielle de CO_2 , avant leur sortie à l'exutoire.

Ces données sont compatibles avec la présence d'un drain à faible $p\text{ CO}_2$, alimenté par une ou plusieurs réserves à $p\text{ CO}_2$ plus élevée, lors de l'étiage, ce que confirment les observations de terrain = la Fontaine des Sâches est une grotte, et la source des Yeux est située en contrebas de la grotte du Goueil di Her.

. Les ΔpH à la Source de Bernatas, aux mêmes dates, sont inférieurs à ceux des yeux, pour une minéralisation plus forte. Il semble qu'il y ait une tendance à une remise en équilibre de l'eau avec une $p\text{ CO}_2$ plus élevée, entre les Yeux et Bernatas.

. La Fontaine de l'Ours et le Surgeint présentent des caractères similaires : ΔpH faible ou proche de 0 (équilibre vis-à-vis de la calcite). Les variations de $p\text{ CO}_2$ en contact avec l'eau y semblent d'importance plus réduite que pour les sources précédentes.

. L'eau de l'Escalette présente un ΔpH très élevé, probablement dû au contraste entre la $p\text{ CO}_2$ atmosphérique et la $p\text{ CO}_2$ dans les sous-écoulements des éboulis.

Teneurs en chlorures

Les eaux de sources ou d'écoulement de surface présentent des teneurs toujours plus élevées que celles des eaux de pluie. Considérant que les chlorures ne proviennent que de l'eau de pluie, en l'absence de pollutions domestiques, H.Schoeller (1962) attribue cette différence à une concentration des chlorures à proximité de la surface du sol, en raison de l'évapotranspiration. Pour M.Bakalowckz et al.(1974), les eaux les plus riches en Cl^- qui sortent à l'exutoire auraient en conséquence séjourné longtemps à proximité de la surface.

Dans l'hypothèse où les chlorures proviennent exclusivement des précipitations, on devrait avoir :

$$VP \times \overline{\text{Cl}}_p = V_T \times \overline{\text{Cl}}_E$$

avec VP = volume d'eau précipité durant un cycle,

V_T = volume d'eau transitant à l'exutoire,

$\overline{\text{Cl}}_p$ et $\overline{\text{Cl}}_E$ = teneurs moyennes en chlorures respectivement dans les pluies et à l'exutoire.

Pour le système du Goueil di Her et de la Fontaine des Sèches, la lame d'eau précipitée durant le cycle 74 a été estimée à 1643 mm, soit $VP = 9924 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \overline{Cl}_p$ peut être estimé à partir de la teneur moyenne en chlorures pondérée par les hauteurs de pluie à la station de Maria Rouch = 0,53 mg/l

V_T a été estimée à $7218 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ pour les exutoires du Goueil di Her et de la Fontaine des Sèches, avec une ETR de 448 mm durant le cycle.

On calcule ainsi $\overline{Cl}_E = 0,73 \text{ mg/l}$, valeur qui n'est pas en accord avec celles observées, presque toujours supérieures à 1 mg/l.

Si \overline{Cl}_E est fixé, on peut calculer V_T et le volume évapotranspiré $V_p - V_T$. Les teneurs moyennes en Cl^- de la Fontaine des Sèches, des Yeux et de Bernatas sont de 1,4 mg/l, 1,45 mg/l, 1,7 mg/l. A partir de teneurs moyennes limites pour l'ensemble de ces exutoires de 1,3 et 1,8 mg/l, on aboutit à une ETR comprise entre 970 et 1160 mm pour le cycle 74, ce qui paraît très peu vraisemblable.

Les données concernant d'autres stations pluviométriques montrent que les teneurs en chlorures ne varient pas dans des proportions élevées.

Il faut donc admettre que les chlorures présents dans les eaux des exutoires ne proviennent pas exclusivement des précipitations. Citons, parmi les origines possibles de l'excédent =

- .. Les chlorures adsorbés dans les argiles.
- .. L'adsorption de chlore gazeux atmosphérique par la neige (M.Briat, 1974).
- .. La précipitation d'aérosols d'origine marine ou humaine.

Par ailleurs d'autres phénomènes que l'évapotranspiration peuvent modifier les teneurs en chlorures d'eaux atteignant la surface du sol. Par exemple, les espèces halophytes, abondantes dans les massifs pyrénéens, accumulent le chlorure de sodium qui leur est nécessaire (P.Duvigneaud et al. 1973). Celui-ci risque d'être présent dans les complexes organiques du sol et être lessivé par l'eau des précipitations.

Ainsi, on ne peut donc identifier obligatoirement l'effet de l'ETR par la présence de teneurs relativement élevées en chlorures dans les eaux des exutoires..

Teneurs en Ca^{2+} et Mg^{2+}

Plus que les teneurs elles-mêmes, le rapport molaire Ca/Mg présente un intérêt, dans la mesure où il permet des comparaisons entre les eaux et les terrains qu'elles traversent.

La prise en compte des valeurs moyennes et extrêmes du rapport Ca/Mg et des valeurs de quelques échantillons isolés fournit une première classification.

- <u>Dolomies Jurassiques</u> (cf. Annexe 6)	$r \frac{Ca}{Mg}$	proche de 1
- <u>marnes Bédouliennes</u>	$r \frac{Ca}{Mg}$	≈ 2
- Eau issue de fissure de la brèche kimméridgienne (h.s.fiss).....	$r \frac{Ca}{Mg}$	≈ 2
- Eaux de sources superficielles dans les dolomies (SP, FPP) et d'écoulement de surface dans les éboulis (HSA, HSG, HSB).....	$1,9 < r \frac{Ca}{Mg}$	< 3
- exutoires karstiques situés dans les dolomies non métamorphiques (h.s., Bar, Yeux) ou métamorphiques (Sur.).....	$4,7 < r \frac{Ca}{Mg}$	moy. $< 5,2$
	$3 < r \frac{Ca}{Mg}$	mini. < 4
- écoulement de surface sur des terrains carbonatés variés.....	$r \frac{Ca}{Mg}$	moyen = 7,3
	$r \frac{Ca}{Mg}$	mini. = 4
- exutoire karstique situé au contact - calcaire Aptien - marnes bédouliennes (Fontaine de l'ours).....	$r \frac{Ca}{Mg}$	moy. = 20
- <u>Calcaires métamorphiques</u> <u>Jurassique supérieur</u>	$15 < r \frac{Ca}{Mg}$	< 20
- <u>Calcaire non métamorphique</u> <u>Aptien</u>	$30 < r \frac{Ca}{Mg}$	< 55

- * - Coueil di her-grotte.
- - source "Les Yeux"
- - source "Bernatad"

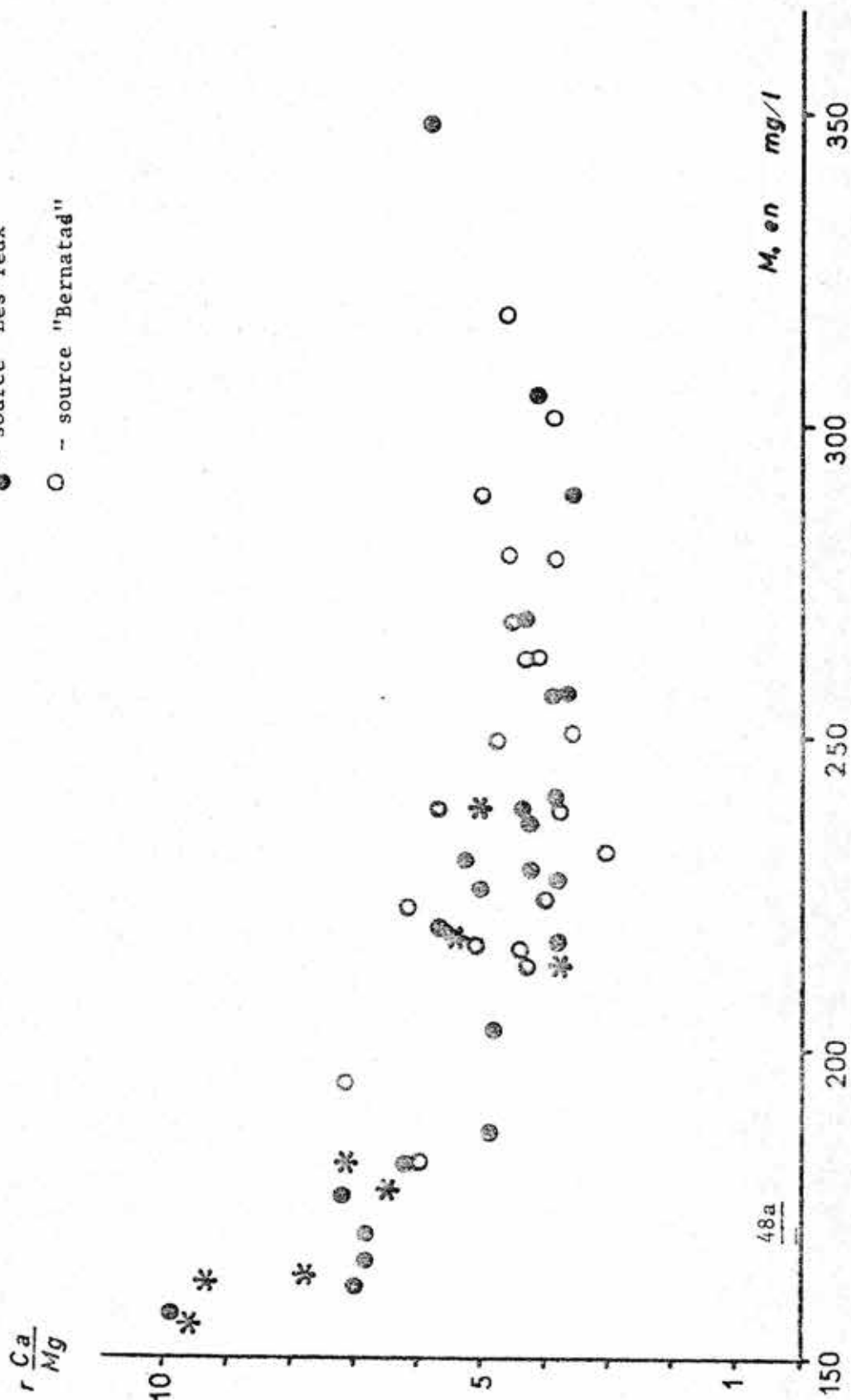
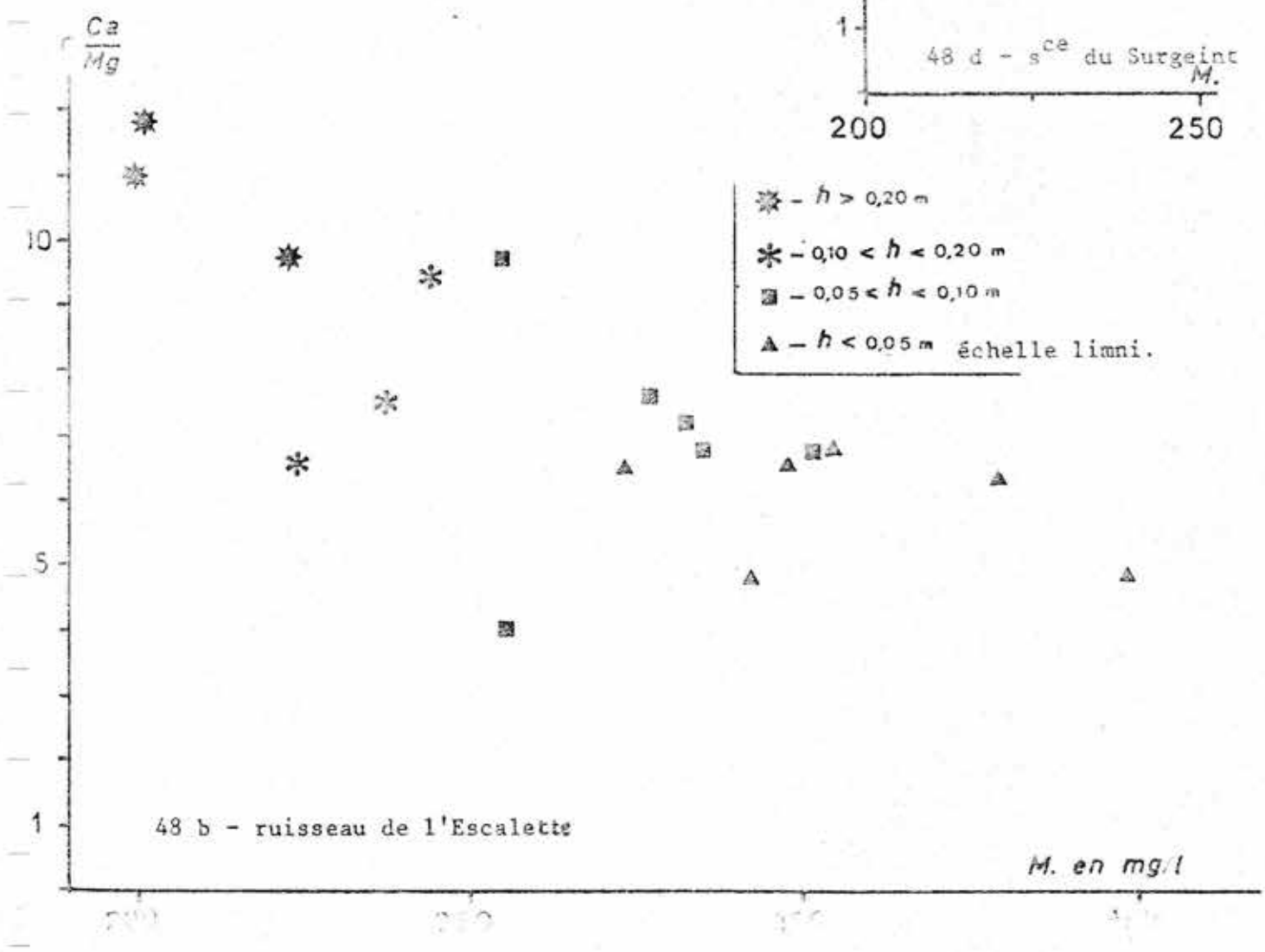
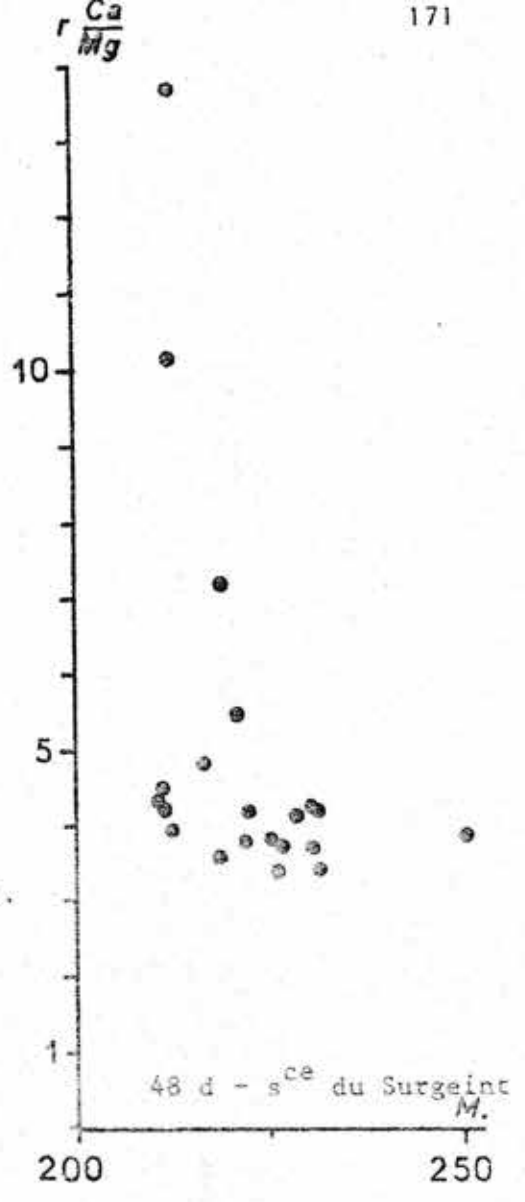
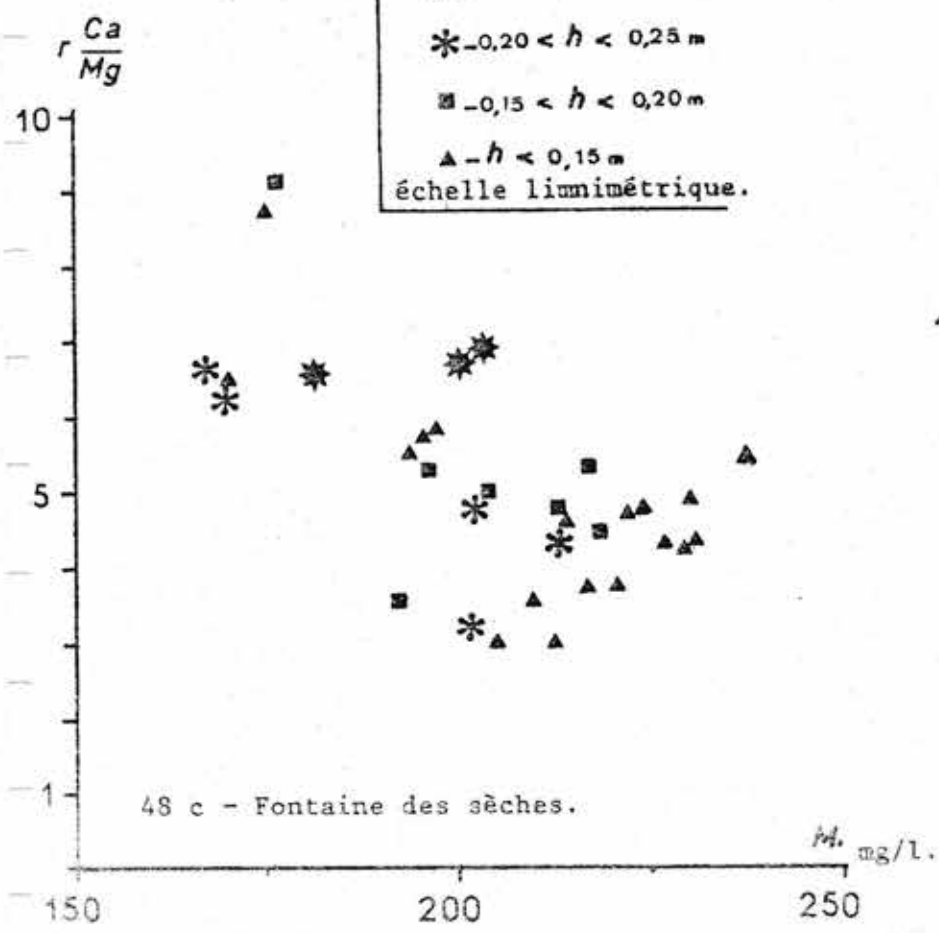


Figure 48 - Diagrammes Ca/Mg - Minéralisation.



.Le rapport Ca/Mg élevé de l'eau de la Fontaine de l'Ours justifie l'attribution à cette source d'une aire d'alimentation située sur les calcaires du Crétacé.

. Le rapport Ca/Mg des eaux ayant circulé exclusivement dans les dolomies, avec une surface de contact eau-roche importante, se rapproche le plus de celui du terrain.

. Les eaux d'exutoires karstiques situés dans les dolomies

(les Yeux, Bernatas, Fontaine des Sèches, Surgeint) ont un rapport Ca/Mg moyen relativement faible, non représentatif des pourcentages de surface des terrains dolomitiques sur les systèmes karstiques. Par exemple, pour le système du Goueil du Her, l'ensemble des dolomies et calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur représente à peine 15 % de la surface totale. Ces terrains, situés aux altitudes les plus basses, reçoivent une part encore plus faible des précipitations alimentant le système.

Il en résulte que ce caractère géochimique des eaux des exutoires n'est pas acquis sur l'ensemble du système par les eaux d'infiltration à proximité de la surface, mais globalement dans la zone saturée ("karst noyé") Les valeurs minimales du rapport Ca/Mg représentent le meilleur produit temps x surface du contact eau-roche dans les dolomies situées à proximité de l'exutoire.

On constate que ce produit n'atteint jamais celui d'eaux issues de fines fissures de la dolomie, ou circulant en surface dans les éboulis dolomitiques. Ceci peut s'expliquer soit par l'existence de vides karstiques importants dans le karst noyé, limitant les possibilités d'équilibration eau-dolomie, soit par le fait que chaque échantillon analysé représente un mélange d'eaux issues de plusieurs réserves aux caractères lithologiques différents, ou d'une réserve hétérogène ; ces deux possibilités ne s'excluent pas l'une l'autre.

. La relation $r \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$ minéralisation (fig.48) montre que les eaux à rapport Ca/Mg élevé, qui ont circulé rapidement dans les dolomies sont les moins minéralisées.

Cette relation constitue un caractère géochimique qui apparaît identique pour les trois sources du Goueil di Her (fig.48 a) alors qu'elle est différente pour l'eau du ruisseau de l'Escalette (fig.48 b). A minéralisation équivalente, le rapport Ca/Mg y est toujours plus élevé. Ceci con-

firme que l'apport des pertes de l'Escalette en amont de Bernatas est négligeable.

Pour une minéralisation inférieure à 250 mg/l, il apparaît au Goueil di Her (fig.48 a) une corrélation significative au seuil de 1 %, de forme $r \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}} = 0,05 M + 16$ (n = 35, r = 0,83).

Au delà de 250 mg/l, le rapport Ca/Mg paraît se stabiliser aux environs de 4, à l'exception d'un échantillon d'eau des Yeux, dont la forte teneur en sulfates peut expliquer le $r \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$ plus élevé, par apport de sulfate de calcium.

La relation à la Fontaine des Sèches (fig.48 c) est significative au seuil de 5 %, et non différente de celle du Goueil di Her :

$$r \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}} = 0,05 M + 15 \quad (n = 34, \quad r = 0,62)$$

- La source du Surgeint ne répond pas à la même loi (fig.48 d). Les eaux à $r \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$ élevé n'y correspondent pas à une minéralisation nettement inférieure à celle des eaux à $r \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$ bas, comme pour les autres points d'eaux.

Bilan des matières dissoutes - système de Goueil di Her

La variabilité de la minéralisation pose le problème de la représentativité de l'échantillonnage.

Le bilan ne peut être effectué de manière très précise. Remarquons toutefois que les intervalles de confiance sur les conductivités moyennes sont assez réduits.

Pour les sources des Yeux et de Bernatas, on vérifie que les mesures de conductivité, deux fois plus nombreuses que les analyses chimiques, ont une moyenne identique à celle des valeurs de conductivité des eaux analysées.

On peut donc accorder une bonne fiabilité aux minéralisations moyennes calculées à partir des échantillons ayant fait l'objet d'une analyse chimique.

Par ailleurs, il conviendrait d'effectuer une pondération des valeurs de minéralisation par les débits. Celle-ci conduirait à abaisser légèrement la moyenne, les eaux les moins minéralisées correspondant aux périodes de plus fortes débits.

Les minéralisations moyennes aux exutoires du système du Goueil di Her (Fontaine des Sèches, Yeux et Bernatas) sont respectivement de 208 mg/l, 228 mg/l et 253 mg/l.

Compte-tenu de l'insuffisance des données concernant les débits respectifs, un ordre de grandeur peut-être obtenu en considérant deux limites extrêmes de valeurs de la minéralisation moyenne pour l'ensemble des eaux issues du système de 200 et 260 mg/l.

Le volume du transit est de $7218\ 000\ m^3$ d'eau pour le cycle 74. La quantité de matières dissoutes évacuées pendant le cycle est comprise entre 1450.10^3 et 1880.10^3 kg.

En estimant à 20 % l'apport maximal par les précipitations, la quantité de roche évacuée par dissolution est comprise entre 1150.10^3 et 1880.10^3 kg soit, avec une densité moyenne de $2,7\ g/cm^3$; 425 et $695\ m^3$.

En supposant constant le volume du transit au cours d'un cycle, et que la durée moyenne du cycle est d'un an, un volume de roche équivalent au volume des grands vides karstiques du système ($7,6.10^6\ m^3$) est évacué en 14500 ans \pm 3500 ans.

La corrélation entre surfaces d'érosions et niveaux du réseau spéléologique (§ ID 2) indique que la genèse des niveaux supérieurs est bien plus ancienne.

Une telle expression du bilan des matières dissoutes ne peut donc être rapportée aux seuls vides karstiques constituant le réseau spéléologique, dans l'hypothèse de la constance des éléments climatiques.

Les matières dissoutes proviennent à la fois :

- .. de la dissolution en surface,
- .. de la dissolution dans le réseau de drainage souterrain des eaux,
- .. de la dissolution hors du réseau de drainage.

Un calcul du temps nécessaire à la formation du réseau spéléologique impliquerait la quantification de ces différents apports.

IIIC1 b) Caractères isotopiques

La prise en compte des $\delta^{18}\text{O}$ moyens des échantillons de chaque source répartis sur le cycle 74, du 29 novembre 73 au 20 août 74 (cf. § III B2 b3) ne permet pas de leur attribuer une "altitude moyenne" isotopique d'alimentation.

Nous constatons en particulier que les δ moyens de la Fontaine des Sèches (- 8,56) et de la Fontaine de l'Ours (- 8,83) sont supérieurs au δ moyen pondéré des précipitations à 900 m durant la même période (- 8,91), ce qui conduirait, en tenant compte du gradient isotopique de 0,2 ‰ pour 100 m, à leur attribuer une altitude moyenne d'alimentation inférieure à l'altitude de la source (740 m et 1200 m).

Il y a plusieurs raisons à cela :

1°) La relation deutérium - ^{18}O (fig.34) indique que les eaux analysées, issues des systèmes karstiques, n'ont pas subi depuis leur précipitation de fractionnement isotopique décelable. Ces eaux ne paraissent donc pas avoir subi d'évaporation importante. Elles peuvent, par contre, avoir été soumises à la transpiration des plantes, qui ne provoque pas de variations isotopiques importantes dans les eaux résiduelles (U.Zimmerman et al., 1967 ; G.Sauzay, 1974 ; E. Salati et al., 1974, J.C.Fontes, 1974).

L'évaporation peut intervenir par soustraction totale de l'eau précipitée, en certaines zones du système, ou/et à l'occasion de certains épisodes pluvieux, ce qui n'apparaîtra pas dans la composition isotopique des eaux des exutoires.

Par ailleurs, la discontinuité du couvert végétal et des horizons pédologiques, l'hétérogénéité de la fracturation et de l'altération des calcaires en surface, laisse penser que les conditions de pénétration de l'eau ne sont pas identiques en tout point du système. Certaines eaux d'infiltration peuvent être rapidement soustraites à l'effet de l'ETR, d'autres non.

Enfin, l'ETR elle-même varie dans le temps et dans l'espace, en fonction des conditions bio-climatiques.

Il résulte de ces considérations que la composition isotopique de l'eau qui recharge effectivement l'aquifère n'est connue que "ponctuellement" dans le temps et l'espace.

Le δ moyen des précipitations, pondéré par les hauteurs d'eau, durant un cycle et sur un système donné, représente le δ moyen de la recharge seulement si les effets des paramètres qui interviennent dans la pondération réelle, se compensent à cette échelle, ce que rien ne permet d'affirmer.

2°) Etant donné la variabilité du $\delta^{18}\text{O}$ aux exutoires, la variabilité du débit et le faible nombre d'échantillons, la moyenne arithmétique a peu de chances de représenter le δ moyen réel de l'eau durant le cycle. Cette difficulté ne permet pas de savoir si les δ moyens observés résultent de la sortie d'une partie des eaux précipitées durant le ou les cycles antérieurs.

- La comparaison de l'ensemble des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des exutoires (§ III B2 b3 et fig.46) montre que les probabilités de séparation des populations les plus élevées sont obtenues dans les comparaisons entre la Fontaine des Sèches et chacune des quatre autres sources. Cette propriété est due la forte dispersion du $\delta^{18}\text{O}$ de cette source, notamment pour les valeurs élevées du δ .

Il en est de même pour les probabilités de séparation entre les $\delta^{18}\text{O}$ de la source du Surgeint, dont la dispersion est faible et les $\delta^{18}\text{O}$ des Yeux et de la Fontaine de l'Ours, à dispersion plus forte.

L'absence de différence significative entre les deux sources du Goueil di Her d'une part et la Fontaine de l'Ours d'autre part, confirme que les altitudes d'alimentation sont peu différentes malgré un écart d'altitude des exutoires important (plus de 700 m).

- Les teneurs en tritium des eaux de la Fontaine des Sèches, du Surgeint et des Yeux, sont légèrement inférieures aux teneurs des précipitations à Thonon durant les mêmes périodes.

Les eaux de pluie des Pyrénées ayant elles-mêmes des teneurs plus basses que celles de Thonon, on peut penser que les eaux précipitées antérieurement à 1966, à très fortes teneurs en tritium, ne participent pas à l'écoulement des exutoires.

III C) Comparaison des températures moyennes

Les valeurs moyennes des températures de l'eau des exutoires (§ III B2 b3) sont nettement inférieures à la température moyenne de l'air à l'altitude des sources, que l'on peut calculer à partir d'une température de 8°7 à 900 m et d'un gradient de 0°26 pour 100 m sur le versant Nord de cornudère =

	T°moyen. eau	T°moy. annuel. air	Altitude.
Fontaine de l'Ours	5°67	(7°9)	1200 m
Surgeint	7°48	(8°9)	820 m
Fontaine des Sèches	6°91	(9°1)	740 m
Yeux	8°27	(9°8)	465 m
Bernatas	8°90	(9°9)	435 m

La température de l'eau résulte d'un échange thermique plus ou moins poussé entre l'eau et la roche avant sa sortie à l'exutoire. L'arrivée d'eaux d'infiltration à température basse (précipitation à des altitudes supérieures, fonte des neiges) semble déterminer une différence systématique entre température moyenne de l'eau et température de l'air à la même altitude.

La température de l'eau à la source du Surgeint est pratiquement constante, sur un an d'observations (fig.45). L'eau y est donc en équilibre thermique avec la roche, dans une zone non soumise aux variations saisonnières extérieures de la température, et située suffisamment près de l'exutoire pour que l'information "constance de la température" soit conservée.

Un tel équilibre à basse altitude explique la température supérieure au Surgeint qu'à la Fontaine des Sèches, malgré une altitude de l'exutoire plus élevée. Cependant l'écart entre température moyenne de l'eau et température de l'air, à l'altitude de la source du Surgeint reste important.

Cela suppose que la température de la roche est influencée à la fois par la température moyenne de l'air et par l'arrivée d'eaux d'infiltration plus froides.

IIIC2- VARIATIONS AU COURS DU CYCLE

IIIC2 a) Causalité des variations des paramètres physicochimiques.

Chaque paramètre étudié répond à une loi de variation qui lui est propre et qui est différente suivant l'exutoire considéré (cf. fig. 35 à 40). Les mécanismes responsables des variations physicochimiques de sources karstiques ont déjà fait l'objet de plusieurs interprétations.

J.J. Miserez (1975) rattache l'évolution parabolique des teneurs en CaCO_3 d'exutoires karstiques jurassiens aux variations saisonnières du taux de production de CO_2 dans le sol, liées aux variations de la température de l'air. Le décalage entre le cycle de température de l'air et le cycle de variation des teneurs en CaCO_3 est attribué à la durée de transit de l'eau dans l'aquifère, qu'il est ainsi possible de calculer.

Cette interprétation suppose que l'essentiel de la minéralisation de l'eau soit acquis à proximité de la surface, qu'il y ait peu de mélange dans le système, et que les eaux transitant à l'exutoire aient régulièrement le même âge.

Les variations des paramètres physicochimiques des sources du massif d'Arbas ne s'accordent pas avec un tel modèle :

. Les minima et maxima de la minéralisation, dont l'essentiel est constitué par les ions HCO_3^- et Ca^{++} , apparaissent aux mêmes périodes à tous les exutoires. Or, on ne peut envisager un même temps de transit pour toutes les sources étudiées. En particulier, les teneurs en tritium d'échantillons de la Fontaine de Sèches et du Surgeint ne sont pas identiques.

. Dans le cas de terrains très karstifiés (Fontaine des Sèches, sources du Goueil di Her, Fontaine de l'Ours), les valeurs de la minéralisation de l'eau ne sont pas liées à la température de l'air au moment des précipitations, représentée par le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau (s'il y a mélange dans le système, le $\delta^{18}\text{O}$ représente la température moyenne de l'air des périodes de précipitation des eaux participant au mélange).

Les coefficients de corrélation des régressions linéaires conductivité - $\delta^{18}O$ sont très faibles =

Fontaine des Sèches	$r = 0,41$ (n = 23)
Sources "Les Yeux"	$r = 0,17$ (n = 26)
Source "Bernatas"	$r = 0,63$ (n = 19)
Fontaine de l'Ours	$r = 0,02$ (n = 17)

La différence des coefficients de corrélation entre "Les Yeux" et "Bernatas" a son origine dans l'hétérogénéité de l'échantillonnage, durant la période consécutive à la crue du 21 août 1974.

Les variations des températures de l'air au moment des précipitations sont assimilables à celles des températures du sol lors de l'infiltration des eaux. En effet, la neige est le facteur essentiel de retard de la pénétration des eaux. Lors de la fonte (mars, avril) la température de l'air est plus élevée que pendant les précipitations, mais la température du sol est influencée par l'infiltration d'eau froide.

L'absence de corrélation entre conductivité (minéralisation) et $\delta^{18}O$ indique bien que les valeurs de minéralisation ne sont pas déterminées par les variations du taux de production de CO_2 dans le sol, et qu'en conséquence, dans la limite de représentativité de l'échantillonnage, l'essentiel de la minéralisation des eaux à l'exutoire n'est pas acquis, globalement, dès les premiers mètres du sol. Ce résultat est à rapprocher de la relation $r \frac{Ca}{Mg}$ - Minéralisation, (fig.48a et 48c) montrant que les eaux les plus chargées ont séjourné longtemps dans le karst noyé dolomitique ($r \frac{Ca}{Mg}$ bas). La corrélation $\frac{Ca}{Mg}$ - Minéralisation de l'eau de la Fontaine de l'Ours n'est pas significative, mais il faut remarquer que le rapport $\frac{Ca}{Mg}$ présente une incertitude élevée, en raison des teneurs très faibles en magnésium et de la technique de dosage.

Il y a cependant une similitude entre les variations du rapport $\frac{Ca}{Mg}$ et celles de la minéralisation (fig.39).

Le rapport $\frac{Ca}{Mg}$ étant fonction du produit surface x temps de contact eau-roche (ici calcaire Urgonien et marnes de Sainte Suzanne), les variations de la minéralisation peuvent également être la conséquence du même paramètre.

. Dans le cas de terrains peu karstifiés - source du Surgeint dans la zone métamorphique - la corrélation conductivité - $\delta^{18}\text{O}$ est significative au seuil de 5 % (fig.49).

$$n = 19, \quad r = 0,77 \quad . \quad C = 17,2 \quad \delta^{18}\text{O} + 397$$

Deux hypothèses peuvent être retenues, toujours dans la limite de représentativité de l'échantillonnage :

1.- Les variations du taux de production de CO_2 dans le sol sont le facteur essentiel du déterminisme de la minéralisation des eaux. Celle-ci est acquise dès les premiers mètres du sol.

2.- Le produit surface.temps de contact avec la roche des eaux dans le système, que ce soit en zone non saturée ou dans le karst noyé, détermine les différences de valeur de minéralisation qui sont d'ailleurs relativement faibles. La relation conductivité - $\delta^{18}\text{O}$ reflète la tendance des eaux à $\delta^{18}\text{O}$ élevé, précipitées pendant la période estivale, à circuler plus lentement dans le système que les eaux de fonte des neiges et des épisodes pluvieux de printemps à $\delta^{18}\text{O}$ plus faible.

Ces deux paramètres peuvent agir conjointement et indiquent qu'il n'apparaît pas d'eaux à la fois à $\delta^{18}\text{O}$ élevé, $r \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$ élevé et minéralisation faible, comme aux sources précédentes.

. Dans tous les cas, les variations les plus importantes de tous les paramètres sont enregistrées à l'occasion des crues essentielles du cycle.

IIIC2 b) Evolution dans le temps

- Dans la zone non métamorphique (figures 35,36,37 et 39).

. Il apparaît, peu après les pointes de crues, des eaux à court transit dans le système. Le phénomène est particulièrement sensible à l'occasion des crues du 16 mars et du 21 août 1974, l'une en raison de la fonte des neiges qui accompagne 56 mm de pluie précipitée les 15 et 16 mars (station de Maria Rouch), l'autre en raison de la très forte intensité (75 mm en 24 h, le 21 août). Ces eaux ont des caractères physicochimiques et isotopiques très marqués, par rapport aux eaux transitant à l'exutoire

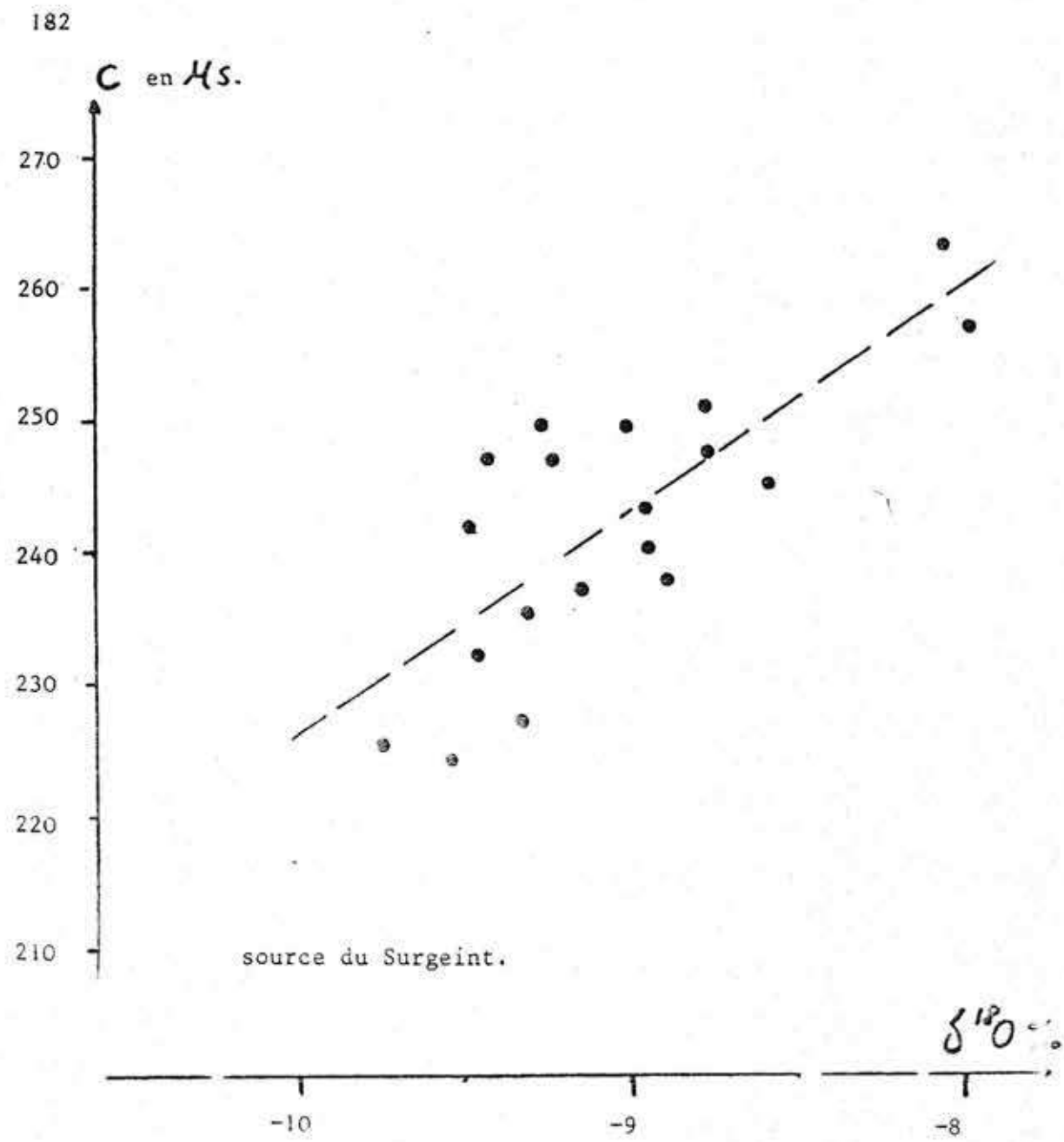


figure 49- Relation conductivité - $\delta^{18}\text{O}$ v s. S.M.Y.W.

avant la crue, issues des réserves :

.. Rapport Ca/Mg plus élevé et minéralisation plus faible (échantillons du 20 mars et 22 août à la Fontaine des Sèches, du 16 mars et 22 août aux Yeux, du 19 mars à Bernatas, du 19 mars et 22 août à la Fontaine de l'Ours).

.. Température plus basse, surtout aux Yeux et à Bernatas, où le contraste est grand entre la température des réserves situées à basse altitude, et les eaux à circulation rapide issues des altitudes supérieures.

L'échantillon du 22 août à la Fontaine de l'Ours montre une température plus élevée qu'avant la crue. L'écart entre l'altitude de l'exutoire et l'altitude la plus élevée du bassin d'alimentation étant faible (280 m), il semble qu'en cette période de l'année, les eaux à circulation rapide y soient plus chaudes que les eaux issues des réserves.

.. $\delta^{18}\text{O}$ qui se rapproche de celui des précipitations (échantillons du 16 mars et 22 août aux Yeux, du 22 août à la Fontaine des Sèches et à la Fontaine de l'Ours). Les $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons du 20 mars à la Fontaine des Sèches et du 19 mars à la Fontaine de l'Ours restent voisins des précédents. Les altitudes élevées occupent une part des zones d'alimentation plus grande à ces exutoires qu'à celui des Yeux. L'apport le plus important de la fonte des neiges (à des altitudes plus basses) ne s'y manifeste qu'en avril et mai.

. La brutalité des variations traduit le fait que les eaux à circulation rapide, collectées par un réseau de drainage souterrain très organisé, apparaissent, après les pointes de crues, sans mélange avec les eaux de réserves. Celles-ci peuvent apparaître de nouveau, quelques jours après la crue, avec les mêmes caractéristiques physicochimiques qu'avant la crue. (Par exemple échantillon du 3 septembre 1974 à la Fontaine de l'Ours, fig.39).

Ceci implique la présence d'un drain, alimenté par une ou plusieurs réserves en période d'étiage, mais qui se comporte en "conduite forcée" lors de l'arrivée massive des eaux d'infiltration, les réserves étant alors isolées.

. Les observations effectuées en montée de crue, le 21 août 1974 à la Fontaine des Sèches et aux Yeux confirment ce schéma, par la mise en évidence d'un "effet piston" lors de la croissance du débit : aux Yeux, est

chassée à ce moment l'eau contenue dans le drain - minéralisation très élevée, même $\delta^{18}\text{O}$ ($- 8,70\text{‰}$) et température plus faible que l'eau d'étiage transitant à l'exutoire avant la crue (fig.36) - .

A la Fontaine des Sèches, l'échantillon du 21 août (fig.35) paraît représenter une eau issue d'une réserve - Minéralisation et $r \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$ très proches de l'échantillon antérieur du 20 août -, mais une réserve distincte de celle qui alimente l'exutoire en étiage - $\delta^{18}\text{O}$ bien moins négatif ($- 5,71 \text{‰}$) - .

Cette réserve a stocké l'eau d'infiltration durant la période estivale; en effet, seules les précipitations de mai à août 1974 ont un δ supérieur à $- 6\text{‰}$, même à 500 m d'altitude (fig.19). De plus elle est située à basse altitude, la valeur de $r \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$ de l'eau impliquant une circulation dans les dolomies ou calcaires dolomitiques : il peut s'agir d'une infiltration retardée stockée soit à proximité de la surface (aquifère épikarstique) soit dans la zone non saturée, ou encore dans une partie du karst noyé, indépendante en étiage, et brutalement chassée par l'onde de crue, ce qui détermine une température plus élevée à l'exutoire. Cette observation montre l'hétérogénéité des réserves et rejoint celles effectuées à l'exutoire du Baget par C.Andrieux (1972), M.Bakalowicz, B.Biavoux, A.Mangin (1973), M.Bakalowicz et A.Aminot (1974), P.Eberentz (1975).

L'existence de circulations rapides et indépendantes a pour conséquence de soustraire à l'alimentation des réserves une part de la recharge de chaque épisode pluvieux, variable suivant la forme de l'impulsion appliquée au système karstique.

De plus, les conditions lithologiques régissant l'alimentation et la vidange du karst noyé sont différentes suivant les exutoires étudiés. Ainsi observe-t-on une différence de $\delta^{18}\text{O}$ des eaux durant la période d'étiage (de juin à août 1974) entre la Fontaine des Sèches (δ compris entre $- 7,1\text{‰}$ et $- 8 \text{‰}$) où il semble que les pluies d'été participent notablement à l'écoulement, et la source des Yeux (δ compris entre $- 8,4$ et $8,8\text{‰}$), sans que l'on puisse rattacher cette différence à l'importance relative des réserves.

. La prise en compte de l'évolution de l'ensemble des paramètres (conductivité, rapport Ca/Mg, température, $\delta^{18}\text{O}$, au cours du cycle, aux exutoires de la Fontaine des Sèches, des Yeux, de Bernatas et de la Fontaine de l'Ours, (fig.35,36,37,39) conduit à distinguer trois périodes =

- 1) du 29 novembre au 15 mars = sortie d'un mélange où l'eau de réserve prend une part importante, même à l'occasion des crues (par exemple la crue du 5 février aux "Yeux"). La minéralisation et la température se maintiennent à un niveau élevé, le rapport Ca/Mg est bas, le $\delta^{18}\text{O}$ plus élevé que les précipitations de la même période. Les teneurs en tritium de l'eau à la Fontaine des Sèches sont à rapprocher des teneurs des précipitations de l'automne 1973.
- 2) du 15 mars à début mai = les eaux à court transit prédominent, avec minéralisation, température et $\delta^{18}\text{O}$ bas et $r \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$ élevé. La teneur en tritium d'un échantillon, le 7 mai à la Fontaine des Sèches (117 UT) peut être corrélée aux teneurs des précipitations de février à avril 1974.
- 3) De mai à août apparaissent des eaux dont la minéralisation augmente avec l'avancement de l'étiage, à temps de séjour croissant dans l'aquifère. Les crues de juin n'occasionnent que des variations relativement faibles. Les eaux de réserves alimentées pendant les périodes précédentes sortent pendant l'étiage.

La neige qui "paralyse" les parties les plus élevées des zones d'alimentation durant la première période, et dont la fonte assure un apport quasi permanent au système durant la deuxième période, joue un rôle très important.

La succession ainsi définie est semblable à celle décrite par M. Bakalowicz et A. Aminot (1974) au système du Baget, à partir de l'évolution de la minéralisation, mais les eaux à transit rapide paraissent mieux individualisées, dans le système du Goueil di Her, plus karstifié.

. La comparaison du comportement des exutoires du Goueil di Her-grotte, des Yeux et de Bernatas montre que les circulations rapides sont très localisées dans un drain,

En effet, chaque fois que la grotte du Goueil di Her fonctionne ou exutoire, les caractéristiques physicochimiques de l'eau sont identiques à celles des "Yeux", indiquant des rapports directs entre la grotte du Goueil di Her et la source des Yeux située en contrebas. Par contre,

l'évolution des Yeux et de Bernatas (source la plus aval) est différente (fig.36 et 37) :

Durant la première période, avec forte participation des eaux de réserve aux deux sources, $r \frac{Ca}{Mg}$, température et $\delta^{18}O$ sont identiques ; la minéralisation plus élevée à Bernatas, est acquise en partie entre les Yeux et Bernatas. Mais les eaux à transit rapide apparaissent le 16 mars aux Yeux, alors que l'eau de réserve continue à alimenter notablement Bernatas (rapport Ca/Mg plus bas, température plus élevée, et $\delta^{18}O$ moins négatif). La température reste ensuite plus élevée à Bernatas, durant la deuxième période, et surtout les valeurs du $\delta^{18}O$ indiquent un mélange plus important des eaux de réserve et des eaux à transit rapide qui atteignent le karst noyé. Durant l'étiage, on retrouve des eaux à même $r \frac{Ca}{Mg}$ et même $\delta^{18}O$ à Bernatas et aux Yeux ; la différence de température doit être attribuée à l'influence de la température extérieure sur une eau circulant lentement à proximité de la surface entre les Yeux et Bernatas.

- Dans la zone métamorphique (source du Surgeint fig.40)

Il n'apparaît pas d'eau à transit rapide dans l'ensemble du système. L'échantillon du 16 mars (très fort débit) présente des caractères chimiques et isotopiques à peine différent des précédents et la même température, mais durant la période qui suit, (mars - avril) sortent du système des eaux un peu plus froides et à rapport Ca/Mg élevé. Ces eaux ont circulé rapidement dans le karst noyé dolomitique, mais ont dû séjourner longtemps dans la zone d'infiltration ($\delta^{18}O$ un peu plus élevé que les précédents, malgré l'infiltration d'eau de fonte des neiges, teneurs en tritium invariables, et minéralisation assez élevée).

De même, la crue du 21 août déclenche la participation à l'écoulement d'eaux à δ moins négatif qu'en étiage, même teneur en tritium, à $r \frac{Ca}{Mg}$ plus faible, mais minéralisation élevée.

On ne peut expliquer les variations par une modification globale des caractères physicochimiques de l'eau des réserves, compte-tenu de leur brutalité (par exemple entre le 20 et 21 août). Il y a donc hétérogénéité de l'écoulement impliquant la présence d'un drain aboutissant à l'exutoire, mais l'absence de réseau karstique de drainage organisé exclut la possibilité de circulations à court transit. Les impulsions entraînent un "effet

piston" qui paraît s'appliquer aux eaux stockées dans la zone d'infiltration, et qui se manifeste durablement sur une période du cycle et non seulement sur un épisode déterminé des crues.

- Ce sont bien les événements hydrologiques qui sont responsables des variations observées ; mais l'effet piston, le mélange dans des proportions variables suivant la situation dans le cycle, d'eaux à temps de transit différent, rendent illusoire la recherche de relation débit minéralisation, pour détecter leur influence.

IIIC2 c) Variabilité des paramètres physicochimiques.

E.T.Shuster et W.B.White (1971) identifient, à partir du coefficient de variation de la dureté des eaux d'exutoires karstiques soumis à un échantillonnage bi-mensuel, des systèmes à fines fissures, ayant tendance à se comporter comme un milieu poreux ("diffuse flow feeder-system", $cv < 5\%$) et des systèmes très karstifiés ("conduit flow feeder-system", $10 < cv < 25\%$). J.L.Ternan (1972) rattache les coefficients de variation à la durée moyenne du transit des eaux dans le système.

La comparaison des coefficients de variation (écart-type/moyenne) (tableaux XV à XXI) est délicate, dans la mesure où les échantillonnages risquent de ne pas avoir la même représentativité à toutes les sources ; par ailleurs, les lois de distribution ne sont pas identiques (fig.44,45,46) l'écart-type et la moyenne n'ont donc pas la même signification.

Toutefois, il apparaît que les conditions d'écoulement ne constituent pas le seul facteur déterminant la variabilité de la dureté (ou des teneurs en calcium). Par exemple, la source des Yeux et la Fontaine des Sèches présentent des figures de variation et une amplitude du $\delta^{18}O$ très semblables, indiquant des mécanismes d'écoulement similaires. Par contre, les teneurs en calcium ont une variabilité aux Yeux ($Cv = 21\%$) très supérieure à celle de la Fontaine des Sèches ($Cv = 8,6\%$). Aux "Yeux", c'est le fort contraste entre la qualité chimique des eaux du karst noyé (riches en sulfate de calcium) et la faible minéralisation des eaux à

circulation rapide qui entraîne une variabilité très élevée. Ce contraste est moins important à la Fontaine des Sèches.

En fait, seule l'importance des variations des caractères isotopiques est significative du mélange des eaux au cours du cycle, à condition que les échantillonnages soient également représentatifs.

Compte-tenu de ce qui précède, nous retiendrons seulement la différence de variabilité entre d'une part la source du Surgeint, dans un milieu où la karstification est peu organisée, et d'autre part, les exutoires du Goueil di Her, de la Fontaine des Sèches et de la Fontaine de l'Ours, dans un milieu où les vides karstiques constituent des réseaux continus.

A la source du Surgeint apparaît un amortissement relatif du $\delta^{18}\text{O}$ et des teneurs en tritium. Cet amortissement n'est pas le résultat du transit au travers des horizons pédologiques, comme c'est le cas pour des sols sableux et limoneux (communication orale de M. Dray). En effet, le sol est peu épais et discontinu sur le système du Surgeint comme sur le système du Goueil di Her, dont les sources montrent des variations isotopiques importantes.

Deux phénomènes peuvent produire l'amortissement :

- 1) La dispersion dans la zone non saturée, dans un milieu à karstification peu organisée. Des eaux d'âge et d'origine différents atteignent en permanence le karst noyé dont la composition isotopique représente une intégrale.

Dans cette hypothèse, un karst noyé important n'est pas nécessaire.

- 2) Mélange des eaux de recharge de chaque épisode pluvieux dans une ou plusieurs réserves très développées.

Dans le cas du Surgeint, il semble qu'il y ait à la fois prédominance de l'infiltration lente dans la zone non saturée (pas de circulation rapide) et karst noyé important (mise en équilibre thermique de l'eau avec la roche à proximité de l'exutoire, malgré la présence d'un drain à ce niveau).

L'existence de variations importantes des teneurs en ^{18}O au cours du cycle, aux sources de la zone non métamorphique traduit la présence de circulations rapides entre la surface et l'exutoire, mais n'exclut pas un karst noyé important, dont l'alimentation et la vidange peuvent s'effectuer indépendamment des circulations rapides.

Cette dualité permet de rendre compte, en ce qui concerne la Fontaine des Sèches, à la fois des observations physicochimiques à l'exutoire, des colorations effectuées à la Henne Morte, et du calcul de réserves dynamiques assez importantes.

CONCLUSIONS GENERALES

La connaissance "spéléologique" du massif d'Arbas permet de distinguer deux types de karstification, dans des conditions géologiques différentes. L'un, dans la zone non métamorphique constitue de grands réseaux spéléologiques, par une organisation très poussée des vides karstiques. L'autre, dans la zone métamorphique ne présente pas cette organisation ; la karstification y est probablement moins organisée, moins localisée dans l'espace sans pour autant exclure la présence de grands vides karstiques.

L'analyse détaillée des réseaux spéléologiques conduit, pour comprendre leur évolution, à préciser le contexte géomorphologique et tectonique de leur genèse. Ainsi apparaît une relation entre surfaces d'érosion et niveaux du réseau, dans le plan vertical. L'évolution géomorphologique dont dépend le déplacement du niveau de base n'entraîne un déplacement des trajets préférentiels des circulations d'eau que dans la zone située en aval des systèmes karstiques.

Le champs de fracturation montre deux systèmes de fractures dont seul le plus récent est observable dans la zone métamorphique. L'étude des relations entre la fracturation et les directions du réseau spéléologique présente un grand intérêt pour l'exploitation des eaux souterraines en milieu karstique, que l'on peut résumer par la question : Peut-on déterminer la localisation des circulations d'eau souterraine, à partir de la connaissance du champs de fracturation ?

Nous n'apportons pas actuellement de réponse positive à cette question ; il n'apparaît pas, dans le massif d'Arbas, de systématisme dans l'utilisation préférentielle par les circulations d'eau d'une famille de fractures donnée, dans le temps et dans l'espace. La fréquence directionnelle maximale de la fracturation liée à l'importance des fractures, semble déterminer la direction préférentielle des axes de drainage, dans la zone géographique soumise aux effets de la karstification.

Dans un contexte climatique, structural, lithologique et tectonique très favorable, cette zone dépend, à chaque étape, du degré de karstification antérieur et de l'évolution du niveau de base des écoulements..

Il y a concentration du drainage, représenté par les galeries karstiques, dans le temps et dans l'espace :

Dans le temps, on passe des niveaux anciens formés de plusieurs galeries et peut être de plusieurs exutoires distincts au niveau le plus récent auquel correspond un drain important et unique (grotte du Goueil di Her).

Dans l'espace, la concentration de l'écoulement est croissante de l'amont vers l'aval.

La reconnaissance, par des critères physicochimiques et isotopiques, de circulations rapides de l'eau laisse penser qu'une ablation importante, par corrosion, est réalisée dans le réseau de drainage - dans la zone d'infiltration ou dans le karst noyé - d'autant plus que celui-ci est très organisé.

La tendance à l'organisation de la karstification est assimilable à une progression géométrique.

Les résultats des colorations, l'analyse des données hydrologiques et des données hydrochimiques et isotopiques, conduisent à dissocier dans le karst, l'importance des réserves et la durée moyenne du transit de l'eau dans l'aquifère.

La comparaison de plusieurs exutoires met en évidence la différence de comportement des systèmes karstiques suivant leur degré de karstification. On ne peut cependant caractériser cette différence par des critères simples de variabilité des paramètres physicochimiques, en raison de la structure complexe des variations et de l'influence de l'échantillonnage.

L'importance de la karstification influence les conditions d'infiltration de l'eau ; elle permet un transit rapide entre la surface et l'exutoire, mais n'exclut pas une infiltration retardée.

L'alimentation et la vidange

des réserves noyées qui sont favorisées dans le massif d'Arbas par la porosité des dolomies supérieure à celle des calcaires, dépendent de l'importance de l'infiltration lente, de la facilité des relations entre les réserves et le drain débouchant à l'exutoire. Dans le cas des dolomies, il semble que ces relations soient relativement difficiles, comme en attestent les coefficients de tarissement obtenus à la Fontaine des Sèches, et la mise en charge du drain lors des crues, permettant les circulations rapides individualisées.

Au terme de ce travail, il est confirmé que l'utilisation de méthodes d'étude variées, fournissant des informations complémentaires, est une nécessité pour la compréhension des phénomènes karstiques - Dans le domaine des relations fracturation-karstification l'emploi de méthodes statistiques plus élaborées-géostatistiques - paraît particulièrement indiqué pour la poursuite des recherches.

En ce qui concerne la collecte d'informations hydrologiques et hydrochimiques au niveau d'exutoires karstiques, un échantillonnage à pas de temps fixe au cours d'un cycle, apporte quelques informations, mais se révèle insuffisant pour la compréhension de la structure des aquifères karstiques et leur caractérisation. Il apparaît dans le cadre de cette étude, que les événements hydrologiques - crues - sont particulièrement intéressants, comme l'ont déjà montré les recherches pluridisciplinaires effectuées sur le système karstique du Baget dans le cadre du Laboratoire Souterrain du CNRS.

BIBLIOGRAPHIE

- AMINOT (A) -1974.- Les analyses chimiques en hydrogéologie karstique.
Ann.Spéléol, 29, 4, p.461-483.
- AMINOT (A) -1975.- Géochimie des eaux d'aquifères karstiques-4- Le pH :
aspect théorique, mesure et interprétation géochimique.
Ann.Spéléol., 30, 1, p.7-20.
- ANDERSON (E) -1951.- The dynamics of faulting - Oliver and Boyd, Edinburg.
- ANDRIEUX (C) -1972.- Le système karstique du Baget, Sur la thermique des eaux
exutoire principal. Ann.Spéléol, 27, 3. p 525-541.
- ARTHAUD (F) -1969.- Méthode de détermination graphique des directions de
raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une popula-
tion de failles. B.S.G.F.(7) XI, p.729-737.
- ARTHAUD (F), MATTAUER (M) -1969.- Exemples de stylolites dans le Languedoc -
Leurs relations avec la tectonique cassante.B.S.G.F (7) XI,
p.738-744.
- ARTHAUD (F), CHOUKROUNE (P) -1972.- Méthode d'analyse de la tectonique cas-
sante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées.
Revue de l'I.F.P. XXVII,5, p.715-782.
- BADGLEY (P.C) -1965.- Structural and tectonic principales. HARPER and
ROW - New York 521 p.
- BAKALOWICZ (M), BLAVOUX (B), MANGIN (A) -1973.- Apports du traçage isoto-
pique naturel à la connaissance du fonctionnement d'un système karsti-
que - teneurs en oxygène-18 de trois systèmes de Pyrénées, France.
J.of Hydrology 23 (1974) p.141-158.
- BAKALOWICZ (M) -1974.- L'évapotranspiration réelle C.T.G.R.E.F. étude n°2.
- BAKALOWICZ (M), AMINOT (A) -1974.- Géochimie des eaux d'aquifères karstiques-
3 - premiers résultats obtenus sur le système karstique du Baget du-
rant le cycle 1973. Ann.Spéléol. 29,4 p.484-493.
- BAKALOWICZ(M), ANDRIEUX (C) -1974.- Le système karstique du Baget. Les élé-
ments du climat. Ann.Spéléol. 29,3, p.267-282.
- BILLES (G), CORTEZ (J), LOSSAINT (P))1971.- L'activité biologique des sols
dans les écosystèmes. Rev. Ecol.Biol.Sol. 8,3, p.375-395.

- BRIAT (M) -1974.- Dosage du chlore, du sodium et du manganèse par activation neutronique dans le névé antarctique = origine et retombées des ces éléments. Laboratoire de glaciologie CNRS Grenoble, public n°166.
- CARO (P) -1965.- La chimie du gaz carbonique et des carbonates, et les phénomènes hydrogéologiques karstiques. Chron.d'hydrogéol.BRGM, n°7 p.51.
- CARRE (J) -1975.- Géochimie du strontium dans les eaux de nappes et de surface de la région parisienne - thèse 3ème cycle - Labo de géol. dyn. Université P.et M.Curie.
- CASTANY (G) -1967.- Introduction à l'étude des courbes de tarissement chron. d'hydrogéol. BRGM, 7, p.51-77.
- CASTERAS (M) -1933.- Recherches sur la structure du versant Nord des pyrénées centrales et orientales. Bull.des Services de la carte géol.de la France, 37, 189.
- CAUMARTIN (V) -1971.- L'activité microbienne en grotte sur supports calcaires. Actes du coll. d'hydrogéol.en pays calcaire. Université de Besançon.
- CAVILLE (A) -1970.- L'évolution des grottes au quaternaire dans la France méridionale. Bull.Soc.hist.nat.de Toulouse 106, 1 p.41.
- CHARLOT (G) -1961.- Les méthodes de la chimie analytique. Masson, Paris, 1024 p.
- CHOUKROUNE (P) -1969.- Sur la présence, le style et l'âge des tectoniques superposées dans le Crétacé Nord pyrénéen de la région de Lourdes. Bull.BRGM, I, n°2 p.11-20.
- CHOUKROUNE (P) -1970.- Etude de la zone métamorphique Nord-Pyrénéenne. Tectonique et métamorphisme de la forêt de Boucheville. Bull.BRGM I, n°4, p.49.
- CHOUKROUNE (P), SEGURET (M) -1968.- Un exemple de relations entre joints de cisaillement, fentes de tension, plis et schistosité. Rev. Géogr.phys. et géol.dyn, X, 3, p.239-246.
- CHOUKROUNE (P), SEGURET (M), GALDEANO (A) -1973.- Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées : Un modèle de relations entre zones orogéniques et mouvement des plaques. B.S.G.F.(7), XV n°5-6.
- CLARKE (M), DUPLESSY (J.C), LEGER (P), LETOLLE (R), VILA (F), ZUPPI (G.M) - 1974.- Adaptation d'un spectromètre de masse à l'analyse isotopique en ligne de l'hydrogène de l'eau et du gaz carbonique des carbonates. réunion de la commission de spectrométrie du GAMS, FIRMINY - Mai 1974.

- COHN (M), UREY (H.C) -1938.- Oxygen exchange reactions of organic compounds and water. J.Am.Chem.Soc., 60,p.678-687.
- CONRAD (G) -1957.- Le massif d'Arbas - inédit.
- COUDERC (M) -1963.- Le système souterrain de Pène Blanque. Spelunca mém.p.84.
- COURBON (P) -1972.- Atlas des grands gouffres du monde - Vioud et Coumes-APT-
- CRAIG (H) -1961.- Isotopic variations in meteoricwaters. Sciences - vol.133, p.1702-1703.
- CRAIG (H) -1961.- Standart for reporting concentration of Deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science, 133, p.1833-1834.
- CRAIG (H), GORDON (L.I), HORIBE (Y) -1963.- Isotopic exchange effects in the evaporation of water - Low temperature experiment results.J.Geoph.Res. 68,17 p.5079-5087.
- CRAIG (H), GORDON (L.I) -1965.- Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. Stable isotopes in oceanography studies and paleotemperatures . Spoleto, Lab.Géol.Nucl.PISE.
- CRAIG (H) LAL (D) -1965.- The production rate of natural tritium.Tellus, 13, p.85-105.
- DANSGAARD (W) -1961.- Isotopic composition of natural waters.Medd.om.Grönland 165 , n°2, p.1-120.
- DANSGAARD (W) -1964.- Stables isotopes in précipitations - Tellus XVI p.436-468.
- DEBROAS (E.J), BAKALOWICZ (M), PUYOÛ (S) -1976.- Sur la présence de témoins glaciaires à basse altitude dans le massif d'Arbas (H.G). à paraître.
- DEBROAS (E.J) et SOUQUET (P) -1972.- Contribution à la connaissance du flysch ardoisier Nord-Pyrénéen. C.R.Acad.Sc. 275, D. p.2813
- DEBROAS (E.J) et SOUQUET (P) -1973.- Zones iso piques et zones structurales sur le versant Nord des Pyrénées centrales. Bull.Soc.Hist.Nat. Toulouse, 109, 4, p.391.
- DEBROAS (E.J) -1975.- Les flyschs Crétacés Nord Pyrénéens de la Bellongue et d'Arbas-Fougaron - thèse 3ème cycle.Lab.de géol.Université P.Sabatier - Toulouse.
- DUVIGNEAUD (P), DENAEYER, DESMET -1973.- Considérations sur l'écologie de la nutrition minérale des tapis végétaux naturels. oecologia Plant. 8, p.219-247.

- EBERENTZ (P) -1975.- Apport des méthodes isotopiques à la connaissance de l'aquifère karstique - thèse 3ème cycle. Géol.dyn. Université P.etM.Curie - Paris.
- EPSTEIN (S), MAYEDA (M) -1953.- Variation of ^{18}O contents of waters from naturels sources. Geochim.Cosmochim.Acta, 4, p.213-224.
- ERIKSSON (E). 1963.- Atmospheric tritium asatocl for the study of certain hydrologic aspects of river Basins . Tellus XV, 3.
- ERIKSSON (E) -1967.- Isotopes in hydrometeorology - Isotopes in hydrology IAEA. Vienne p.21-33.
- EVIN (J), FLANDRIN (J), MARGRITA (R), PALOC (H) -1967.- Contribution des analyses chimiques, des colorations et des mesures isotopiques à l'étude des circulations souterraines en réservoirs karstiques.AIHS Istanbul VIII, p.298-308.
- FILHOL (F et H), JEANBERNAT (E), TIMBAL-LAGRAVE (E) -1873.- Le massif d'Arbas (Haute-Garonne). imp.Douladoure - Toulouse.
- FONTES (J.C), MARCE (A), LETOLLE (R) -1965.- Analyse isotopique de l'oxygène en géologie - Problèmes techniques. Rev.de géogr.Phys.et géol. dyn. VII,2.
- FONTES (J.C) -1974.- Quelques aspects isotopiques du cycle des eaux naturelles - Decenniehydrologique - UNESCO.
- FORT (M) -1971.- Etude géologique du territoire Nord-Pyrénéen entre le bassin Crétacé d'Arbas et la vallée du Salat - thèse 3ème cycle, Université P.Sabatier - Toulouse.
- FRIEDMAN (I) -1953.- Deuterium content of natural waters and other substances. Géoch. Cosmochim.Acta 4 (1-2) p.89-103.
- GEZE (B) -1953.- La gènèse des gouffres - Actes du 1er congrès int.Speleol. 2, p.11-23 Paris.
- GEZE (B) -1958.- Sur quelques caractères fondamentaux des circulations karstiques - Ann. Spéléol.XIII, 1-4 .
- GEZE (B) -1965.- Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires Chron.d'hydrogéol, BRGM, 7 p. 9-39.
- GEZE (B) -1973.- Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie - Ann.Spéléol.,28,1, p.1-20.
- GUERIN (R) -1973.- Liaison entre karst et tectonique dans le bas Vivarais calcaire.C.R.Acad.Sc.Paris, 277, D, p.1617.
- GUERIN (R) -1973.- Rôle de la tectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels.-thèse de 3ème cyle, tectonophysique - Montpellier.

- HANSHAW (B.B), BACK (W), DEIKE (R.G) -1971.- A Geochemical hypothesis for dolomitization by Ground water - Economic Geology, 66, p.710-724
- HSU (K.J) -1963.- J.of hydrology, 1, 288.
- KIRALY (L) -1968.- Elements structuraux et alignements de phénomènes karstiques - Bull.Soc.Neuchâteloise des Sciences Nat. 91, p.127-146.
- KIRALY (L) -1969.- Statistical analysis of fractures. Géol.Rundschau, 59, I, p.125-151.
- LAGASQUIE (J.J) -1971.- L'évolution quaternaire du piemont pyrénéen et des vallées de l'Arbas et du Bas-Salat. Bull.Soc.hist.nat.Toulouse, 107, 1-2.
- LARSEN (G) and V.CHILINGAR (G) -1967.- Diagenesis in sediments - Elsevier Amsterdam.
- LE POCHAT (X) -1970.- Etude géologique de la couverture occidentale et méridionale du massif de Milhas (Hte Garonne). thèse 3ème cycle, Université P.Sabatier - Toulouse.
- LETOLLE (R), MARCE (A), FONTES (J.C) -1965.- Un spectromètre de masse pour analyses isotopiques de précision. Bull.Soc.Fr.de Miné et Crist.
- LESCHER MOUTOUÉ (F) et GOURBAULT (N) -1970.- Etude écologique du peuplement des eaux souterraines de la zone de circulation permanente d'un massif karstique - Ann.Speleol., 25, 4. p.765-848.
- LISON (L) -1968.- Statistiques appliquées à la biologie expérimentale Gauthier Villars-Paris.
- MAILLET (E) -1905.- Essai d'hydraulique souterraine et fluviale - Hermann, Paris, 218 p.
- MANGIN (A) -1970.- Le système karstique du Baget (Ariège)- note préliminaire Ann.Spéléol. 25, 3 p.561-580.
- MANGIN (A) -1970.- Etude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. Ann.Spéléol., 25, 3, p.581-610.
- MANGIN (A), DE MARSILY (G) -1972.- Etude des transferts en milieu karstique le karst du Baget. Publ. du SPEPE, BASTIA, avril 1971.
- MANGIN (A) -1975.- Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Ann.Spéléol., 1974, 29, 3 et 4 - 1975, 30, 1.
- MARTEL (E.A) -1909 .- Sur l'hydrologie souterraine du massif de Pène Blanque ou Arbas (H.Garonne). C.R.Acad.Sciences, 63 p.5-6. Paris.

- MATTAUER (M), PROUST (F) -1965.- Sur la présence et la nature de deux importantes phases tectoniques dans les terrains secondaires de Pyrénées orientales - C.R.Somm.S.G.F.,5, p.132.
- MATTAUER (M), PROUST (F) -1967.- L'évolution structurale de la partie Est du domaine pyrénéo provençal ou Crétacé et Paleogène in "Biogéographie du Crétacé, Eocène de la France Méridionale, p.9-20.
- MATTAUER (M) -1968.- Les traits structuraux essentiels de la chaîne des Pyrénées. Rev.géog.phys. et géol.dyn. 10,1, p.3 à 11.
- MATTAUER (M) -1973.- Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre Hermann, Paris.
- MISEREZ (J.J) -1975.- Variations chimiques des sources karstiques du Jura. Ann.Spéléol. 30,2, p.241-254.
- MONTEAU (R) -1971.- Le karst des formations turoniennes du bassin du Beausset (BdR,Var.) DES Géologie, Marseille.
- MURRAY (R.C). 1960.- Origin of porosity in carbonate rocks. J.Sédiment.Pétrol. 30, p.59-84.
- NIEF (G) and BOTTER (R) -1958.- Mass spectrometric analysis of simple hydrogen compounds. Adv. Mass spectrometry Pergamon press, p.515-525.
- OLIVE (Ph.) -1970.- Contribution à l'étude géodynamique du cycle de l'eau dans l'hémisphère nord par la méthode du tritium. Thèse d'Etat, 138 p. 54 figs.,20 tabl. Paris.
- PEYBERNES (B) -1968.- Sur le Jurassique et le Crétacé inférieur de la couverture méridionale du massif de Milhas.C.R.Somm. S.G.F. p.112-113.
- POWERS (R.W) -1961.- Arabian upper Jurassic carbonate reservoir rocks classification of carbonate rocks. A symposium, W.E HAM, ed. 1, p.122-192.
- RAMSAY (J.G) -1967.- Folding and fracturing of rocks. 568 p. Mac.Graw-Hill New-York.
- RAVIER (J) -1959.- Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. Mém. S.G.F.,38, 86, 248 p.
- RENAULT (PH) -1967.- Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. 1ère partie. Ann.Spéléol., 12,2, p.209-267.
- ROCHE (M) -1963.- Hydrologie de surface - Gauthier Villars, Paris,430 p.
- RODIER (J) -1966.- L'analyse chimique et physico-chimique de l'eau, Dunod, Paris.

- ROQUES (H) -1972.- Sur une nouvelle méthode graphique d'étude des eaux souterraines. Ann.Spéléol., 27,1, p 79-92.
- ROUBAULT (M) -1928.- Contribution à l'étude géologique des Pyrénées au Nord de la Bellongue. Bull. des Services de la carte géol. de la France.
- SALATI (E), LEAL (J.M), CAMPOS (M.M) -1974.- Environmental isotopes used in a hydrogéological study of the north eastern part of Brazil I.A.E.A., SM. 182/13, Vienne.
- SAUZAY (G) -1974.- Sampling of lysimeters for environmental isotopes of water. I.A.E.A. SM. 182/51, Vienne.
- SCHOELLER (H) -1962.- Les eaux souterraines. 642 p. Masson, Paris.
- SCHOELLER (H) -1967.- Hydrodynamique dans le karst (écoulement et emmagasinement). Chronique d'hydrogéol., BRGM, 10, p.7-21.
- SCHAININ (V.E) -1965.- Conjugate sets of an echelon tension fractures in the Athen limestone at Riserton, Virginia. Géol.Soc.Ann.Bull. 61, p.509-517.
- SHUSTER (E.J) and WHITE (W.B) -1971.- Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs = a possible means for characterizing carbonate aquifers. J.of hydrol., 14 p.93-128.
- SOUQUET (P) -1969.- Nouvelles observations stratigraphiques dans le Crétacé supérieur Nord Pyrénéen de l'Ariège et de la Haute Garonne. C.R.Acad.Sc.Paris, 269, D, p.2491.
- SOUQUET (P) -1971.- Le Crétacé supérieur Nord pyrénéen entre les vallées de l'Ariège et du Ger. 96ème Congrès national des sociétés savantes, Toulouse.
- SOUQUET (P) -1973.- Données nouvelles sur les mouvements anté-cénomaniens dans les Pyrénées centrales et orientales. C.R.Acad.Sci.Paris, 276, D. p.1953.
- STRAHLER (A.N) -1952.- Hypsométrie (Area-Altitude) analysis of érosional topography. Bull.Géol.Soc.of America, p.117-1142.
- STUMM (W) and MORGAN (J.J) -1970.- Aquatic chemistry - Wiley -interscience ed.
- TERNAN (J.L) -1972.- Comments on the use of a calcium hardness variability index in the study of carbonates aquifers. J.of hydrol., 16 p.317-321.
- TISON (G) -1960.- Courbe de tarissement, coefficient d'écoulement et perméabilité du bassin. Mem.AIHS, Helsinki p.229-243.

- TONI (J.T) -1972.- Corrélation entre la pluie mesurée au sol et la pluie mesurée à 1,50 m ou à 2 m, à la station de Mèlarchez. Influence du vent sur ces mesures. Note G.T.G.R.E .F, 3 p., Py 14-01-72.
- TROMBE (F) -1943.- Gouffres et cavernes du Haut Comminges. Travaux Scient. du C.A.F, II,
- TROMBE (F), DRESCO (E), HALBRONN (G), LA BLANCHETAIS (G), NEGRE (J) -1947.- Recherches souterraines dans les Pyrénées centrales. Ann.Spéléol. 2,2-3, p.67-149.
- TROMBE (F) -1948.- L'exploration du gouffre de la Henne Morte, Arbas (Haute Garonne). Ann.Spéléol.,3,1, p.25-48.
- TURC (L) -1954.- Le bilan d'eau des sols = relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Ann.Agronomiques, p.491-595.
- UREY (H.C) -1947.- The thermodynamic properties of isotopic substances. Journ.chem.soc. p.562-581.
- WIGLEY (T.M.L) -1973.- The incongruent solution of dolomite. Geochim.et cosmochim.Acta, 73, p.1397-1402.
- X ... - 1973.- Bulletin du groupe spéléologique des Pyrénées, Quarnède, n° 1 et 2.
- ZIMMERMANN (V), EHHALT (D), MUNNICH (K.O) -1967.- Soil-water movement and ETP : changes in the isotopic composition of the water. IAEA, Vienne, 1966, SM/8338, p.567.

Annexe 1.

Teneurs en chlorures d'eaux de précipitations

<u>MARIA ROUCH</u>			<u>PORTET D'ASPET</u>		
du	au	cl ⁻ en mg/l	du	au	cl ⁻ en mg/l
25-12-73	10-01-74	0,29	09-03-74	09-04-74	0,10
10-01-74	12-02-74	1,20	09-04-74	07-05-74	0,58
12-02-74	12-03-74	0,96	07-05-74	05-06-74	0,48
12-03-74	08-04-74	0,10	05-06-74	18-06-74	0,72
08-04-74	07-05-74	0,43	18-06-74	01-07-74	0,38
07-05-74	05-06-74	0,24	01-07-74	16-07-74	0,53
05-06-74	01-07-74	0,19	16-07-74	30-07-74	1,58
01-07-74	23-07-74	0,60	30-07-74	09-08-74	0,96
23-07-74	06-08-74	0,48	09-08-74	25-08-74	0,43
06-08-74	20-08-74	0,34	25-08-74	24-09-74	0,58
27-08-74	03-09-74	0,19			
03-09-74	10-09-74	0,58			
10-09-74	17-09-74	0,10			
17-09-74	24-09-74	0,62			
24-09-74	01-10-74	0,86			
01-10-74	08-10-74	1,06			
08-10-74	15-10-74	1,76			

Teneurs en oxygène-18 d'eaux de précipitations

Station A- GOURGUE (482,96 ; 76,74 ; 500 m)

Echantillon		H	$\delta^{18}O/SMOW$
du	au	mm	
08-11-73	27-11-73	19,2	- 6,56
27-11-73	20-12-73	170,3	- 10,67
20-12-73	10-01-74	74,1	- 13,60
10-01-74	12-02-74	199,7	- 8,27
12-02-74	12-03-74	122,5	- 8,87
12-03-74	09-04-74	210,3	- 9,34
09-04-74	07-05-74	95,3	- 8,30
07-05-74	05-06-74	140,0	- 5,74
05-06-74	01-07-74	95,2	- 3,58
01-07-74	16-07-74	41,8	- 2,49
30-07-74	27-08-74	133,0	- 4,11
27-08-74	24-09-74	254,5	- 7,00
24-09-74	22-10-74	252,0	- 7,52
22-10-74	19-11-74	148,0	- 8,87

Annexe 2. (suite)

Station B- MARIA ROUCH (481,94 ; 76,00 ; 900 m).

Echantillon		H	$\delta^{18}O/SMOW$
du	au	mm	
20-12-73	10-01-74	109	- 12,60
10-01-74	12-02-74	311	- 8,78
12-02-74	12-03-74	188	- 9,77
12-03-74	09-04-74	343	- 11,38
09-04-74	07-05-74	161,5	- 9,20
07-05-74	05-06-74	147,5	- 5,61
05-06-74	01-07-74	143	- 4,26
01-07-74	23-07-74	67	- 3,73
23-07-74	27-08-74	68,3	- 2,77
20-08-74	27-08-74	143	- 5,70
27-08-74	24-09-74	342	- 7,74
24-09-74	22-10-74	303	- 7,94
22-10-74	19-11-74	320	- 8,50
19-11-74	17-12-74	296	- 6,30

Annexe 2. (suite et fin).

ECHANTILLON		H	$\delta^{18}\text{O}/\text{SMOW}$
du	au	mm	
Station C- PORTET D'ASPET (478,95 ; 73,04 ; 1110 m)			
09-04-74	07-05-74	119,8	- 10,20
07-05-74	05-06-74	111,2	- 5,00
05-06-74	01-07-74	93,2	- 4,94
01-07-74	30-07-74	39,2	- 4,82
30-07-74	26-08-74	203,6	- 4,01
26-08-74	25-09-74	306,0	- 8,00
25-09-74	22-10-74	282,0	- 7,96
22-10-74	19-11-74	240,0	- 9,34
Station D- CROIX DE GUERET (483,52 ; 74,26 ; 1250 m)			
07-05-74	05-06-74	121,2	- 5,83
05-06-74	01-07-74	89,6	- 5,45
01-07-74	30-07-74	68,4	- 4,18
30-07-74	28-08-74	162,0	- 5,29
28-08-74	25-09-74	265,0	- 8,72
25-09-74	26-10-74	324,0	- 8,99
26-10-74	19-11-74	179,0	- 9,09
Station E- COUME OUARNEDE (479,68 ; 74,76 ; 1370 m)			
08-11-73	27-11-73	27,7	- 8,78
27-11-73	20-12-73	240,0	- 11,17
20-12-73	10-01-74	94,3	- 13,30
16-04-74	14-05-74	149,5	- 9,64
14-05-74	28-05-74	52,5	- 6,82
01-07-74	06-08-74	92,8	- 4,18

Annexe 3 - Analyses chimiques.

Echantillon	Miné. tot. mg/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ²⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Ca r Mg	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Σ anions	Σ cations
H.S 3	235,0	0,037	0,187	2,740	2,24	(0,10)	(30)			2,224	3,032
4	229,6	0,086	0,250	2,561	2,47	0,53	4,6			2,897	2,997
5	242,3	0,083	0,239	2,719	2,63	0,53	4,8			3,062	3,156
6	237,0	0,051	0,187	2,761	2,60	0,48	5,4			2,999	3,077
7	202,8	0,056	0,167	2,340	2,30	0,337	6,8			2,562	2,637
8	200,2	0,053	0,156	2,320	2,26	0,337	6,7			2,529	2,597
9	203,2	0,049	0,198	2,344	2,18	0,439	4,9			2,591	2,619
10	195,2	0,041	0,167	2,250	2,16	0,379	5,7			2,468	2,539
11	213,7	0,041	0,198	2,422	2,22	0,519	4,3			2,731	2,792
12	216,1	0,039	0,177	2,520	2,26	0,600	3,8			2,736	2,860
13	216,3	0,048	0,177	2,504	2,34	0,459	5,3			2,750	2,779
14	203,4	0,056	0,167	2,360	2,02	0,640	3,1			2,603	2,660
15	192,7	0,063	0,135	2,270	1,92	0,540	3,6			2,477	2,459
16	205,4	0,070	0,177	2,302	2,02	0,660	3,1			2,641	2,680
17	212,1	0,056	0,187	2,471	2,06	0,700	3,0			2,719	2,779
18	209,5	0,062	0,208	2,422	2,10	0,600	3,5			2,696	2,699
19	169,1	0,044	0,115	1,961	1,69	0,300	6,3			2,139	2,180
20	175,9	0,041	0,125	2,060	2,0	0,230	8,7			2,217	2,230
21	167,6	0,032	0,115	1,980	1,84	0,270	6,6			2,127	2,120
22	177,0	0,039	0,125	2,000	1,0	0,300	9,1			2,215	2,220

Echantillon	Miné. tot. mg/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Ca Mg	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Σ anions	Σ cations
H.S 23	193,8	0,030	0,156	2,280	2,08	0,380	5,5			2,466	2,460
24	196,4	0,034	0,167	2,300	2,10	0,40	5,2			2,500	2,500
25	170,6	0,028	0,115	2,020	1,87	0,289	6,4			2,162	2,160
26	196,7	0,030	0,156	2,310	2,14	0,37	5,8			2,496	2,510
27	213,7	0,028	0,185	2,510	2,22	0,52	4,3	0,052	0,020	2,723	2,740
28	203,0	0,028	0,185	2,349	2,21	0,46	4,8			2,563	2,670
29	214,3	0,027	0,162	2,529	2,26	0,50	4,5			2,719	2,760
30	220,2	0,020	0,129	2,629	2,28	0,60	3,8			2,779	2,680
31	223,6	0,022	0,185	2,620	2,40	0,50	4,8			2,828	2,899
32	229,5	0,029	0,177	2,700	2,46	0,50	4,9			2,906	2,960
33	229,03	0,022	0,204	2,680	2,40	0,57	4,2			2,907	2,970
34	230,5	0,024	0,221	2,690	2,41	0,56	4,3			2,935	2,970
35	226,0	0,022	0,187	2,679	2,42	0,56	4,3			2,849	2,979
36	218,3	0,032	0,312	2,439	2,35	0,52	4,5			2,784	2,870
37	181,2	0,028	0,275	2,010	2,03	0,31	6,5			2,313	2,340
38	213,6	0,027	0,258	2,439	2,28	0,48	4,7			2,724	2,760
39	221,3	0,029	0,212	2,570	2,36	0,50	4,7			2,812	2,860
n = 37	207,73	0,041	0,182	2,415	2,185	0,462	5,0			2,638	2,647
40fissure	(336,7)	0,072	0,304	(3,994)	2,90	1,47	1,98				4,37
42fissure	(368,8)	0,040	0,287	(4,430)	3,15	1,62	1,94				4,77

Echantillon	Mine. tot. mg/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ²⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Ca r Mg	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Σ anions	Σ cations
HSA 1	267,8	0,076	0,608	2,060	3,04	0,60	5,1			3,454	3,640
2	306,0	0,058	1,135	2,820	3,32	1,08	3,0			4,012	4,208
3	264,3	0,039	0,739	2,661	2,54	1,18	2,2			3,440	3,717
4	274,6	0,051	0,771	2,903	2,56	1,12	2,3			3,625	3,679
5	273,6	0,031	0,833	2,754	2,44	1,22	2,0			3,642	3,660
6	239,2	0,031	0,469	2,620	2,22	0,89	2,5			3,129	3,109
HSB 1	251,6	0,046	0,198	3,020	2,14	1,12	1,9			3,261	3,259
HSG 1	234,9	0,056	0,187	2,774	2,26	0,70	2,89			3,018	3,042
2	238,6	0,042	0,187	2,820	2,16	1,06	2,0			3,049	3,222
3	229,4	0,056	0,187	2,738	1,96	1,0	1,96			2,982	2,960
4	213,6	0,025	0,167	2,730	2,16	0,59	3,7			2,722	2,750
Paec 1	251,5	0,037	0,229	2,900	3,08	0,06	53,5			3,166	3,138
SP 2	313,6	0,065	0,271	3,700	2,84	1,3	2,2			4,036	4,141
FPP 1	309,3	0,038	1,042	2,990	3,10	1,16	2,67			4,060	4,261
RR 1	232,6	0,063	0,239	2,660	2,46	0,60	4,10			2,964	3,060

HSA : ruisseau de PLANQUE ; HSB, HSG, P de C : affluents ; SP = Source de Planque
 FPP : Fontaine du Prépointier ; RR = réservoir de Bourdallé.

Echantillon	Miné. tot. mg/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ²⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Ca Mg	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Σ anions	Σ cations
YEUX 15b	257,3	0,041	0,594	2,639	3,080	(0,395)	(7,8)			3,274	3,475
16b	272,5	0,045	0,792	2,680	3,080	(0,639)	(4,82)			3,517	3,720
17b	219,2	0,054	0,240	2,459	2,630	(0,179)	(14,9)			2,752	2,859
19b	202,1	0,039	0,208	2,300	2,240	0,460	4,9			2,548	2,700
20b	236,6	0,037	0,396	2,530	2,58	0,600	4,3			3,013	3,180
21b	219,7	0,061	0,219	2,524	2,40	0,420	5,7			2,804	2,820
21-17	216,9	0,056	0,177	2,541	2,22	0,579	3,8			2,774	2,799
22b	224,8	0,060	0,229	2,574	2,44	0,480	5,1			2,863	2,920
23b	239,5	0,049	0,344	2,680	2,50	0,640	3,9			3,073	3,140
24-1	165,0	0,055	0,146	1,902	1,84	0,270	6,8			2,102	2,109
24-2	157,2	0,046	0,156	1,800	1,80	0,18	10,0			2,003	1,980
24b	161,6	0,059	0,135	1,870	1,82	0,26	7,0			2,045	2,080
25b	170,6	0,034	0,219	1,920	1,92	0,28	6,9			2,172	2,199
25b-1	181,2	0,034	0,125	2,139	1,98	0,32	6,2			2,298	2,300
27b	226,2	0,031	0,656	2,300	2,30	0,60	3,8			2,987	2,900
28b	186,9	0,031	0,364	2,020	2,00	0,41	4,9			2,415	2,410
29b	256,7	0,032	0,927	2,449	2,66	0,70	3,8			3,409	3,360
30b	228,2	0,035	0,504	2,400	2,47	0,57	4,34	0,048	0,015	2,939	3,039
31b	238,4	0,027	0,592	2,449	2,62	0,60	4,4			3,067	3,220
32b	255,8	0,025	0,783	2,525	2,74	0,70	3,9			3,333	3,439

Echantillon	Miné. tot. mg/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ²⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	r Ca Mg	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Σ anions	Σ cations
YEUX 33b	268,2	0,025	0,862	2,590	2,98	0,68	4,4			3,478	3,660
34b	288,4	0,035	1,071	2,670	3,12	0,86	3,6			3,776	3,980
35b	305,0	0,042	1,250	2,670	3,52	0,84	4,2			3,963	4,36
35b-1	347,1	0,036	2,125	2,580	3,92	0,66	5,9			4,741	4,58
35b-2	177,1	0,031	0,245	1,980	2,0	0,28	7,1			2,257	2,280
36b	230,3	0,027	0,417	2,510	2,52	0,48	5,2			2,953	2,999
n = 26	228,17	0,040	0,529	2,376	2,512	0,502	5,0			2,945	3,014
GG 1	217,3	0,059	0,229	2,480	2,38	0,44	5,4			2,769	2,819
1-17	213,0	0,053	0,167	2,500	2,18	0,58	3,8			2,720	2,759
2-1	163,6	0,056	0,198	1,836	1,86	0,24	7,7			2,090	2,100
2-2	155,2	0,052	0,162	1,780	1,74	0,18	9,6			1,995	1,920
3	162,0	0,039	0,156	1,861	1,86	0,20	9,3			2,056	2,060
4	181,6	0,021	0,125	2,149	2,02	0,28	7,2			2,295	2,299
6	238,8	0,025	0,694	2,360	2,70	0,54	5,0			3,079	3,240
7	177,0	0,028	0,291	1,960	1,94	0,30	6,5			2,280	2,240
RBa 1	281,3	0,037	0,229	3,259	3,5	0,08	42,8			3,505	3,602
2	279,9	0,039	0,302	3,200	3,20	0,40	8,1			3,541	3,595
3	260,6	0,025	0,173	3,080	2,92	0,42	7,0			3,279	3,340
RBr 1	315,0	0,039	0,948	3,100	3,95	0,00	-			4,087	3,951
2	254,7	0,028	0,300	3,22	2,91	0,40	7,3			3,218	3,310

GG : Goueil di Her-grotte - RBa, RBr : Sources de l'Escalette.

Echantillon	Miné. tot. mg/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Ca r Mg	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Σ anions	Σ cations
BER 14b	290,9	0,044	0,823	2,869	3,44	(0,502)	(6,8)			3,735	3,242
15b	294,2	0,046	0,864	2,820	3,42	(0,88)	(3,9)			3,730	4,300
16b	311,1	0,056	1,021	2,961	3,560	(0,683)	(5,2)			4,038	4,243
17b	247,1	0,058	0,365	2,700	3,0	(0,24)	(12,6)			3,122	3,238
19b	222,6	0,041	0,344	2,420	2,60	0,42	6,2			2,804	3,020
20b	262,9	0,039	0,563	2,759	2,90	0,68	4,3			3,361	3,579
21b	238,7	0,065	0,271	2,705	2,64	0,46	5,7			3,041	3,100
21-17	230,6	0,072	0,240	2,656	2,28	0,74	3,1			2,967	3,019
22b	249,1	0,063	0,344	2,803	2,76	0,58	4,8			3,210	3,240
23b	267,9	0,051	0,479	2,934	2,82	0,64	4,4			3,464	3,460
24-1	223,8	0,068	0,354	2,475	2,32	0,58	4,0			2,897	2,899
24-2	213,7	0,059	0,344	2,361	2,24	0,52	4,3			2,764	2,760
24b	182,0	0,045	0,198	2,080	2,0	0,33	6,1			2,323	2,330
25b	194,2	0,038	0,323	2,139	2,16	0,30	7,2			2,500	2,459
25b-1	216,2	0,042	0,198	2,520	2,30	0,45	5,1			2,760	2,750
27b	237,9	0,037	0,823	2,320	2,40	0,63	3,8			3,179	3,029
28b	215,2	0,037	0,448	2,310	2,26	0,52	4,3			2,794	2,780
29b	278,6	0,039	0,990	2,661	2,92	0,74	3,9			3,690	3,660
30b	247,8	0,039	0,529	2,639	2,57	0,71	3,62	0,048	0,020	3,208	3,280
31b	262,6	0,031	0,694	2,629	2,86	0,68	4,20			3,419	3,540

Goueil di Her : Source "Bernatas".

Echantillon	Miné. tot. mg/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Ca Mg	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Σ anions	Σ cations
BER 32b	279,0	0,027	0,942	2,680	3,06	0,67	4,6			3,649	3,730
33b	288,6	0,024	0,971	2,739	3,31	0,65	5,1			3,734	3,960
34b	300,7	0,035	0,983	2,880	3,32	0,84	3,9			3,898	4,159
35b	317,3	0,031	1,167	2,880	3,74	0,80	4,7			4,078	4,540
BER pont	279,3	0,031	0,796	2,770	3,20	0,58	5,5			3,597	3,790
n = 24	253,05	0,047	0,593	2,619	2,781	0,592	4,68			3,259	3,373
ES 14b	324,7	0,058	0,389	3,139	3,94	(0,40)	(9,8)			4,187	4,340
15b	376,1	0,058	1,979	2,920	4,72	(0,54)	(8,6)			4,957	5,263
16b	306,9	0,052	0,625	3,239	3,62	(0,42)	(8,6)			3,916	4,039
18b	278,0	0,039	0,427	3,039	3,28	(0,42)	(7,8)			3,506	3,699
19b	302,5	0,041	0,916	2,920	3,62	0,54	6,7			3,877	4,159
20b	237,5	0,048	0,260	2,700	2,70	0,36	7,5			3,008	3,059
20-1	233,1	0,059	0,250	2,656	2,62	0,38	6,9			2,965	3,00
20-5	222,7	0,069	0,229	2,541	2,52	0,32	7,9			2,839	2,840
20-9	216,4	0,077	0,229	2,475	2,34	0,40	5,8			2,782	2,740
20-13	206,5	0,072	0,229	2,344	2,26	0,36	6,3			2,651	2,620
20-17	224,7	0,069	0,250	2,557	2,48	0,38	6,5			2,876	2,860
21b	276,1	0,042	0,447	3,015	3,20	0,42	7,6			3,506	3,613
22b	285,8	0,045	0,635	3,016	3,16	0,46	9,8			3,697	3,630

ES : Ruisseau de l'Escalette, Aval.

Echantillon	Miné. tot. mg/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Ca r Mg	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Σ anions	Σ cations
ES 23-1	200,0	0,044	0,167	2,320	2,320	0,209	11,0			2,530	2,530
23-2	201,1	0,044	0,125	2,359	2,360	0,200	11,8			2,528	2,560
23b	243,8	0,041	0,333	2,720	2,840	0,300	9,5			3,094	3,140
24b	255,9	0,037	0,573	2,700	2,940	0,299	9,8			3,309	3,239
24b-1	223,4	0,052	0,278	2,600	2,540	0,260	9,8			2,840	2,800
26b	282,2	0,041	1,292	2,420	3,40	(0,26)	(13)			3,752	3,660
27b	256,5	0,037	0,833	2,539	2,62	0,65	4,0			3,400	3,270
28b	273,8	0,032	1,17	2,439	3,10	0,48	6,50			3,638	3,580
29b	292,2	0,035	0,969	2,790	3,300	0,68	4,80	0,052	0,031	3,794	3,979
30b	283,8	0,029	1,020	2,649	3,340	0,46	7,26			3,695	3,800
31b	304,8	0,025	1,408	2,610	3,540	0,52	6,8			4,043	4,060
32b	298,4	0,033	1,417	2,439	3,680	0,56	6,6			3,889	4,239
33b	329,3	0,036	1,867	2,449	4,060	0,64	6,4			4,352	4,700
34b	348,6	0,049	1,983	2,600	4,140	0,84	4,9			4,633	4,980
n = 26	270,14	0,047	0,790	2,688	3,162	0,441	7,4			3,525	3,603

Echantillon	Miné. tot. mg/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Ca r Mg	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Σ anions	Σ cations
FO 1	240,5	0,048	0,125	2,820	2,92	(0,20)	(14,8)			2,993	3,117
2	244,7	0,044	0,156	2,849	3,00	0,156	19,2			3,049	3,156
3	232,0	0,093	0,208	2,620	2,86	0,139	20,4			2,921	2,999
4	245,8	0,061	0,167	2,849	3,02	0,123	24,4			3,076	3,143
5	241,7	0,056	0,167	2,800	2,96	0,139	21,2			3,023	3,099
6	228,1	0,044	0,115	2,680	2,82	0,099	28,6			2,838	2,918
7	224,7	0,032	0,104	2,639	2,82	0,099	28,6			2,776	2,919
8	225,9	0,032	0,167	2,620	2,74	0,11	24,9			2,819	2,850
9	237,1	0,052	0,167	2,754	2,88	0,14	20,6			2,973	3,019
10	191,5	0,042	0,114	2,239	2,36	0,06	40,0			2,396	2,420
11	206,7	0,042	0,115	2,439	2,49	0,090	27,7			2,596	2,580
12	212,1	0,031	0,115	2,520	2,51	0,130	19,3			2,565	2,640
13	202,2	0,032	0,093	2,400	2,44	0,110	22,1			2,526	2,550
14	205,4	0,030	0,115	2,429	2,48	0,090	27,6			2,574	2,570
15	191,8	0,031	0,135	2,239	2,30	0,13	17,7			2,406	2,430
16	211,9	0,031	0,125	2,500	2,52	0,16	15,8			2,656	2,679
17	209,6	0,031	0,104	2,480	2,49	0,20	12,45			2,615	2,690
18	224,4	0,035	0,135	2,640	2,69	0,15	17,9	0,048	0,015	2,811	2,840
20	231,1	0,025	0,108	2,739	2,80	0,16	17,5			2,873	2,960
21	236,5	0,022	0,242	2,729	2,77	0,18	15,4			2,994	2,950

Echantillon	Miné. tot. mg/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	r Ca Mg	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Σ anions	Σ cations
FO 22	234,5	0,026	0,156	2,749	2,80	0,19	14,7			2,934	2,990
23	232,0	0,028	0,146	2,720	2,79	0,20	13,9			2,893	2,990
24	228,0	0,020	0,098	2,700	2,78	0,19	14,6			2,818	2,970
25	230,7	0,021	0,103	2,729	2,78	0,22	12,6			2,859	2,999
26	229,9	0,035	0,104	2,719	2,76	0,18	15,4			2,858	2,960
27	241,6	0,036	0,235	2,780	2,84	0,22	12,9			3,052	3,060
28	178,2	0,033	0,246	1,980	2,16	0,10	21,7			2,259	2,260
29	248,8	0,036	0,208	2,890	2,94	0,20	14,7			3,135	3,140
n = 28	223,86	0,038	0,145	2,617	2,692	0,146	18,4			2,800	2,838
HHA 2	141,7	0,020	0,073	1,680	1,640	0,18	9,06			1,773	1,821
3	148,7	0,022	0,073	1,761	1,680	0,28	6,0			1,856	1,956
IHE 1	126,9	0,031	0,083	1,480	1,480	0,156	9,5			1,595	1,636
PEY 2	223,3	0,034	0,083	2,661	2,620	0,279	9,4			2,778	2,899
PEYN 1	177,6	0,032	0,094	2,100	2,120	0,12	17,6			2,226	2,240
PL 2	308,1	0,027	0,062	3,780	3,56	0,20	18,0			3,869	3,757
3	301,2	0,030	0,125	3,580	3,62	0,28	12,9			3,735	3,900

Echantillon	Miné. tot. mg/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	r Ca Mg	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Σ anions	Σ cations
C.O.A 1	205,1	0,028	0,083	3,459	2,36	0,23	9,8			2,570	2,592
C.O.B 1	208,5	0,031	0,093	2,480	2,52	0,14	18			2,595	2,660
C.O 2	183,6	0,038	0,073	4,200	2,06	0,28	7,4			2,311	2,340
3	184,6	0,048	0,083	2,200	2,12	0,19	11,2			2,331	2,309
4	180,0	0,035	0,073	2,161	2,04	0,22	9,2			2,269	2,262
5	118,0	0,025	0,062	1,400	1,30	0,22	5,8			1,488	1,522
6	169,6	0,024	0,081	2,030	1,84	0,34	5,4			2,137	2,179
7	105,4	0,032	0,071	1,239	1,16	0,16	7,3			1,345	1,319
8	76,1	0,017	0,031	0,920	0,61	0,14	5,8			0,968	0,950
9	150,8	0,021	0,063	1,820	1,62	0,30	5,4			1,903	1,919
10	159,7	0,024	0,050	1,939	1,70	0,34	5,0			2,013	2,040
11	192,6	0,021	0,083	2,329	2,02	0,44	4,6			2,434	2,460
12	200,6	0,012	0,137	2,400	2,12	0,39	5,4			2,550	2,510
13	213,2	0,016	0,208	2,510	2,24	0,39	5,7			2,734	2,630
14	209,6	0,045	0,108	2,520	2,27	0,30	7,6			2,673	2,570
n = 15	170,5	0,028	0,086	2,041	1,875	0,272	6,6			2,155	2,147

C.O : Ruisseau de la Coume Ouarnède avant les pertes.

Echantillon	Mine. tot. mg/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ²⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Ca ²⁺ meq/l	Mg ²⁺ meq/l	Ca r Mg	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Σ anions	Σ cations
SUR 1	226,8	0,044	0,083	2,702	2,82	(0,01)				2,827	2,836
2	228,3	0,035	0,073	2,710	2,62	0,44	6,0			2,828	3,056
3	221,6	0,037	0,073	2,639	2,44	0,52	4,2			2,749	3,016
4	230,6	0,038	0,073	2,731	2,76	(0,18)	(15,2)			2,872	2,941
5	230,5	0,038	0,073	2,800	2,40	0,56	4,3			2,911	2,959
6	220,9	0,038	0,083	2,660	2,40	0,44	5,5			2,782	2,836
7	212,8	0,031	0,073	2,760	2,26	0,55	4,0			2,665	2,820
8	221,3	0,035	0,104	2,660	2,30	0,56	4,1			2,800	2,859
9	229,9	0,034	0,114	2,754	2,42	0,56	4,3			2,902	2,980
10	225,6	0,029	0,114	2,721	2,24	0,67	3,3			2,865	2,919
11	225,4	0,032	0,104	2,731	2,26	0,66	3,4			2,858	2,920
12	211,02	0,068	0,104	2,520	2,18	0,52	4,2			2,691	2,700
13	210,8	0,039	0,083	2,540	2,22	0,50	4,4			2,662	2,720
14	213,2	0,034	0,073	2,570	2,44	0,24	10,1			2,677	2,680
15	213,5	0,042	0,083	2,560	2,48	0,18	13,7			2,686	2,660
16	220,6	0,037	0,094	2,560	2,42	0,34	7,2			2,791	2,760
17	209,3	0,032	0,073	2,519	2,18	0,51	4,3			2,654	2,690
18	217,2	0,034	0,062	2,639	2,31	0,48	4,8	0,035	0,020	2,736	2,790
19	218,4	0,020	0,077	2,660	2,21	0,62	3,6			2,758	2,830
20	228,7	0,023	(0,233)	2,660	2,3	0,56	4,1			2,936	2,870

Source du SURGEINT.

Echantillon	Mine. tot. mg/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ²⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Ca ²⁺ meq/l	Mg ²⁺ meq/l	Ca / Mg	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Σ anions	Σ cations
SUR 21	224,9	0,024	0,117	2,500	2,33	0,61	3,9			2,831	2,950
22	226,0	0,027	0,067	2,749	2,33	0,62	3,7			2,842	2,949
23	231,7	0,029	0,154	2,780	2,28	0,66	3,5			2,964	2,940
24	250,6	0,033	0,179	2,980	2,56	0,64	4,0			3,193	3,200
25	230,8	0,033	0,142	2,749	2,41	0,57	4,2			2,924	2,979
n = 25	223,2	0,035	0,095	2,688	2,363	0,507	4,7			2,812	2,870

Source du SURGEINT.

Annexe 4 - Données de terrain et données isotopiques.

FONTAINE DES SECHES (HOUNT de SECHOS)

Echantillon	date	heure	cote m	debit m ³ /s	T°	pH	Conductivité µs	δ ¹⁸ O‰ /smow	δ D ‰ vs SMOW
H.S.3	26-10-73	11h.30'			7°2	8,30	253	- 7,33	
4	6-11-73	16h.35'			7°1	8,30	261		
5	13-11-73	13h.40'			7°1	8,30	261	- 6,81	- 47
6	27-11-73	16h.00'			7°2	8,10	259		
7	4-12-73	15h.00'			6°7	8,10	224	- 7,87	
8	0-11-73	11h.00'			6°9	8,20	218		
9	18-12-73	14h.00'			6°7	8,15	220		
10	10-01-74	11h.30'			6°8	8,30	261	- 9,00	
11	15-01-74	15h.00'			7°0	8,35	233		
12	22-01-74	14h.55'			6°7		238		
13	29-01-74	10h.00'	0,155	0,0490	6°7		241	- 8,72	
14	05-02-74	13h.00'	0,210	0,1135	6°35	8,20	229		
15	12-02-74	12h.25'	0,185	0,0830	6°5	8,20	210		
16	20-02-74	11h.50'	0,145	0,0407	6°4	8,20	220	- 8,91	- 65
17	05-03-74	15h.30'	0,130	0,0310	6°25	8,4	232	- 8,88	
18	12-03-74	14h.50'	0,145	0,0407	6°2	8,30	222		
19	20-03-74	11h.30'	0,240	0,1500	6°3		186	- 9,00	
20	02-04-74	16h.45	0,150	0,0445	6°5	8,30	194		
21	09-04-74	10h.35'	0,170	0,0660	6°5	8,25	181	- 9,98	
22	23-04-74	10h.35	0,135	0,0331	6°6	8,25	190		

FONTAINE DES SECHES (HOUNT de SECHOS)

Echantillon	date	heure	cote m	debit m ³ /s	T°	pH	Conductivité µs	δ ¹⁸ O‰ /smow	δ D ‰ vs. SMOW
HS 23	30-04-74	16h.25'	0,125	0,0287	6°65	8,25	210		
24	07-05-74	10h.40'	0,205	0,1070	6°50		213	- 9,86	
25	14-05-74	16h.40'	0,135	0,0331	6°90	8,30	189	- 9,40	
26	21-05-74	10h.25	0,125	0,0287	6°95		215		
27	11-06-74	09h.55'	0,120	0,0265	7°05	8,25	231	- 7,95	
28	18-06-74	12h.00'	0,210	0,1135	6°70		222		
29	25-06-74	11h.10'	0,115	0,0245	7°15		234		
30	09-07-74	11h.45'	0,110	0,0234	7°20		243	- 8,02	
31	16-07-74	16h.20'	0,110	0,0234	7°15		245		
32	23-07-74	10h.50'	0,110	0,0234	7°25		254	- 7,39	- 46
33	30-07-74	17h.50'	0,105	0,0214	7°25		246		
34	06-08-74	11h.40'	0,100	0,020	7°30		250	- 7,69	
35	20-08-74	10h.10'	0,105	0,0214	7°30		250	- 7,12	- 44
36	21-08-74	17h.15'	0,200	0,1000	7°65		241	- 5,71	- 34
37	22-08-74	12h.30'	0,360	0,3420	6°85		200	- 6,16	- 34
38	27-08-74	12h.00'	0,170	0,0660	7°35		230	- 6,36	
39	03-09-74	13h.35'	0,120	0,0265	7°35		235	- 6,80	
40	17-09-74	12h.25'	0,285	0,2130	7°10		208	- 7,10	
41	24-09-74	11h.10'	0,185	0,0830	7°30		233		
42	24-09-74	13h.55'			7°35		230	- 6,98	

GOUEIL di HER - YEUX

Echantillon	date	heure	cote m	debit m ³ /s	T°	pH	Conductivité µS	δ ¹⁸ O ‰ /smow
14	23-10-73	17h.30'			8°40	7,75	300	
15	06-11-73	18h.00'			8°20	8,10	355	
15 b	13-11-73	18h.20'			8°40	8,30	302	- 7,70
16	20-11-73				8°40	8,00	292	
16 b	27-11-73	12h.30'			8°60	8,20	292	
17	04-12-73	16h.30'			8°30	8,05	226	
17 b	11-12-73	17h.00'			8°40	8,20	244	- 8,40
18	18-12-73	16h.00			8°10	8,20	222	
19	03-01-74	17h.05'			8°60	8,05	276	
19 b	10-01-74	17h.50'			8°60	8,10	230	- 9,30
20	15-01-74	10h.25'			8°40	8,05	257	
20 b	22-01-74	12h.30'			8°40		267	- 8,84
21	29-01-74	13h.55'	0,290	0,392	8°50		263	
21 b	05-02-74	16h.55'	0,385		9°00	8,15	240	- 9,12
21-1	07-02-74	10h.40'	0,415		8°60		229	
21-5	07-02-74	12h.50'	0,445		8°70		230	
21-9	07-02-74	15h.00'	0,465		8°70		229	- 9,09
21-13	07-02-74	17h.10'	0,450		8°70		231	
21-17	07-02-74	19h.20'	0,440		8°70		234	- 9,05
22	12-02-74	17h.35'	0,300	0,462	8°40		234	

HSA, HSB, HSG, PdC : ruisseau de PLANQUE et affluents - SP, RB, FPP : sources de la vallée de PLANQUE.

Echantillon	date	heure	cote m	debit m ³ /s	T°	pH	Conductivité µs	δ ¹⁸ O‰ /SMOW	δD ‰ vs SMOW
HS 43	08-10-74	12h.30'					240		
HS 44	15-10-74	10h.40'	0,120	0,0265	7°15		242	- 7,50	
HS 40 fiss	17-09-74	12h.25					364	- 6,96	- 42
HS 42 fiss	24-09-74				10°40		387	- 7,39	
HSA 1	06-11-73	17h.00'			7°90	8,40	255		
HSA 2	13-11-73	14h.00'			7°10	8,30	363		
HSA 3	10-01-74	12h.30'			6°90	8,45	308		
HSA 4	20-02-74	11h.40'			6°05	8,20	303		
HSA 5	12-03-74	15h.20			6°40	8,40	307		
HSA 6	07-05-74	09h.00'			6°60		260		
HSB 1	29-01-74	10h.45'			4°40		269		
HSG 1	04-12-73	15h.30'			4°50	8,45	251		
HSG 2	10-01-74	12h.00'			6°00	8,50	261		
HSG 3	12-03-74	15h.00'			5°50	8,45	244		
HSG 4	07-05-74	10h.30'			5°80		231		
P d C 1	26-10-73	12h.00'			8°50	8,10	268		
SP 1	31-07-73	14h.35'			11°00		309		
SP 2	05-02-74	12h.00'			7°50	7,70	336		
RB 1	05-02-74						252		
FPP1	26-10-73	16h.00'			10°30	8,00	357		

GOUËIL di HER - YEUX

Echantillon	date	heure	cote m	debit m ³ /s	T°	pH	Conductivité µs	δ ¹⁸ O ‰ /smow
22-b	20-12-74	17h.36'	0,280	0,378	8°70	8,20	245	
23	25-02-74	10h.55'	0,275	0,369	8°70	8,15		
23-b	05-03-74	18h.40'	0,185	0,111	9°00	8,30	261	- 8,62
24	12-03-74	11h.30'	0,220	0,189	8°40	8,30	252	
24-1	16-03-74	12h.50'	0,680		7°55		182	- 9,80
24-2	16-03-74	15h.30'	0,660		7°35		171	-10,06
24-b	19-03-74	15h.35'	0,325	0,557	7°20		182	
25	26-03-74	15h.55'	0,285	0,402	7°45		196	
25-b	02-04-74	18h.10'	0,275	0,369	7°20	8,10	192	- 9,18
25-b.1	05-04-74	16h.55'	0,570		8°10	8,05	199	- 9,66
26	09-04-74	14h.15'	0,285	0,402	7°30	7,80	199	
27	23-04-74	17h.35'	0,175	0,1059	7°5	8,30	214	
27 b	30-04-74	18h.00'	0,135	0,063	7°85	8,25	253	- 9,22
28	07-05-74	15h.35'	0,370	0,688	8°00		217	
28 b	14-05-74	18h.35'	0,230	0,229	7°60	8,20	211	- 9,44
29	21-05-74	13h.50'					240	
29 b	28-05-74	11h.45'	0,150	0,073	8°10		284	
30	05-06-74	13h.20'	0,285	0,393	8°30		234	
30 b	11-06-74	13h.40'	0,140		8°10	7,95	259	- 8,36
31	18-06-74	13h.50'	0,330	0,577	8°00		275	

GOUËIL di HER - YEUX

Echantillon	date	heure	cote m	debit m ³ /s	T°	pH	Conductivité µs	δ ¹⁸ O‰ /smow	δ D ‰ vs SMOW
31-b	25-06-74	18h.30'	0,130	0,0510	8°20		276	- 8,52	
32	01-07-74	11h.05'	0,145	0,0610	8°10		240		
32-b	09-07-74	13h.35'	0,110	0,0365	8°25		296	- 8,64	
33	16-07-74	15h.00'	0,110	0,0365	8°50		318		
33-b	23-07-74	17h.30'	0,095	0,0320	8°35		314		
34	30-07-74	17h.00'	0,080	0,0220	8°50		337		
34-b	06-08-74	16h.50'	0,080	0,022	8°55		338	- 8,61	
35	13-08-74	16h.15'	0,060	0,008	8°80		348		
35-b	20-08-74	16h.30	0,080	0,020	8°60		370	- 8,78	
35-b.1	21-08-74	18h.50'	0,245	0,227	8°35		386	- 8,70	
35-b.2	22-08-74	14h.10'	0,600		8°30		195	- 6,64	- 43
36	27-08-74	14h.35	0,270	0,339	8°20		255		
36-b	03-09-74	18h.00'	0,145	0,059	8°45		252	- 7,12	
37	10-09-74	15h.15'	0,165	0,089	8°30		292		
37-b	17-09-74	14h.20'	0,560		8°75		206	- 6,97	
38	24-09-74	17h.00'	0,290	0,335	8°60		263		
38-b	15-10-74	14h.40'	0,130	0,043	8°40		280	- 7,69	
39	22-10-74	12h.25'	0,245	0,564	9°10		256		
40	19-11-74	11h.20'			7°45		191	- 8,61	
41	17 12 74	13h.25'			8°30		239	7,74	

GG : GOUËIL di HER , Grotte. - RBa, RBr : sources de l'Escalette

Echantillon	date	heure	cote m	debit m ³ /s	T°	pH	Conductivité µs	δ ¹⁸ O ‰ /smow
GG 1	05-02-74	14h.45'	0,385		8°95	8,15	238	- 9,10
1-1	07-02-74	10h.30'	0,415		8°50		226	
1-5	07-02-74	12h.35			8°50		225	
1-9	07-02-74	14h.45	0,460		8°50		224	- 9,30
1-13	07-02-74	16h.55'			8°50		227	
1-17	07-02-74	19h.00'	0,440		8°60		229	- 9,22
2-1	16-03-74	12h.35'	0,680		7°10		182	- 9,92
2-2	16-03-74	15h.15'	0,660		6°90		164	- 10,27
3-	19-03-74	15h.15'	0,325	0,557	7°00		179	
4	05-04-74	16h.30'	0,570		8°00	8,05	199	- 9,74
5	07-05-74	15h.30'	0,370	0,688	7°90		214	
6	18-06-74		0,330	0,577	7°90		279	- 6,60
7	22-08-74	14h.00'	0,600		8°25		191	
8	17-09-74	14h.10'	0,560		8°70		203	- 7,00
9	22-10-74	12h.45'	0,345	0,564	9°00		250	
hBa 1	18-10-73				19°00		297	
2	24-10-73	15h.30'			9°20	8,20	296	
3	25-06-74	14h.50'			19°00		286	
RBr 1	24-10-73	16h.00'			7°30	8,10	322	
2	25-06-74	16h.30'			6°90		282	

GOUËIL di HER , Bernatas.

Echantillon	date	heure	cote	m	debit	m ³ /s	T°	pH	Conductivité	µs	δ ¹⁸ O‰ /smow
Ber14	23-10-73	17h.35'					9°20	7,85	329		
14 b	24-10-73	17h.30'					9°30	7,80	332		
15	06-11-73	18h.00'					9°20	7,80	343		
15 b	13-11-73	18h.30'					8°20	8,00	330		
16	20-11-73						8°30	7,80	339		
16 b	27-11-73	12h.00'					8°60	7,70	324		
17	04-12-73	17h.00'					8°40	7,90	250		
17 b	11-12-73	17h.30'					8°10	8,10	267		- 8,35
18	18-12-73	16h.20'					8°50	8,00	258		
19	03-01-74	17h.05'					7°60	7,80	301		
19 b	10-01-74	18h.00'					8°50		256		- 9,20
20	15-01-74	09h.30'					8°55	7,75	293		
20 b	22-01-74	12h.40'					7°80		297		- 8,78
21	29-01-74	13h.15'	0,290		0,392		8°50		293		
21 b	05-02-74	15h.25'	0,385				9°10	7,90	259		- 8,97
21-1	07-02-74	10h.50'	0,415				9°00		252		
21-5	07-02-74	13h.00'	0,445				9°05		257		
21-9	07-02-74	15h.10'	0,465				9°10		253		- 8,81
21-13	07-02-74	17h.15'	0,450				9°10		252		
21-17	07-02-74	18h.20	0,440				9°20		274		- 8,89

GOUEIL di HER , Bernatas.

Echantillon	date	heure	cote m	debit m ³ /s	T°	pH	Conductivité µs	δ ¹⁸ O ‰ /smow
Ber22	12-02-74	15h.45'	0,300	0,462	8°7		260	
22 b	20-02-74	17h.50'	0,280	0,378	8°8		272	
23	25-02-74	10h.55'	0,275	0,369	8°7	8,15		
23 b	05-03-74	18h.50'	0,185	0,111	8°7	8,15	291	- 8,62
24	12-03-74	11h.45'	0,220	0,189	8°4	8,15	280	
24-1	16-03-74	13h.00'	0,680		8°6		246	- 9,26
24-2	16-03-74	15h.40'	0,660		8°6		234	- 9,22
24-b	19-03-74	15h.45	0,325	0,557	7°8		205	
25	26-03-74	15h.25'	0,285	0,402	8°2		224	
25-b	02-04-74	18h.20'	0,275	0,369	8°0	7,95	226	- 9,30
25-b-1	05-04-74	17h.05'	0,570		8°8	7,90	234	- 9,40
25-b	09-04-74	13h.40'	0,285	0,402	8°2	7,70	243	
27	23-04-74	16h.40'	0,175	0,1059	8°1	8,00	236	
27-b	30-04-74	18h.55'	0,135	0,063	8°15	8,10	283	- 9,12
28	07-05-74	15h.10'	0,370	0,688	8°50		253	
28-b	14-05-74	18h.45'	0,230	0,229	8°40	8,00	238	- 9,06
29	21-05-74	14h.00'					271	
29-b	28-05-74	11h.30'	0,150	0,073	8°90		310	
'30	05-06-74	13h.30'	0,285	0,393	9°05		264	
30-b	11-06-74	13h.30'	0,140		9°10	7,65	280	- 8,29

GOUEIL di HER , Bernatas.

Echantillon	date	heure	cote m	debit m ³ /s	T°	pH	Conductivité μ S	δ ‰ /smow
Ber31	18-06-74	14h.00'	0,330	0,577	8°85		299	
31-b	25-06-74	18h.35'	0,130	0,051	9°40		302	
32	01-07-74	10h.45'	0,145	0,061	9°25		286	
32-b	09-07-74	13h.35'	0,110	0,0365	9°95		322	- 8,35
33	16-07-74	14h.35'	0,110	0,0365	10°00		339	
33-b	23-07-74	17h.35'	0,095	0,032	10°00		338	
34	30-07-74	16h.35'	0,080	0,022	10°00		346	
34-b	06-08-74	17h.00'	0,080	0,022	10°30		346	- 8,59
35	13-08-74	16h.25'	0,060	0,008	10°50		356	
35-b	20-08-74	16h.40'	0,080	0,020	10°55		381	- 8,48
36	27-08-74	14h.40'	0,270	0,339	9°45		258	
37	10-09-74	15h.30'	0,165	0,089	9°80		308	
38	24-09-74	16h.20'	0,290	0,335	9°45		286	
38-b	15-10-74	13h.45'	0,130	0,043	8°95		307	- 7,73
39	22-10-74	12h.20'	0,345	0,564	9°60		280	
40	19-11-74	10h.50'			8°15		209	- 9,02
41	17-12-74	13h.15'			8°60		265	
42	14-01-75				7°80		345	
42 (Yeux)	14-01-75				8°40		313	
Ba pont	14-01-75				8°40		317	

Escalette Amont

Echantillon	date	heure	cote m	debit m ³ /s	T°	pH	Conductivité µs	δ ¹⁸ O‰ /smow
ES 13	23-10-73	17h.35'			9°00		396	
14	06-11-73	18h.00'			7°70		327	
14-b	13-11-73	18h.10'			5°10	8,4	368	
15	20-11-73				4°90	8,3	405	
15-b	27-11-73	12h.30'			5°00	8,4	391	
16	04-12-73	16h.00'			5°40	8,4	319	
16-b	11-12-73	16h.30'			3°10	8,4	346	- 8,08
17	18-12-73	16h.00'			5°60	8,5	289	
18	03-01-74	16h.55'			3°20	8,25	349	
18-b	10-01-74	17h.40'			7°90	8,40	305	
19	15-01-74	10h.15'			8°25	8,15	344	
19-b	22-01-74	11h.15'			2°70		347	
20	29-01-74	13h.45'	0,130	0,068	5°95		273	
20-b	05-02-74	14h.30'	0,180		6°90	8,35	259	- 8,65
20-1	07-02-74	10h.20'	0,190		4°90		253	
20-5	07-02-74	12h.30'	0,211		5°70		239	
20-9	07-02-74	14h.40'	0,215		5°80		231	- 8,49
20-17	07-02-74	18h.50'	0,185		5°80		240	- 8,49
21	12-02-74	14h.10'	0,120	0,058	6°80	8,50	280	
21-b	20-02-74	17h.10'	0,095	0,040	5°30	8,40	307	

Escalette Amont

Echantillon	date	heure	cote m	debit m ³ /s	T°	pH	Conductivite µs	δ ¹⁸ O‰ /smow
ES 22	25-02-74	10h.40'	0,080	0,031	4°2	8,35		
22-b	05-03-74	18h.20'	0,075	0,029	5°0	8,50	312	- 8,33
23	12-03-74	11h.00'	0,090	0,037	5°8	8,50	305	
23-1	16-03-74	12h.30'	0,280		7°8	8,50	215	- 8,71
23-2	16-03-74	15h.10'	0,260		7°8		216	
23-b	19-03-74	15h.05'	0,120	0,058	7°2		263	
24	26-03-74	15h.40'	0,085	0,034	8°7		286	
24-b	02-04-74	18h.00'	0,080	0,031	9°3	8,30	275	
24-b.1	05-04-74	16h.15'	0,210		7°55	8,30	238	
25	09-04-74	14h.00'	0,085	0,034	10°45	8,10	278	
26	23-04-74	17h.20'	0,045	0,0173	8°90	8,40	310	
26-b	30-04-74	17h.30'	0,035	0,012	7°7	8,50	342	
27	07-05-74	15h.25'	0,145	0,0816	8°7		266	
27-b	14-05-74	18h.10'	0,060	0,023	12°5	8,45	303	- 8,51
28	21-05-74	13h.35'	0,045	0,0173			318	
28-b	28-05-74	11h.40'	0,045	0,0173	10°5		348	
29	05-06-74	13h.00'	0,100	0,043	12°9		300	
29-b	11-06-74	13h.35			10°9	8,20	338	- 8,48
30	18-06-74	13h.20'	0,120	0,058	11°0		278	
30-b	25-06-74	18h.00'	0,050	0,019	13°4		333	

FONTAINE DE L'OURS

Echantillon	date	heure	cote m	debit m ³ /s	T°	pH	Conductivité µs	δ ¹⁸ O‰ /smow
F.O. 1	10-10-73						264	
2	24-10-73	14h.30'			6°1	7,85	271	- 7,99
3	06-11-73	19h.00'			6°1	7,90	241	
4	13-11-73	17h.00'			5°9	7,80	272	- 8,07
5	27-11-73	11h.25'			5°9	7,80	246	
6	11-12-73	13h.15'			5°8	7,75	261	- 8,71
7	10-01-74	16h.20'			5°5	7,70	236	- 9,26
8	22-01-74	16h.40'			5°6	8,00	244	
9	20-02-74	15h.20'			5°35	7,70	256	- 9,14
10	19-03-74	12h.30'		0,00371	4°80		211	- 9,40
11	02-04-74	11h.20'		0,00248	4°75	7,75	223	
12	16-04-74	13h.10'		0,00209	4°85	7,75	230	- 9,68
13	23-04-74	15h.30'		0,00091	5°10	7,75	219	
14	30-04-74	12h.20'		0,00080	5°10	7,95	229	
15	07-05-74	14h.30'		0,00376	4°8		210	- 9,48
16	14-05-74	11h.00'		0,00096	5°2	7,90	230	- 9,44
17	28-05-74	10h.00'		0,00104	5°45		230	
18	11-06-74	11h.50'		0,00104	5°55	7,60	245	- 8,92
19	25-06-74	13h.50'		0,00091	5°70		247	
20	01-07-74	10h.00'		0,00082	5°70		253	

HHA, PY : sources de la Coume Quarriède. - PL : source du Plan de Liét.

Echantillon	date	heure	cote m	debit m ³ /s	T°	pH	Conductivité µs	δ ¹⁸ O‰ /SMOW	δ D°/‰ vs SMOW
F.O.21	09-07-74	17h.15'		0,00057	5°80		255	- 8,46	.. 56
22	16-07-74	11h.00'		0,00063	5°70		256		
23	23-07-74	14h.10'		0,00046	5°80		253		
24	30-07-74	14h.30'		0,00042	5°90		249		
25	06-08-74	13h.35'		0,00042	5°95		253	- 8,65	
26	13-08-74				6°10		253		
27	20-08-74	14h.40'		0,00039	5°90		258	- 8,41	
28	22-08-74	16h.10'			6°70		194	- 6,68	
29	03-09-74	16h.00'		0,00032	6°05		265	- 7,81	
30	17-09-74	16h.10'			6°60		210	- 7,15	
31	08-10-74	16h.00'		0,00230			258		
32	15-10-74	12h.15'		0,00083	6°10		254	- 8,12	
HHA 1	05-09-73	12h.20'			17°00				
2	10-10-73						156		
3	24-10-73	12h.00'			7°50		167		
PY 1	05-09-73	10h.15'			8°00		235		
2	24-10-73	11h.15'			6°20		236		
PL 1	05-09-73	11h.50'			9°30				
2	10-10-73						312		
3	24-10-73	12h.30			7°40		320		

Source du SURGEINT.

Echantillon	date	heure	cote m	debit m ³ /s	T°	pH	Conductivité µs	δ ¹⁸ O‰ /smow	δD‰ vs. SMOW
SUR 1	10-10-73						258		
2	24-10-73	16h.35'			7°4	7,95	251	- 8,77	
3	06-11-73	19h.15'			7°5	7,90	241		
4	13-11-73	17h.30'			7°4	7,80	247	- 9,22	
5	27-11-73	12h.00'			7°4	8,00	235		
6	11-12-73	15h.20'			7°4	7,80	247	- 8,75	- 60
7	10-01-74	14h.10'			7°4	7,9	235	- 9,28	
8	22-01-74	19h.00'			7°5		240		
9	05-02-74	16h.10'			7°6		249	- 9,00	
10	20-02-74	16h.40'			7°6	7,9	242	- 9,48	
11	05-03-74	12h.40'			7°6	8,1	242		
12	16-03-74	14h.45'			7°55		225	- 9,72	- 62
13	19-03-74	13h.20'			7°40		232	- 9,44	
14	02-04-74	13h.35'			7°35	8,1	226		
15	16-04-74	15h.50'			7°35	7,95	227	- 9,32	- 62
16	30-04-74	14h.05'			7°45	8,0	238	- 8,88	
17	14-05-74	13h.00'			7°35	7,95	224	- 9,52	
18	11-06-74	13h.10'			7°55		237	- 9,12	
19	25-06-74	17h.30'			7°5		240		
20	09-07-74	18h.00'			7°6		243	- 8,94	- 60

Annexe 5.

Teneurs en tritium

FONTAINE DES SECHES		
H.S. 7	04-12-73	60 ± 3 UT
H.S.10	10-01-74	54 ± 7 UT
H.S.17	05-03-74	67 ± 5 UT
H.S.24	07-05-74	117 ± 7 UT
H.S.30	09-07-74	98 ± 6 UT
H.S.35	20-08-74	89 ± 2 UT
H.S.36	21-08-74	91 ± 3 UT
H.S.37	22-08-74	101 ± 4 UT
SURGEINT		
SUR 6	11-12-73	74 ± 3 UT
SUR 10	20-02-74	86 ± 5 UT
SUR 17	14-05-74	82 ± 2 UT
SUR 20	09-07-74	90 ± 5 UT
SUR 23	20-08-74	78 ± 5 UT
SUR 24	22-08-74	79 ± 2 UT
SUR 25	03-09-74	88 ± 4 UT
GOVEIL DI HER - YEUX		
GB 35 b	20-08-74	97 ± 4
GB 35 b1	21-08-74	105 ± 3
GB 35 b2	22-08-74	93 ± 5

Annexe 6 : Analyses de roches.

Provenance	AALÉNIEN SUPÉRIEUR BAJOCIEN Dolomie	JURASSIQUE MOYEN Dolomie cristalline	KIMMÉRDGIEN Breche dolomique	BEDOULIEN Marnes	BEDOULIEN SUP. Micolite	APTIEN ÉLEVÉ calcare	APTIEN Calcaire à Toucasia	CENOMANIEN BASAL Formation d'itique rouge	CRETACE SUP. Calcaire métamorphique	CRETACE SUP. Calcaire métamorphique	Remplissage de fissure indurée rouge	Remplissage de fissure tectonique.
déterminations.	VALLEE DE PLANQUE	COURCUE	FONTAINE des SECHES	GOUFFRE RAYMONDE - 130 m	BOIS de CAMPS	LAPIAZ de MARIA ROUCH	HENNE MORTE	COUME-OUARNEDE	CROIX de QUERET	PORTET D'ASPET	VALLEE de L'ESCALETTE	COUME-OUARNEDE
Z	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
H ₂ O ⁻	0,07	0,05	0,06	0,28	0,07	0	0,05	0,29	0,05	0,06	0,10	0,06
H ₂ O ⁺ CO ₂ , SH ₂ , SO ₂	45,34	45,64	45,69	27,29 SR ₂	44,08	46,30	47,34	17,28	42,25	41,03	3,44	46,31
SiO ₂	1,75	0,73	0,36	20,00	11,40	1,57	0,37	33,50	1,02	5,65	63,00	2,14
Al ₂ O ₃	1,32	0,73	0	6,00	1,43	0,75	1,03	12,80	0	1,21	0	1,70
Fe ₂ O ₃	0	0,04	0	4,90	0,06	0	3,66	3,82	0	0	8,30	0,10
FeO	0,53	0,36	0,53	10,20	0,53	0,36	0,71	2,68	0,36	0,71	0,36	0,36
H ₂ O	6,40	20,00	20,60	8,10	0,93	0,66	0,70	2,32	1,85	2,26	0,21	4,10
CaO	31,20	31,40	31,60	22,20	40,00	50,00	45,40	15,90	54,00	47,70	3,60	43,50
Ca/Mg	1,57	1,13	1,11	1,98	31,0	54,6	46,8	4,94	21,0	15,08	12,02	7,65
Na ₂ O	0,036	0,03	0,03	0	0	0	0	0,44	0	0	0	0
K ₂ O	0,49	0,40	0	0	0,57	0	0	3,90	0	0,68	0	0,43
TiO ₂	0,098	0,06	0,01	0,34	0,09	0,045	0,02	0,83	0,027	0,075	0,034	0,10
MnO	0,034	0,015	0,03	0,01	0,01	0,015	0,02	0,016	0,014	0,015	0,02	0,014
P ₂ O ₅	0,342	0	0	0,18	0,04	0	0	0,19	0	0	0,17	0,07
TOTAL	99,10	99,45	98,91	99,60	99,31	99,50	99,30	99,36	99,62	99,41	99,13	99,58

Coordonnées Lambert		x	y	z	fichier BRGM	Coordonnées Lambert		x	y	z	fichier BRGM
CAVITES						CAVITES					
ANONYME	(puits)	481,3	77,20	760m	BRGM	MISTRAL	(puits du)	480,10	76,50	810	
BALCON	(puits)	479,99	75,75	1375		ODON	(gouffre)	480,20	75,80	1300	
BARRADOS	(puits)	482,27	75,95	873		OMBRE du CAMP	(grotte de)				
BARNACHE	(gouffre)	481,03	75,32	1147		= grotte de GOURGUE		482,8	76,90	520	BRGM
BIDAOUQUE	(grotte)	481,55	77,40	740	BRGM	PABLO	(gouffres)	479,87	75,35	1350	
BOURUSSE :						PENE BLANQUE	(grotte de)				
	(1ère grotte)	481,50	77,00	900	BRGM	= TUTO dech MAY		480,92	76,63	900	BRGM
	(2ème grotte)	481,50	77,00	880	BRGM	PERGETE		483,00	77,80	450	BRGM
BOUT d'aras ARTIGOS		481,60	76,80	870	BRGM	PEYREGUILA					
BUHADE dech GANDIL						(Trou de la TALE)		480,16	74,64	1437	
	(trou souffleur)	481,46	76,37	860		PHOSCEENS	(puits des)	482,31	75,92	850	
CAP de MILOT	(puits)	483,00	76,40	800	BRGM	PIERRE	(gouffre)	480,76	75,27	1185	
CATHEDRALE	(puits de la)	479,79	75,55	1433	BRGM	PLAN DE GAULE					
CLOT dech COURNUT		483,20	75,7	800	BRGM	(1er puits)		481,90	76,70	730	BRGM
CLOT d'aras COUME de TOUL		482,40	76,5	800	BRGM	(2ème puits)		481,8	76,70	800	BRGM
COUME NERE	(grotte)	479,89	75,28	1350		(3ème puits)		481,60	76,70	800	BRGM
DOLINE du PORC		483,10	76,30	800	BRGM	PLAN de LIET	(gouffre)	479,23	74,93	1480	
DUPLESSIS	(gouffres)					PLANTILLET		479,56	75,20	1450	
	(N°1)	480,55	75,25	1255		POUDAC d'aras très Gaoutos		481,10	77,10	740	BRGM
	(N°2)	480,56	75,25	1255		POUDAC GRAN		481,50	77,30	760	BRGM
ESPAOUNE de PELIOTT		481,40	77,40	650	BRGM	POUDAC PETIOU		481,60	77,40	740	BRGM
FRAMBOISIERS	(puits)	479,70	75,26	1410		POUNT dech ERBAO'S					
GARROUSSECH	(puits)	483,00	78,00	450	BRGM	(pont de Gerbaut)		480,85	76,05	1080	BRGM
GLACIERE	(puits de la)	479,62	75,18	1430		RAPE	(puits de la)	479,63	75,21	1430	
GOUEIL di HER	(grotte)	482,40	76,70	490	BRGM	RAYMONDE	(gouffre)	479,90	75,07	1358	
gouffre n°54		480,72	75,66	1184		ROUGE	(puits)	481,30	75,73	1065	
HENNE MORTE	(gouffre)	480,06	75,819	1357		SAOUT	(grotte)	482,8	76,40	620	BRGM
IF	(puits)	479,80	75,09	1392		SAPINS	(puits)	479,80	75,03	1380	BRGM
JALIOT	(puits de)	481,00	77,20	700	BRGM	SARRAT dech MENE		480,0	75,495	1339	
JALIOT (trou du Prè de)		481,20	77,40	630	BRGM	(puits supérieurs)		480,00	75,525	1357	
MARIA ROUCH	(puits de)	481,90	75,90	900	BRGM	TUTE d'aras SPIONES de					
MICHELE	(gouffre)	480,61	75,50	1223		COUENCA		481,00	76,50	950	BRGM
MILE	(gouffre)	479,97	74,98	1330		VENT (trou du)		480,43	75,18	1270	

INVENTAIRE DES CAVITES DU MASSIF D'ARBAS

Cartes IGN 1/20000 Aspet n°2 et 3
 1/50000 Aspet
 1/25000 Aspet n°2 et 3

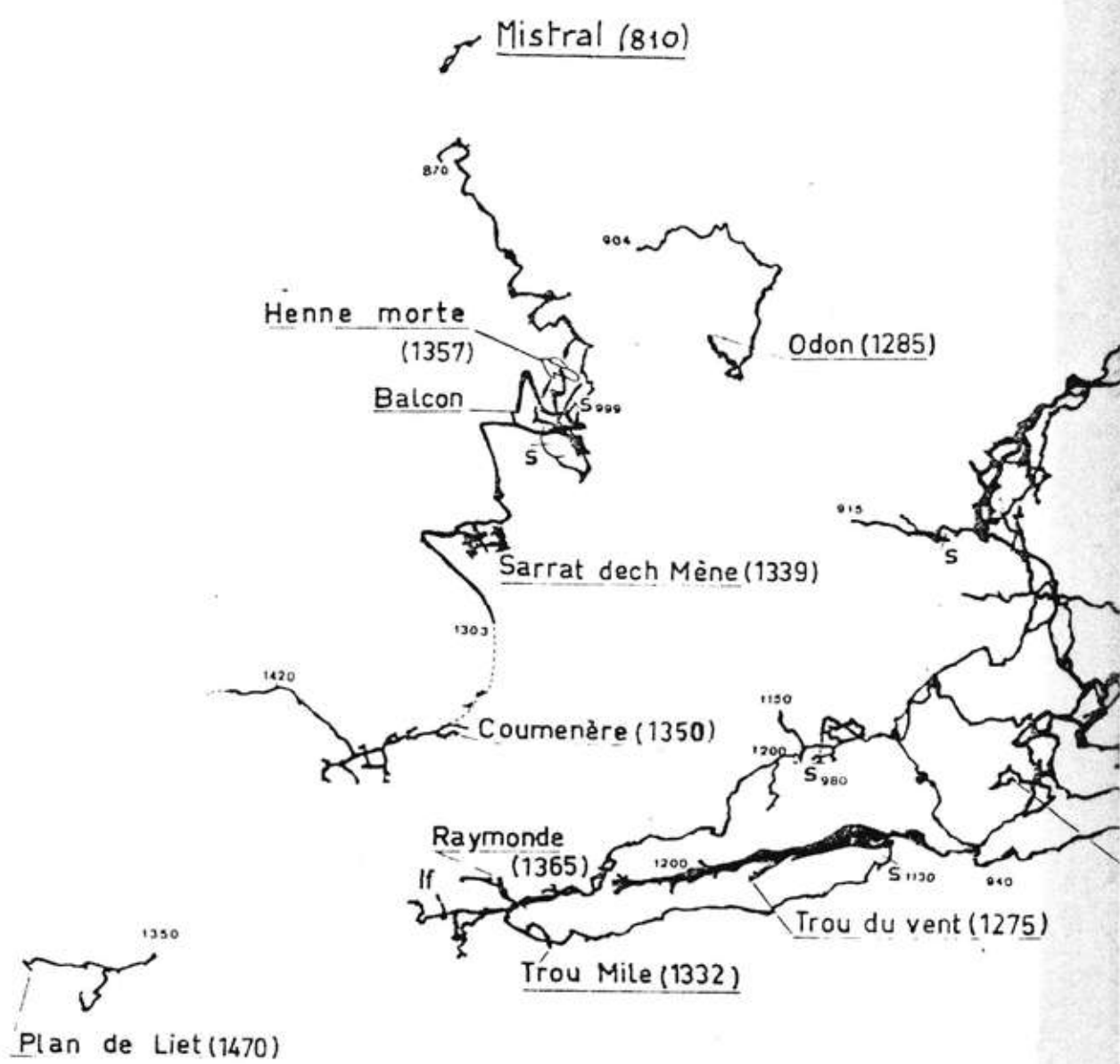
Communes : ARBAS (Haute Garonne)
 HERRAN (Haute Garonne)

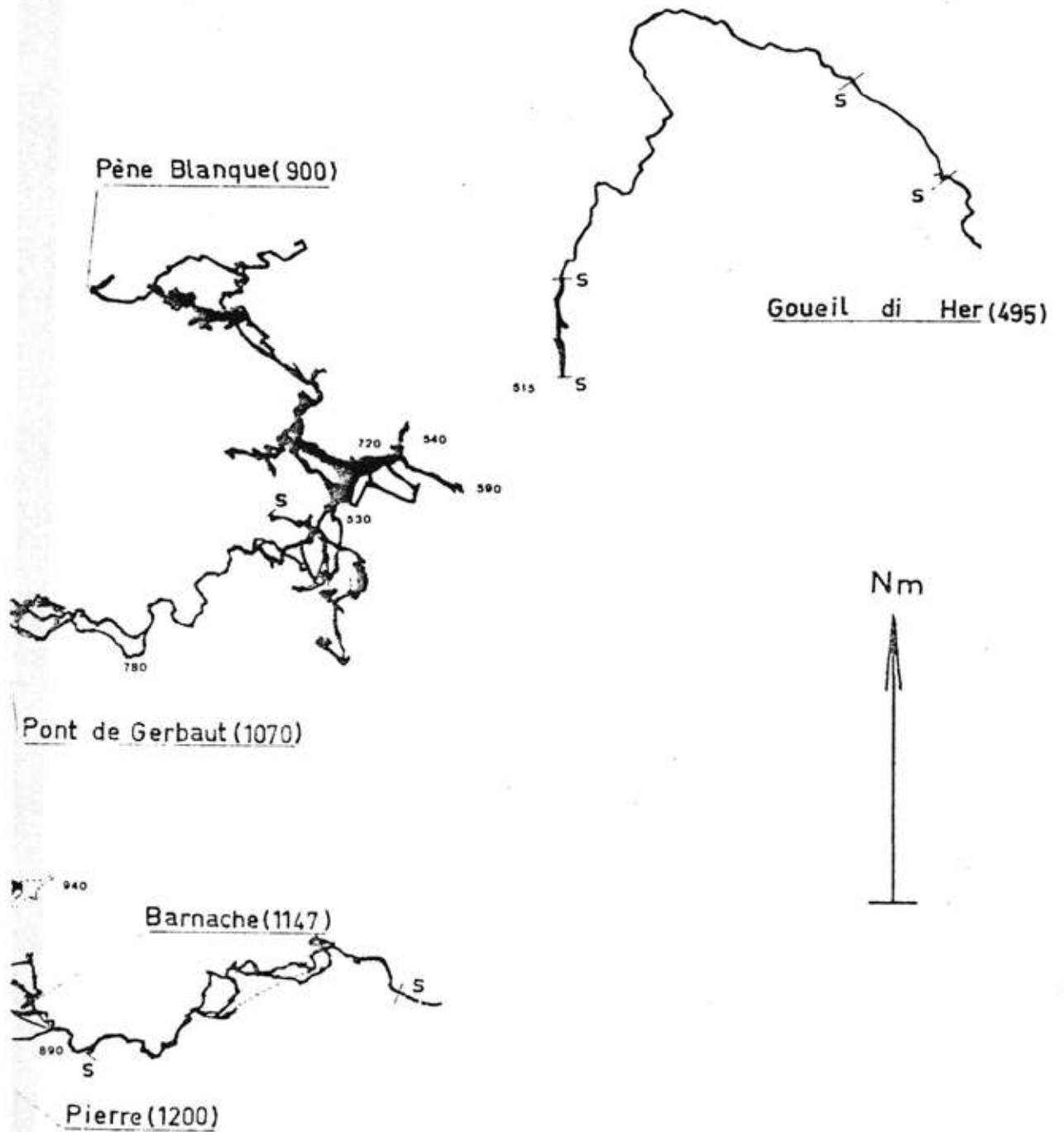
MASSIF d'ARBAS (31)

CAVITES.



• Fne des Sèches.(740)





Cartes IGN Aspet nos 2 et 3.

PLAN

ÉTUDE HYDROGÉOLOGIQUE DU MASSIF KARSTIQUE D'ARBAS (HAUTE GARONNE)

INTRODUCTION : PRESENTATION DE L'ETUDE.

1ÈRE PARTIE : LE MASSIF D'ARBAS ET SON CONTEXTE.

IA - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

IA1 - <u>GEOGRAPHIE - LOCALISATION</u>	3
IA2 - <u>SITUATION GEOLOGIQUE - LA CHAÎNE DES PYRENEES</u>	3
IA3 - <u>GEOMORPHOLOGIE</u> -	11
IA3 a) Description.	
IA3 b) Discussion.	

IB - CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE, LITHOLOGIQUE ET TECTONIQUE

IB1 - <u>STRATIGRAPHIE</u> -	17
IB2 - <u>LITHOLOGIE ET DONNEES SUR LA COMPOSITION CHIMIQUE DES TERRAINS</u> -	21
IB2 a) La série Jurassico-Crétacé non métamorphique.	
IB2 b) La série métamorphisée.	
IB2 c) Les remplissages de fissures.	
IB3 - <u>TECTONIQUE ET FRACTURATION</u> -	27
IB3 a) Définition du champs de fracturation.	
IB3 b) Nature des discontinuités.	
IB3 c) Conclusion.	
IB4 - <u>KARSTIFICATION</u> -	37
IB4 a) Les formes de surface.	
IB4 b) Le réseau spéléologique.	
IB4 b1) historique	
IB4 b2) la coupe des réseaux	
IB4 b3) les directions de karstification	
IB4 b4) les circulations d'eau dans les réseaux.	

IC - CADRE HYDROGEOLOGIQUE

ICI - LES EXUTOIRES KARSTIQUES -	50
ICI a) La Fontaine des Sèches.	
ICI b) Le Goueil di Her.	
ICI c) La Source du Surgeint.	
ICI d) Autres sources.	
IC2 - TRAVAUX ANTERIEURS SUR L'HYDROGEOLOGIE DU MASSIF - ...	52
IC3 - LES SYSTEMES KARSTIQUES ET LEURS CARACTERISTIQUES PHYSIQUES -	55

ID - DISCUSSION ET CONCLUSIONS SUR LA PREMIERE PARTIE

ID1 - RELATION KARSTIFICATION - LITHOLOGIE -	61
ID2 - RELATION KARSTIFICATION - GEOMORPHOLOGIE -	63
ID3 - RELATION KARSTIFICATION - FRACTURATION -	66

2ÈME PARTIE : DONNEES SUR LE CLIMAT ET LES ECOULEMENTS.

IIA - EQUIPEMENT DES BASSINS VERSANTS

IIA1 - RESEAU DE MESURES CLIMATIQUES -	69
IIA2 - STATIONS DE MESURES HYDROMETRIQUES -	72

IIB - LES ÉLÉMENTS DU CLIMAT

IIB1 - PRECIPITATIONS -	73
IIB1 a) Résultats.	
IIB1 b) Analyse.	
IIB2 - TEMPERATURES DE L'AIR -	82
IIB2 a) Résultats.	
IIB2 b) Analyse.	
IIB3 - ESTIMATION DE L'E.T.R.	86

IIC - DONNEES HYDROLOGIQUES

IIC1 - ESTIMATION DES DEBITS A PARTIR DES PRECIPITATIONS ET DE L'E.T.R -	89
IIC2 - OBSERVATIONS SUR LES DEBITS -	91
IIC2 a) Mesures de débits.	
IIC2 b) Analyse des corrélations.	
IIC3 - OBSERVATIONS HYDROLOGIQUES A LA FONTAINE DES SECHES - 100	
IIC3 a) Relation pluviométrie - hauteur d'eau à la Fontaine des Sèches.	
IIC3 b) Etude des courbes de recession de la Fontaine des Sèches.	
IIC3 b1) Méthode d'étude	
IIC3 b2) Application	
IIC3 b3) Discussion.	

3ÈME PARTIE : ETUDE HYDROCHIMIQUE ET ISOTOPIQUE.

IIIA - METHODES D'ÉTUDE

IIIA1 -	<u>ECHANTILLONNAGE ET DONNEES DE TERRAIN</u>	113
IIIA2 -	<u>PROBLEMES GENERAUX ET PARAMETRES ETUDIES</u>	
	IIIA2 a) Paramètres chimiques	115
	IIIA2 b) Paramètres isotopiques	117
IIIA3 -	<u>METHODES D'ANALYSE ET EXPRESSION DES RESULTATS</u>	
	IIIA3 a) Analyses chimiques	118
	IIIA3 b) Analyses isotopiques	121

IIIB - PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

IIIB1 -	<u>DONNEES SUR LES PRECIPITATIONS</u>	
	IIIB1 a) Données chimiques	123
	IIIB1 b) Données isotopiques	123
IIIB2 -	<u>DONNEES SUR LES FOUNTAINES KARSTIQUES PRINCIPALES ET AUTRES POINTS D'EAU</u>	
	IIIB2 a) Présentation des résultats	130
	IIIB2 a1) Fontaine des sèches et points d'eau de la vallée de Planque.	
	IIIB2 a2) Le Goulet di Her.	
	IIIB2 a3) Ecoulements de surface = le ruisseau de l'Escalette le ruisseau de la Coome Quarnède	
	IIIB2 a4) Fontaine de l'Ours	
	IIIB2 a5) Source du Surgeint	
	IIIB2 b) Caractères géochimiques et isotopiques	147
	IIIB2 b1) Compositions chimiques moyennes.	
	IIIB2 b2) Relation minéralisation, conductivité.	
	IIIB2 b3) Calculs de saturation.	
	IIIB2 b4) Variabilité de la conductivité et de la température.	
	IIIB2 b5) Caractères isotopiques.	

III C -

DISCUSSION ET INTERPRETATION

IIIC1 - CARACTERES GEOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES

IIIC1 a) Caractères géochimiques163
IIIC1 b) Caractères isotopiques175
IIIC1 c) Comparaison des températures moyennes177

IIIC2 - VARIATIONS AU COURS DU CYCLE

IIIC2 a) Causalité des variations des paramètres
physico-chimiques.....179
IIIC2 b) Evolution dans le temps. ;.....181
IIIC2 c) Variabilité des paramètres physico-
chimiques.....187

CONCLUSIONS GENERALES

.....191