



Hydrogéologie de l'avant-pays de Chartreuse (Isère) : hydrodynamique karstique et alluviale - Alpes françaises

Francis Baudoin

► To cite this version:

Francis Baudoin. Hydrogéologie de l'avant-pays de Chartreuse (Isère) : hydrodynamique karstique et alluviale - Alpes françaises. Hydrologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1984. Français. NNT : . tel-00634023

HAL Id: tel-00634023

<https://theses.hal.science/tel-00634023>

Submitted on 20 Oct 2011

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

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

RESUME

L'avant-pays de Chartreuse est une zone de transition entre les chaînes subalpines (massif de la Grande Sure), la terminaison méridionale du Jura (chaînon du Ratz) et le bassin molassique du Bas-Dauphiné. La grande diversité des dépôts (calcaire karstique, molasse marneuse et conglomératique, alluvions fluviales, glaciaires et interglaciaires) a justifié l'emploi de méthodes variées dans le but de définir le comportement hydrodynamique des différents aquifères et d'en déterminer les potentialités.

La description des particularités lithologiques et hydrogéologiques des différentes formations a permis de préciser les conditions aux limites des réservoirs alluviaux.

L'étude du remplissage alluvial, réalisée à partir d'une campagne de prospection géophysique et de nombreux forages, a défini la géométrie de ces réservoirs et a permis l'ébauche d'un schéma de la configuration des dépôts en fonction des phases glaciaires et interglaciaires.

Les limites de bassins versants ont été déterminées par l'étude des circulations karstiques dans les massifs calcaires. L'analyse de la structure et de la fracturation, l'observation des débits et des caractères physico-chimiques des eaux des émergences ont donné un schéma cohérent du fonctionnement des systèmes karstiques qui participent pour une grande part à l'alimentation des aquifères alluviaux.

L'évaluation des volumes d'eau infiltré à partir des données hydroclimatiques a mis en évidence de remarquables potentialités d'exploitation de la nappe dans la vallée de St-Laurent-du-Pont.

L'étude hydrodynamique de cette nappe a fait apparaître que l'effet transitoire des apports est rapidement effacé vers l'aval, la nappe acquérant en permanence un régime de quasi-équilibre entre les effets d'alimentation amont et le drainage des zones argileuses. L'ensemble des connaissances concernant l'aquifère et ses limites a donc pu être contrôlé par un modèle d'écoulement permanent qui permet de simuler les effets d'un captage.

MOTS-CLES

Aquifère alluvial, hydrodynamique karstique, avant-pays de Chartreuse, Grande Sure, chaînon du Ratz, karst noyé, prospection électrique, drainage, piézométrie, modèle mathématique.



THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^E CYCLE

DE

GÉOLOGIE APPLIQUÉE

par

Francis BAUDOIN

HYDROGÉOLOGIE

DE L'AVANT-PAYS DE CHARTREUSE (ISERE)

HYDRODYNAMIQUE KARSTIQUE ET ALLUVIALE.

Soutenue le 29 juin 1984 devant la commission d'examen:

R. MICHEL	PROFESSEUR A L'USMG	PRESIDENT
J. SARROT-REYNAULD	PROFESSEUR A L'USMG	RAPPORTEUR
J.C. FOURNEAUX	MAITRE-ASSISTANT A L'USMG	EXAMINATEUR
J. BIJU-DUVAL	GEOLOGUE DDA ISERE	EXAMINATEUR
P. JARDIN	INGENIEUR SOGREAH	EXAMINATEUR

GRENOBLE

BAUDOIN (F.)

Ex. n° 1

Afin

6 JUL. 1984

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

6 JUL. 1984

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

BAUDOIN F. - HYDROGÉOLOGIE DE L'AVANT-PAYS DE CHARTREUSE - Hydrodynamique karstique et alluviale - 1984

AVANT PROPOS

Au terme de ce travail effectué dans le cadre d'un contrat avec la D.G.R.S.T., en étroite collaboration avec la D.D.A. de l'Isère et la SOGREAH, il m'est agréable de remercier toutes les personnes qui ont contribué à sa réalisation et qui ont bien voulu le juger :

- Monsieur R. MICHEL, Professeur à l'Institut Dolomieu, qui m'a fait l'honneur de présider ce jury ;
- Monsieur J. SARROT-REYNAULD, Professeur à l'Institut Dolomieu, qui m'a confié ce travail et encouragé tout au long de sa réalisation ;
- Monsieur J. BIJU-DUVAL, Géologue à la D.D.A., dont j'ai beaucoup apprécié les conseils et critiques constructives en particulier lors de ses visites sur le terrain, ainsi que l'aide technique et matérielle qu'il a pu m'apporter ;
- Monsieur P. JARDIN, Ingénieur à la SOGREAH, pour m'avoir initié aux modèles mathématiques de nappe et m'avoir fait largement profiter, dans une ambiance sympathique, des expériences d'une équipe d'hydrogéologues de pointe ;
- Monsieur J.C. FOURNEAUX, Maître-Assistant à l'Institut Dolomieu, à qui je dois une solide formation et des conseils judicieux tout au long de mes études.

Je tiens aussi à remercier tous les chercheurs, enseignants, ingénieurs et techniciens qui m'ont aidé et tout particulièrement Monsieur DURAFOUR, technicien à la D.D.A., Monsieur REVOL, technicien à l'Institut Dolomieu pour leur aide sur le terrain.

C'est à mes camarades du Laboratoire de Géologie et d'Hydrogéologie de Grenoble que vont mes remerciements les plus cordiaux pour leurs chaleureux "coups de main" lors des campagnes de forage et de géophysique ; tous ont contribué à entretenir une ambiance favorable à la réflexion.

A ma famille, dont l'aide morale est inestimable, ne doutant jamais de l'intérêt de l'étude que j'avais entreprise, je voudrais adresser un témoignage de reconnaissance et d'affection toutes particulières,

... et surtout à Flo, qui a participé avec le plus grand dévouement aux travaux de terrain et à la réalisation de ce mémoire.

RESUME

L'avant-pays de Chartreuse est une zone de transition entre les chaînes subalpines (massif de la Grande-Sure), la terminaison méridionale du Jura (chaînon du Ratz) et le bassin molassique du Bas-Dauphiné. La grande diversité des dépôts (calcaire karstique, molasse marneuse et conglomératique, alluvions fluviatiles, glaciaires et interglaciaires) a justifié l'emploi de méthodes variées dans le but de définir le comportement hydrodynamique des différents aquifères et d'en déterminer les potentialités.

La description des particularités lithologiques et hydrogéologiques des différentes formations a permis de préciser les conditions aux limites des réservoirs alluviaux.

L'étude du remplissage alluvial, réalisée à partir d'une campagne de prospection géophysique et de nombreux forages, a défini la géométrie de ces réservoirs et a permis l'ébauche d'un schéma de la configuration des dépôts en fonction des phases glaciaires et interglaciaires.

Les limites de bassins versants ont été déterminées par l'étude des circulations karstiques dans les massifs calcaires. L'analyse de la structure et de la fracturation, l'observation des débits et des caractères physico-chimiques des eaux des émergences ont donné un schéma cohérent du fonctionnement des systèmes karstiques qui participent pour une grande part à l'alimentation des aquifères alluviaux.

L'évaluation des volumes d'eau infiltrée à partir des données hydroclimatiques a mis en évidence de remarquables potentialités d'exploitation de la nappe dans la vallée de Saint-Laurent-du-Pont.

L'étude hydrodynamique de cette nappe a fait apparaître que l'effet transitoire des apports est rapidement effacé vers l'aval, la nappe acquérant en permanence un régime de quasi-équilibre entre les effets d'alimentations amont et le drainage des zones argileuses. L'ensemble des connaissances concernant l'aquifère et ses limites a donc pu être contrôlé par un modèle d'écoulement permanent qui permet de simuler les effets d'un captage.

Mots clés: Aquifère alluvial, hydrodynamique karstique, avant-pays de Chartreuse, Grande-Sure, chaînon du Ratz, karst noyé, prospection électrique, drainage, piézométrie, modèle mathématique.

INTRODUCTION GENERALE

Les travaux de reconnaissance de l'avant-pays de Chartreuse menés conjointement par la Direction Départementale de l'Agriculture de l'Isère et le Syndicat Mixte d'Aménagement du Voironnais ont débuté dès 1968. Ils ont montré l'existence de nombreuses ressources offertes par les alluvions aquifères de la vallée de St-Joseph-de-Rivière - St-Laurent-du-Pont capables de satisfaire les besoins en eau croissants de la région Voironnaise.

Située à environ 20 km au N.W. de Grenoble, celle-ci est en effet vouée à un développement industriel important et se prête particulièrement bien à l'implantation de résidences principales et secondaires. L'accroissement moyen de la population pour ces dix dernières années est significatif : 9 à 10 % pour l'ensemble des communes du S.M.A.V.

En 1980, le Laboratoire d'hydrogéologie de l'Institut Dolomieu s'est associé aux travaux de la D.D.A. en proposant une thèse de 3ème cycle dont l'objectif principal était l'évaluation des ressources en eau de la vallée qui à cette date étaient encore mal connues sur le plan quantitatif.

Mais dès le début des recherches, plusieurs éléments ont contribué à étendre la zone d'étude vers les formations limites de la vallée ; en effet, sa situation dans une zone charnière entre un domaine molassique (Bas-Dauphiné) et un domaine karstique (chaînon jurassien du Ratz et massif de la Chartreuse) rendait difficile une étude hydrogéologique trop limitée.

De plus, les travaux spécifiques à la vallée menés jusqu'alors par la D.D.A. n'avaient abouti qu'à des hypothèses sur les alimentations latérales ou les pertes possibles vers les calcaires karstiques. Parallèlement, les études hydrogéologiques entreprises plus à l'Ouest dans le Bas-Dauphiné par H. DEHAYS révèlent l'existence de paléovallées postmiocènes qui commandent le régime actuel des eaux souterraines.

Une meilleure connaissance des relations existant entre l'aquifère et ses formations encaissantes impliquait donc une étude beaucoup plus complète que celles menées jusqu'alors par la D.D.A. et le S.M.A.V. et devait être ainsi étendue au chaînon calcaire du Ratz et à la vallée de la Morge.

La participation de la SOGREAH, en 1982, au projet d'exploitation de l'aquifère étudié, a permis de synthétiser nos résultats hydrodynamiques par un modèle mathématique de représentation des écoulements souterrains.

CHAPITRE 1

CADRE, OBJECTIFS ET METHODES

I CADRE GEOGRAPHIQUE

II CADRE GEOLOGIQUE

III OBJECTIFS ET METHODES

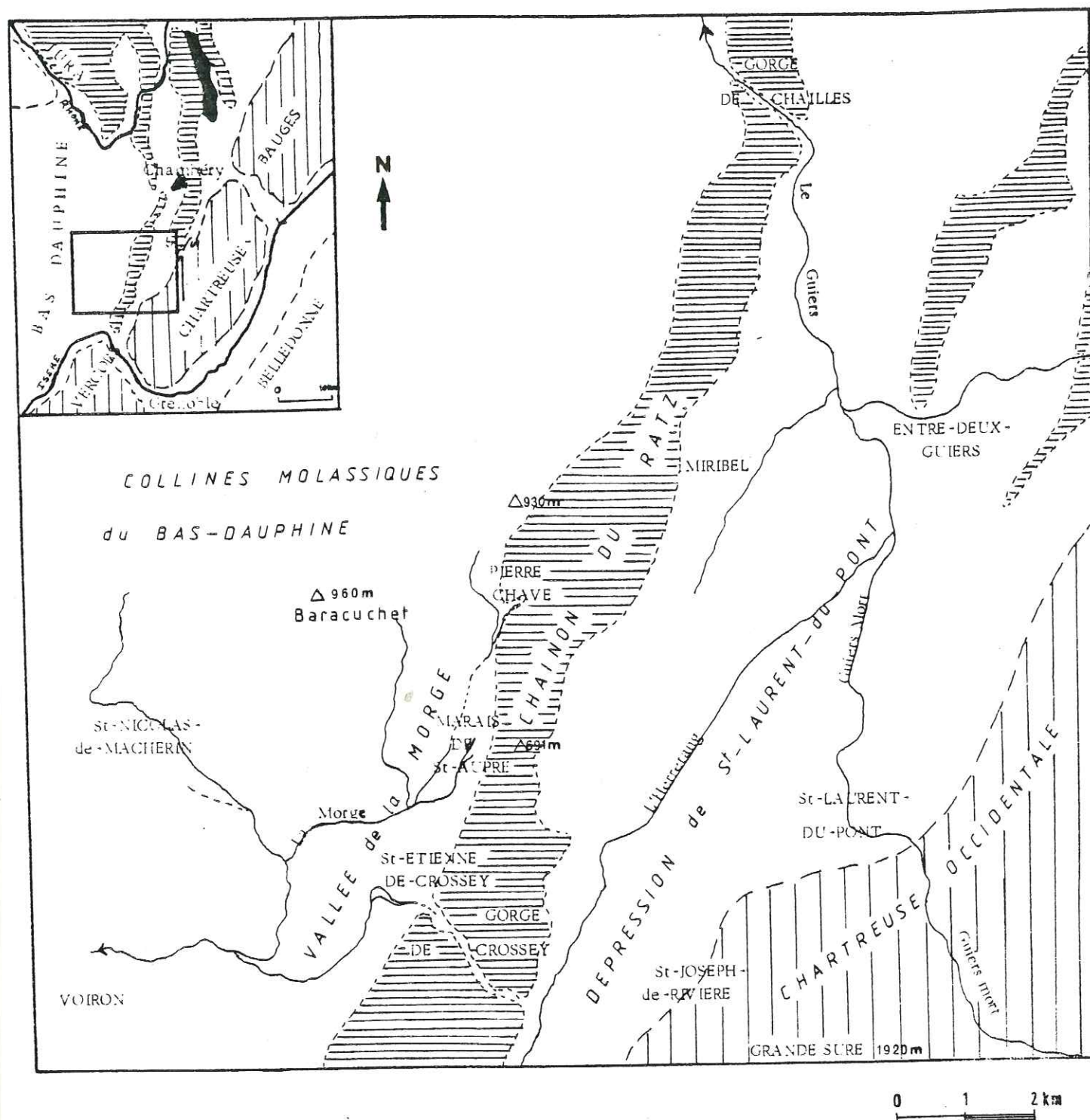


Fig 1 : CARTE DE SITUATION GENERALE

Les subdivisions géographiques de l'avant pays de Chartreuse.

I - CADRE GEOGRAPHIQUE

A - SITUATION REGIONALE

L'originalité de l'avant-pays de Chartreuse est liée à sa situation particulière au carrefour de 3 vastes régions naturelles qui sont d'Est en Ouest (fig. 1):

- le Bas-Dauphiné dont les collines s'étendent vers l'Ouest jusqu'à la vallée du Rhône,
- l'Arc jurassien dont le chaînon du Ratz est un des éléments le plus méridional,
- le Massif subalpin de la Chartreuse.

Pour les géographes, cette région appartient au Bas-Dauphiné, mais tout au long de l'étude on pourra remarquer que l'influence autant climatique que géologique du massif de la Chartreuse domine. Aussi, nous conserverons l'appellation "avant-pays de Chartreuse".

B - CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DE L'AVANT-PAYS DE CHARTREUSE

La juxtaposition des différentes unités géographiques donne à notre région une morphologie particulière. Partant de l'Ouest vers l'Est (de Voiron en direction de St-Laurent-du-Pont), les reliefs et les plaines alluviales se succèdent.

- A l'Ouest les collines boisées molassiques forment la majeure partie du bassin versant de la Morge. Elles sont peu élevées et culminent au signal du Baracuchet à 960 m d'altitude. Les vallons de St-Nicolas-de-Macherin et de St-Aupre d'abord étroits (500 m de large) s'élargissent à leur confluence à St-Etienne-de-Crossey pour s'ouvrir vers le Sud en direction de Voiron et de la vallée de l'Isère.

Depuis sa source à Pierre-Chave jusqu'à St-Aupre, la Morge ne présente pas un cours permanent. Il est en effet fréquent d'y observer un lit sec en basses eaux. Par contre, plus à l'aval des sources apparaissent en fond de vallée. Elles sont à l'origine des marais de St-Aupre. Le remplissage alluvial, responsable de ces changements de régime semble très hétérogène.

- En poursuivant vers l'Est, on rencontre le massif calcaire du Chaînon du Ratz. Les falaises bordant en rive gauche la vallée de la Morge tranchent sur le faible relief des collines occidentales.

. Sa morphologie en plateau est caractéristique des chaînons jurassiens qui se prolongent vers le Nord par le mont Tournier. Son altitude ne dépasse pas 700 m au Sud de Pierre-Chave, soit un dénivelé de seulement 300 m par rapport aux vallées qui l'encadrent. Plus au Nord, les calcaires s'élèvent jusqu'à 930 m d'altitude près du col des Mille Martyrs. La végétation est dense sur tout le massif et recouvre des calcaires très lapiazés en surface. Les forêts de conifères dominent.

Parmi ces vastes domaines forestiers quelques prairies témoignent de l'existence d'un dépôt de couverture dont le rôle particulier sur les infiltrations vers le système karstique sera déterminant pour l'hydrodynamique des sources.

. C'est surtout sa position qui est remarquable et qui donne à la région son originalité hydrogéologique. Ses calcaires karstiques séparent deux vallées alluviales au potentiel aquifère important : la vallée de la Morge à l'Ouest et la vallée de St-Laurent-du-Pont à l'Est.

. Deux gorges entaillent profondément le chaînon du Ratz : les gorges de Chailles au Nord creusées par le Guiers, les gorges de Crossey au Sud sans aucun écoulement de surface. Ces deux cluses représentent, dans une première approche, les limites de l'étude du massif avant que soient définis les bassins versants des vallées bordières.

- A la différence de son rebord occidental abrupt, le flanc Est du chaînon du Ratz descend en pente douce vers la *vallée de St-Laurent-du-Pont*. Celle-ci est beaucoup plus large que la vallée de la Morge, à une altitude moyenne proche de 400 m NGF. Elle est drainée par deux rivières principales :

. le Guiers Mort qui conflue avec le Guiers Vif à Entre-Deux-Guiers pour se diriger vers le Rhône,

. l'Herretang qui draine de vastes zones marécageuses et tourbeuses sur la rive gauche de la vallée avant de rejoindre le Guiers Mort à l'aval de St-Laurent-du-Pont. La présence des tourbières et l'écoulement pérenne de nombreux canaux de drainage montrent que l'eau y est largement excédentaire.

La direction de la vallée est parallèle aux massifs qui la dominent ; elle se referme vers le Sud au col de la Placette (557 m) et vers le Nord. Les gorges de Chailles (350 m) constituent son seul exutoire de surface. Cette remarque nous amène à définir un des problèmes fondamentaux qui nous est posé : les eaux contenues dans le remplissage de la vallée de St-Laurent-du-Pont sont-elles drainées entièrement par le Guiers ou existe-t-il des fuites à travers les calcaires du chaînon du Ratz en direction de la vallée de la Morge ?

- A l'Est de la vallée, les falaises abruptes de la *Chartreuse Occidentale* dominent toute la région. Le point culminant est représenté par la Grande Sure à l'altitude de 1920 m.

C - CARACTERISTIQUES DES BASSINS VERSANTS

Le comportement hydraulique des deux vallées étudiées est avant tout conditionné par les dimensions et les caractéristiques climatiques et lithologiques de leur bassin versant.

D'un point de vue lithologique on peut faire, en première approche une distinction entre les formations de recouvrement à perméabilité d'interstices et les formations calcaires à perméabilité de fissures (fig. 2). Si pour les premières, les bassins d'alimentation sont proches des bassins versants géographiques, pour les secondes les réseaux karstiques ne permettent pas une délimitation aussi facile. Ainsi les massifs de la Grande Sure et du chaînon du Ratz n'offrent pas de limites bien définies. Leur détermination sera d'ailleurs un de nos objectifs essentiels sans laquelle tout bilan hydrogéologique serait aléatoire.

On remarque (fig. 2) une grande disproportion entre les bassins d'alimentation de la vallée de St-Laurent-du-Pont et celui de la Morge. Tels qu'ils sont esquissés sur la carte de la fig. 2, leur superficie est respectivement de :

. 40 km² environ pour la Morge à l'amont de Voiron,

. 250 km² environ pour le Guiers à Entre-Deux-Guiers soit 6 fois plus.

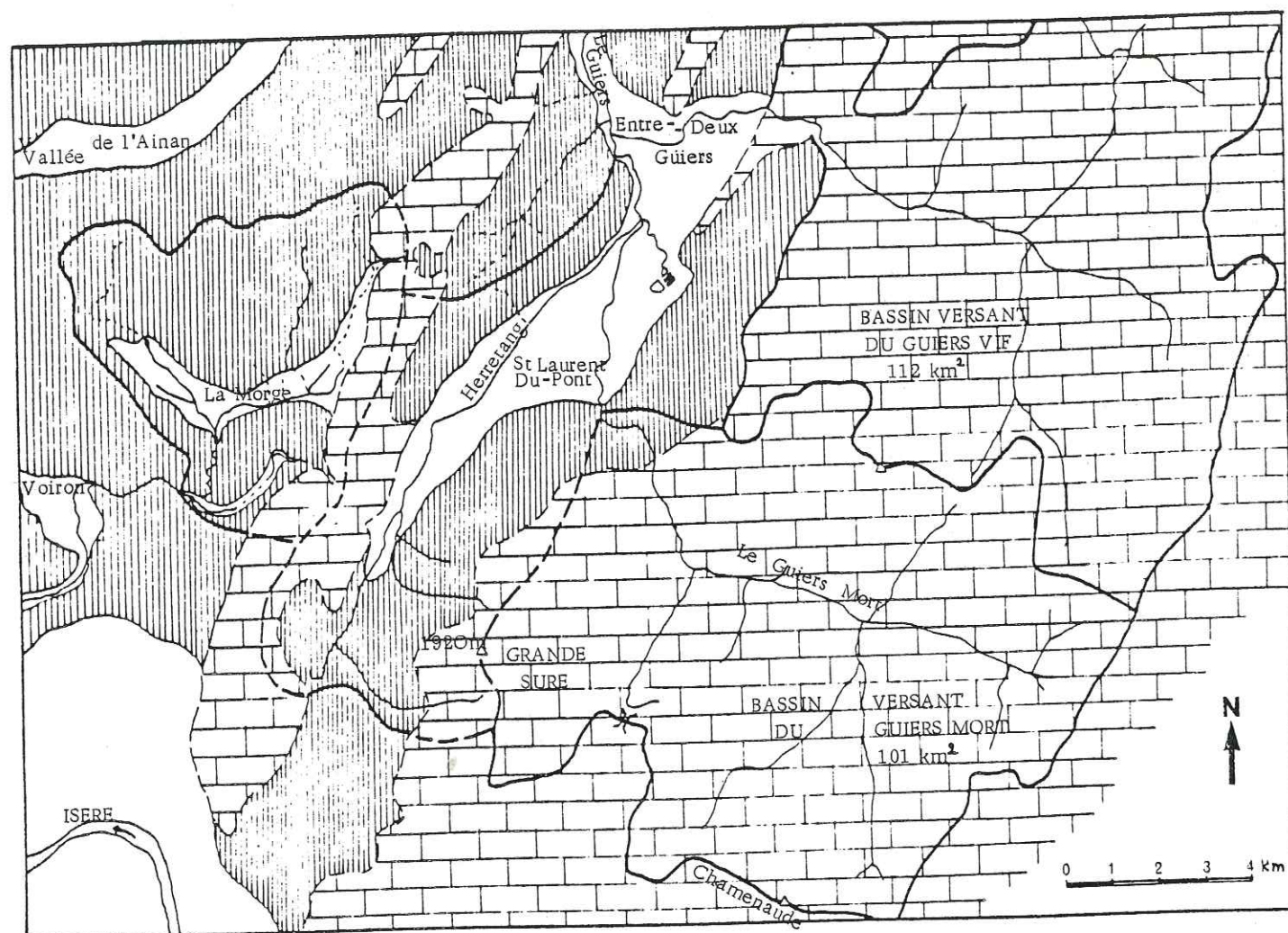
En effet la vallée de St-Laurent-du-Pont présente des conditions d'alimentation exceptionnelle. Elle constitue l'exutoire naturel des deux plus grands bassins versants de la Chartreuse dont les limites ont été définies par B. TALOUR (1976) :

. le bassin du Guiers Vif au Nord avec 112 km²,

. le bassin du Guiers Mort au Sud avec 101 km².

Il faut y ajouter le bassin versant de l'Herretang qui draine la bordure Sud-Ouest de la Chartreuse, le col de la Placette et le versant occidental de la vallée.

Les caractéristiques climatiques de ces bassins versants sont favorables également à l'obtention de débits importants dans la vallée de St-Laurent-du-Pont. Les précipitations annuelles sont importantes (1589 mm enregistrées en moyenne à St-Laurent-du-Pont). Les vallées profondes et marécageuses favorisent le développement de micro-climats froids en hiver, humides en été. En altitude les températures sont généralement basses de



-  Principales nappes alluviales
-  Formation de recouvrement (nappes discontinues et limitées)
-  Réseaux karstiques
-  Limites de bassin versant
-  Limites indéterminées

Fig 2 . LES BASSINS VERSANTS DE L'AVANT-PAYS DE CHARTREUSE.

Novembre à Avril et contribuent au stockage sous forme de neige d'une grande partie des précipitations. Ainsi l'alimentation de l'écoulement est assurée par les précipitations liquides dans les zones basses en hiver et par la fonte des neiges dans les zones hautes au printemps.

II - CADRE GEOLOGIQUE

A - LES UNITES STRUCTURALES

L'avant-pays de Chartreuse est formé par quatre grandes unités structurales. La carte de la fig. 3 permet de les situer dans un cadre régional. La coupe géologique de la fig. 4 présente les structures qui conditionnent les écoulements souterrains dans notre région.

- Le bassin molassique du Bas-Dauphiné est caractérisé dans notre région par des dépôts souvent grossiers : les conglomérats de Voreppe qui forment les collines du bassin versant de la Morge.

- L'anticlinal de type coffré du chaînon du Ratz est considéré comme un élément jurassien au même titre que la Dent de Moirans et le chaînon de Poliènas plus au Sud. Le pli de direction moyenne N 20° E est dissymétrique. Son flanc occidental faillé mais sans caractère chevauchant est souvent recouvert par les dépôts molassiques et quaternaires. Il est constitué en grande partie par les calcaires de l'Urgonien. Le terme le plus ancien de la série est visible dans les gorges de Chailles où le Guiers entaille les calcaires et marno-calcaires jusqu'au Kimméridgien.

- La dépression molassique de St-Laurent-du-Pont. Sa structure en synclinal fait de cette vallée un drain naturel entre la Chartreuse et le chaînon du Ratz.

- Le chevauchement frontal de l'anticlinal occidental de la Chartreuse sur la dépression molassique. Cette surface d'affrontement est classiquement appelée faille de Voreppe. Elle est jalonnée sur le versant de la Grande Sure par de nombreuses sources issues des calcaires jurassiques et ruisselant ensuite sur la molasse jusqu'à la vallée de St-Laurent-du-Pont.

Ces différentes régions structurales définissent par elles-mêmes les grandes unités hydrogéologiques.

B - LES GRANDES FRACTURES

Les principales fractures visibles sur la carte géologique au 1/50 000 (1970) sont de deux types et correspondent à deux phases tectoniques importantes encadrant la période des dépôts miocènes.

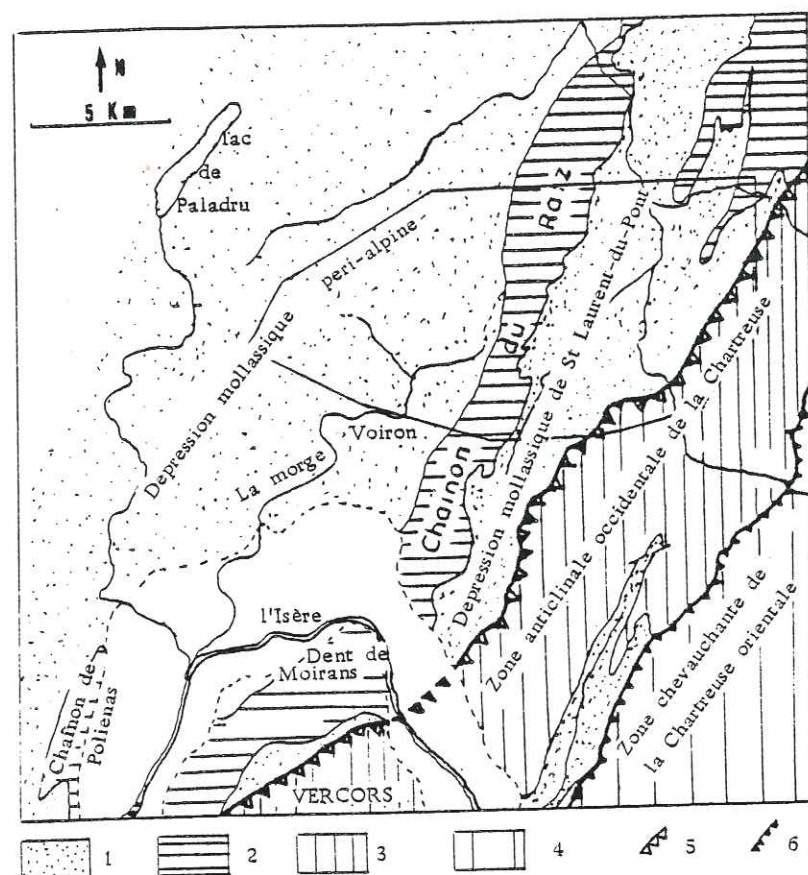


Fig. 3 : LES UNITES STRUCTURALES

Légende: 1 : Dépression molassique, tertiaire ; 2 : Chaînon jurassien
3 : Chaînon sub-alpin à affinités jurassiennes ; 4 : Chaînon sub-alpin ;
5 : Faille de Voreppe ; 6 : Chevauchement sub-alpin principal .

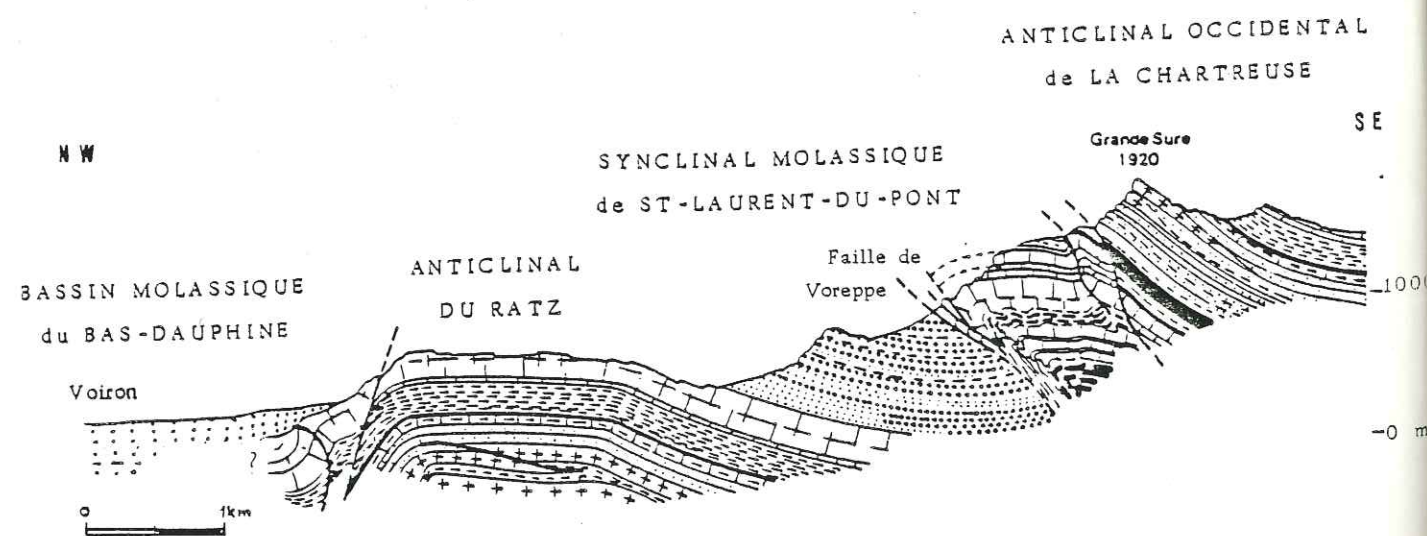


Fig. 4 : COUPE TRANSVERSALE DU SECTEUR ETUDIE
mettant en évidence les différentes unités structurales
(d'après la carte géologique de Grenoble au 1/50 000, 1978)

- Une première fracturation subméridienne et subverticale dans le chaînon du Ratz, mise en place avant le dépôt des formations molassiques lors du soulèvement fini crétacé d'une première voûte anticlinale.

- La deuxième phase de fracturation plus nettement transverse a laissé des traces plus nombreuses. Les accidents dextres, rarement senestres compartimentent le chaînon du Ratz et recoupent les premières fractures. Ils sont postérieurs aux dépôts miocènes et correspondent aux effets de la "poussée" du massif subalpin de la Chartreuse glissant vers l'Ouest. Cette phase ponto-pliocène (J. DEBELMAS, 1970) donne naissance aux plis dissymétriques des chaînons jurassiens.

III - OBJECTIFS ET METHODES

A - LES OBJECTIFS

Deux objectifs principaux sont à l'origine de ce mémoire :

- la définition des relations existant entre les calcaires karstiques du chaînon du Ratz et les aquifères alluviaux qu'il sépare,

- l'évaluation des ressources en eau de la région et plus particulièrement de l'important réservoir de la vallée de St-Laurent-du-Pont.

B - LES METHODES D'ETUDE

1) L'approche géologique

Devant l'hétérogénéité de la région, le premier stade de ce travail a consisté à caractériser les particularités lithologiques et hydrogéologiques des formations affleurantes. Il sera laissé une grande part aux formations quaternaires dont le rôle est déterminant d'une part dans la localisation des principaux axes drainants lorsqu'elles recouvrent la molasse et d'autre part vis-à-vis des infiltrations lorsqu'elles recouvrent les calcaires.

Il a été tenu compte des modalités de mise en place des différents dépôts et de leur évolution au cours des temps (karstification, dépôts morainiques remaniés par les eaux de fonte glaciaire, etc...).

Toutes ces données seront utiles pour définir les conditions aux limites des réservoirs aquifères des vallées.

2) Géophysique et sondages

Guidés par les résultats des campagnes géophysiques antérieures à notre étude, nous avons réalisé 53 sondages électriques dont la plupart visent à déterminer la géométrie de l'aquifère alluvial de la vallée de St-Laurent-du-Pont. Les nombreux forages implantés dans cette vallée permettent une bonne corrélation entre résistivité et nature des formations géologiques. Ils ont été complétés par 11 sondages à la tarière mécanique (du Laboratoire de l'IRIGM de Grenoble). Cette méthode permet une investigation satisfaisante dans l'argile jusqu'à une profondeur de 20 m.

Pour la prospection géophysique, le dispositif utilisé est le quadripôle symétrique SCHLUMBERGER comprenant deux électrodes extérieures d'envoi de courant (AB), et deux électrodes intérieures de potentiel (MN). Les courbes expérimentales de variation de la résistivité apparente des terrains en fonction de leur profondeur, ont été interprétées manuellement à l'aide des abaques de la méthode CAGNIARD (abaques "deux terrains" et "graphiques du lieu des Croix"). Le principe de la méthode est résumé dans la publication de O. KOEFOELD (1965).

3) Détermination des bassins versants karstiques

Avant d'entreprendre l'étude hydrodynamique des aquifères alluviaux, il est apparu nécessaire de délimiter précisément leur bassin d'alimentation et surtout de comprendre le fonctionnement du système karstique du chaînon du Ratz qui limite les deux vallées alluviales. La morphologie du massif et l'absence de regard sur le karst profond (gouffres) nous a conduit à une investigation indirecte basée sur les études de sa structure et de sa fracturation, sur l'observation des débits aux émergences et sur l'analyse physicochimique de leurs eaux.

4) Etude hydrogéologique des aquifères alluviaux

Elle débute par l'analyse des conditions climatologiques et hydrologiques. L'évaluation des précipitations efficaces et la bonne connaissance des débits ruisselés seront nécessaires pour estimer l'infiltration et les débits souterrains.

Le dernier chapitre est consacré à l'étude hydrodynamique du réservoir souterrain de la vallée de St-Laurent-du-Pont. Nous analyserons les conditions de transfert (perméabilité-transmissivité) et la dynamique de l'écoulement (fluctuations de la surface piézométrique, alimentations et exutoires de la nappe).

Un paragraphe traite des données hydrochimiques en tant que technique complémentaire de l'étude hydrodynamique. Le dernier paragraphe est consacré à l'exposé des résultats obtenus par la modélisation mathématique de l'ensemble.

CHAPITRE 2

CARACTERES LITHOLOGIQUES DES BASSINS VERSANTS

I LES FORMATIONS CALCAIRES

II LES FORMATIONS DÉTRITIQUES MIOCÈNES

III LE RECOUVREMENT QUATERNAIRE DE VERSANT

Nous découvrirons tout d'abord les formations calcaires et molassiques. Celles-ci constituent à la fois l'encaissant le bassin d'alimentation des aquifères alluviaux.

Leur analyse lithologique permet :

- d'une part, d'établir les relations existant entre l'aquifère et son encaissant. Ces informations seront essentielles lors de l'étude hydrodynamique des nappes et lors de l'élaboration du modèle mathématique,

- d'autre part, de définir leur rôle dans l'alimentation des vallées. Dans ce domaine, les calcaires peuvent être eux-mêmes à l'origine de ressources en eau dans la mesure où ils sont fissurés et karstifiés.

Ensuite, nous analyserons les formations quaternaires déposées sur les versants.

I - LES FORMATIONS CALCAIRES

On les rencontre essentiellement sur le chaînon du Ratz et sur le rebord occidental de la Grande Sure. Nous étudierons tour à tour les particularités stratigraphiques de ces deux massifs.

A - LES FORMATIONS CALCAIRES DU CHAÎNON DU RATZ

Il faut remonter au Secondaire pour bien comprendre l'évolution de l'ensemble de la région.

1) Particularités stratigraphiques

L'anticlinal du chaînon du Ratz est représenté à l'affleurement exclusivement par les calcaires karstifiés de l'Urgonien. L'examen des séries plus anciennes est possible dans les gorges de Chailles.

La coupe débute dans le fond des gorges par les calcaires coralliens typiquement jurassiens du Kimméridgien supérieur. Ils forment aussi les falaises de la terminaison méridionale du chaînon du Ratz en rive droite de l'Isère. Les assises mieux litées du Portlandien succèdent à ces bancs massifs.

Il n'y a pas de phénomènes de karstification visibles dans ces séries du Jurassique supérieur.

a) Le Néocomien

La série *Berriasien, Valanginien, Hauterivien*, illustre bien le passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins. Lorsque l'on se déplace vers le Sud on assiste en général à une augmentation d'épaisseur des différentes formations et en particulier à une diminution des bancs durs au profit de marnes et marno-calcaires tendres. Ces variations de faciès du Nord au Sud dans le Néocomien sont illustrées par les coupes de la fig. 6.

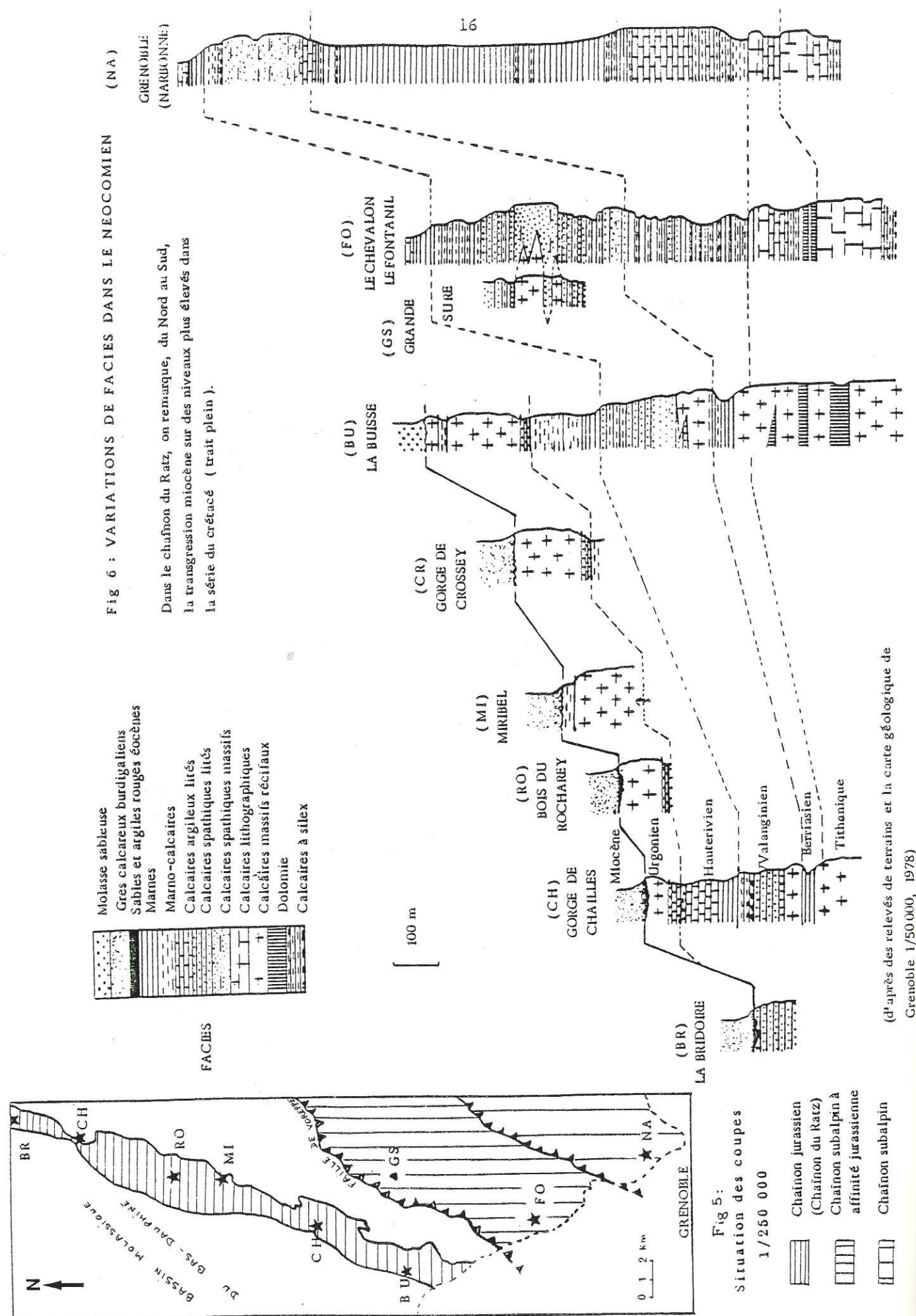
- Purbeckien : le Crétacé inférieur débute par une alternance de calcaires et des marnes vertes à Characées et Clypeines. R. GRAVEROT (1959) a mis en évidence plusieurs émergences entre lesquelles s'intercalent des sédiments laguno-lacustres.

- Valanginien : Il détermine deux corniches séparées par une vire boisée.

- . 1ère corniche : barre massive de calcaires blancs jaunâtres contenant des Polypiers et des Rudistes (40 m).

- . Vire boisée : alternance de calcaires grossiers jaunes et de marno-calcaires (15 m).

- . 2ème corniche : calcaires jaunâtres en gros bancs mal stratifiés (40 m).



La formation est de type nettement jurassienne. On ne retrouve pas dans le chaînon du Ratz l'épaisse série de marnes valanginiennes des faciès mixtes des environs de Grenoble.

Au sommet, on observe des calcaires à silex en bancs irréguliers que l'on retrouve aussi bien dans les chaînes subalpines que dans les chaînons jurassiens, bien que dans ces derniers les nodules de silex soient rares.

- *Hauterivien* : marnes (à Spatangues) et marno-calcaires gris sombres. Ils forment un talus de 80 m sous la falaise urgonienne. L'Hauterivien de la Cluse de Chailles représente un intermédiaire entre son équivalent du Jura d'une part et celui des environs de Grenoble d'autre part. Il est ici moins épais et plus calcaire. On le trouve à l'affleurement dans les deux gorges traversant le chaînon du Ratz : gorges de Chailles et gorges de Crossey.

Ce faciès à dominante marneuse est considéré comme imperméable et forme le mur des calcaires karstifiés de l'Urgonien.

b) Le complexe urgonien

Il affleure très largement et ses calcaires reçoivent presque toutes les eaux précipitées sur le chaînon du Ratz.

Le soubassement des falaises urgoniennes est formé par 25-30 m de calcaires jaunes spathiques attribués au Barrémien inférieur. Quelques petites intercalations de marnes dessinent les bancs souvent irréguliers. On ne remarque pas de changement notable dans les conditions de sédimentation avec le sommet de l'Hauterivien. D'un point de vue hydrogéologique, on peut rattacher cet ensemble à l'aquifère urgonien.

L'Urgonien : il s'agit d'une épaisse masse de calcaire zoogène blanc. Elle forme les falaises qui couronnent la montagne du Ratz à la base desquelles émergent de nombreuses sources.

La série est analogue à celle de la Chartreuse occidentale quoique moins épaisse. Seule la masse inférieure de l'Urgonien que l'on rattache au Barrémien supérieur, est représentée sur le chaînon du Ratz. Ce sont des calcaires souvent bien stratifiés, de teinte claire, compacts, graveleux ou oolitiques. On observe à l'œil nu de nombreux rudistes, cnidaires et oncolites.

La série est représentée avec son épaisseur maximale vers Miribel où elle est surmontée par des calcaires roux bioclastiques en bancs centimétriques à décimétriques séparés par des marnes jaunâtres. On ne trouve ces marnes à Orbitolines qu'à l'altitude de Miribel. Elles sont très peu épaisses. Partout ailleurs elles ont été érodées et ce sont les séries détritiques du Miocène qui transgressent les calcaires karstifiés sur le flanc Est de l'anticlinal. On observe sur la fig. 6 que la transgression se fait sur des niveaux plus élevés dans la série du Crétacé lorsque l'on se déplace du Nord vers le Sud.

2) Une karstification intense

Au Crétacé supérieur et au début du Tertiaire, les chaînons jurassiens forment un même ensemble émergé qui s'incline à l'Est vers la mer alpine. L'érosion durant cette période a été particulièrement importante. L'Urgonien a été entamé jusqu'à la couche à Orbitolines à Miribel et à Berland (extrémité méridionale du Mont Grelle). Au Nord des gorges de Chailles, le Mont Tournier est dénudé jusqu'au Valanginien. A titre de comparaison, dans le Vercors, les calcaires urgoniens forment une puissante série d'environ 350 m, alors que dans notre région, ils ne sont épais que de 100 à 150 m maximum.

Sur le chaînon du Ratz, l'Urgonien est très altéré en surface. Les lapiaz et les poches de sables réfractaires éocènes y sont nombreux. Rappelons que c'est dans l'une d'elles, au gisement de la Servagette, (Nord-Ouest des Echelles, à 300 m du Guiers rive gauche) que furent découverts des oursins silicifiés du Sénonien et la célèbre mâchoire de Lophiodon lartati décrite par N. KILIAN et qui caractérise l'Eocène inférieur.

La karstification a donc commencé ici dès le Crétacé supérieur. Les chaînons du Jura méridional étaient certainement plus érodés à cette époque que ceux de Chartreuse occidentale. En effet les poches éocènes pénètrent la masse inférieure de l'Urgonien dans le chaînon du Ratz (gisement de la Servagette et gisements près de Miribel) et seulement le Sénonien dans les chaînons subalpins occidentaux (gisements dans l'anticlinal des Egaux-Arpson).

Le régime continental persiste à l'Oligocène sur les massifs et intensifie la karstification. Il est représenté plus à l'Ouest dans le Bas-Dauphiné par des marnes et brèches rougeâtres connues par les forages de la Société des Pétroles de Valence.

B - LES FORMATIONS CALCAIRES DE LA GRANDE SURE

Dans ce paragraphe nous étudions les originalités stratigraphiques des séries jurassique et crétacée de la Grande Sure par rapport à celles du chaînon du Ratz. Les différents horizons karstiques seront reconnus. Nous pourrons par la suite, grâce à des colorations dans chacun de ces horizons, définir qu'elle est la part des eaux précipitées sur la Grande Sure qui participe à l'alimentation de la vallée de St-Laurent-du-Pont.

La Grande Sure se situe dans la zone de transition entre les faciès "mixtes" grenoblois et les faciès "jurassiens" du chaînon du Ratz. Sur la fig. 6, les diverses assises de la coupe du Fontanil, située dans le prolongement méridional de la Grande Sure, montrent des épaisseurs intermédiaires entre les deux zones ; par contre, leurs faciès attestent d'une influence très nette des régions jurassiennes dans les assises du Néocomien.

On remarque plusieurs différences avec la coupe du chaînon du Ratz :

- on ne retrouve pas le facies récifal du Portlandien jurassien. Ce sont des calcaires sublithographiques en gros bancs massifs, équivalents des faciès grenoblois, qui constituent deux corniches sur le flanc occidental de la Grande Sure. Les niveaux marneux intermédiaires individualisent les réseaux karstiques dans les deux barres tithoniques.

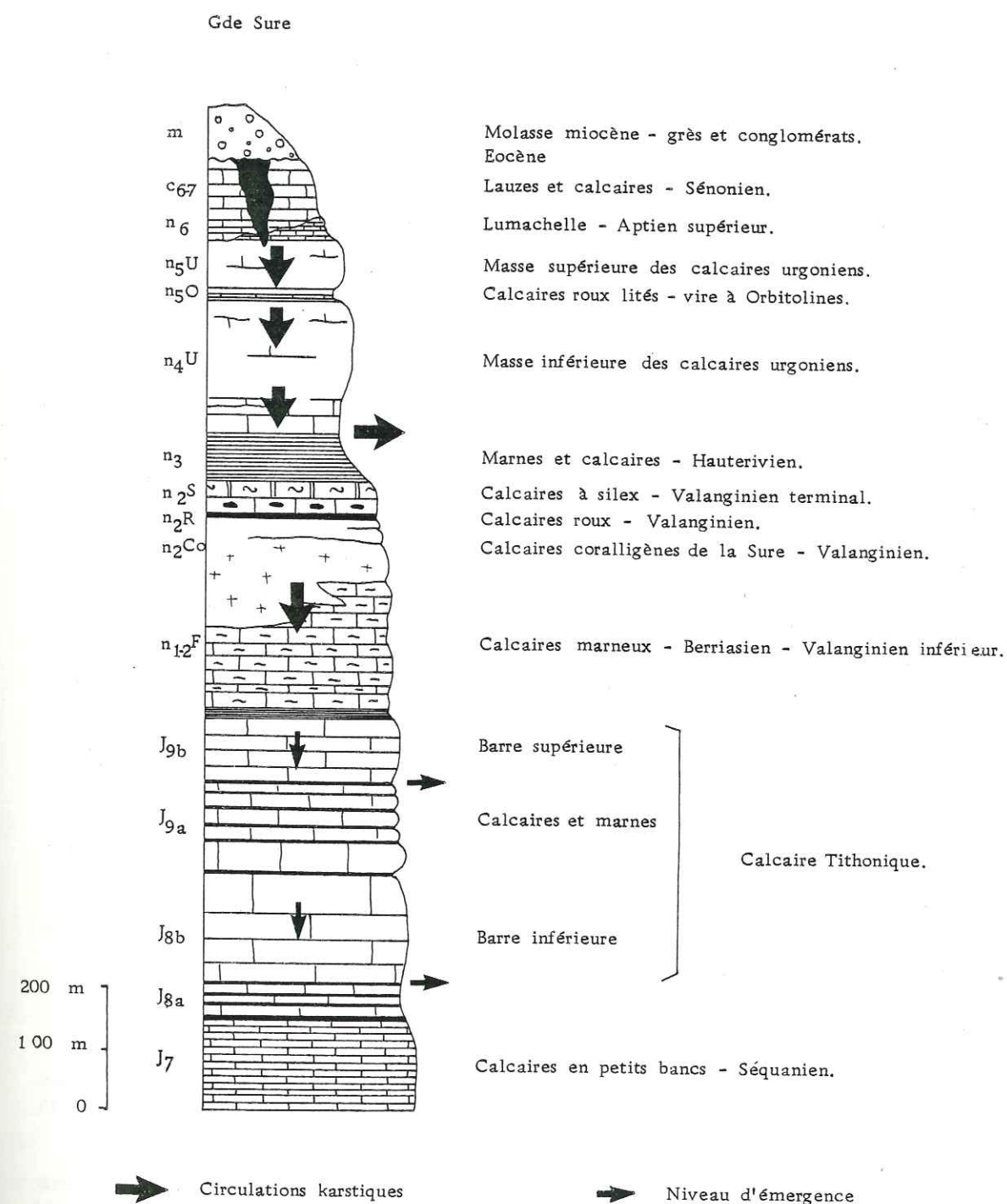


Fig 7 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE
DU MASSIF DE LA GRANDE SURE.

Ces marnes représentent le niveau imperméable qui arrête l'enfoncement de la karstification des calcaires jurassiques.

- Les marnes du Berriasien sont très peu épaisses sur la Grande Sure (fig. 7). La diminution d'épaisseur de ce faciès va de paire avec la constitution de la falaise supérieure tithonique formée de calcaires périrécifaux.

- Le Valanginien montre d'importantes variations de faciès aussi bien latérales que verticales.

Le sommet de la Grande Sure est toujours plus calcaire. Il correspond à un haut-fond qui permet l'avancée de faciès "péri-jurassien". Les récifs rencontrés au Tithonique et Berriasien dans le chaînon du Ratz envahissent très tôt le Valanginien sur la Grande Sure alors que vers Grenoble, la base de cet étage est encore à dominance marneuse tout comme au Berriasien supérieur.

Ces calcaires récifaux du Valanginien moyen forment la falaise sommitale (1920 m) sur plus de 100 m d'épaisseur. La Grande Sure est ainsi le seul sommet de Chartreuse à n'être pas constitué d'Urgonien.

- Comme pour le chaînon du Ratz, les calcaires roux à silex du Valanginien supérieur marquent la fin de l'originalité paléogéographique de la Grande Sure. Hauterivien et Urgonien montrent une uniformité remarquable avec les séries des environs de Grenoble.

Mais les particularités stratigraphiques ne s'arrêtent pas là : le Sénonien est transgressif et discordant. En effet, ses calcaires gréseux en plaquettes ("Lauzes") reposent soit sur les calcaires bioclastiques roux de l'Aptien supérieur ("Lumachelle") soit directement sur les calcaires érodés de l'Urgonien. Cette érosion précoce explique l'abondance des cavités karstiques et lapiazs rencontrés dans l'Urgonien.

CONCLUSION

Sur la Grande Sure, l'érosion a commencé avant le dépôt des assises du Sénonien. Elle a attaqué la masse supérieure de l'Urgonien sans atteindre la couche à Orbitolines.

La karstification de ces calcaires se poursuit intensément durant tout l'Eocène et l'Oligocène. L'ébauche structurale de l'anticlinal occidental de la Chartreuse et du chaînon du Ratz au Crétacé supérieur a provoqué l'émersion de ces zones pendant le dépôt du Sénonien. Cette émersion très précoce explique l'ampleur de l'érosion sur ces sommets.

Sur la Grande Sure l'Urgonien et l'Hauterivien sont érodés, ne livrant plus à l'érosion quaternaire, comme niveau résistant, que les calcaires coralliens du Valanginien.

II - LES FORMATIONS DETRITIQUES MIOCENES

Le Miocène affleure très largement. Ses dépôts ont un rôle hydrogéologique important, en particulier par leur situation : ils recouvrent les calcaires karstifiés du chaînon du Ratz et forment le substratum du remplissage quaternaire des dépressions.

Les formations molassiques du versant oriental de l'anticlinal du Ratz montrent des faciès différents de ceux de la région Voironnaise. Les variations d'épaisseur et les passages latéraux de faciès sont fréquents. Aussi la stratigraphie du Miocène se montre difficile. De nombreux auteurs s'y sont intéressés : G. DEMARCQ (1962), J. BOCQUET (1966), E. STEINFATT (1975), Ch. LAMIRAUX (1977) et C. NICOLET (1979). On laissera donc de côté certaines données stratigraphiques qui n'éclairent pas directement l'hydrogéologie régionale, pour s'intéresser plus spécialement à la répartition des faciès.

Il est nécessaire ensuite de replacer cette accumulation détritique dans son contexte géologique : les variations dans la sédimentation de la molasse sont liées aux mouvements alpins qui modifient les conditions de dépôt.

A - DESCRIPTION DES DIFFERENTS FACIES DE LA MOLASSE

1) *Versant oriental de l'anticlinal du Ratz (fig. 8) : molasse surtout marneuse et sablo-gréseuse*

- Si l'on poursuit la coupe des gorges de Chailles, ce sont quelques mètres de conglomérats qui forment la série de base du Miocène (Burdigalien).

Vers Miribel, plus au Nord, on observe des grès calcaireux durs en bancs centimétriques. Ils constituent dans la topographie de petits talus dominants les faibles reliefs des formations postérieures.

Celles-ci correspondent à des argiles et des marnes silteuses bleues finement litées. Lorsqu'elles sont gorgées d'eau, elles provoquent des glissements de terrains qui "bouent" jusque dans la vallée de St-Laurent-du-Pont. De tels mouvements sont visibles à l'Ouest de St-Joseph-de-Rivière au contact molasse-calcaire bordant la vallée.

- On observe ensuite sur tout le versant :

. une succession de bancs sablogréseux alternant avec des marno-calcaires bleus. A la base, les grès et sables gris jaunâtre sont dominants. C'est le faciès de la "molasse sableuse helvétique",

. des lits de poudingues à matrice sableuse, pouvant atteindre 5 m d'épaisseur. Souvent indurés, ils n'auront aucune incidence sur l'hydrogéologie du versant.

- Vers le sommet de la série, les marnes dominent à nouveau. Elles forment la bordure de la vallée du Guiers Mort à l'Ouest d'Entre-Deux-Guiers.

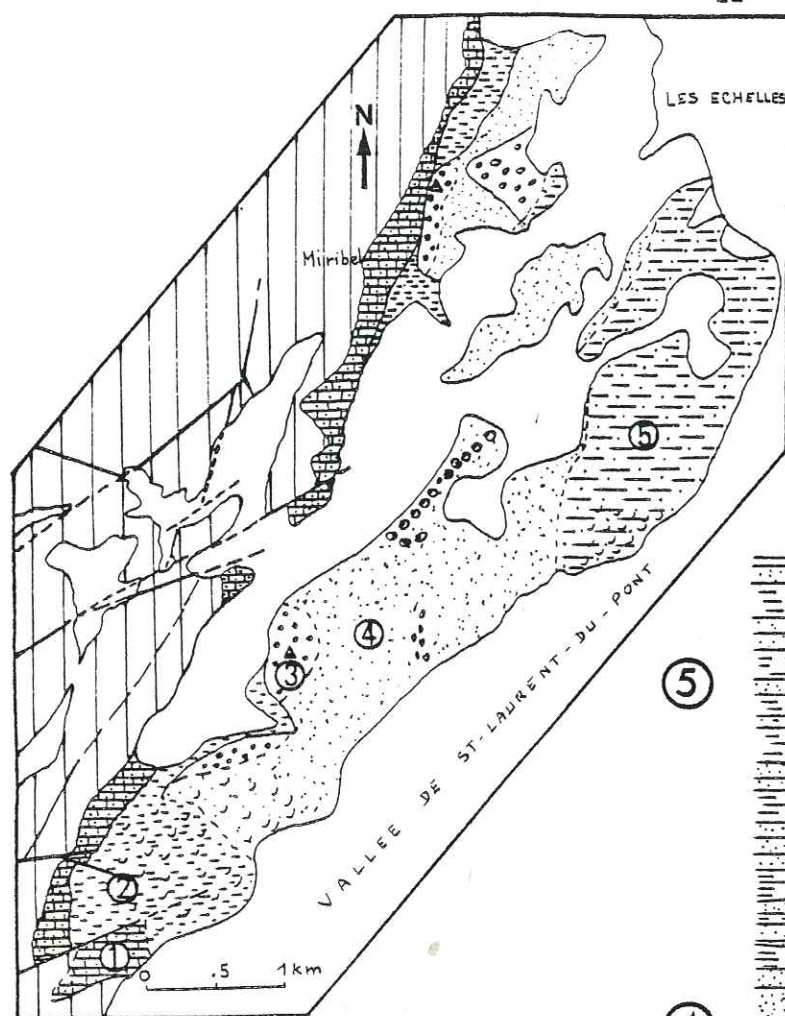


Fig 8 : COUPE SYNTHETIQUE DE LA
MOLASSE MIOCENE SUR LE FLANC EST
DU CHAINON DU RATZ

Alternances de
grès et de marnes
calcaires bleus
les grès sont jaunes
parfois gris ou
bleuâtres

intercalations de
poudingues à la
base

Grès jaunes durs

Argiles et
Marnes bleues

Calcaires détritiques
gris bleuâtre
conglomératiques à
la base

Calcaires massifs
blancs de l'Urgonien

2) La molasse dans la région voironnaise (fig. 9)

Ce sont des sables et des conglomérats subhorizontaux. Ils forment les collines limitant le bassin versant de la Morge. Le faciès est, d'une manière générale, plus grossier et plus épais.

Les collines de Tolvon et de Notre-Dame-de-Vouise, au Nord-Est de Voiron montrent une coupe presque complète de ce secteur (fig. 9).

- la molasse sablogréseuse a ici 200 m d'épaisseur.

Les lentilles gréseuses sont fréquentes vers la base. On observe quelques lits de marnes grises toujours peu épais et beaucoup plus rarement que précédemment. Les poussées conglomératiques, à matrice sableuse sont en général plus nombreuses ; elles deviennent encore plus fréquentes et plus épaisses (jusqu'à 7 m) lorsque l'on s'élève dans la série. Elles marquent le passage de la formation sableuse à la formation conglomératique.

- Les conglomérats constituent à l'affleurement l'ensemble des collines à l'Ouest de notre région.

Les galets de taille toujours inférieure à 10 cm dans les lentilles de la formation précédente atteignent ici au maximum plusieurs dizaines de centimètres. "La dimension moyenne des galets augmente de la base au sommet de la formation" (C. NICOLET p. 22, 1979).

. Les éléments calcaires représentent plus de 90 % des galets.

. Les interstices sont occupés par un ciment sableux où les grains calcaires dominent.

Une forte proportion de calcite témoigne de l'infiltration des eaux. Nous avons remarqué que l'induration était plus fréquente dans les conglomérats à gros galets ; les "micro-conglomérats" intercalés renferment rarement de la calcite.

B - CONDITIONS DE DEPOTS ET MOUVEMENTS TECTONIQUES

A Miribel ces poudingues ne forment que des lentilles discontinues. Par contre, plus au Sud, à proximité de leur zone d'émission (delta de Voreppe), ils sont beaucoup plus épais : plus de 200 m sur les hauteurs de Tolvon ; ils forment un abrupt de 150 m sur le versant occidental de la Grande Sure.

C'est après le dépôt de ces poudingues, que se situe l'essentiel de l'orogénèse alpine (phase tectonique ponto-pliocène : J. DEBELMAS, 1963) qui donne à la région la limite orientale qui lui manquait encore. La série Jurassique - Crétacé de la Chartreuse occidentale vient chevaucher le Miocène dans la vallée de St-Laurent-du-Pont suivant la faille de Voreppe que l'on suit à mi-versant sur la Grande Sure. Aucune formation tertiaire postérieure à cette phase tectonique n'est visible dans notre région. Ils ont été érodés par les glaciers quaternaires. Il est même vraisemblable que les sables et conglomérats pliocènes observés plus à l'Ouest dans le Bas-Dauphiné (C. NICOLLET, 1979, p. 119) ne se sont jamais déposés dans l'avant-pays de Chartreuse. En effet, dans ce secteur, les cours d'eau venant de l'Est érodaient plus qu'ils ne déposaient.

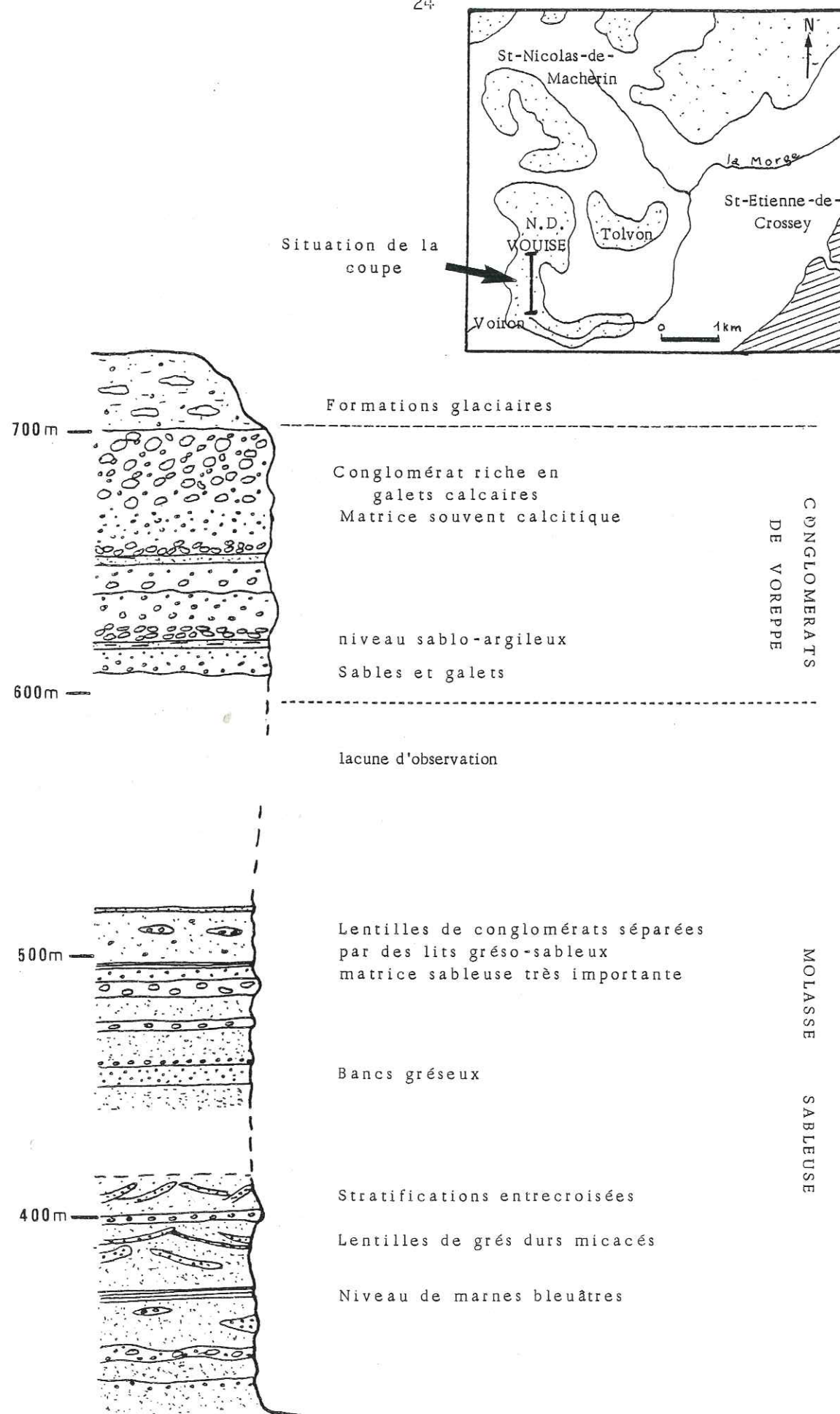


Fig. 9 : COUPE SYNTHETIQUE DE LA MOLASSE MIOCENE
DANS LA REGION VOIRONNAISE.

(d'après E. NICOLET - 1979)

C - LE RESEAU ANTEGLACIAIRE

L'importance de la paléotopographie post-miocène et antéglaciaire sur le régime hydrologique de la partie orientale du Bas-Dauphiné n'est plus à démontrer. En effet des études dans le Seuil de Rives (D. FOURNIER, 1974), dans la vallée de l'Ainan et la vallée de la Fure (H. DEHAYS, 1980) ont montré l'existence de paléovallées antéquatennaires.

On peut penser que la tectonique fini-miocène s'est traduite par de grands bouleversements du réseau hydrographique. Pendant tout le Miocène et le début du Pliocène, les cours d'eau s'écoulant des Alpes émergées avaient une direction Est-Ouest. Le Guiers Vif et la vallée de St-Nicolas-de-Macherin-Chirens sont les seuls témoins visibles de ces directions.

Pour le tracé SW-NE des vallées de la Morge et de l'Herretang, le parallélisme est frappant avec le chaînon du Ratz et plus généralement avec la Chartreuse. Au fur et à mesure de son creusement, le nouveau réseau hydrographique s'est surimposé aux déformations structurales qui donnent les vallées actuelles.

Mais le problème est celui du sens des écoulements. De part et d'autre du massif du Ratz, les écoulements de surface sont opposés. L'affaïssement des zones bordières des massifs de Chartreuse et Vercors a certainement provoqué un écoulement préférentiel en direction du Sud, vers l'Isère (valable pour la Morge).

Plus à l'Ouest, on ne peut qu'imaginer d'anciennes vallées antéglaciaires avec un écoulement Est-Ouest ou plus obliques en direction de l'Isère. Mais nous allons voir que, dans cette partie occidentale de notre région, ce sont les formations morainiques déposées lors des stades de récession des glaciers *rhodanien*, *cartusien* et *isérois* qui vont imposer le tracé du réseau hydrographique actuel.

III - LE RECOUVREMENT QUATERNAIRE DE VERSANT

Ces formations quaternaires sont surtout représentées par des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires qui sur les versants masquent en partie le substratum molassique ou calcaire.

Leurs rôles dans l'hydrogéologie régionale seront différents suivant la nature de leur substratum (calcaire karstifié ou molasse) ou leurs caractères propres qui dépendent à la fois de leur mode de mise en place et de leur évolution ultérieure (remaniement par les eaux de fusion glaciaire ou conglomération sous le poids des glaces). C'est pourquoi nous analyserons ces différents dépôts quaternaires à la fois suivant leur composition sédimentologique et suivant leur répartition régionale.

A - LES FORMATIONS STRICTEMENT GLACIAIRES

On observe des moraines jusqu'à plus de 900 m d'altitude aussi bien sur le versant de la Grande Sure que plus à l'Ouest sur le sommet des collines molassiques. Elles témoignent de la présence de glaciers recouvrant tout notre domaine d'étude.

Ce sont des matériaux très hétérométriques avec une matrice sablo-argileuse. Lorsqu'ils recouvrent la molasse, ce qui est presque partout le cas, la différenciation des deux dépôts est difficile par manque d'observations satisfaisantes (carrières, talus de route). Elle est rendue encore plus difficile en l'absence de morphologie glaciaire bien conservée. Les arcs morainiques ont souvent été étalés par le ruissellement des eaux sur les pentes molassiques et il ne reste plus que des blocs erratiques, les produits fins sont entraînés vers les points bas. Sur le versant oriental du chaînon du Ratz, on observe de nombreuses roches apportées par le glacier du Rhône. Nous avons reconnus des blocs de granites, gneiss, brèches triasiques. Les plus nombreux se trouvent au Col des Mille Martyrs, dans le village de Miribel des Echelles et près de St-Roch.

B - LES FORMATIONS FLUVIOGLACIAIRES

Elles nous intéressent plus particulièrement car elles peuvent renfermer de petites nappes de versant ou tout du moins permettre l'infiltration des eaux météoriques qui échappent ainsi à l'évaporation.

1) Le recouvrement fluvio-glaciaire des calcaires du chaînon du Ratz

Description et géophysique :

Ces formations se rencontrent près du village de St-Roch et sur une bande étroite des Vernays à St-Aupre (fig. 10). Ils forment des prairies qui tranchent sur le domaine forestier recouvrant les calcaires. Le glacier responsable de ces dépôts a édifié une moraine frontale visible dans la topographie près du hameau des Vernays. Il s'agit certainement de la langue glaciaire qui a également abandonné les blocs erratiques de roches cristallines près de St-Roch et de Miribel. Elle s'est retirée vers l'Est puis le Nord-Est après avoir entaillé les gorges de Pierre Chave et le chenal de St-Aupre à St-Roch. Les matériaux fins ainsi déposés et remaniés par les eaux de fonte reposent directement sur les calcaires urgoniens. Pour connaître la nature et l'épaisseur du remplissage, nous avons effectué 6 sondages électriques en deux profils transversaux (fig. 10) au Sud du chenal. Leur interprétation et la coupe du sondage mécanique située plus au Nord nous indiquent :

- la présence d'un remplissage de 15-20 m en pente douce vers le Sud. La morphologie du substratum est typiquement celle d'une auge glaciaire;

- des formations de résistivité moyenne $120 \Omega \cdot m$ en profondeur correspondant à des dépôts morainiques lessivés par les eaux de fonte glaciaire ou par les infiltrations karstiques sur les bords du chenal;

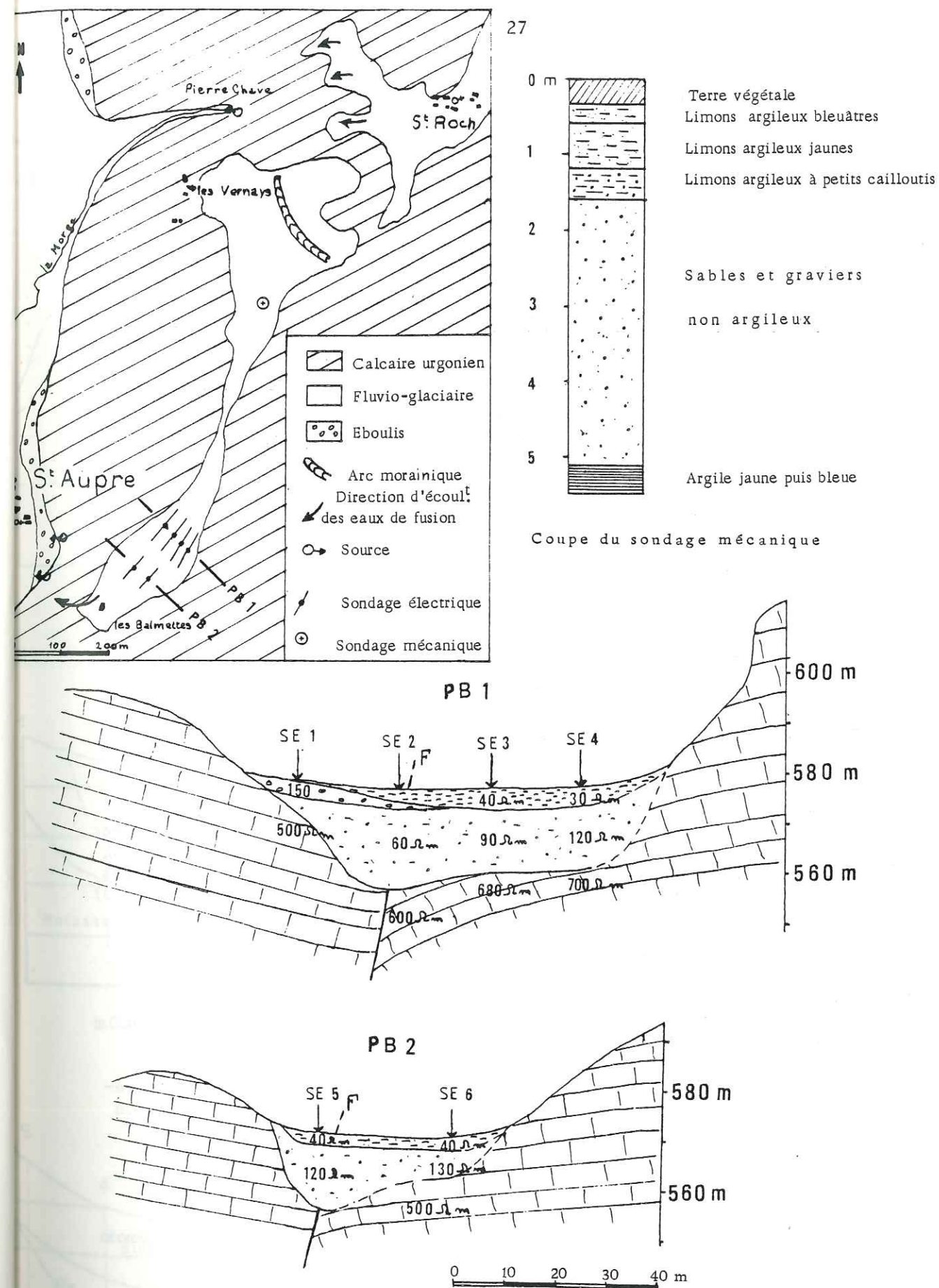


Fig 10: LE CHENAL FLUVIOGLACIAIRE DES VERNAYS SUR LE CHAÏNON DU RATZ

Les deux coupes géophysiques et le sondage mécanique montrent la nature et l'épaisseur du remplissage.

. d'une formation plus argileuse ($60 \Omega \cdot m$) au centre du chenal là où il est le plus profond (PB1);

. en surface nous trouvons toujours 1,50 m à 3 m de limons argileux ($40 \Omega \cdot m$).

La couche sablograveleuse est le siège d'une nappe d'eau rencontrée par le forage (niveau hydrostatique à environ 1,50 m de profondeur) et les trous d'eau près de la grange des Balmettes. Nous verrons lors de l'étude hydrodynamique karstique l'importance de ces nappes de couverture qui n'ont pour seul exutoire que les calcaires de l'Urgonien.

2) Les chenaux et les plaines fluvioglaciaires des versants molassiques

Les éléments du dispositif moraine-chenal marginal désormais classique décrit par M. GIDON, G. MONJUVENT, E. STEINFATT (1968) sont bien souvent conservés à l'Ouest du chaînon du Ratz.

Les chenaux empruntés par les écoulements des eaux de fonte des derniers retraits glaciaires forment actuellement des vallons sans écoulement de surface. En effet les dépôts glaciaires, lavés de leurs éléments fins, semblent perméables; les eaux de pluie s'infiltrent rapidement. Ces vallées perchées drainent les collines molassiques qu'elles entaillent. Elles sont à l'origine de sources parmi les plus importantes du bassin versant molassique de la Morge.

a) Le vallon de Hautefort :

La source du Moulin (20 l/s à l'étiage) est issue du vallon qui s'élève de Hautefort en direction de St-Sixte. L'étude géophysique par méthode électrique, réalisée par la Direction Départementale de l'Agriculture montre un surcreusement glaciaire de 30 à 50 m de l'aval vers l'amont (fig. 11), donc de pente beaucoup plus faible que la surface topographique actuelle. Les alluvions fluvioglaciaires ont une résistivité plus forte (toujours $> 200 \Omega \cdot m$) que leur substratum molassique ($< 150 \Omega \cdot m$).

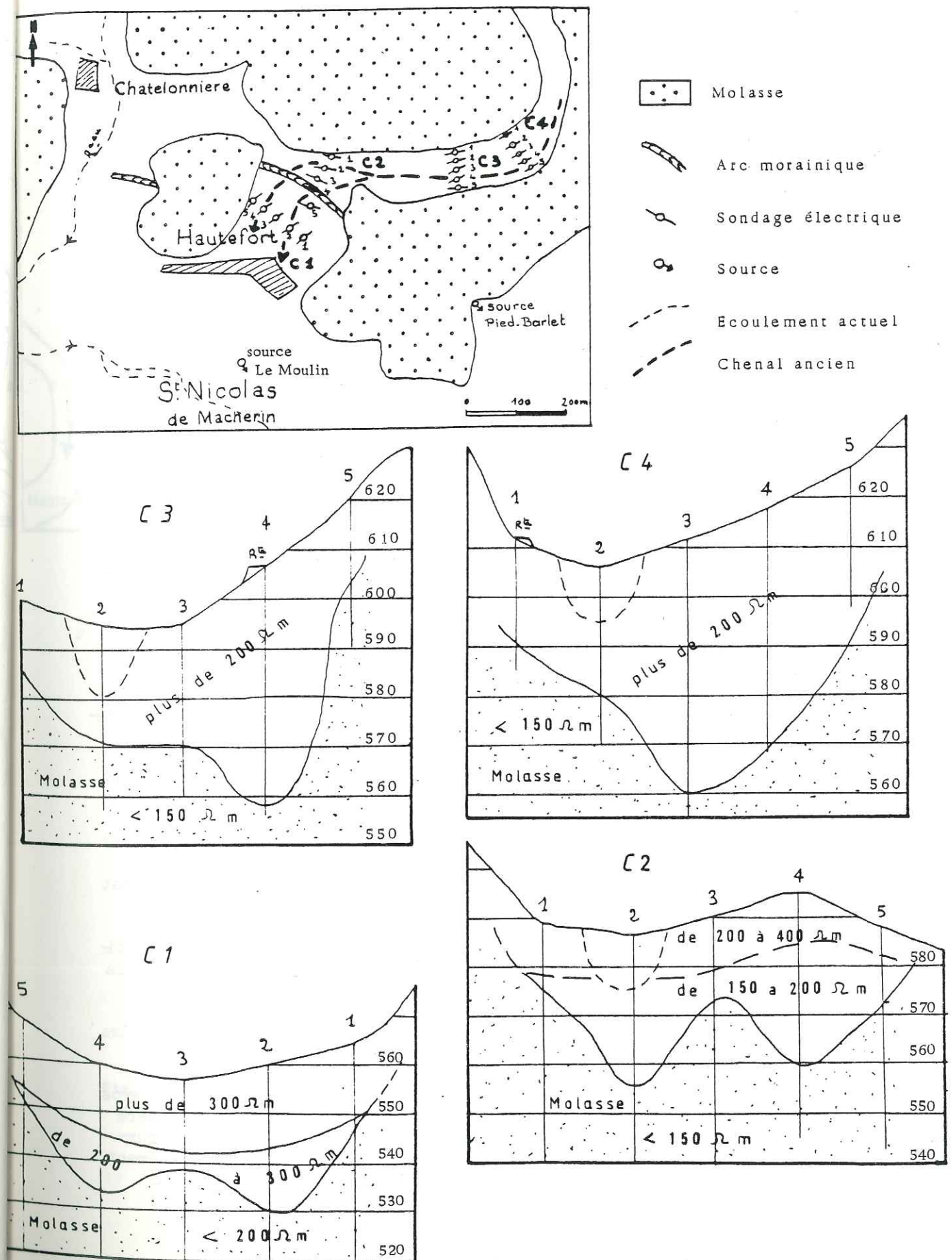
b) Plaine fluvioglaciaire du Vivier des Chartreux :

. Sa situation est remarquable : elle se situe à plus de 400 m des vallées avoisinantes.

. Les vallums morainiques qui l'entourent sont ici relativement bien conservés et permettent de reconstituer les étapes de sa formation (fig. 12).

Les eaux de fonte glaciaire se sont rassemblées en un lac qui se déversait à l'Ouest par St-Sixte et le vallon de Hautefort, puis au Sud par le Grand Vivier et les vallon des Combes. Il subsiste aujourd'hui sur le cheminement des eaux de fonte glaciaire un petit lac à St-Sixte, témoin d'une étape plus récente du retrait glaciaire.

Fig 11: COUPES GEOPHYSIQUES DANS LE VALLON DE HAUTEFORT



Une petite carrière où l'on a extrait autrefois des graviers subsiste sur le rebord d'érosion Sud de la plaine (fig. 12). La stratification subhorizontale et les galets ronds relativement homogènes font penser à un dépôt fluviatile relativement perméable. Mais la faible superficie du bassin d'alimentation et l'épaisse couverture argileuse ne permettent pas à ces formations de contenir une nappe importante.

Seul le petit ruisseau s'écoulant vers le Sud en direction de la Morge, draine actuellement la plaine du vivier des Chartreux.

3) Les cônes de déjection issus des chenaux :

Ce sont des formations sabloargileuses souvent décolmatées en surface et perméables aux eaux de surface, déposées dans l'avant-pays en un large éventail comme ceux que l'on voit aujourd'hui sur les flancs des vallées alpines. On observe ces cônes, désormais "fossiles" dans notre région, au débouché des vallées mortes :

- A l'Est de St-Nicolas-de-Macherin, le cône issu du vallon de Hautefort sépare le vallon de St-Nicolas-de-Macherin de celui de Chirens.

- Celui de Le Paris, plus important, a été formé par les eaux de fonte provenant d'une langue glaciaire engagée dans le vallon d'Orgeoise et d'une autre remontant entre les collines molassiques de Tolvon et de Vouise.

- Le cône de St-Etienne-de-Crossey est encore plus important. Son diamètre de 3 km donne une idée de la puissance des eaux qui l'ont construit. Il s'agit en fait de deux cônes correspondant à deux phases successives de retrait glaciaire ; le deuxième, moins élevé et plus étendu, entaille le premier.

La stratification et la nature des dépôts sont clairement visibles dans les gravières exploitées à l'Est, à l'Ouest et au Sud de St-Etienne-de-Crossey. Nous avons noté :

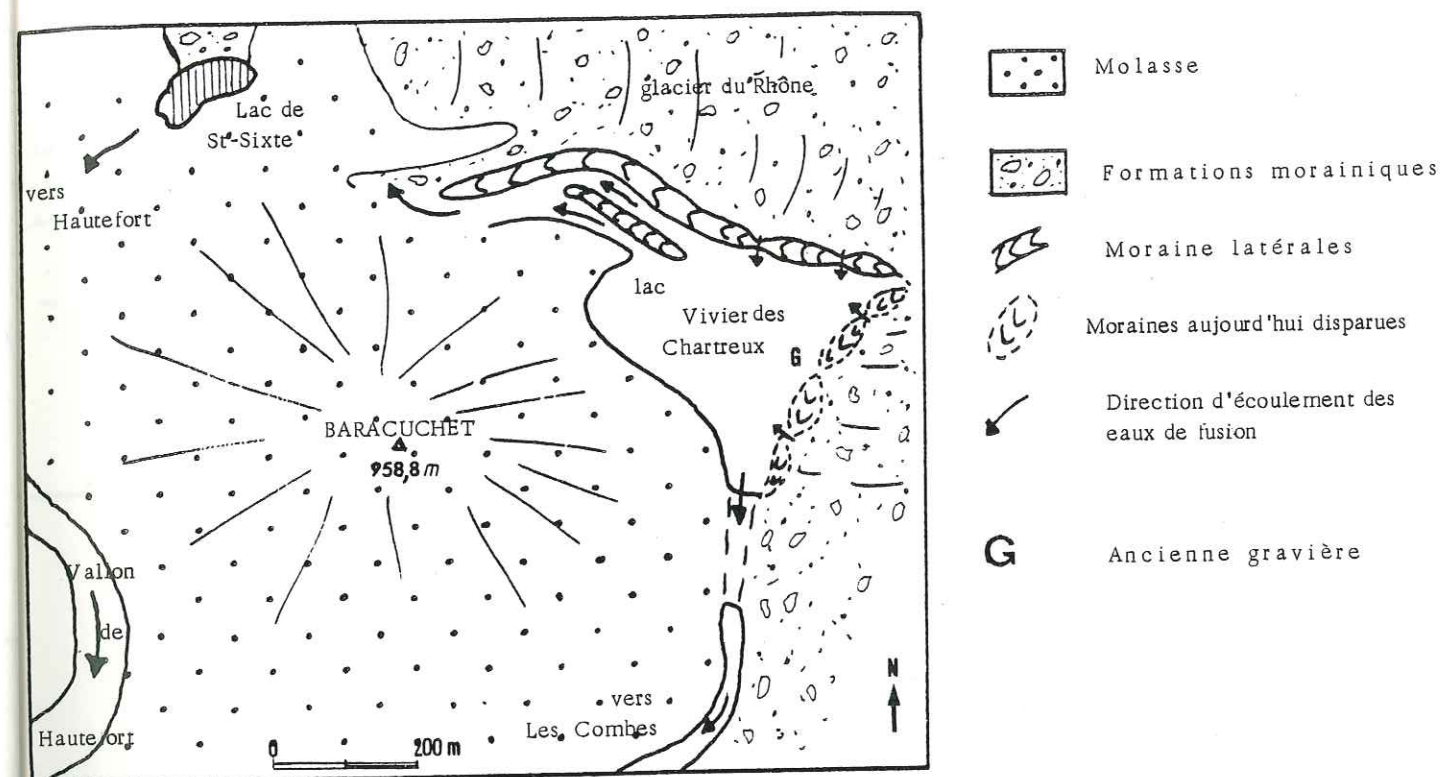
. Des sédiments fins à litage oblique régulièrement incliné vers le bord du delta (20°).

. Des sables à grains tantôt fins, tantôt grossiers, se sont déposés en couche mince très discordante sur les strates inférieures. Cette surface subhorizontale se situe à 505 m d'altitude dans les gravières à l'Est de St-Etienne-de-Crossey.

Cette sédimentation typiquement deltaïque ne s'est constituée qu'en raison de la présence d'un lac qui s'élevait à environ 500 m à la sortie des gorges de Crossey.

. Plus on s'éloigne de la zone d'émission (gorges), plus les sables sont de taille isométrique.

. Au contraire, en bordure Sud et Est du cône, quelques gros blocs généralement cristallins défontent les strates. Le glacier de l'Isère était donc proche de l'entrée des gorges et ses moraines frontales, aujourd'hui démantelées retenaient les eaux du lac. Elles ont de plus certainement fourni une part non négligeable du volume exceptionnel des matériaux qui constituent le delta.



Le lac du Grand Vivier encadré par les moraines du glacier rhodanien

Fig. 12 : PLAINE FLUVIOGLACIAIRE DU VIVIER DES CHARTREUX

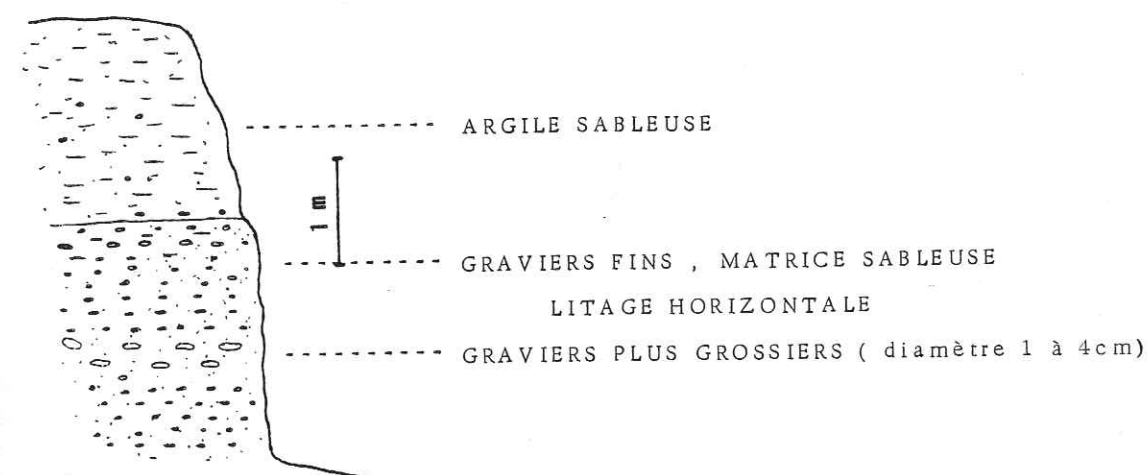


Fig. 13 : COUPE GEOLOGIQUE DE LA GRAVIERE DU VIVIER DES CHARTREUX

Le cône de déjection du Paris a vraisemblablement eu la même formation sous le lac de St-Etienne-de-Crossey.

Malgré la nature sablograveleuse des dépôts, il semble que le remplissage du vaste delta de St-Etienne-de-Crossey soit relativement pauvre en eau car on ne voit pas en surface de zone susceptible de fournir une alimentation suffisante. Mais par contre, il est possible d'envisager une alimentation plus profonde par les calcaires.

4) Les terrasses en rive droite de la vallée de St-Laurent-du-Pont

Elles constituent en rive droite les formations limites du réservoir aquifère de la vallée de St-Joseph-de-Rivière à St-Laurent-du-Pont. Ces dépôts fluvioglaciaires sont exploités à 1 km au Nord de St-Joseph-de-Rivière.

On observe une alternance de sables moyens rarement argileux avec des lits de graviers assez grossiers où les éléments calcaires sont dominants (environ 90 % du matériel est carbonaté).

Le pendage est de 25° vers le Sud-Ouest. Ces observations permettent d'envisager deux hypothèses :

- Les éléments grossiers et le fort pendage des lits indiquent que ce sont vraisemblablement des terrasses de kame, c'est-à-dire un remblaiement torrentiel en bordure d'un glacier.
- La direction du pendage montre que les eaux se dirigeaient de St-Laurent-du-Pont vers St-Joseph-de-Rivière. Il est ainsi possible d'imaginer, comme le montre la figure 14, un ancien cours du Guiers Mort, dévié vers le Sud par la présence d'un lobe glaciaire ou celle de ses moraines latérales.

C - LES FORMATIONS POSTGLACIAIRES SUR LES VERSANTS

Ce sont les cônes de déjection et les parties d'éboulis qui forment le pied du versant occidental de la Grande Sure, à l'amont de St-Joseph-de-Rivière. Ils sont le plus souvent décolmatés en surface. On voit les torrents ruisseler sur les pentes molassiques et s'infiltrer entièrement dans ces formations pour participer ainsi à l'alimentation en eau souterraine de la vallée.

Les cônes de déjection les plus développés sont ceux de St-Joseph-de-Rivière et surtout de St-Laurent-du-Pont. Ce dernier s'étend presque jusqu'au pied du versant opposé. Leurs dépôts s'imbriquent au remplissage de la dépression. Aussi nous apprécierons leur extension en profondeur et la nature de leurs éléments lors de l'étude du remplissage alluvial de la vallée.

Des édifices plus modestes se remarquent sur le versant oriental, en rapport évident avec les dimensions tout aussi modestes des bassins d'origine.

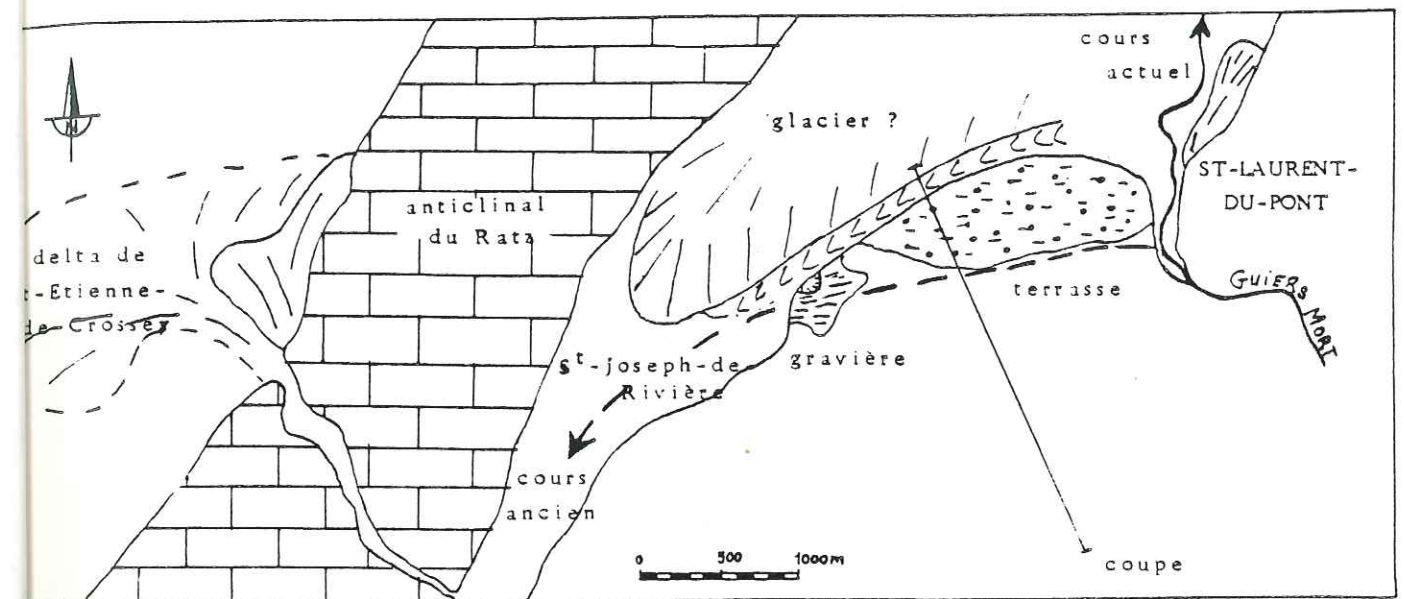


Fig 14 : LES DEPOTS DE ST-JOSEPH-DE-RIVIERE

Le tracé de l'ancien cours du Guiers Mort correspond à l'étape IV montrée ci-dessous. C'est au cours de cette étape qu'il édifie le 2ème cône du delta de St-Etienne-de-Crossey.

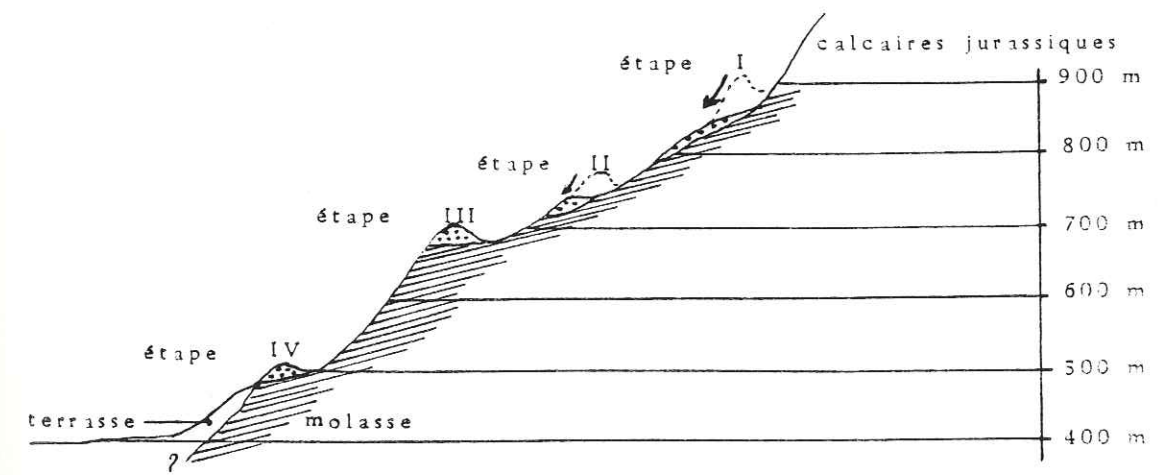


Fig. 15 : PROFIL TOPOGRAPHIQUE DU VERSANT OCCIDENTAL DE LA GRANDE SURE

montrant quatre étapes successives dans le retrait glaciaire.

CONCLUSION : ENSEIGNEMENTS POUR L'HYDROGÉOLOGIE

L'examen des caractéristiques géologiques des formations calcaires et molassiques a permis d'acquérir quelques connaissances sur les conditions d'alimentation des aquifères alluviaux des vallées et sur les éléments constituant leur substratum. L'étude de leur mode de mise en place et leur remaniement (dissolution des calcaires, induration et compaction de la molasse) permet de dégager la notion de vocation hydrogéologique de ces différentes formations les unes par rapport aux autres, c'est-à-dire leur aptitude à contenir de l'eau et la place qu'elles occupent pour l'hydrogéologie régionale.

Vocation hydrogéologique des différentes formations

- Les calcaires du chaînon du Ratz :

L'ampleur de l'érosion karstique, facilitée par les tensions subies par la roche au moment du plissement, son isolement relatif, en marge du massif de la Chartreuse font du massif calcaire du Ratz un réceptacle naturel des précipitations. Sa position nous autorise à le considérer comme bassin d'alimentation des deux aquifères alluviaux qu'il sépare.

Mais l'histoire géologique nous enseigne aussi l'originalité de ce karst et laisse entrevoir les difficultés de son étude hydrodynamique. En effet, les dépôts molassiques et comme nous le verrons les dépôts quaternaires, recouvrent une surface déjà karstifiée. La tectonique postmiocène qui met en place les structures actuelles va réorganiser le système karstique en place.

Son contact avec la molasse miocène contribue à maintenir les eaux prisonnières des puissantes assises calcaires. Les exutoires sont ici plus hauts que la formation karstifiée. On observe le même phénomène en Chartreuse occidentale où toutes les eaux contenues dans les calcaires jurassiques émergent le long de la faille de Voreppe. Ainsi, "l'avant-pays de Chartreuse est certainement le seul secteur des chaînes subalpines françaises où l'on ait, non seulement une zone de chenaux noyés mais aussi une zone de fissures saturées en permanence" (J. SARROT-REYNAUD et J.C. FOURNEAUX, 1976).

Sur la Grande Sure la karstification affecte non seulement la masse urgonienne mais aussi les calcaires du Valanginien et des circulations karstiques existent dans les barres tithoniques. L'étude de la structure et des essais de traçage nous permettra de définir les limites du bassin versant de la vallée de St-Laurent-du-Pont.

- Les formations molassiques :

Leur comportement hydrogéologique est différent suivant que l'on se trouve à l'Est ou à l'Ouest du chaînon du Ratz, c'est-à-dire en bordure ou dans l'axe du delta de Voreppe qui les a déposées.

. A l'Est, la molasse sablomarneuse forme écran aux eaux karstiques qui émergent à leur contact et joue le rôle de substratum imperméable vis-à-vis des aquifères quaternaires (beaucoup plus perméables comme nous le verrons plus loin) qui la recouvrent.

Cependant certains niveaux sableux peuvent contenir des volumes d'eau non négligeables qui contribuent à augmenter le stockage souterrain de l'eau s'ils sont au contact avec les alluvions de la vallée.

La stratification subhorizontale des couches molassiques, séparées par des niveaux marneux n'est pas favorable à l'infiltration verticale de l'eau de pluie. Le ruissellement sur ces terrains est important.

. A l'Ouest, le ruissellement est plus rare sur les formations sableuses et conglomératiques. Des circulations d'eau peuvent exister dans les lits de poudingues lorsqu'ils ne sont pas indurés. Mais ce ne sont, en général, que des suintements qui apparaissent à leur niveau sur les falaises. On observe quelques sources, rarement importantes au contact de ces formations avec la couverture quaternaire.

- La couverture quaternaire :

. Sur la molasse, le matériel fluvioglaciaire contenu dans les chenaux empruntés par les eaux de fonte glaciaire, draine les collines molassiques à l'Ouest du chaînon du Ratz.

. Sur les calcaires, cette couverture peut être épaisse de 15 à 20 m. En contact direct avec le karst, elle joue un rôle certain dans la régulation du débit des émergences karstiques, mais rend plus difficile la détermination des limites de leur bassin d'alimentation.

. Sur la bordure occidentale de la vallée de St-Laurent-du-Pont, les terrasses fluvioglaciaires, les éboulis et les cônes de déjection permettent l'infiltration d'une partie des eaux des torrents de Chartreuse (Guiers Vif, Guiers Mort, Chorolant, Grépy, Merdaret, ...) et contribuent à l'alimentation latérale de la nappe phréatique.

CHAPITRE 3

LES DEPOTS D'ALLUVIONS

- I LE REMPLISSAGE DES VALLONS DE ST-NICOLAS-DE-MACHERIN,
ST-ETIENNE-DE-CROSSEY ET ST-AUPRE

- II LE REMPLISSAGE DE LA DÉPRESSION DE ST-JOSEPH-DE-RIVIÈRE,
ST-LAURENT-DU-PONT ET ENTRE-DEUX-GUIERS

Trois dépressions à remplissage quaternaire occupent une grande partie de notre région d'étude :

- . la dépression de St-Nicolas-de-Macherin,
- . la dépression de St-Aupre,
- . la dépression de St-Joseph-de-Rivière, St-Laurent-du-Pont, Entre-Deux-Guiers.

L'étude géologique a permis de définir leurs formations de bordure et d'émettre des hypothèses au sujet de leurs alimentations latérales.

Il est nécessaire maintenant de définir leurs possibilités de stockage en eau. Pour cela, la prospection géophysique, les forages profonds et les sondages à la tarière seront nos moyens d'investigation dans la recherche d'une part du substratum et d'autre part du mode d'assemblage des formations alluviales.

I - LE REMPLISSAGE DES VALLONS DE ST-NICOLAS-DE-MACHERIN, ST-ETIENNE-DE-CROSSEY ET ST-AUPRE

Les directions de ces deux vallons sont perpendiculaires. A leur confluence nous venons de voir qu'ils ont connu une évolution lacustre postérieurement aux retraits des glaces. Le lac était alimenté à la fois par les gorges de Crossey et par les eaux de la langue glaciaire de St-Roch.

Son seul exutoire possible était le vallon de St-Nicolas-de-Macherin. Cette évolution paléogéographique va influencer sur la répartition des sédiments déposés dans chacun des vallons.

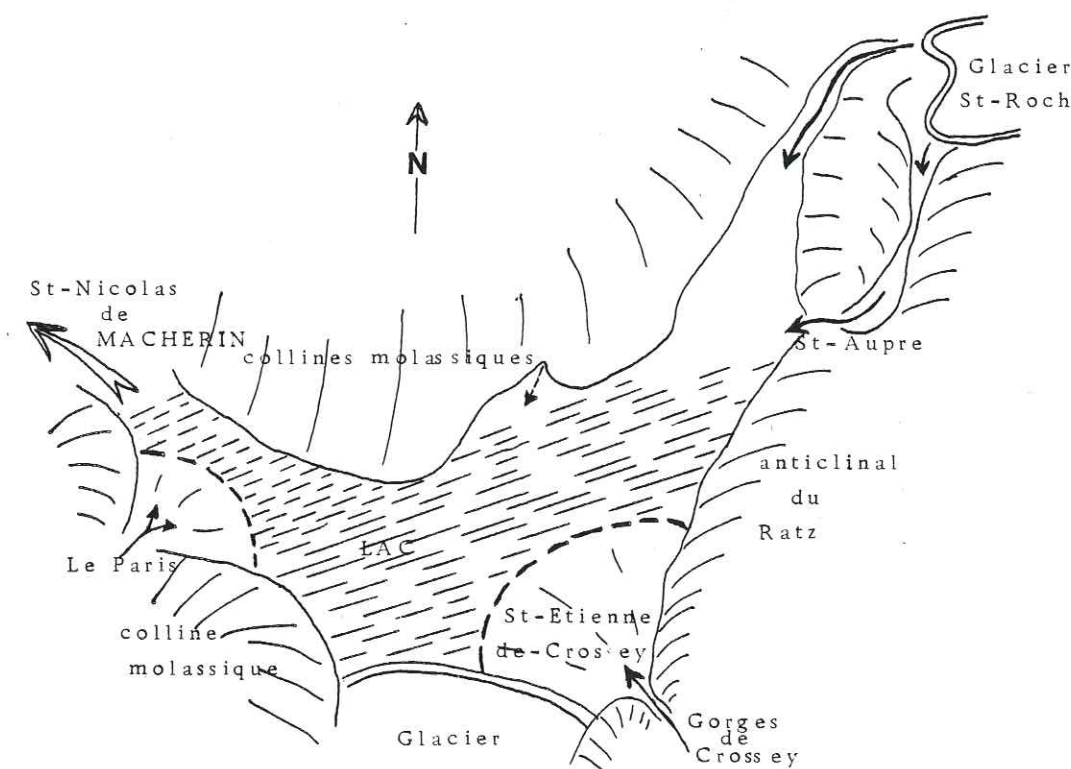


Fig. 16: ALIMENTATIONS ET EXUTOIRE DU LAC GLACIAIRE DE ST-ETIENNE-DE-CROSSEY

A - LE REMPLISSAGE DU VALLON DE ST-NICOLAS-DE-MACHERIN (fig. 17 et 18)

Trois profils géophysiques ont été réalisés dans le vallon de St-Nicolas-de-Macherin.

- Les coupes C1 et C2 ont été effectuées, lors d'une étude antérieure, par la Direction Départementale de l'Agriculture.

Fig 17: COUPES GEOPHYSIQUES DANS LE VALLON
DE ST-NICOLAS-DE-MACHERIN — CHIRENS

(d'après H. DEHAYS, 1980)

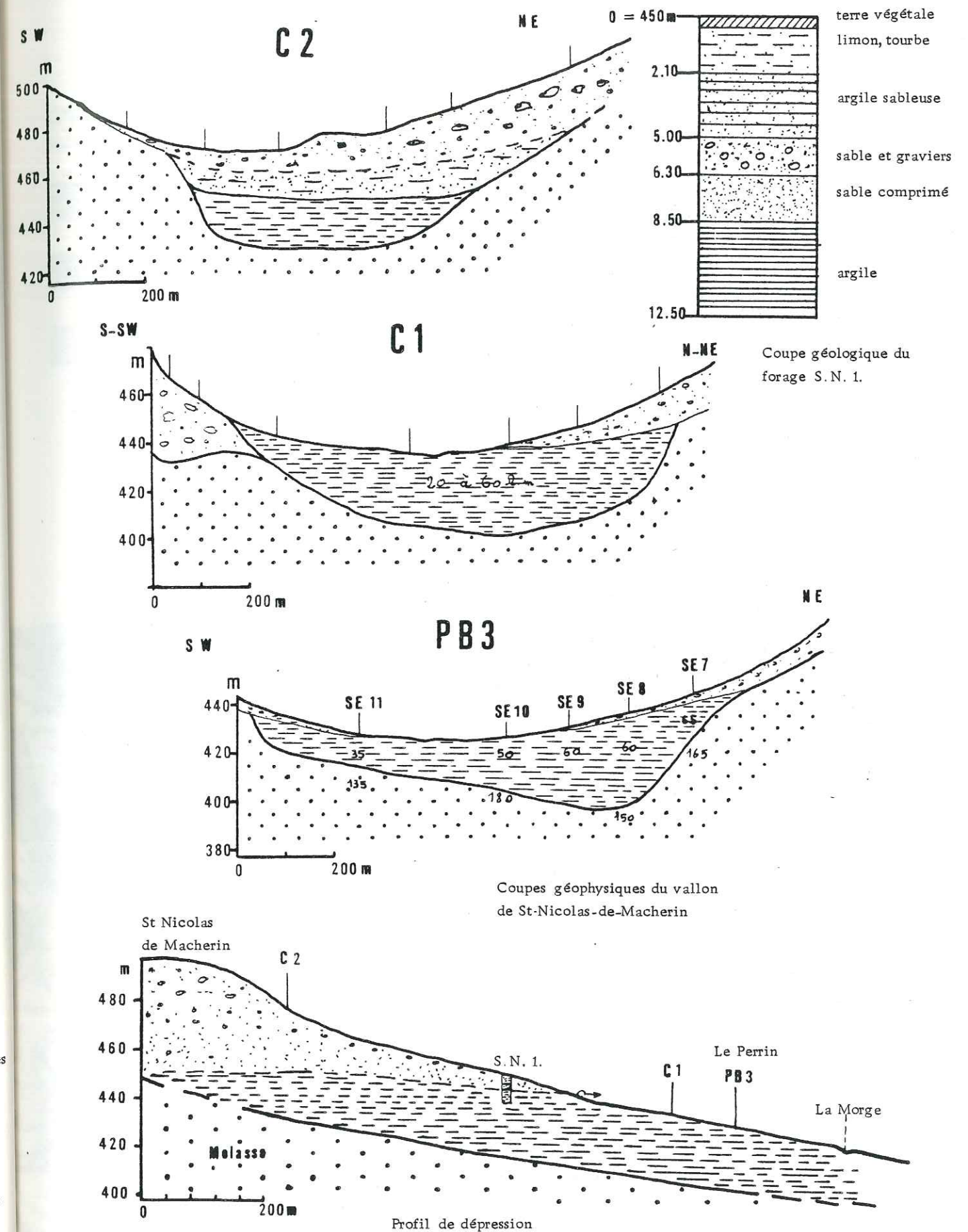
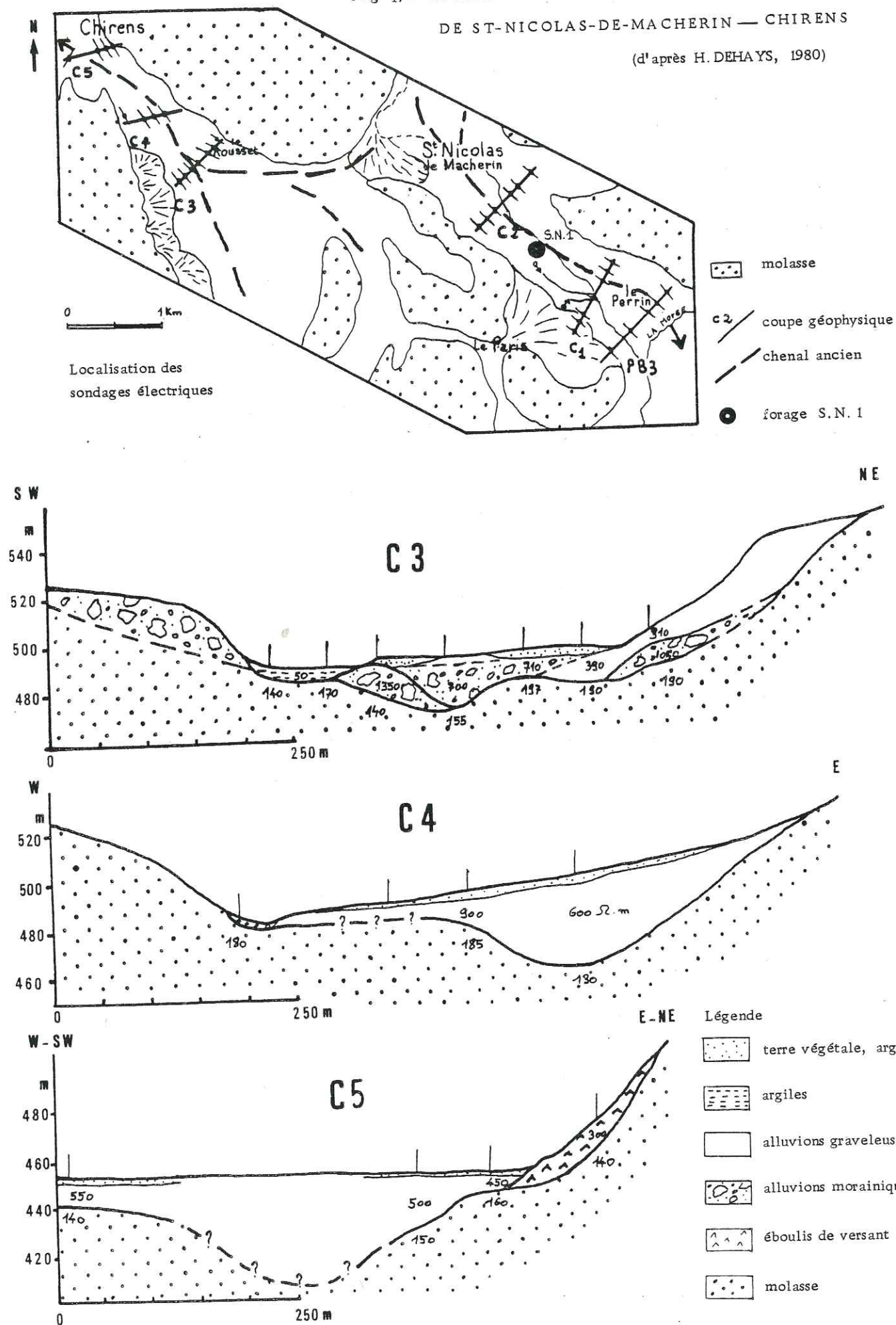


Fig 18 : COUPES GEOPHYSIQUES ET PROFIL DE DEPRESSION
DU VALLON DE ST-NICOLAS-DE-MACHERIN.

- Nous avons vérifié et complété ces données à l'aval par cinq sondages électriques (profil P.B.3).

Seul un forage, peu profond, effectué pour l'alimentation en eau de la commune de St-Etienne-de-Crossey permet l'étalonnage des sondages électriques.

Ces différentes coupes (fig. 18) nous indiquent que le remplissage est essentiellement argileux (résistivité de 20 à 60 $\Omega \cdot m$) mis à part un recouvrement sablograveleux de 10, 20 m au niveau de St-Nicolas-de-Macherin.

La morphologie du substratum rappelle celle d'une auge glaciaire. Sa pente est dirigée vers le S-E comme la topographie actuelle.

A l'aval du forage, le remplissage du fond de la vallée est totalement argileux. Les eaux contenues dans les sables et graviers déposés plus à l'amont émergent ; des sources pérennes apparaissent au droit du cône de déjection du Paris.

A l'Ouest de St-Nicolas-de-Macherin, au-delà du col du Rousset, le vallon se poursuit en direction de Chirens. Les eaux du lac de St-Etienne-de-Crossey responsables du dépôt des argiles empruntaient cette vallée. Aussi la connaissance de la forme de son substratum est un élément intéressant pour la détermination du bassin versant de la Morge.

Pour cela nous nous reporterons à la prospection géophysique de H. DEHAYS (1980) qui comprend trois coupes (coupes C3, C4 et C5 fig. 17). Les résultats confirment l'existence d'un chenal ancien. Les eaux provenaient à la fois du Sud et de St-Nicolas-de-Macherin. Au contact du substratum molassique, le remplissage alluvial est ici très intéressant du point de vue hydrogéologique (résistivité électrique de l'ordre de 600 $\Omega \cdot m$). On ne rencontre plus l'épais dépôt argileux. Le surcreusement étroit et peu profond rejoint la profonde paléovallée de l'Ainan sous le village de Chirens.

B - LA VALLEE DE LA MORGE

L'héritage structural de la vallée de la Morge est évident. Sa position parallèle aux structures du chaînon du Ratz et de la Chartreuse occidentale et la morphologie de son substratum sont à rattacher selon toute vraisemblance à l'époque mio-pliocène.

La vallée est limitée :

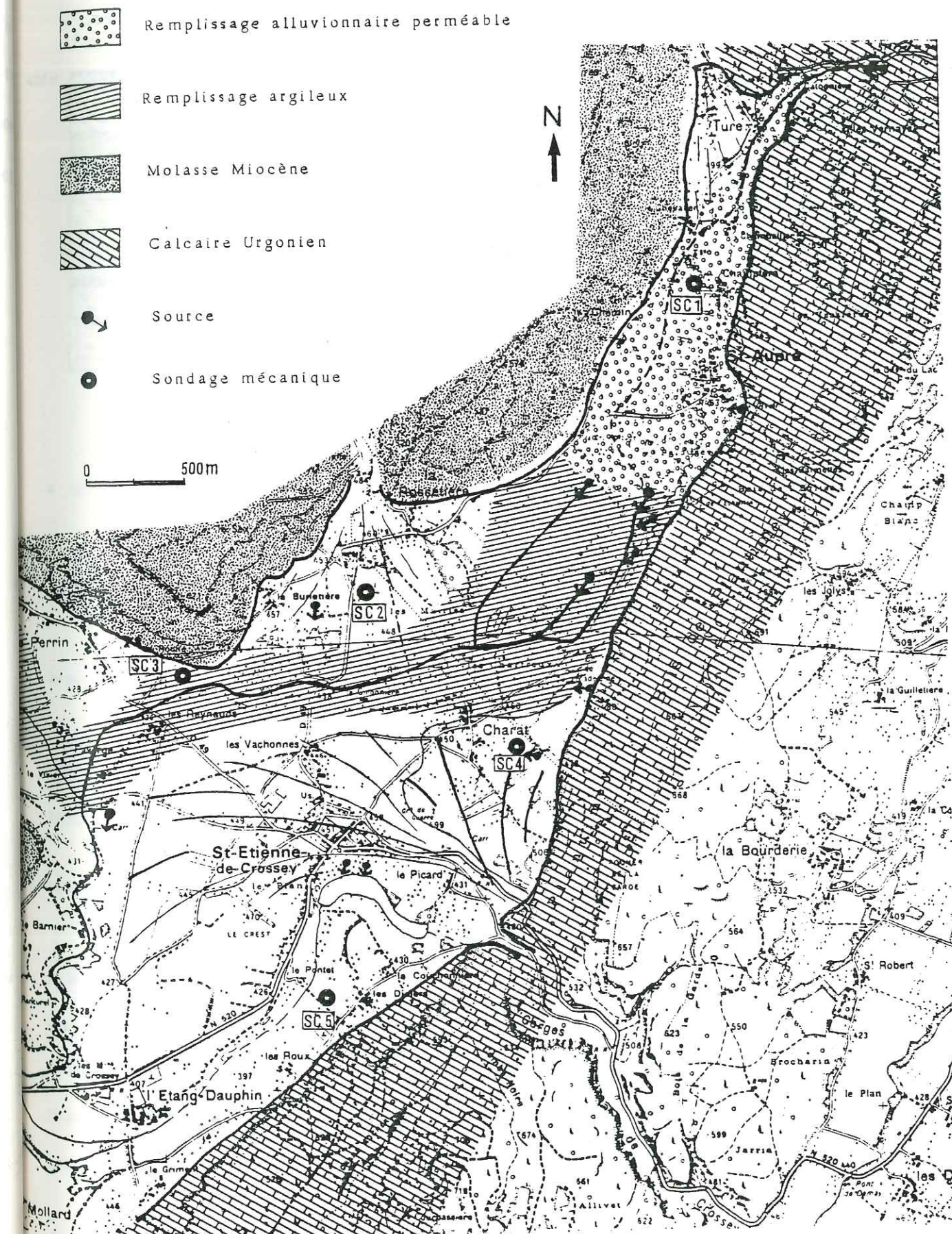
- en rive droite par les versants molassiques et les cônes de déjection de Tive au Nord et de la Rossetière plus au Sud ;

- en rive gauche par les calcaires karstifiés du chaînon du Ratz. Des sources émergent de ces calcaires à environ 50 m au-dessus du fond de la vallée : ce sont les sources de Pierre-Chave (d'où la Morge est issue) et de St-Aupre.

Le remplissage de la vallée de la Morge est marqué là encore par la présence d'argiles varvées bleues rencontrées par certains forages. La carte schématique de la figure 19, établie à partir de données de forages, d'observations de terrain et d'une prospection géophysique électrique réalisée par la Direction Départementale de l'Agriculture montre les limites en surface de ce remplissage argileux. Celui-ci explique la présence de marais et l'apparition

Fig 19: LA VALLEE DE LA MORGE

Carte géologique schématique - Les formations limites - Situation des forages



de sources à l'aval de St-Aupre. En effet, l'argile forme un écran imperméable aux eaux contenues dans le remplissage alluvionnaire amont. Le forage SC1 au niveau de Champtora (fig. 20) indique 25 m de graviers et galets reposant en rive droite sur la molasse et en profondeur sur les argiles compactes bleues. En rive gauche leur contact est direct avec les calcaires.

- Au Sud, la nappe est limitée par l'argile qui constitue le remplissage sur toute la largeur de la dépression molassique. Les nombreuses sources en bordure du massif calcaire indiquent une alimentation importante par le réseau karstique.

- Plus à l'aval, ce bouchon argileux est recouvert par deux ensembles sablograveleux :

. au Sud l'énorme cône fossile des gorges de Crossey,

. au Nord le cône de la Rossatière édifié par le torrent drainant les collines molassiques jusqu'à la plaine du Vivier des Chartreux et donc mieux alimenté.

1) Le cône de déjection de la Rossatière

Au centre de ce dernier, le forage SC2 montre sur 23 m une succession de sables, graviers et galets dans laquelle s'intercalent des argiles le plus souvent bleutées ; il semble que le cône ait été édifié en bordure du lac, pendant le dépôt des argiles.

Les couches les plus perméables sont peu épaisses. Le niveau de graviers et blocs de taille allant jusqu'à 45 cm semble être le magasin aquifère le plus valable. Les effets de drainance à travers les niveaux d'argiles sous jacents ne peuvent qu'être limités et très lents.

Le remplissage argileux en bordure et sous le cône est très important. Le forage SC2 n'atteint pas la molasse à la cote 411 m. Le SC3 à 150 m du versant où affleure la molasse, pénètre entièrement dans l'argile sur 32 m sans atteindre le substratum molassique. Il est certain que les horizons varvés trouvés dans la coupe de ce forage récent (août 1981) ont une origine lacustre. Les deux passées sableuses respectivement de 20 et 70 cm, sont les deux seuls niveaux quelque peu perméables de la formation.

2) La couverture sablograveleuse du delta de Crossey

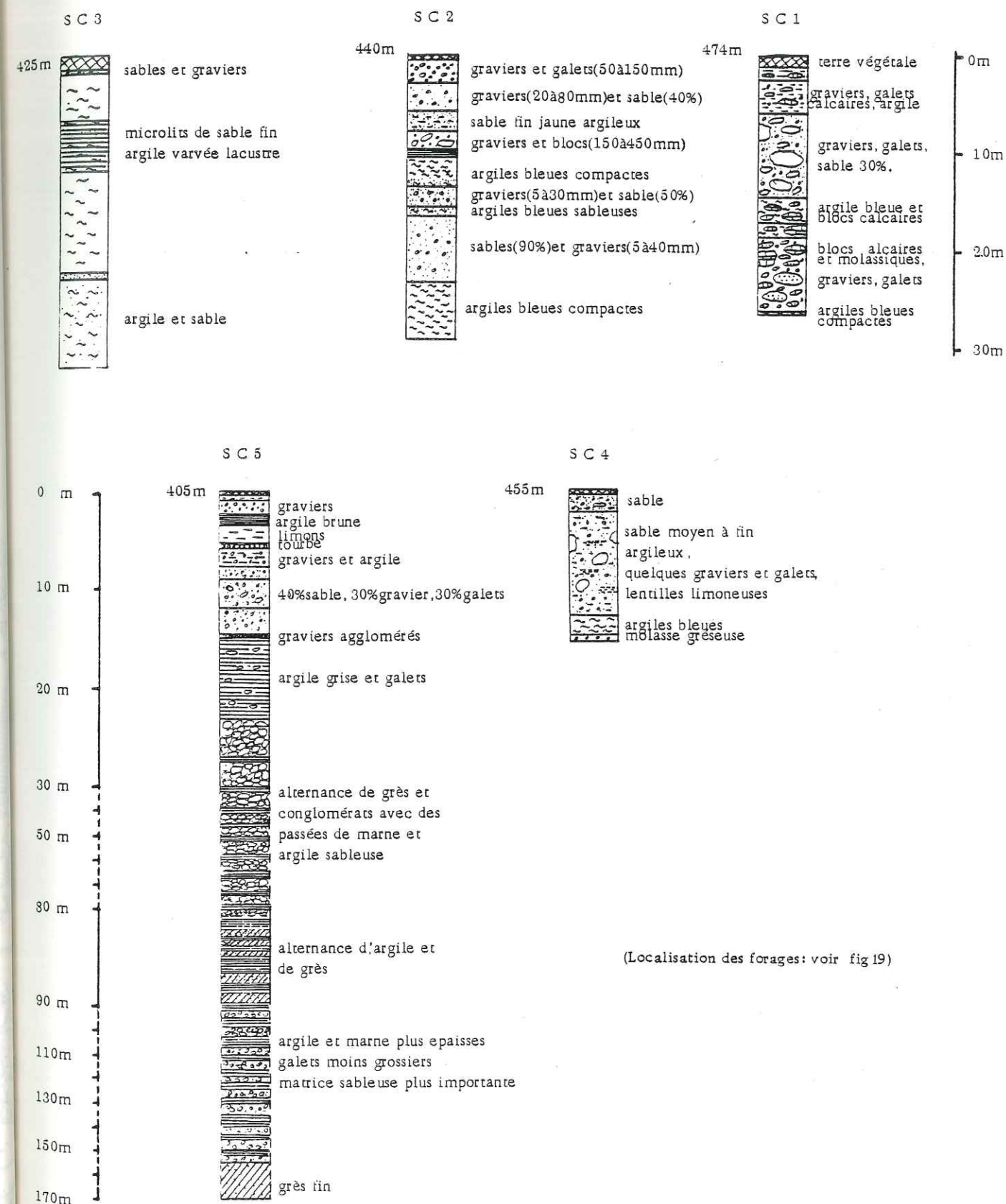
On rappellera simplement les particularités de cette formation.

- Des sables fins, isométriques et légèrement argileux forment le cône le plus étendu. Ils reposent sur les argiles bleues lacustres déposées lors de la formation du premier cône.

- Des sables moyens à fins, argileux, contenant des graviers et galets constituent les dépôts de celui-ci à proximité de la gorge de Crossey.

Ces éléments, rencontrés par le forage SC4 (fig. 20) ont une épaisseur de 13 m en bordure du delta. Ils reposent là encore directement sur l'argile dont la puissance est de 2 m seulement. La coupe du forage indique la présence de la molasse gréseuse à la cote 440 m.

Fig 20 : COUPES DES FORAGES DE LA VALLEE DE LA MORGE



Par contre, à l'Est de St-Etienne-de-Crossey, l'exploitation des gravières découvre 30 m de formation sableuse sans atteindre les dépôts argilo-lacustres. Il est probable qu'à proximité de sa zone d'émission, le delta repose directement sur les calcaires.

3) Les dépôts de l'Etang-Dauphin

Le seul élément valable que nous ayons pour définir la nature des dépôts au Sud du vallon suspendu de St-Etienne-de-Crossey, est la coupe du forage SC5 (fig. 20). Les sondages électriques réalisés par le bureau d'étude MENARD (1972) n'ont montré qu'une suite de résistivité homogène (100 à 200 Ω .m) difficilement interprétable à cause des faibles contrastes de résistivité entre la molasse et les alluvions conglomérées.

Le forage profond de 170 m n'a pourtant pas rencontré les calcaires. Telle qu'elle nous a été fournie, la coupe montre :

- . 15 m de matériaux morainiques remaniés
- . 40 cm d'une couche dure de graviers agglomérés (témoin de la compression des glaces ?)
- . 8 m d'argile grise
- . une succession de conglomérats qui présentent des passées marneuses et gréseuses. Cette succession peut être aisément comparée à la description des formations molassiques rencontrées près de Voiron. La position du toit de la molasse est alors à la cote de 380 m. Si par contre on estime celle-ci seulement à partir des grès fins à la cote de 250 m, le secteur de l'Etang-Dauphin correspondrait alors à un véritable canyon profond de 155 m sous l'actuel remplissage. Mais on ne voit pas un bassin versant capable d'un tel surcreusement. De plus, les marno-calcaires hauteriviens trouvés au débouché des gorges de Crossey (cote 440 m) interdisent l'existence d'une gorge très profonde.

On retiendra pour ce secteur, la faible épaisseur de formations perméables sur des argiles glaciaires, l'ensemble reposant sur la molasse à la cote probable de 380 m.

CONCLUSION

Lieu de confluence des glaciers isérois et cartusiens lors du maximum würmien, les vallons de St-Nicolas-de-Macherin et de St-Etienne-de-Crossey, St-Aupre ont été occupés après le retrait des glaces, par les eaux d'un lac de fusion ainsi qu'en témoignent le remplissage presque essentiellement argileux et le delta des gorges de Crossey.

Seules les formations fluvioglaciaires à l'amont et les cônes de déjection des vallées adjacentes peuvent contenir une nappe aquifère intéressante si toutefois l'alimentation est suffisante. C'est le cas de la nappe alluviale de la Morge, à l'amont des marais, qui reçoit en surface deux des plus grosses sources karstiques du chaînon du Ratz et dont les dépôts au contact avec les calcaires permettent une alimentation en profondeur.

Vers le Sud, la vallée de la Morge apparaît comme un bassin fermé, le remplissage argileux faisant obstacle aux écoulements souterrains.

II - LE REMPLISSAGE DE LA DEPRESSION DE ST-JOSEPH-DE-RIVIERE, ST-LAURENT-DU-PONT, ENTRE-DEUX-GUIERS

Si les moyens dont nous disposions pour l'étude de la vallée de la Morge étaient limités, au contraire, la dépression de St-Laurent-du-Pont a fait l'objet de nombreux travaux de reconnaissance par prospection géophysique et sondages mécaniques.

Sur la carte de la figure 21, où sont rappelées les formations constituant les limites de la vallée, j'ai porté les emplacements des différents profils et sondages choisis dans la documentation et ceux réalisés par moi-même à l'automne 1981 (sondages à la tarière "t" et profils géophysiques "PB").

A - LES METHODES D'ETUDE

1) Etude documentaire

Une importante documentation a pu être rassemblée. Elle concerne :

- 2 campagnes de prospection géophysique électrique, l'une effectuée au cours des années 1967 et 1968 par la Compagnie de Prospection Géophysique Française (C.P.G.F.), l'autre en 1971 et 1972 par le Bureau d'Etudes Géophysiques MENARD. Les coupes interprétatives s'échelonnent sur toute la vallée,

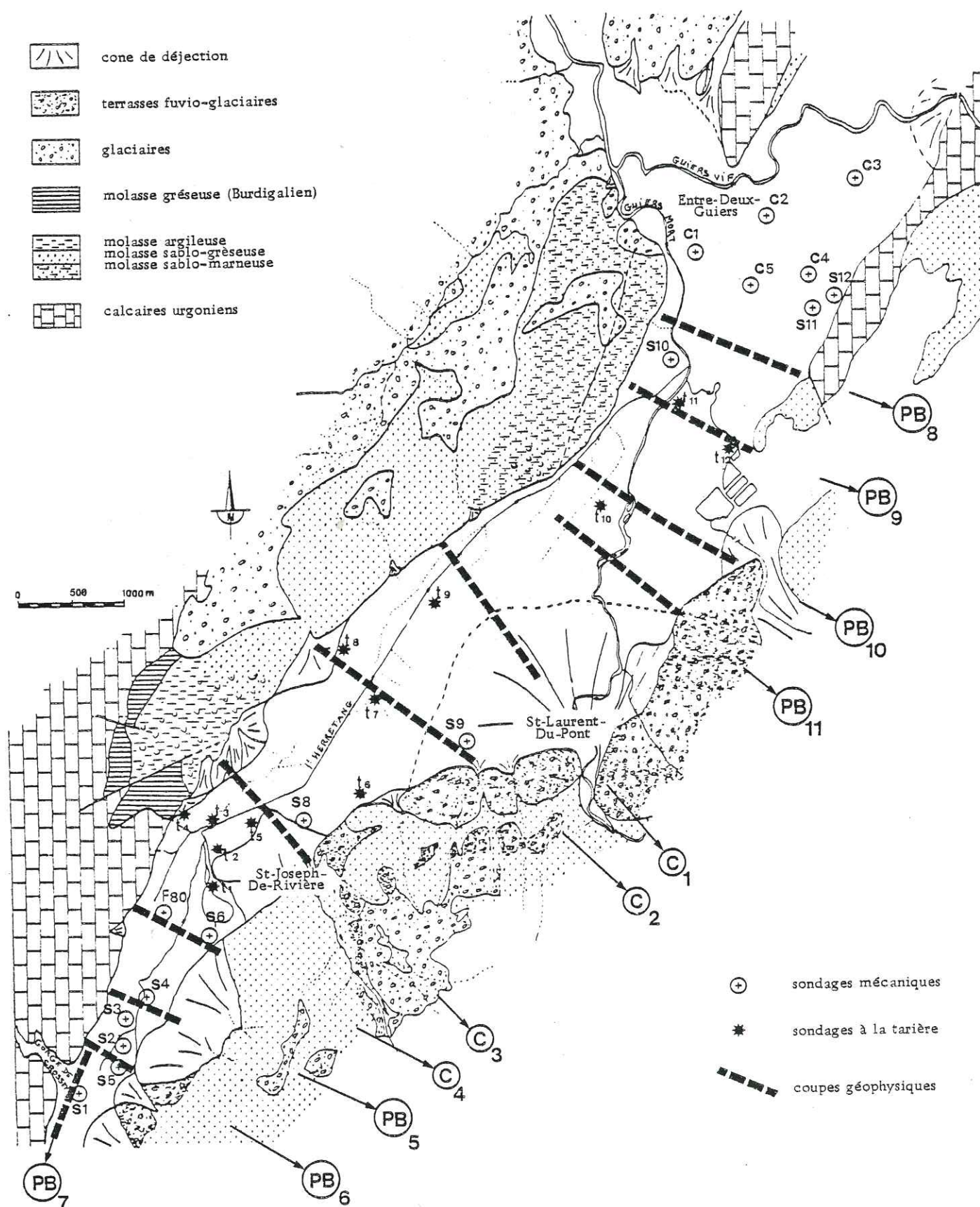
- une vingtaine de forages, qui simultanément ou à la suite de ces études sont venus enrichir les informations sur la nature et les caractéristiques hydrodynamiques des différents dépôts. Ils sont principalement localisés à l'amont de St-Joseph-de-Rivière et à l'Est d'Entre-Deux-Guiers,

- 21 sondages électriques, réalisés en juin 1980 par le Cabinet Jamier-Vial (Chambéry) et répartis selon deux coupes transversales, l'une près de St-Laurent-du-Pont (coupe C2), l'autre près de St-Joseph-de-Rivière (coupe C4 - fig. 25).

Ces différents documents et les résultats obtenus ont permis d'une part d'évaluer les moyens d'investigations à mettre en oeuvre afin de compléter ou de vérifier leurs données, d'autre part d'appréhender les difficultés d'une étude géophysique dans la vallée.

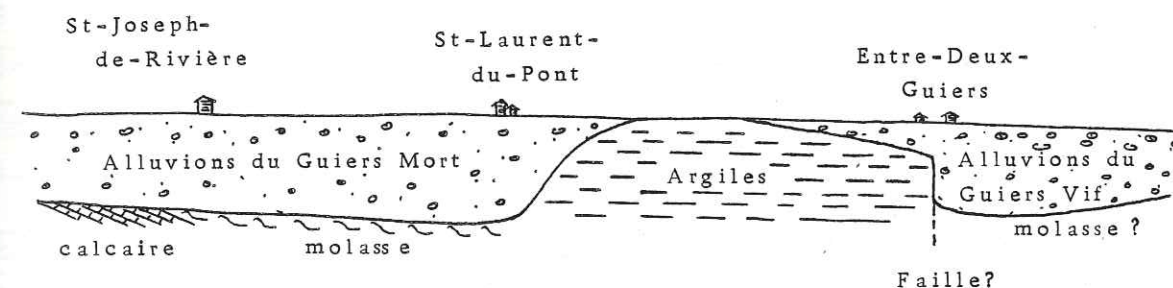
Fig 21 : LA VALLEE DE ST-LAURENT-DU-PONT

- Les formations limites
- Situation des coupes géophysiques et des sondages



a) Les résultats obtenus

Les résultats des campagnes géophysiques antérieures à notre étude peuvent se résumer au profil en long dressé par MENARD.



La prospection montre un épais dépôt argileux à l'aval de St-Laurent-du-Pont. Il sépare deux ensembles alluviaux :

- au Nord "les alluvions du Guiers Vif". Elles atteignent 100 m d'épaisseur. Plusieurs sondages électriques indiquent la présence d'une faille qui affecte le substratum molassique et qui semble avoir influé sur les conditions de dépôts des alluvions. On retrouve cette même faille à l'affleurement en rive droite de la vallée. Elle met en contact les calcaires urgoniens et la molasse sablogréseuse. Son prolongement en direction d'Entre-Deux-Guiers est certainement à l'origine de l'exutoire de la vallée. C'est la même famille de fractures (post Miocène, N 150°) qui est à l'origine de l'exutoire méridional fossile des gorges de Crossey, (carte fig. 21),

- au Sud "les alluvions du Guiers Mort". Elles s'étendent jusqu'aux gorges de Crossey. Le remplissage de la vallée est particulièrement important au niveau de St-Laurent-du-Pont (environ 115 m).

Remarque : devant l'épaisseur des argiles et en l'absence d'indice de communication entre les deux aquifères alluviaux, MENARD et M. MICHEL ont recherché l'exutoire de la "nappe du Guiers Mort" vers le Sud. Ils ont émis l'hypothèse d'une évacuation des eaux de la nappe vers la vallée de la Morge par circulation karstique au niveau des gorges de Crossey.

Cette hypothèse repose essentiellement sur les coupes géophysiques MENARD et la présence de la masse argileuse imperméable entre les deux ensembles alluviaux. Notre étude géophysique devra vérifier l'épaisseur et l'étendue de ces argiles en s'appuyant sur des corrélations précises.

On rappellera cependant quelques observations géologiques soulignées au chapitre 2 :

- la présence de calcaires marneux non karstiques de l'Hauterivien dans le fond des gorges,

- l'absence, dans le secteur de l'Etang-Dauphin, de formations capables de transiter les eaux vers la vallée de l'Isère.

b) Les causes d'erreur sur les mesures

Outre les limites propres à l'interprétation et les erreurs commises lors de la réalisation des mesures, les difficultés d'une étude géophysique dans la vallée de St-Laurent-du-Pont proviennent :

- du faible contraste de résistivité entre les alluvions et le substratum molassique dans certains secteurs de la vallée,
- des variations de faciès de la molasse visibles à l'affleurement sur le flanc occidental de la vallée (carte fig. 21) :

- . molasse argileuse au Sud
- . molasse sablogréseuse au Centre
- . molasse sablomarneuse au Nord

- du manque de corrélation qui rend la plupart des résultats des travaux antérieurs plus qu'aléatoires. Notamment, il n'existe aucun forage mécanique entre le cône de déjection de St-Laurent-du-Pont et les "alluvions du Guiers Vif". Seules des observations en surface (marécages, etc...) indiquent la présence d'argile.

2) Sondages à la tarière mécanique

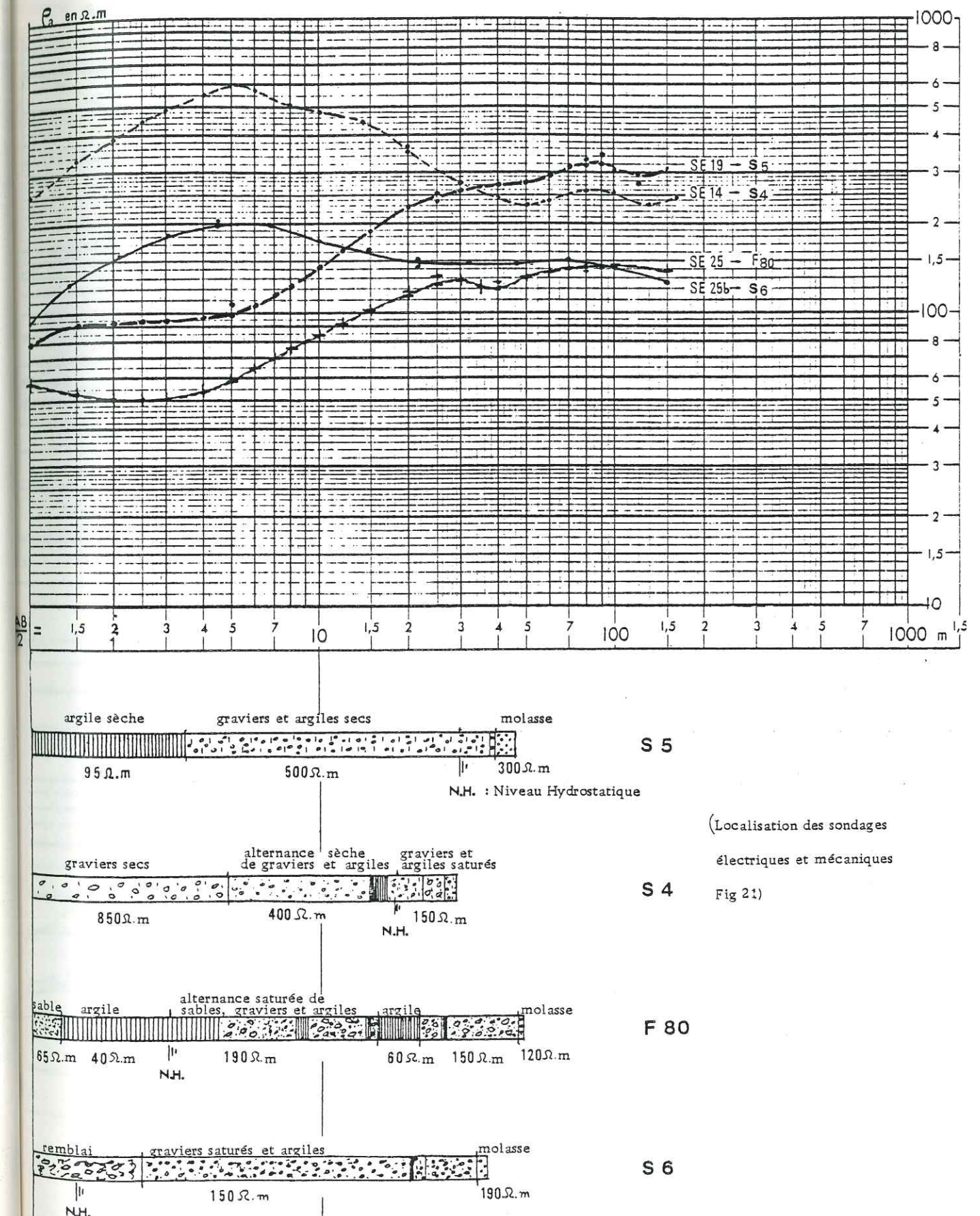
L'interprétation difficile des sondages électriques dans les argiles et le manque de corrélations dans certains secteurs m' ont conduit à une observation directe par sondages mécaniques. La méthode retenue est celle du forage à l'aide d'une puissante tarière à moteur. Nous avons utilisé avec l'aide de la Direction Départementale de l'Agriculture, la tarière Mercedes, sur châssis porteur Unimog, du Laboratoire de l'I.R.I.G.M. de Grenoble (Institut de Recherche Interdisciplinaire de Géologie et de Mécanique). La coupe du sondage nous donnait avec une bonne précision l'épaisseur des argiles. De plus dans le trou formé par la tarière il était possible de glisser un tube P.V.C crépiné qui constituait ainsi un piézomètre des plus économiques. Douze coupes ont ainsi été levées dans l'argile. Elles sont figurées en annexe.

3) Les corrélations résistivités-formations géologiques

Grâce aux nombreux forages situés à l'amont de St-Joseph-de-Rivière, les corrélations que l'on peut établir entre les résistivités et les formations constituant le remplissage sont les suivantes (fig. 22) :

- argile et tourbe superficielle : résistivité inférieure à $100 \Omega.m$
- argile saturée : résistivité de l'ordre de $60 \Omega.m$
- graviers et sables secs : résistivité de l'ordre de $800 \Omega.m$
- graviers et argiles secs : résistivité de l'ordre de 400 à $500 \Omega.m$
- alternance de graviers et d'argiles saturés : résistivité de l'ordre de 150 à $200 \Omega.m$

Fig 22: CORRELATION RESISTIVITES-FORMATIONS GEOLOGIQUES
A L'AMONT DE ST-LAURENT-DU-PONT



- molasse à l'amont près des gorges de Crossey : résistivité de l'ordre de 300 Ω .m
- molasse plus à l'aval, près de St-Joseph-de-Rivière : résistivité de l'ordre de 150 à 200 Ω .m

Il faut noter l'importance de la connaissance du niveau piézométrique pour l'interprétation des sondages électriques à l'amont de St-Joseph-de-Rivière. On pourra en effet avoir des résistivités analogues pour des graviers argileux secs et des formations grossières saturées contenant peu d'argile.

L'aquifère est en général représenté par les formations conductrices de résistivité 150 Ω .m environ. Elles sont constituées de graviers à matrice plus ou moins sableuse dans lesquels s'intercalent des lentilles argileuses. Ces dernières, peu épaisses et discontinues ne peuvent être différenciées de l'ensemble de la formation.

A l'aval, entre le cône de déjection de St-Laurent-du-Pont et les alluvions du Guiers Vif, l'absence de forages profonds a nécessité un procédé d'étalement différent pour la détermination de la résistivité du substratum. Sur la figure 23 nous avons regroupé les courbes de 4 sondages électriques les plus proches du versant molassique du chaînon du Ratz (SE 31, 38, 45, 53) ainsi que les 4 sondages suivants (SE 30, 37, 44, 52). On assiste à une convergence des fins de courbe vers la résistivité de 160 à 180 $\Omega \cdot m$ correspondant probablement à la molasse sableuse.

Afin de réduire les incertitudes concernant les propriétés géoélectriques des différents faciès du substratum qui affleurent en bordure de la vallée, nous avons réalisé un sondage d'étalonnage (SE 46) sur le versant même (situation des sondages électriques figure 21). La coupe d'interprétation nous montre :

- une formation de résistivité $55 \Omega .m$; il s'agit certainement de la molasse riche en niveaux marneux qui constitue les affleurements à proximité du sondage électrique,

- une deuxième formation qui représente la molasse sablogréseuse sous-jacente. Sa résistivité ($250 \Omega \cdot m$) est plus élevée que la valeur indiquée par les paliers de fin de courbe des sondages de la vallée ($180 \Omega \cdot m$) ; mais la molasse est ici moins imprégnée d'eau que celle constituant le substratum du remplissage de la vallée (lorsqu'elle est sableuse, la molasse constitue une extension de l'aquifère alluvial).

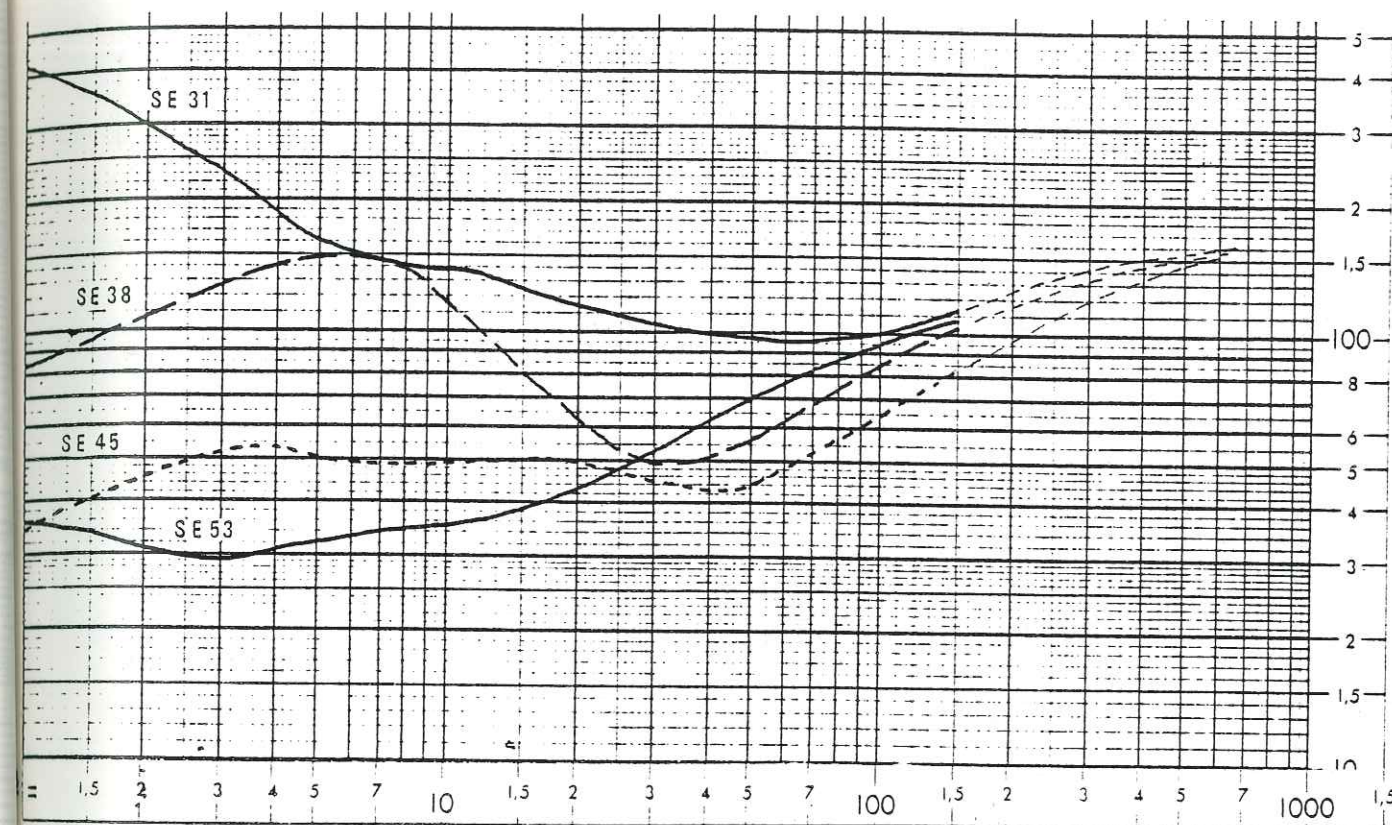
Les résistivités des différents faciès molassiques sont les
suivants :

- molasse sablogréseuse sèche (secteur amont) : 300 Ω .m
- molasse sablogréseuse saturée : 120 - 190 Ω .m
- molasse riche en niveaux marneux, sèche : 55 Ω .m

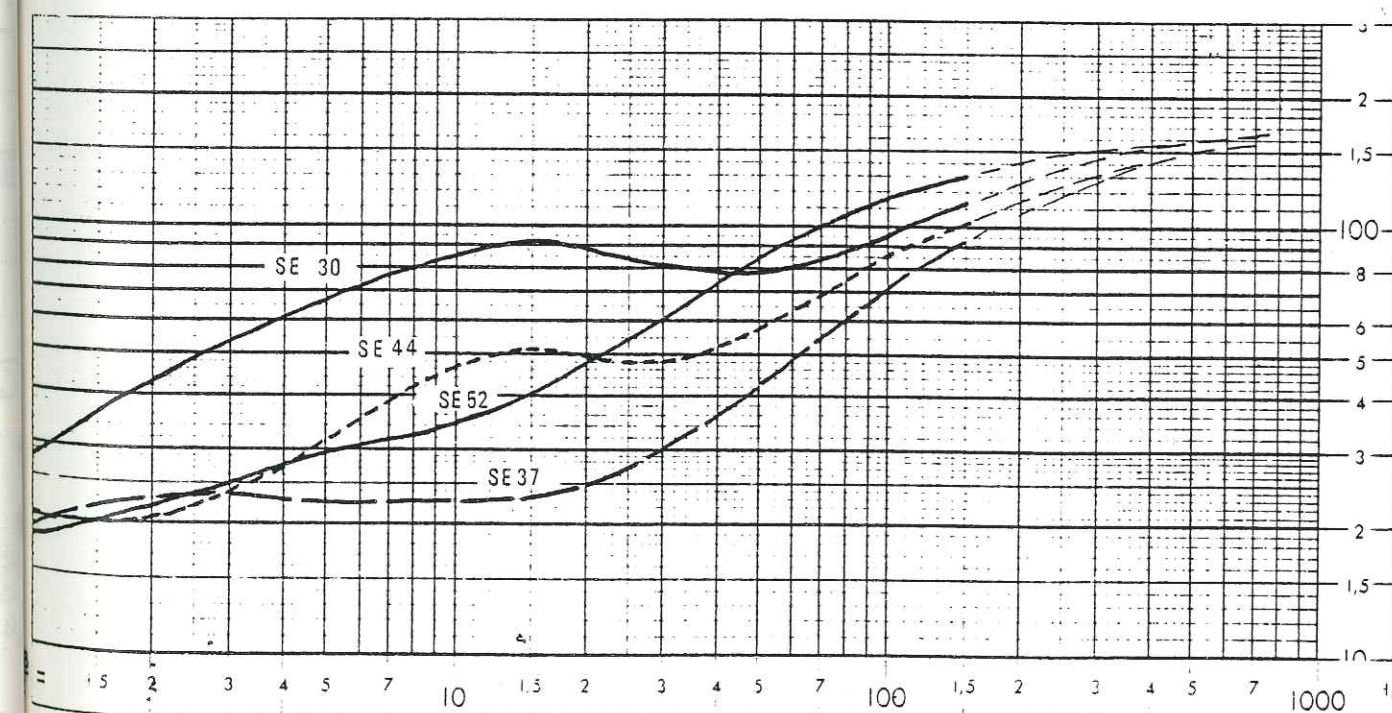
Fig 23: SONDAGES ELECTRIQUES A L'AVAL DE ST-LAURENT-DU-PONT

Convergence des queues de courbe vers la résistivité vraie du substratum molassique

(localisation des sondages fig 21)



Sondages électriques les plus proches du versant molassique



Sondages électriques à proximité du versant molassique

A ces valeurs s'ajoutent tous les intermédiaires de la molasse sableuse à la molasse franchement marneuse d'une part et suivant leur teneur en eau d'autre part. Ainsi, sur certains sondages électriques, nous avons rencontré en profondeur des résistivités de l'ordre de 70 à 90 Ω .m pouvant correspondre aussi bien à des marnes sableuses molassiques saturées qu'à des argiles sableuses quaternaires. Pour trancher, on se référera aux observations géologiques des affleurements proches du sondage électrique considéré.

D'un point de vue hydrogéologique, ces deux formations ont les mêmes caractères physiques et constituent le substratum imperméable.

B - DESCRIPTION DES DIFFERENTS DEPOTS ALLUVIAUX

Nous distinguons les dépôts de St-Joseph-de-Rivière et de St-Laurent-du-Pont appelés "les alluvions du Guiers Mort", de ceux du bassin d'Entre-Deux-Guiers, appelés "les alluvions du Guiers Vif".

La coupe exacte des alluvions a souvent été considérée comme accessoire. En effet, dans le détail les "faciès" des alluvions varient très vite latéralement et en profondeur ; il aurait fallu une densité de sondages beaucoup plus importante pour en rendre compte. Cependant les grands ensembles argileux et graveleux ont pu être suivis.

1) Les alluvions du Guiers Mort

Les résultats des interprétations géophysiques sont présentés sous forme de coupes transversales à la vallée, et par secteur géographique :

- le secteur amont localisé à l'amont de St-Joseph-de-Rivière (fig. 24 et 25)

- le secteur aval de St-Laurent-du-Pont à Entre-Deux-Guiers (fig. 27 et 28).

a) Le secteur amont :

a1 - Description des différents dépôts rencontrés

. Les alluvions représentant l'aquifère montrent des résistivités de l'ordre de 150 à 200 Ω .m. Les différents forages indiquent une alternance de graviers et d'argile. Elles semblent toutefois plus résistantes en rive gauche de la vallée à proximité des calcaires (280 Ω .m au SE-12). Le lessivage interne dû aux importantes fluctuations de la nappe (dessinées sur le profil de dépression : fig. 25) et aux alimentations probables en provenance du karst expliquent les fortes valeurs obtenues.

. Au-dessus de la surface piézométrique, les résistivités très élevées rencontrées au niveau des profils PB5, 6 et 7 (de 400 à 700 Ω .m) correspondent à des formations certainement très perméables qui permettent l'infiltration des eaux de pluie vers la nappe.

Plus à l'aval, au niveau du profil C4, les alluvions aquifères représentent l'ensemble du remplissage (180 Ω .m de résistivité moyenne).

. En surface les alluvions récentes du ruisseau de Merdaret (400 à 800 Ω .m) ne sont jamais épaissies : 6 m au maximum. Elles s'étendent en rive droite sur le profil C4.

. Le profil C3 dessiné à partir de l'étude CPGF indique un changement dans les conditions de dépôt. Cette coupe, située juste à l'aval de St-Joseph-de-Rivière marque la transition avec le secteur aval.

Dans la partie occidentale de la vallée, des formations très conductrices apparaissent (30 Ω .m). Ces résistivités correspondent à des tourbes et des argiles bleues lacustres observées au sondage de la tarière t5, en rive droite de l'Herretang. Leur épaisseur atteint 25 m. Elles sont limitées à l'Est par les alluvions du cône de déjection du Cholorant (300 Ω .m) qui recouvrent l'ensemble aquifère localisé ici essentiellement dans la partie orientale de la vallée.

Il faut noter que cette variation brutale dans la nature des dépôts alluviaux correspond à un changement de faciès dans les formations bordant la vallée. La carte de la figure 21 indique en effet que les calcaires sont remplacés en rive droite par des molasses constituées de marnes bleues feuilletées. Celles-ci sont vraisemblablement à l'origine de l'accumulation des dépôts argileux dans la partie occidentale de la vallée.

Le substratum :

Au niveau des gorges de Crossey (profil longitudinal PB7) le substratum très résistant (résistivité supérieure à 800 Ω .m) est attribué aux calcaires urgoniens. Sa cote se situe vers 410 m dans l'axe des gorges. La molasse sus-jacente (300-350 Ω .m) est peu épaisse ; elle est formée de sables grossiers perméables dans la coupe du forage S1 situé 50 m à l'Est du profil.

A l'aval, jusqu'au profil C3, les calcaires limitent l'aquifère alluvial en rive droite. On ne les retrouve plus en profondeur. La molasse est certainement beaucoup plus épaisse, sa résistivité diminue d'amont en aval (faciès de plus en plus marneux).

D'une manière générale, la morphologie du substratum rappelle celle d'une auge glaciaire. Contre la rive orientale, à l'aplomb de St-Joseph-de-Rivière (profil C3), la forme de la cuvette est mal définie. Les sondages électriques ne semblent pas avoir atteint le substratum dont la cote est certainement inférieure à 360 m.

a2 - Etude sédimentologique sur la coupe du forage F80

Le forage F80, effectué à l'automne 1980 à la demande de la DDA et du SMAV, a permis de définir les principaux caractères sédimentologiques des alluvions aquifères déposées à l'amont de St-Joseph-de-Rivière. Une analyse très détaillée et précise était impossible en raison du remaniement des échantillons recueillis, dû au procédé de sondage (battage). Les résultats sont donnés sur la figure 26. On remarque :

- des niveaux argileux et tourbeux intercalés dans une formation sablo-graveleuse. La nappe est maintenue en charge par 4,5 m d'argile en surface. Un autre terrain imperméable, plus important, a été rencontré entre 15,50 et 21,20 m. Il s'agit vraisemblablement d'une importante

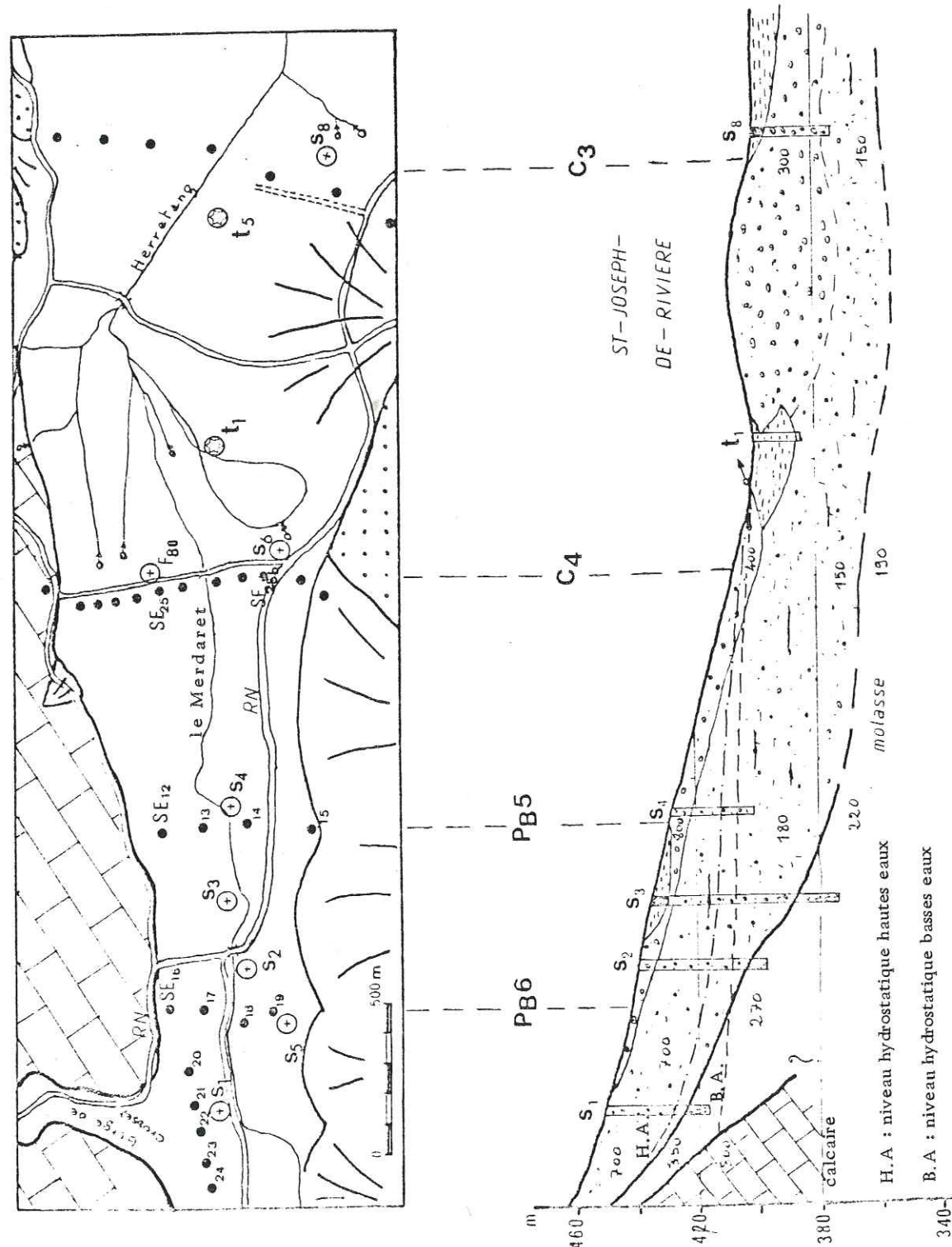
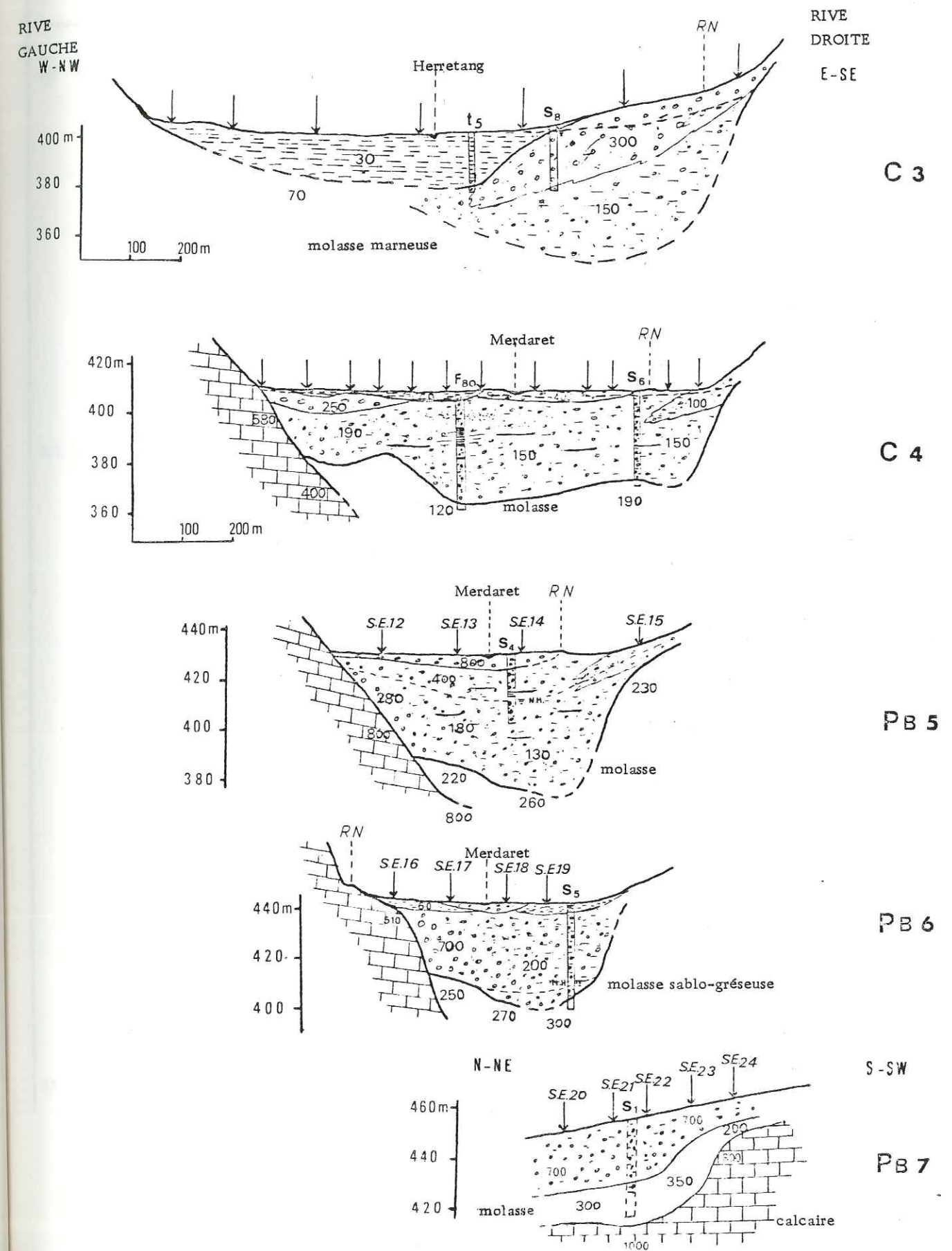


Fig 24 : LOCALISATION DES SONDAGES ELECTRIQUES ET PROFIL DE DEPRESSION A L'AMONT DE ST-JOSEPH-DE-RIVIERE

Fig 25 : COUPES GEOPHYSIQUES A L'AMONT DE ST-JOSEPH-DE-RIVIERE



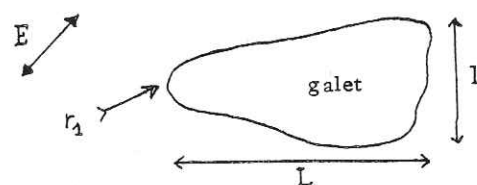
lentille car une telle formation n'a été observée dans aucun des forages du secteur, ni rencontrée par les sondages électriques proches.

Remarque :

Ce niveau d'argile a livré un morceau de bois fossile. Sa datation* par la méthode du Carbone 14 donne un âge de 11.150 B.P.

- Une analyse de la morphométrie des galets prélevés à la base de la coupe (niveau 26,50 m à 47 m) nous renseigne sur leur agent de transport.

Sur un lot de 100 galets de calcaire pur clair, centrés autour de 50 mm (4 à 6 cm) nous avons calculé les indices caractéristiques suivants :



$$\text{Indice d'Emoussé} : I = 2r_1 \cdot (L) \cdot 1000$$

$$\text{Indice d'Aplatissement} : A = (L + l) \cdot 2E \cdot 100$$

EMOUSSE			APLATISSEMENT			
minimum	médiane	maximum	minimum	médiane	rang 85	maximum
120	330	440	140	186	247	252

Ces deux indices, comparés aux moyennes données par A. CAILLEUX et J. TRICARD (1963) fournissent chacun une indication concernant l'agent de transport et de façonnement.

- *Emoussé* : valeur médiane 330, intermédiaire entre fluviale et fluvio-glaciaire.

- *Aplatissement* : indice très faible, inférieur à celui donné par du fluviale simple responsable d'un fractionnement important des éléments.

* La datation a été réalisée par Ch. HANNSS de l'Institut de Géographie de l'Université de Tübingen (Allemagne Fédérale).

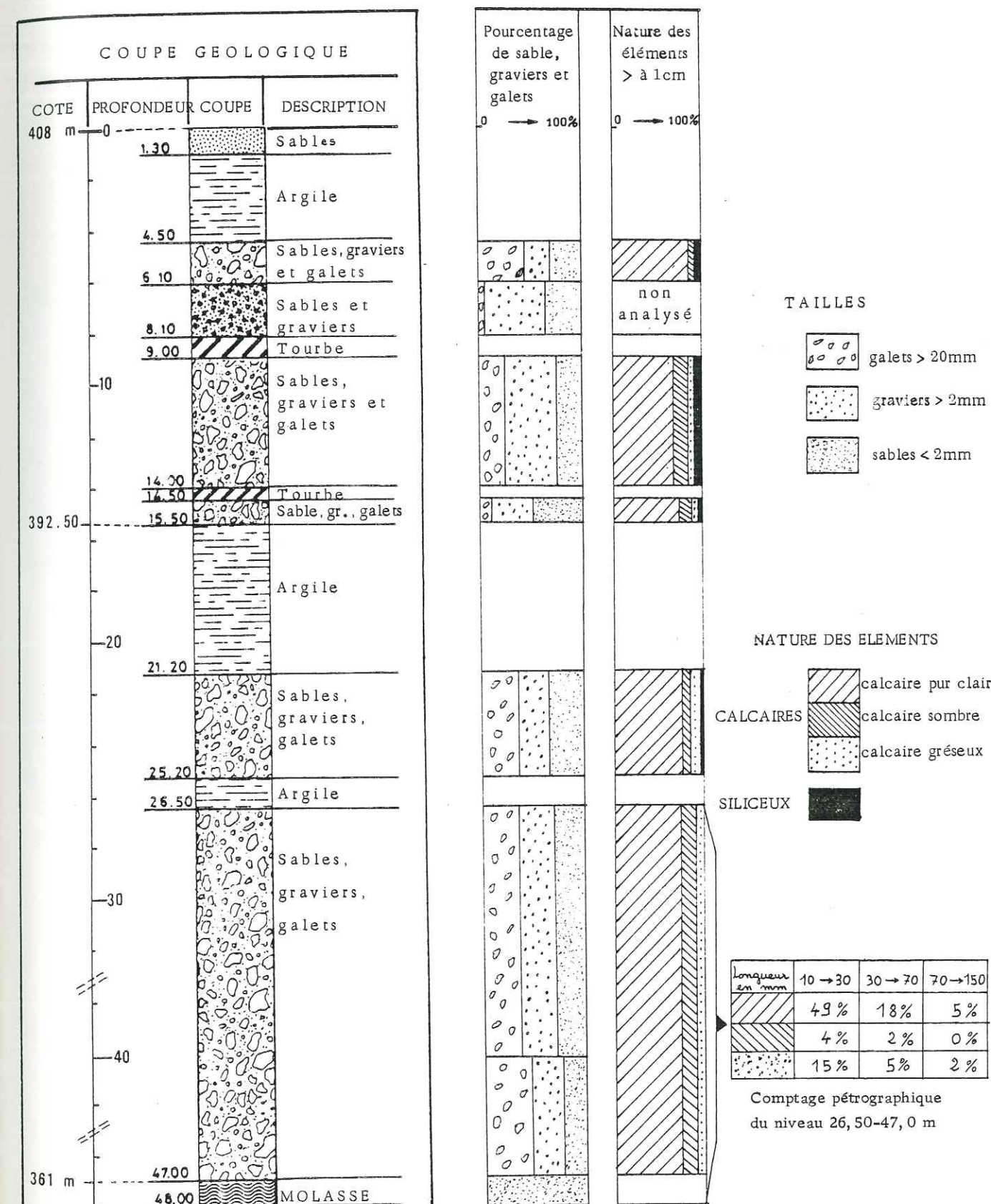


Fig 26: COUPE SEDIMENTOLOGIQUE DU FORAGE F 80

- Une répartition assez homogène des sables, graviers et galets sur toute l'épaisseur de la coupe. On note cependant une séquence de sédimentation régulière, avec des éléments de plus en plus fins vers le sommet du dépôt. Elle semble s'interrompre à la cote de 391 m pour reprendre ensuite avec des éléments en moyenne plus grossiers. Nous avons pensé confirmer cette différence dans les conditions de dépôt, grâce à des critères pétrographiques et discerner ainsi les alluvions modernes des alluvions anciennes datées à 20 m de profondeur du tardi Würmien.

Dans ce but, j'ai procédé à un *comptage pétrographique* sur les éléments supérieurs à 1 cm, dans chacun des niveaux de sables, graviers et galets. D'une manière générale, les éléments calcaires dominent (90 à 100 % du matériel est carbonaté) et sont originaires des massifs environnants (plus de 70 % sont des calcaires clairs : Tithonique et surtout Urgonien). On observe toutefois un plus grand nombre de graviers siliceux dans les alluvions récentes alors que l'on n'en rencontre aucun dans les dépôts les plus anciens.

Conclusion et hypothèse

L'analyse sédimentologique des niveaux sablo-graveleux du sondage F 80 nous montre :

- à la base des formations fluvioglaciaires déposées sur des sables molassiques lors des stades de retrait de la glaciation würmienne. Les apports détritiques à dominante calcaire venaient probablement du Nord, apportés par une langue des glaciers du Rhône ou de la Chartreuse.

- Les 15 derniers mètres de la coupe présentent de nouvelles conditions de dépôt et des éléments siliceux sensiblement plus nombreux. Ces derniers peuvent provenir du démantèlement des moraines abandonnés plus au Sud par le glacier de l'Isère (celui-ci apportait des éléments cristallins) ou du lessivage des conglomérats miocènes en rive droite de la vallée.

b) Le secteur aval :

Il est caractérisé par deux ensembles jouant un rôle différent dans l'hydrodynamisme de la nappe alluviale :

- les argiles en rive Ouest de la vallée correspondant à des zones marécageuses ; elles apparaissent, à l'amont, en limite du cône de déjection du Chorolant près de St-Joseph-de-Rivière;

- les alluvions du cône de déjection du Guiers Mort, sur lequel se situe la ville de St-Laurent-du-Pont.

Les formations limites sont représentées à l'Ouest par différents types de faciès molassiques :

. la molasse sablo-gréseuse (résistivité de l'ordre de 180 Ω .m)

. la molasse riche en niveaux marneux (résistivité de 55 Ω .m au SE 46).

La situation des différents sondages électriques et à la tarière ainsi que les 6 profils transversaux correspondants sont indiqués sur les figures 27 et 28.

b1 - Les argiles lacustres

Ces dépôts sont rencontrés en rive gauche de la vallée, au front W du cône de déjection du Guiers Mort ; leur affleurement est lié à la formation de zones marécageuses.

Ce sont des argiles bleues sableuses, parfois finement varvées avec des petits lits de sable fin. Leur résistivité moyenne est de 20 à 30 Ω .m. D'après les divers sondages à la tarière (t7 à t11, fig. 27 et 28), leur épaisseur maximale est de 17 m.

Elles reposent généralement sur un substratum molassique argileux (60 à 100 Ω .m) dans la partie Sud et sur une molasse sablo-gréseuse (180 Ω .m) plus au Nord.

Au Nord du secteur étudié (PB9), ces argiles sont recouvertes par des alluvions perméables (SE 38) qui affleurent en rive droite du Guiers Mort. Celles-ci vont favoriser les échanges entre les eaux du Guiers Mort et celles de l'Herretang. Encore plus au Nord (PB8), ces argiles n'ont pu être mises en évidence.

On remarque d'autre part une diminution de la résistivité de ces argiles (38 à 25 Ω .m pour le profil C₂) en direction de l'Ouest, ce qui correspond à des dépôts de plus en plus argileux vers l'extérieur du cône de déjection de St-Laurent-du-Pont.

b2 - Le cône de déjection de St-Laurent-du-Pont

Il s'agit de formations argileuses ou sableuses emboîtées en demi-cylindre dont l'axe est parallèle à la vallée et passe par le SE 49.

Le surcreusement est important. Il atteint 115 m dans la partie méridionale (C₁). La limite entre les alluvions et le substratum molassique est parfois floue. Elle a pu être mise en évidence dans le sondage S9 (profil C₁) grâce à une variation d'ordre minéralogique (apparition de la kaolinite à la cote 310 m indiquant une modification du milieu de dépôt).

A l'Est de ces alluvions (coin inférieur du profil PB11) un niveau argileux apparaît de résistivité 40 Ω .m. Ces argiles ne sont probablement pas contemporaines des argiles affleurant à l'Ouest et décrites dans le paragraphe précédent. Elles ont pu être déposées dans un système lacustre comparable mais sans doute plus récent.

Une remarque peut être faite sur les sondages SE 32 et SE 33 qui ont été volontairement séparés de l'ensemble de la coupe (profil PB9). Ceux-ci se trouvent dans le prolongement d'une vallée à forte

Fig 27 : COUPES GEOPHYSIQUES C1 ET C2
Localisation des sondages dans le secteur aval

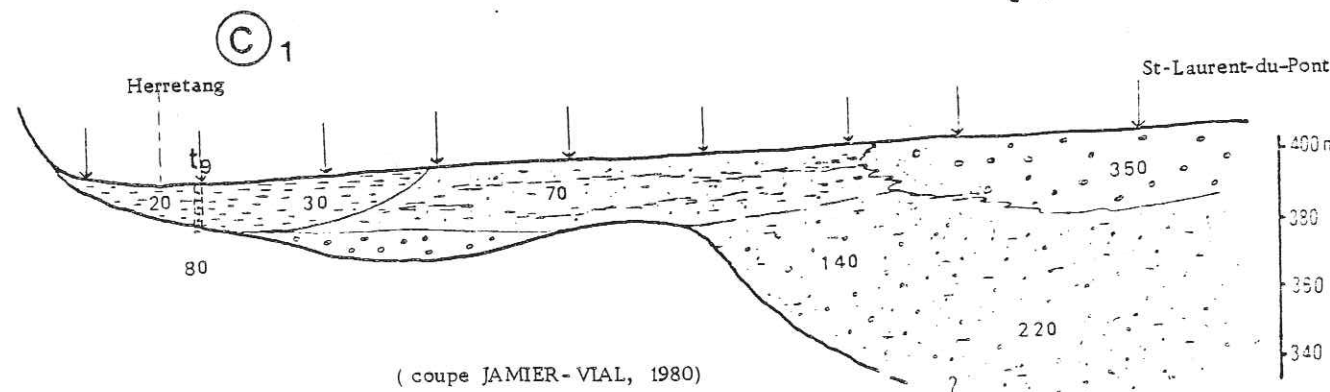
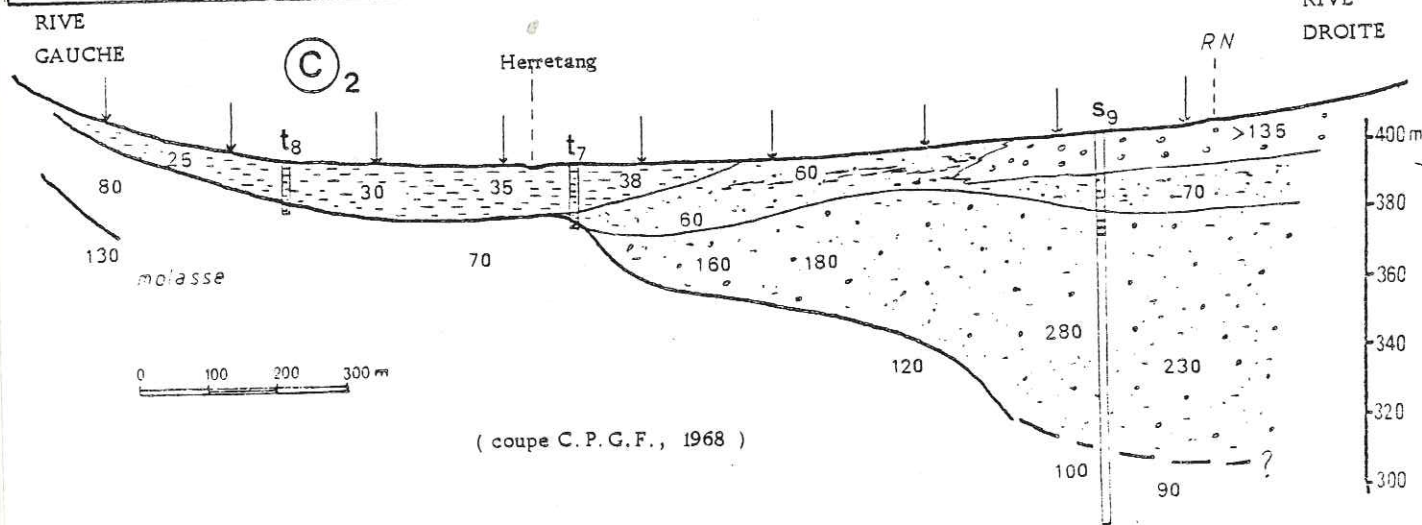
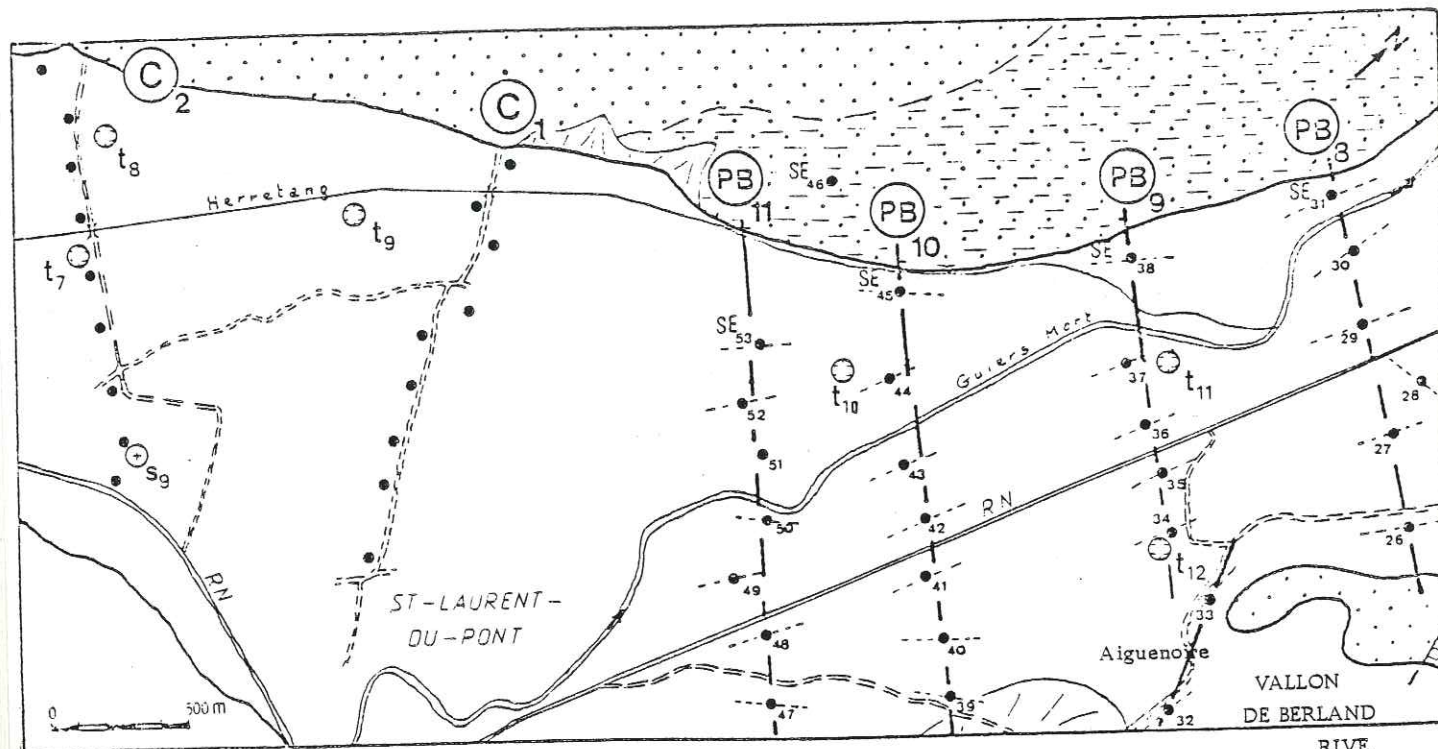
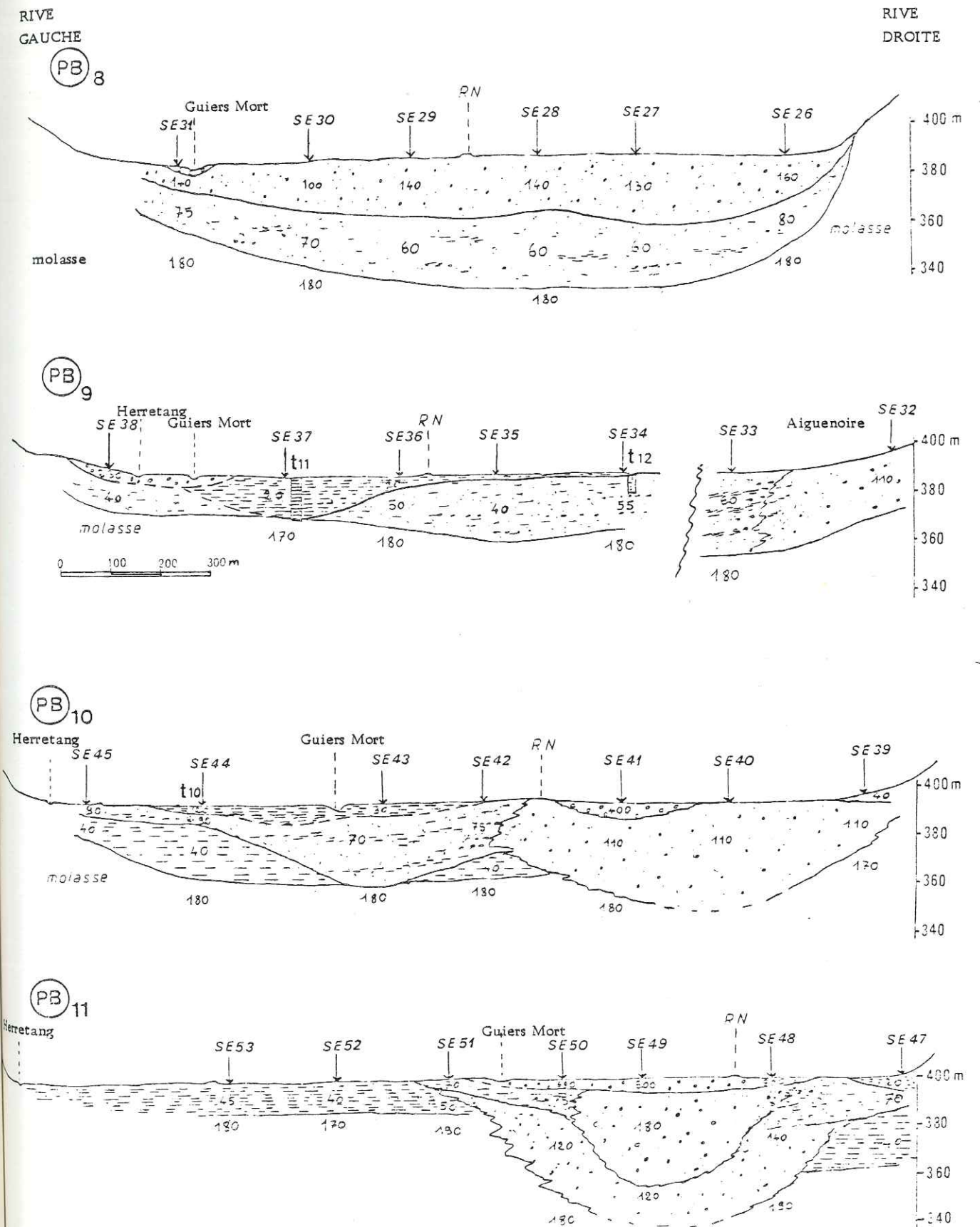


Fig 28 : COUPES GEOPHYSIQUES A L'AVAL DE ST-LAURENT-DU-PONT.



penne : le vallon de Berland (voir carte de localisation). La carte géologique de Montmélian signale que le Guiers Vif empruntait ce vallon avant de creuser les gorges actuelles à l'amont de St-Christophe/Guiers. Il n'existe plus aujourd'hui d'écoulement en surface. Le remplissage présente de faibles résistivités (110 Ω .m) semblables à celles rencontrées dans la partie orientale du profil PB10.

Au Nord du secteur étudié (profil PB8), le remplissage d'E en W est relativement homogène, en forme de cuvette. Il s'agit vraisemblablement de dépôts sablograveleux provenant du bassin du Guiers Vif au Nord sur des sables plus ou moins argileux.

2) Les alluvions du Guiers Vif

Le bassin du Guiers Vif est limité :

- à l'Ouest par la molasse sablomarneuse sur le versant du chaînon du Ratz,
- à l'Est par la retombée anticlinale des calcaires urgoniens du Mont Grelle,
- au Nord par le Guiers Vif,
- au Sud par la couverture argileuse.

Les 7 coupes de forage de la figure 29, permettent une reconstitution assez précise du bassin alluvionnaire.

- Le mur imperméable est constitué de marnes bleues sableuses plastiques rencontrées aux forages C1, C2 et S11. Ce sont des dépôts lacustres certainement équivalents aux formations de résistivités 60 Ω .m observées sur le profil géophysique PB8. Ils dessinent une cuvette qui s'approfondit vers le Nord (C2) et vers l'Est (S11).

On observe, à la base de la coupe S12, des conglomérats qui peuvent être attribués à la molasse ou à des éboulis de la falaise urgonienne proche. L'unique coupe de forage ne permet pas d'être précis sur ce point.

- L'aquifère est marqué, d'une manière générale, sur une même verticale, par un alluvionnement de plus en plus grossier vers le sommet du dépôt. La coupe du sondage S2 montre, en particulier, une belle succession : sables fins, graviers, galets, inverse de celle généralement rencontrée dans les cuvettes. On remarque aussi une polarité du Nord vers le Sud ; à l'amont, le sondage C3 présente les dépôts les plus grossiers et les plus perméables. Par contre sur les autres sondages, la matrice est de plus en plus sableuse et argileuse à mesure que l'on s'éloigne de la zone d'apport.

On peut tenter d'expliquer la sédimentation particulière de ce bassin de la manière suivante (fig. 30) :

- lors d'un stade de retrait glaciaire (interglaciaire Riss-Würm ?), une langue du glacier du Rhône, celle qui avait envahi toute la vallée de St-Laurent-du-Pont, se retire vers les gorges de Chailles. Il se forme un lac de fusion dans lequel se déposent des argiles bleues sableuses.

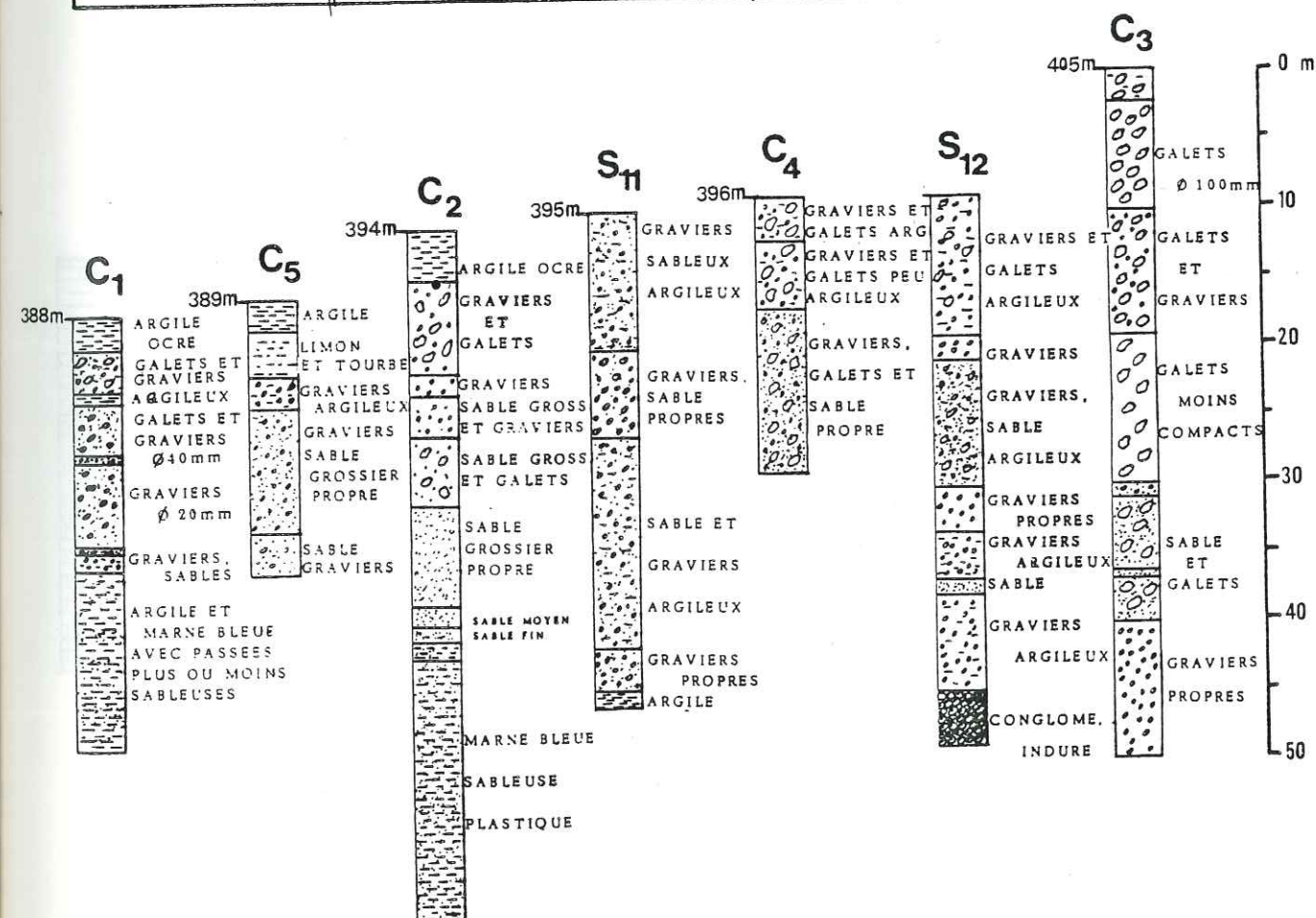
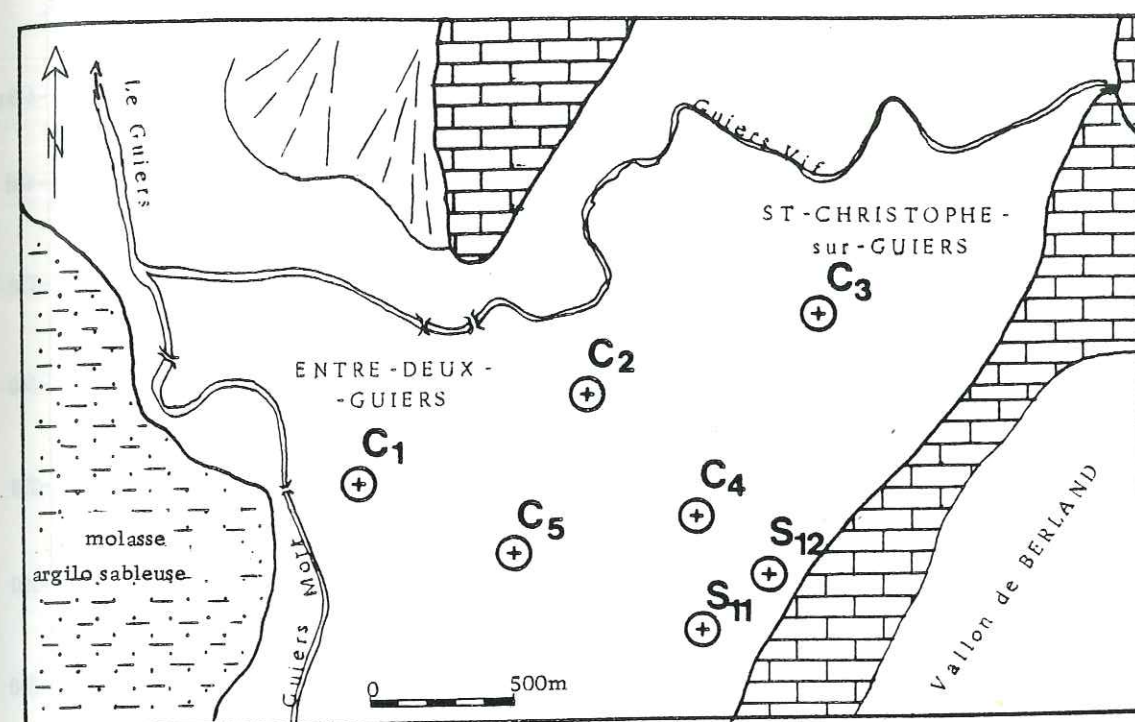
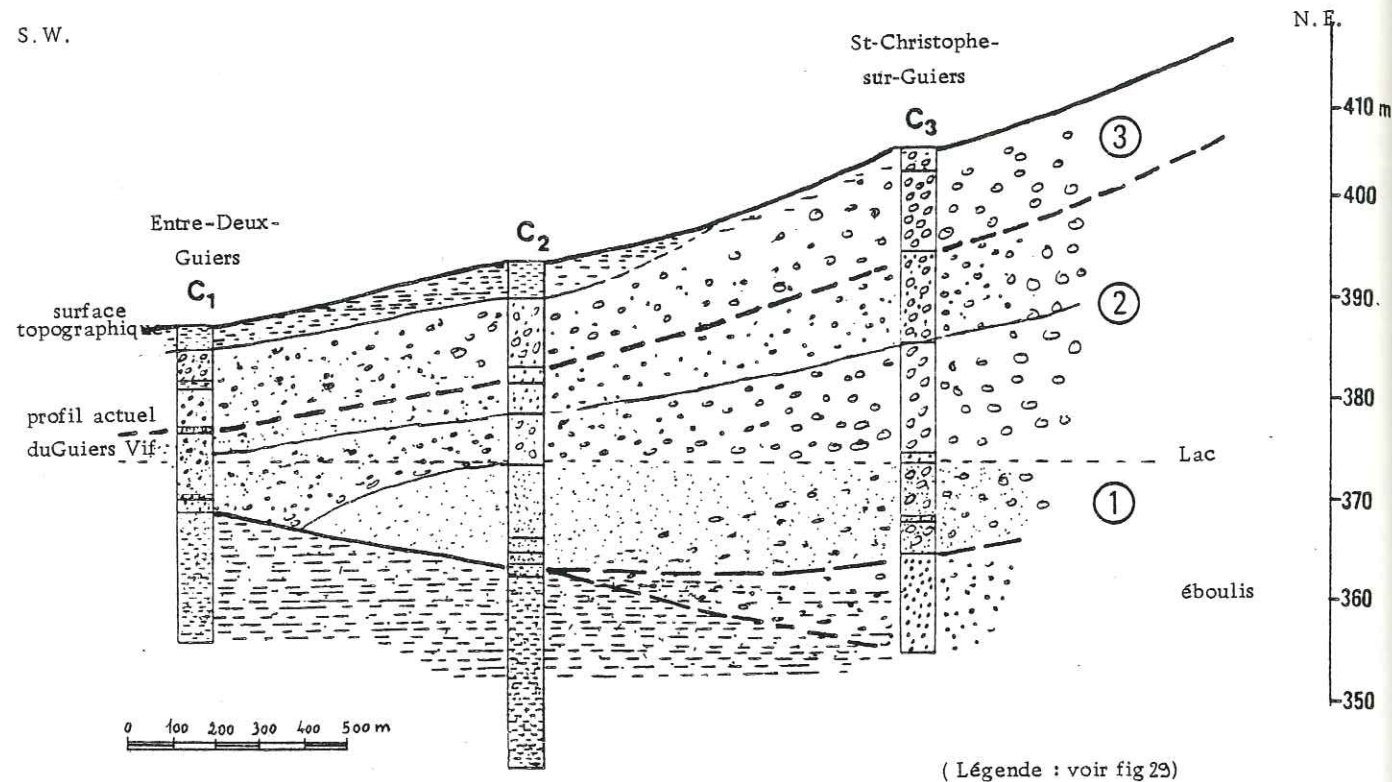


Fig 29 : LES ALLUVIONS DU GUIERS VIF

Localisation et coupes des forages

S.W.



(Légende : voir fig 29)

Coupe montrant les différents stades de l'alluvionnement

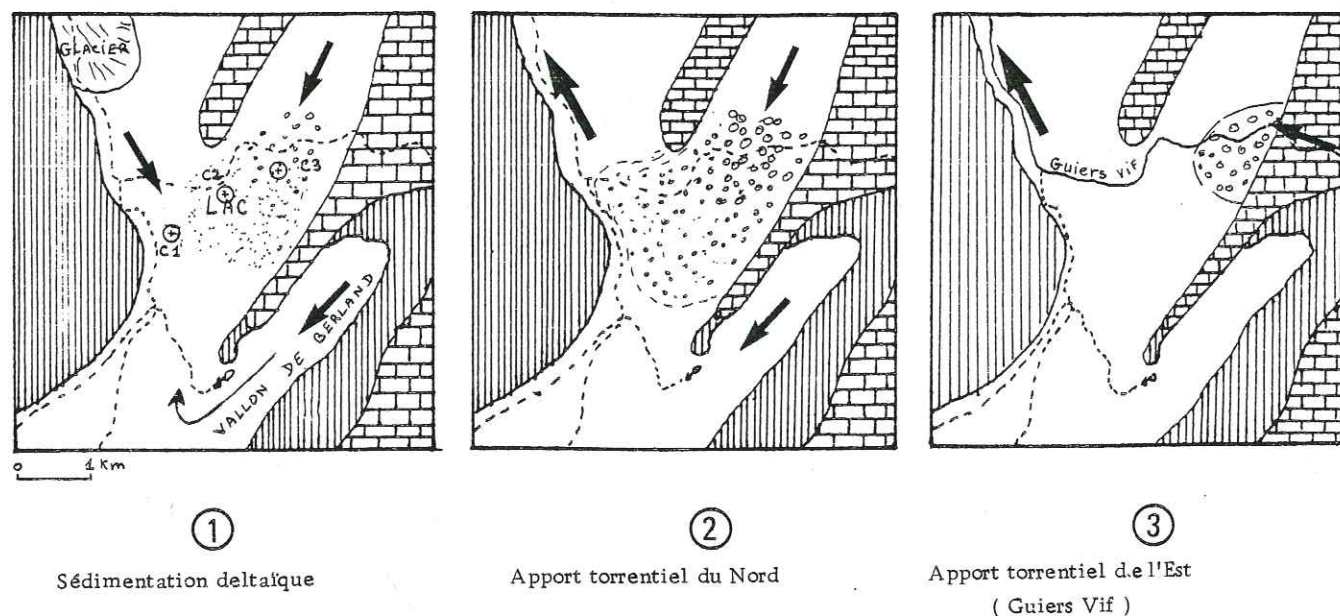


Fig 30: SCHEMA D'INTERPRETATION DE LA STRUCTURE ALLUVIALE
DANS LE BASSIN DU GUIERS VIF.

L'étendue de ce lac est difficile à évaluer car la surface des dépôts est remodelée par la dernière glaciation (glaciers würmiens).

- Au retrait des glaciers würmiens un nouveau lac se forme. En effet, comme précédemment, les eaux de fusion des glaciers de l'Isère au Sud et du Rhône au Nord ne pouvaient s'évacuer par les gorges de Chailles obturées par les glaces. C'est ce même lac qui, alors que les deux fronts glaciaires étaient plus rapprochés, déversait ses eaux par les gorges de Crossey pour édifier le delta de Crossey.

- Les formations sableuses reposant sur les argiles peuvent correspondre à une sédimentation deltaïque. Le lac est alors alimenté principalement par la vallée au Nord de St-Christophe-sur-Guiers et en partie par le vallon de Berland qui évacue les eaux de l'ancien Guiers Vif.

- Au contraire les formations plus récentes ont un caractère purement fluviatile. Les gorges de Chailles sont débarrassées des glaces et le lac se vide entraînant le Guiers dans sa direction.

Les dépôts grossiers apportés par le Nord, s'étalent au fur et à mesure du comblement du bassin vers le Sud et l'Ouest. Les sédiments sont plus fins vers le sommet de cette formation en raison de la pente plus faible et de la diminution du débit des rivières.

- Le Guiers Vif creuse enfin ses gorges actuelles près de St-Christophe et dépose les formations plus grossières visibles à l'amont. La divagation de son cours explique l'hétérogénéité actuelle constatée dans la vallée.

3) Conclusion

Le réservoir aquifère de la vallée de St-Laurent-du-Pont est représenté par des formations sablograveleuses plus ou moins argileuses et d'origine fluvioglaciaire.

Elles reposent :

- à l'amont sur la molasse,
- à l'aval sur des argiles sableuses, déposées dans un lac glaciaire existant probablement pendant l'interstade Riss-Würm et alimenté par le vallon de Berland.

Elles sont recouvertes :

- soit par les alluvions récentes plus grossières et plus perméables des cours d'eau et des torrents qui descendent de la Chartreuse : celui du Chorolant à St-Joseph-de-Rivière, du Guiers Mort à St-Laurent-du-Pont, et du Guiers Vif à St-Christophe-sur-Guiers.

Les apports importants aux limites de la vallée correspondent à l'infiltration à travers les blocs et galets de ces cônes de déjection et à l'alimentation des calcaires affleurant en rive gauche dans le secteur amont et en rive droite dans le secteur d'Entre-Deux-Guiers,

- soit par des argiles et des tourbes observées surtout en rive gauche de la vallée.

C - GEOMETRIE DU RESERVOIR ALLUVIAL

Les nombreuses informations apportées par les sondages électriques et mécaniques ont permis d'établir une cartographie en courbes de niveau du mur et du toit du réservoir alluvial de la vallée de St-Joseph-de-Rivière, St-Laurent-du-Pont. Les cartes obtenues (fig. 31 et 32) serviront de base au modèle mathématique de simulation des écoulements. Elles ont été tracées à la SOGREAH.

1) Morphologie de la base des alluvions

La carte du substratum (fig. 32) met en évidence plusieurs informations majeures en vue de l'étude hydrodynamique des eaux souterraines de la vallée :

- la surface du substratum est inclinée du Sud vers le Nord, avec une pente moyenne de l'ordre de 2 %. Elle est plus accentuée à l'amont de St-Joseph-de-Rivière où le substratum est formé des calcaires de la montagne du Ratz. Vers l'aval, la molasse présente une pente plus douce et plus constante ;

- les courbes de niveau du substratum dessinent une sorte de chenal situé contre la rive droite de la vallée ;

- ce "chenal" s'approfondit à la confluence des torrents du Chorolant et du Guiers Mort.

Le surcreusement au débouché des gorges du Guiers Mort est très marqué ; la cote du substratum est ici inférieure à 330 m. Sa forme caractéristique, parallèle à l'axe de la vallée, semble indiquer les hésitations des glaciers locaux à se diriger vers le Sud ou vers le Nord.

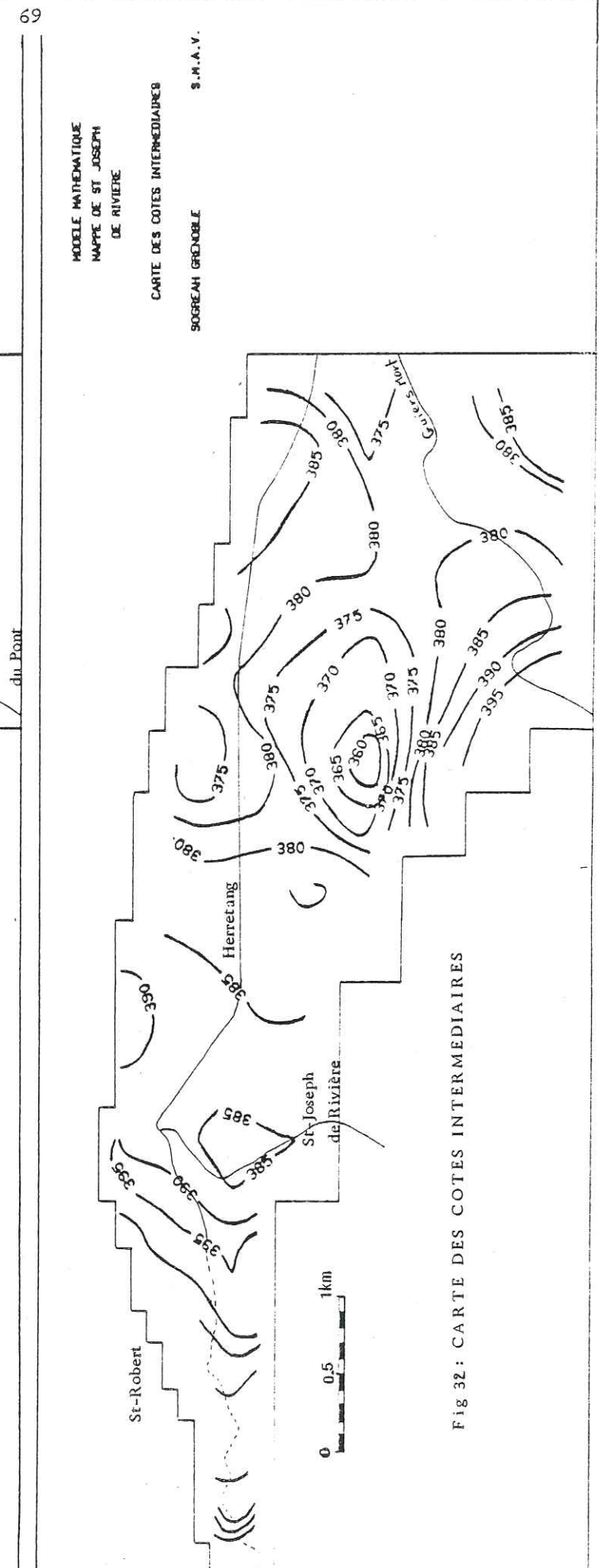
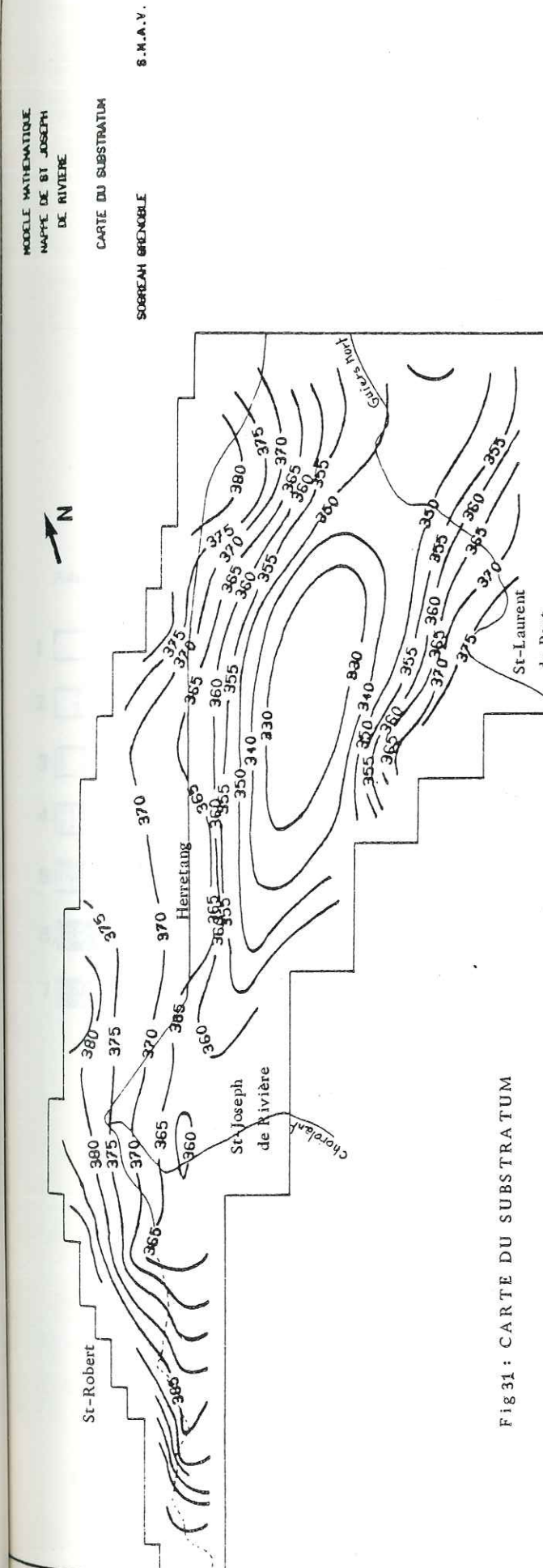
2) Carte des cotes intermédiaires

La carte des cotes intermédiaires (fig. 32) représente en courbes de niveau la surface limite entre les alluvions récentes et les alluvions anciennes. Cette limite marque aussi une différence de perméabilité entre les deux formations. La couverture est constituée :

- soit par des dépôts grossiers et très perméables des torrents de Chartreuse : Guiers Mort, Chorolant, Merdaret ;

- soit par des dépôts tourbeux et argileux, épais de 5 à 25 m et situés entre les cônes de déjection et principalement contre le versant occidental de la vallée.

Cette carte permettra, lors de l'élaboration du modèle mathématique, de délimiter les différentes zones de perméabilité.



3) Précisions apportées sur la forme du substratum à l'amont de St-Joseph-de-Rivière

Les profils géophysiques ont montré, dans la zone d'alimentation amont, la présence d'un "chenal" contre la rive droite de la vallée. Afin de préciser son tracé, j'ai réalisé une carte de résistivités (fig. 33).

Celle-ci a été établie à partir de onze "trainés électriques" (6 perpendiculaires et 5 parallèles à l'axe de la vallée), réalisés en septembre 1981. Elle met en évidence les variations dans l'espace de la résistivité apparente pour une profondeur d'investigation constante.

. La longueur de la ligne AB a été choisie en fonction des résultats des sondages électriques ; AB = 120 m avec un MN distant de 20 m.

. Sur un même trainé, l'intervalle entre deux stations de mesure a été pris égal à 30 m de façon à avoir une couverture satisfaisante de la zone étudiée.

. Les variations de la résistivité apparente dépendant, entre autres facteurs, de la minéralisation des eaux de la nappe, nous donnons sur le tableau suivant, les résultats des mesures de résistivité des eaux effectués dans les piézomètres le jour même de la campagne géophysique :

Piézomètre	Résistivité des eaux
S2	4285 ohm.cm
S3	4120 ohm.cm
F1	3360 ohm.cm
F80	2540 ohm.cm

La carte de la figure 33 montre, d'une façon générale, une baisse des résistivités apparentes de l'amont vers l'aval. Elle correspond à un approfondissement du substratum et à une épaisseur d'alluvions saturées croissante contenant des eaux de plus en plus conductrices.

Les courbes d'iso-résistivité dessinent nettement le tracé du chenal. On comprend aisément que le glacier et ses eaux de fusion responsables de son creusement aient entamé plus facilement les formations sableuses de la molasse en rive droite, que les calcaires en rive gauche.

Le chenal semble se poursuivre vers l'amont par une zone de fortes résistivités localisée dans le prolongement des gorges. Les alluvions sont ici sèches en période de basses eaux. Les résistivités apparentes observées (supérieures à 500 ohm.m) correspondent autant à la présence de graviers galets très lessivés par leur modalité de dépôt qu'à un approfondissement du substratum.

On peut représenter schématiquement la forme du substratum de la façon suivante :

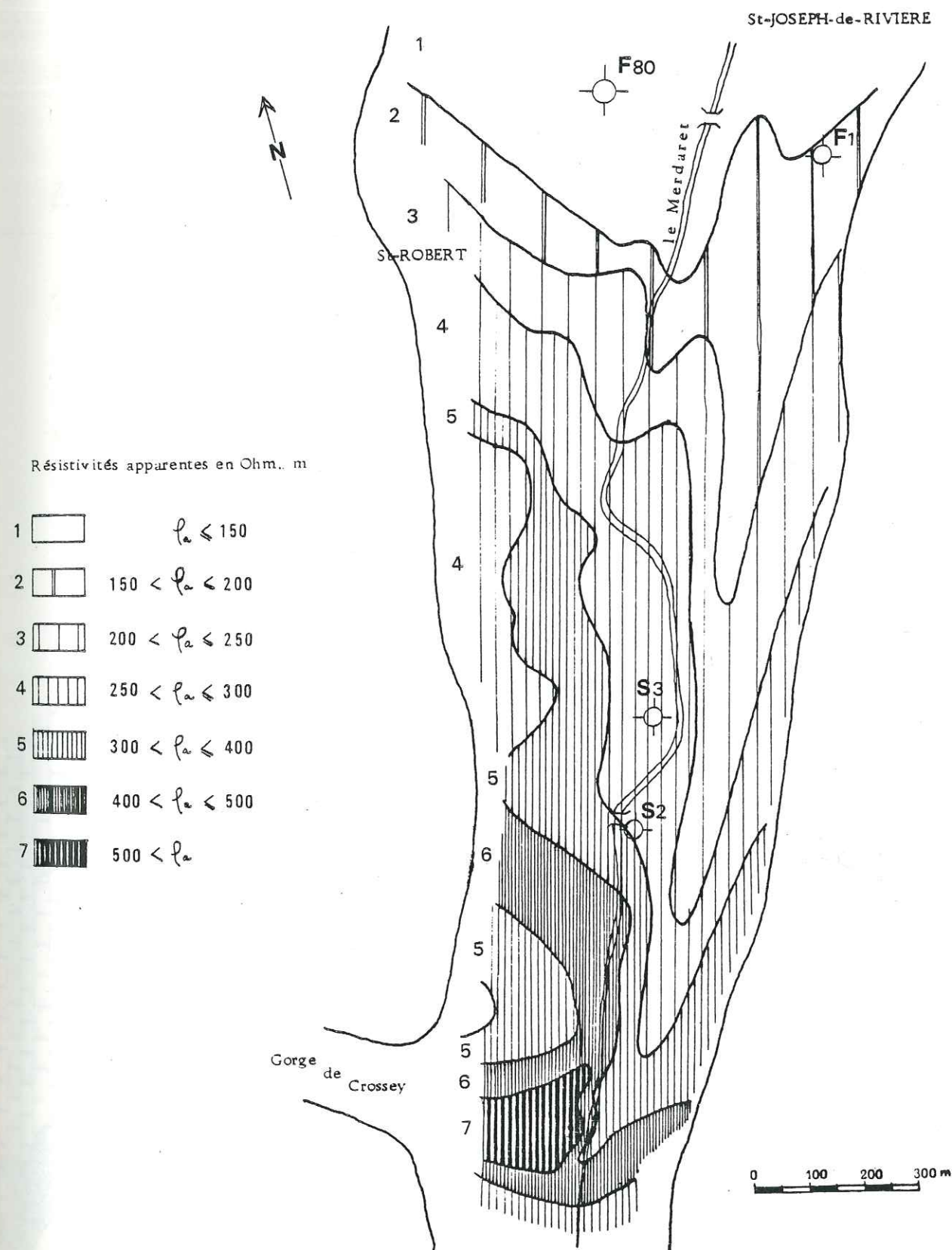
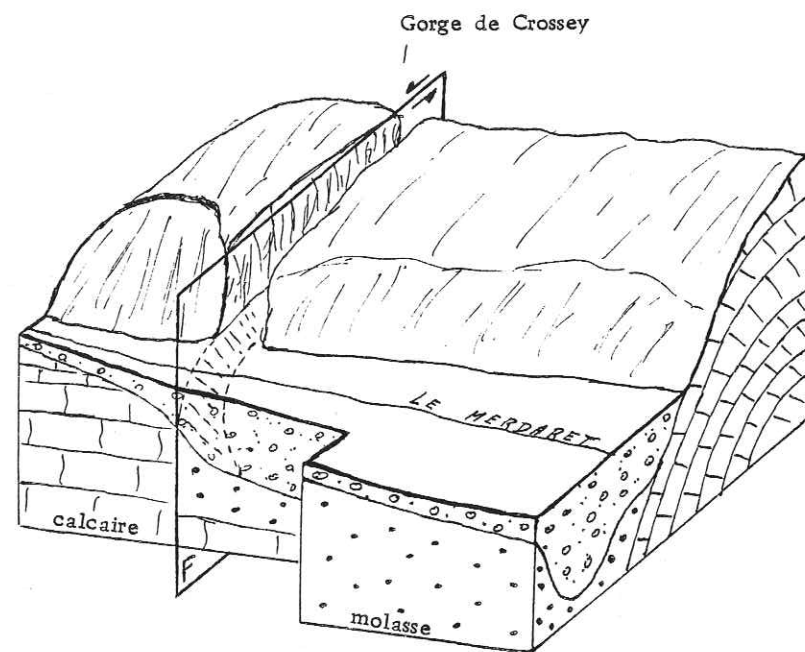


Fig 33: CARTE DE RESISTIVITES (AB=120m) A L'AMONT DE ST-JOSEPH-DE-RIVIERE



Les gorges ont été creusées à l'emplacement d'une faille post-miocène. Le décalage calcaire-dépôts molassiques a conduit à la formation d'un petit seuil dans le fond de la vallée.

D - CONCLUSIONS : MODE DE CREUSEMENT ET DE REMPLISSAGE

L'ensemble des études géophysiques dans la vallée de St-Laurent-du-Pont montre un remplissage très hétérogène. Le volume des alluvions aquifères peut être évalué à au moins 300 millions de m³.

La vallée est certainement issue d'un réseau hydrographique mio-pliocène mis en place dans un "couloir tectonique" formé par le synclinal molassique de Voreppe, St-Laurent-du-Pont. Les rivières descendant du massif de la Chartreuse avaient les mêmes directions qu'aujourd'hui, à l'exception du Guiers Vif qui empruntait le vallon de Berland.

Ce réseau a servi de guide aux masses glaciaires qui ont sculpté définitivement la forme du substratum et surtout participé lors de leur retrait au remplissage de la vallée. Il est impossible de dire combien de glaciations se sont succédées dans la région. On sait simplement que les argiles bleues reposant dans le fond de la dépression d'Entre-Deux-Guiers se sont déposées lors d'un stade interglaciaire (probablement Riss-Würm).

Légende des formations alluviales

-  Argile
-  Alluvions récentes très perméables
-  Alluvions du Guiers Mort (éventuellement sous les argiles et les alluvions récentes)
-  Alluvions du Guiers Vif (éventuellement sous les argiles et les alluvions récentes)

Légende des formations limites:
voir fig. 21

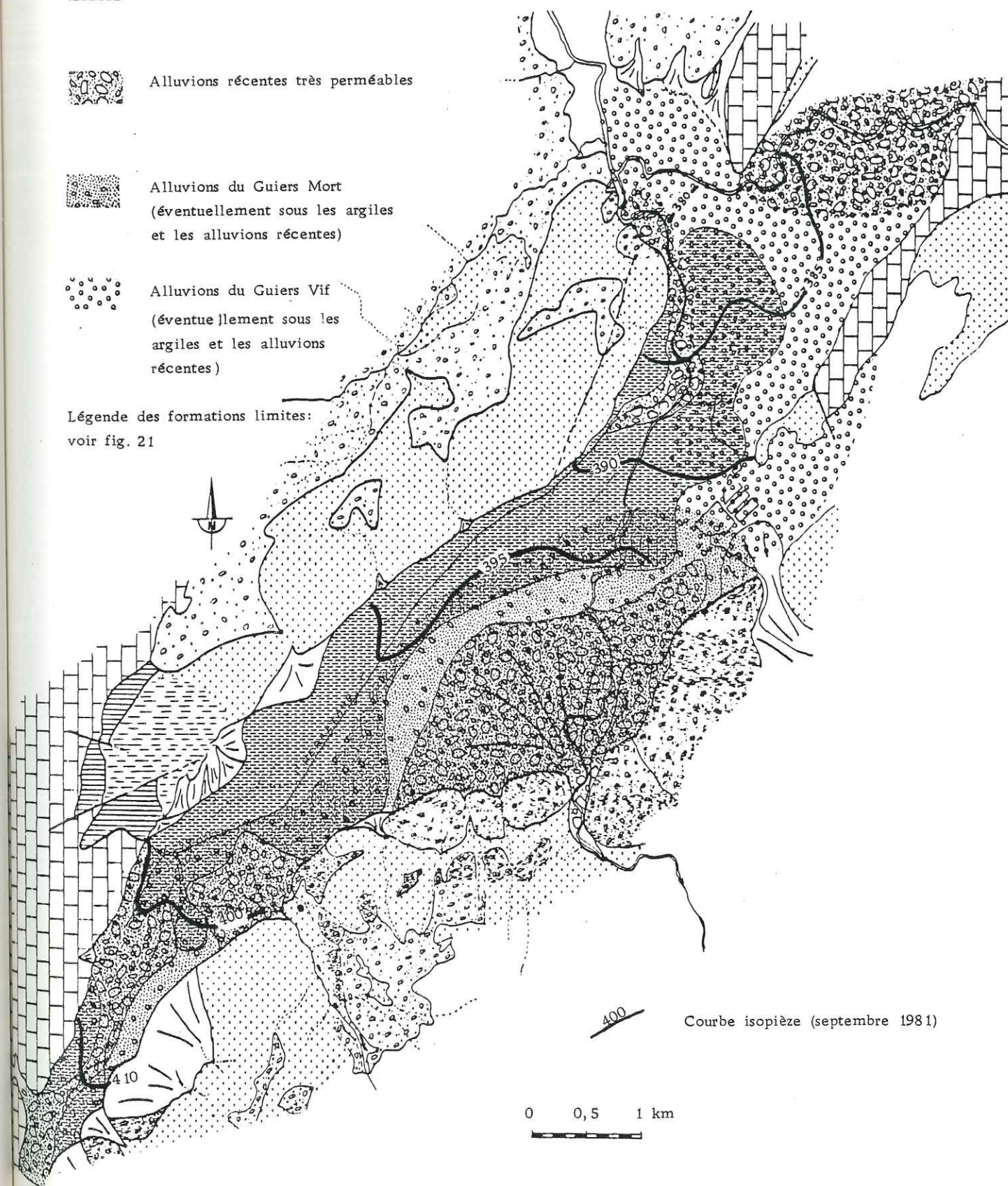


Fig 34 : CARTE HYDROGEOLOGIQUE DE LA VALLEE DE ST-LAURENT-DU-PONT.

Les dépôts fluvio-glaciaires constituant la majorité du remplissage de la vallée paraissent tous attribuables à la dernière glaciation (würm). Par contre, il est difficile de faire la différenciation entre les dépôts glaciaires alpins et les dépôts glaciaires locaux.

Seules les différentes directions de retrait permettent de distinguer les directions d'origine des masses glaciaires :

- retrait vers le Sud d'une langue du glacier de l'Isère ;
- retrait vers le Nord et les gorges de Chailles, d'une langue du glacier du Rhône ;
- retrait vers l'intérieur du massif de la Chartreuse, du glacier du Guiers Mort.

La nature des dépôts est fonction de ces directions d'apport : dépôts graveleux au Sud, à l'amont de St-Joseph-de-Rivière, au Nord dans la dépression d'Entre-Deux-Guiers et en débouché du Guiers Mort, dans le surcreusement de St-Laurent-du-Pont.

A la suite du retrait définitif des masses glaciaires, les eaux de la vallée qui s'évacuaient jusqu'alors par les gorges de Crossey, retrouvent leur cours d'origine vers les gorges de Chailles au Nord. Les cônes de déjection des torrents de Chartreuse déposent la couverture d'alluvions grossières (ruisseaux du Merdaret, du Chorolant, du Guiers Mort). Des tourbières se forment à leur périphérie. Le Guiers Vif s'ouvre un canyon épigénique dans la barre terminale de la chaîne de Lépine et étale ses alluvions dans la dépression d'Entre-Deux-Guiers.

CHAPITRE 4

LES BASSINS VERSANTS KARSTIQUES

I LE BASSIN VERSANT KARSTIQUE DE LA GRANDE SURE

II L'AQUIFÈRE KARSTIQUE DU CHAÎNON DU RATZ

Les études géologiques et géophysiques nous ont montré :

- un important réservoir aquifère quaternaire comblant la dépression molassique de St-Laurent-du-Pont, et dominé par deux massifs calcaires karstifiés :

- . le chaînon jurassien du Ratz à l'Ouest,
- . le massif de la Grande Sure à l'Est

- des systèmes karstiques très développés où la structure et le colmatage des sédiments miocènes ont des répercussions importantes sur la géométrie des écoulements et rendent difficile la définition des limites de bassin versant.

Aussi, avant d'analyser l'hydrodynamique souterraine des aquifères alluviaux, il est nécessaire de déterminer, dans ce chapitre, comment les eaux du karst participent à leur alimentation et quelle est l'étendue géographique de leur bassin versant.

Pour cela, dans chacun des deux massifs, nous utiliserons des méthodes d'étude différentes, liées à leur morphologie karstique différente.

- . Dans le massif de la Grande Sure, les nombreux gouffres et pertes ont permis la mise en oeuvre de méthodes directes par traçage (effectués par J. BIJU-DUVAL et C. DURAF OUR, publication en cours).

- . Dans le chaînon du Ratz, les caractéristiques hydrodynamiques du karst ont été définies par des méthodes indirectes (fracturation, analyse des hydrogrammes de crue aux émergences, hydrochimie) pour plusieurs raisons :

- l'absence de regard direct sur le karst en surface, due au colmatage des ouvertures calcaires par les dépôts glaciaires,

- le faible dénivelé des réseaux karstiques,

- la présence d'une importante zone noyée permanente.

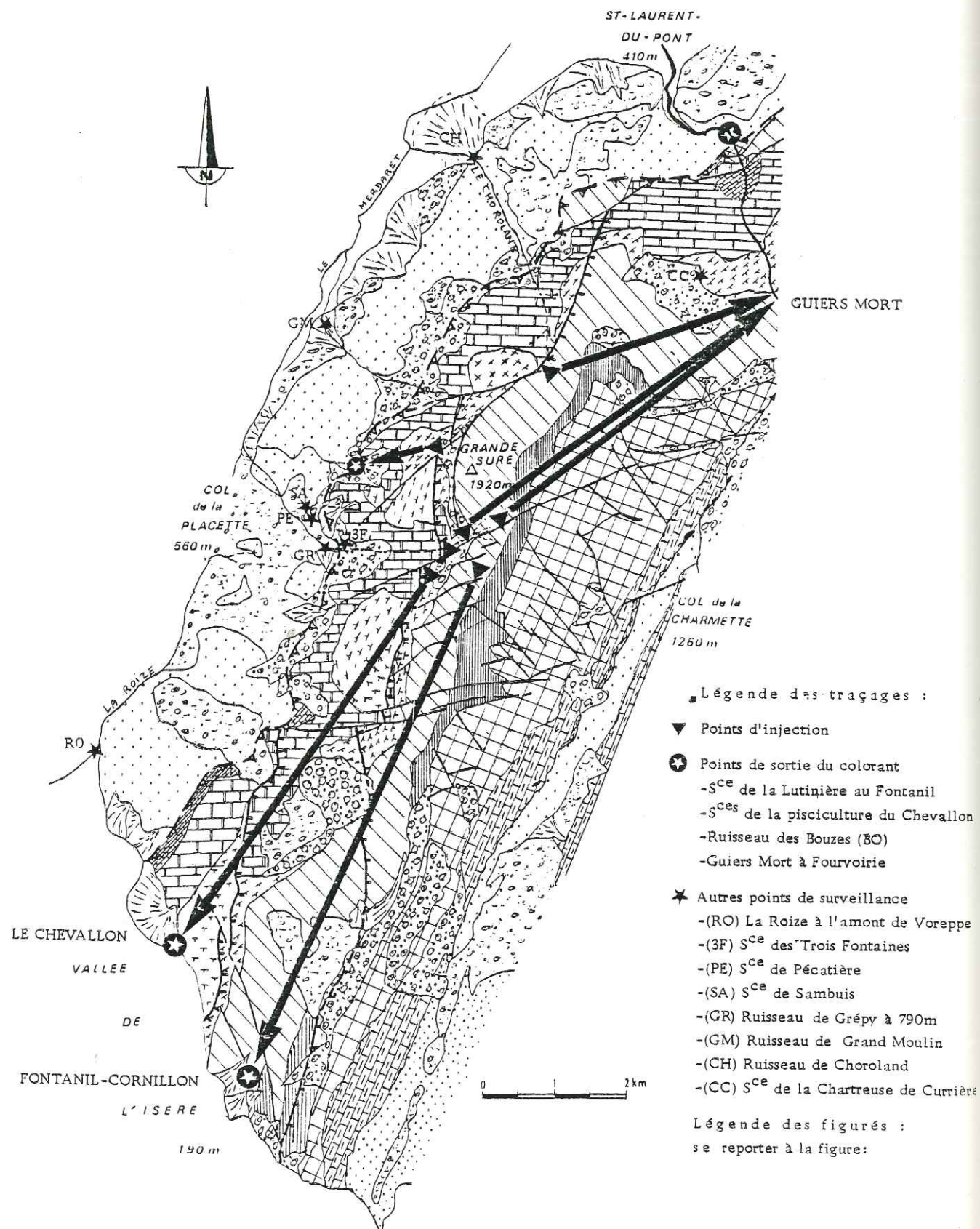


Fig 35 : CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE LA GRANDE SURE
ET RESULTATS DES TRAÇAGES

(d'après les cartes géologiques au 1/50 000 de Voiron et de Grenoble)

I - LE BASSIN VERSANT KARSTIQUE DE LA GRANDE SURE

A - STRUCTURE ET MORPHOLOGIE STRUCTURALE

La structure d'ensemble du massif de la Grande Sure appartient à l'anticlinal occidental de la Chartreuse, d'axe N 30°E, déformé et tronçonné lors des mouvements post-miocènes.

Ses deux versants présentent ainsi des aspects très différents (fig. 35 et 36) :

- le versant oriental, en pente douce, est constitué en surface par les couches monoclinales de l'Urgonien, très lapiazées (forêt de Génieux) qui se succèdent jusqu'au vallon synclinal du col de la Charmette,

- le versant occidental, qui intéresse plus particulièrement l'alimentation de la vallée de St-Laurent-du-Pont, est très accidenté en raison de différentes zones faillées (faille de Voreppe notamment). Les abrupts sont fréquents (Valanginien qui forme le sommet de la Grande Sure : 1920 m, Tithonique, Miocène), séparés par des replats (rebord Miocène, marnes du Berriasien, marno-calcaires de l'Hauterivien).

Deux zones faillées dominent ; leur rôle hydrogéologique est mis en évidence par les différentes sources qui en émergent. Elles sont représentées par :

- la faille de Voreppe (N 45°E) au contact molasse-calcaire,

- la faille de Mont-St-Martin (N 15°E en moyenne et subverticale). Elle présente localement un caractère chevauchant et semble former la limite entre deux unités hydrogéologiques différentes.

Son compartiment oriental, surélevé, montre des séries calcaires pentées vers le col de la Placette.

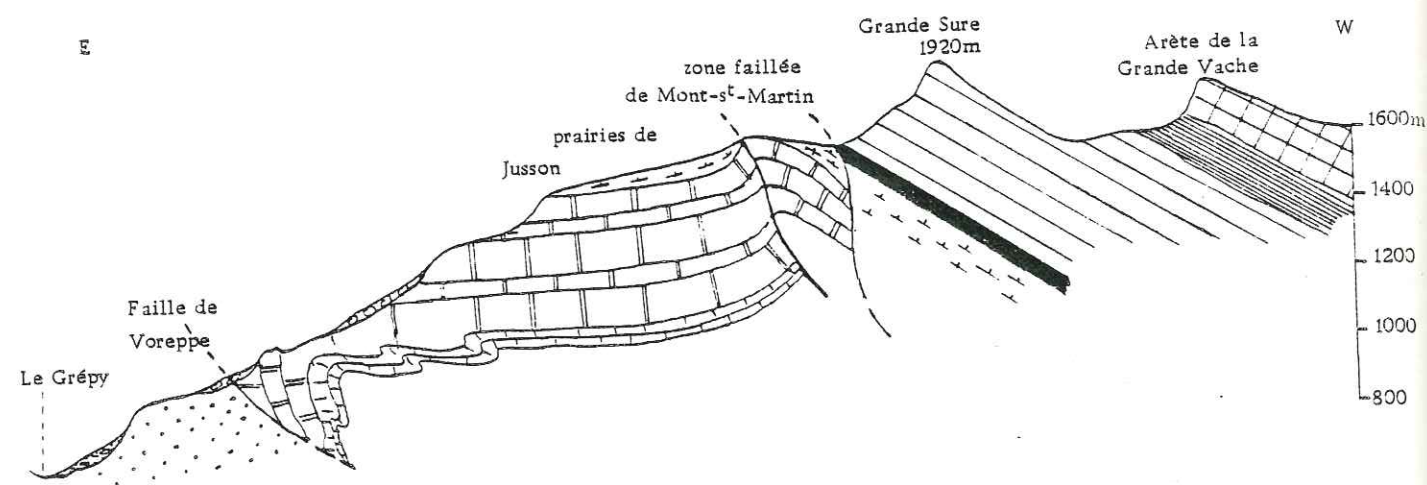
A l'inverse, le pendage vers l'Ouest de son compartiment occidental, favorise les écoulements vers la vallée de St-Laurent-du-Pont.

Ces deux zones faillées sont jalonnées de sources dont la plupart sont à l'origine des ruisseaux du Merdaret, du Grep et du Chorolant. Elles ne sont pérennes qu'à proximité de la faille de Voreppe.

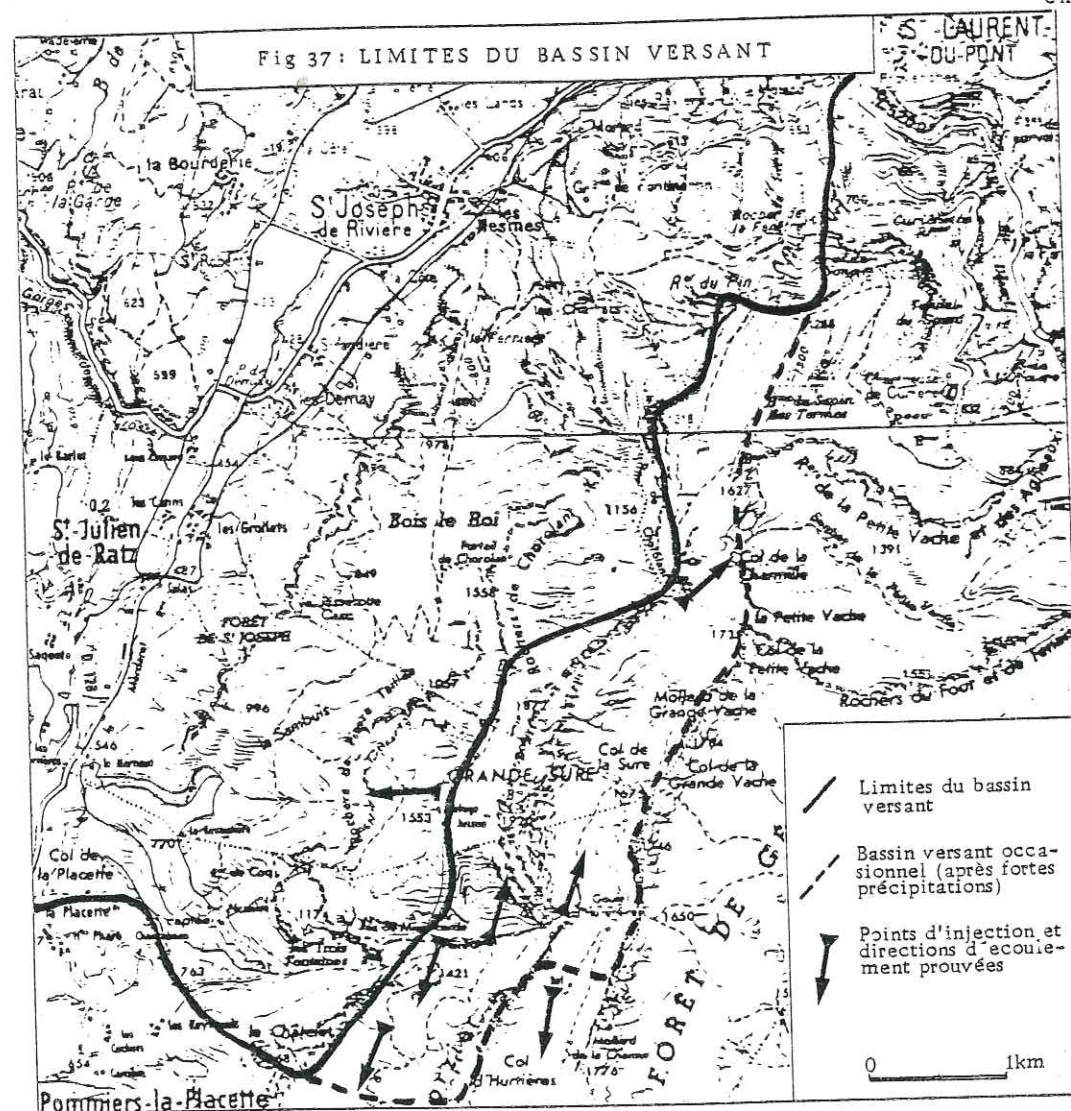
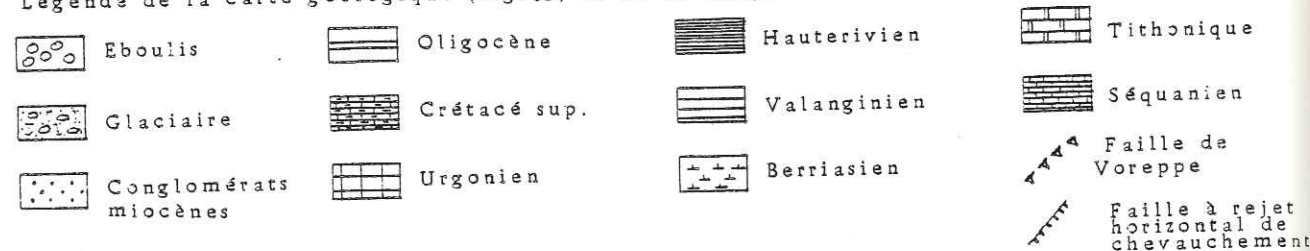
B - LES EXPERIENCES DE TRACAGE

A l'Automne 1980 et au Printemps 1981, J. BIJU-DUVAL et C. DURAFFOUR effectuaient diverses colorations dans les pertes et gouffres de la Grande Sure. Toutes les émergences susceptibles d'être alimentées par ces différents points ont été surveillées ; leur situation à la périphérie du massif, est indiquée sur la figure 35. Les injections effectuées dans les calcaires du Fontanil et du Tithonique permettent de définir le bassin d'alimentation intéressant la vallée de St-Laurent-du-Pont.

Fig 36 : COUPE E-W AU NIVEAU DE LA GRANDE SURE



Légende de la carte géologique (fig. 35) et de la coupe :



- Injections dans les calcaires du Fontanil :

. Les pertes près du refuge d'Hurtières (1450 m) résurgent en bordure de la vallée de l'Isère, à la source de la Lutinière au Fontanil-Cornillon,

. 500 m plus au Nord, la fluoresceïne injectée, à la même altitude, dans une perte total du ruisseau du Grépy, est ressortie au Nord dans le Guiers Mort.

- Injections dans les calcaires du Tithonique :

. Elles indiquent aussi la proximité de la limite hydrogéologique entre le bassin versant du Guiers Mort au Nord et le bassin versant de la vallée de l'Isère au Sud,

. la fluoresceïne injectée vers 1350 m à l'Automne 1980 dans ces calcaires n'a été détectée que dans les échantillons prélevés dans le Guiers Mort,

. les pertes plus en aval (1300 m) ont été testées en période de fonte des neiges, au Printemps 1981. A l'exception des sources de la pisciculture du Chevallon, toutes les autres analyses * sont restées négatives.

On remarque d'une part, que les deux résurgences mises en évidence vers le Sud, correspondent aux deux ensembles calcaires testés (le Chevallon : calcaires du Tithonique, le Fontanil-Cornillon : calcaires valanginiens). Il ne semble donc pas y avoir de communication entre les différents horizons karstiques. Les circulations se font conformément à la stratification.

D'autre part, tous ces points d'injections se situent à l'Est de la faille de Mont-St-Martin et aucune de ces pertes n'alimente la vallée de St-Laurent-du-Pont. C'est aussi le cas pour l'expérience réalisée au Sud de la Grande Sure dans les calcaires du Fontanil. Malgré la proximité des sources du Cholorant, les eaux testées résurgent dans le Guiers Mort.

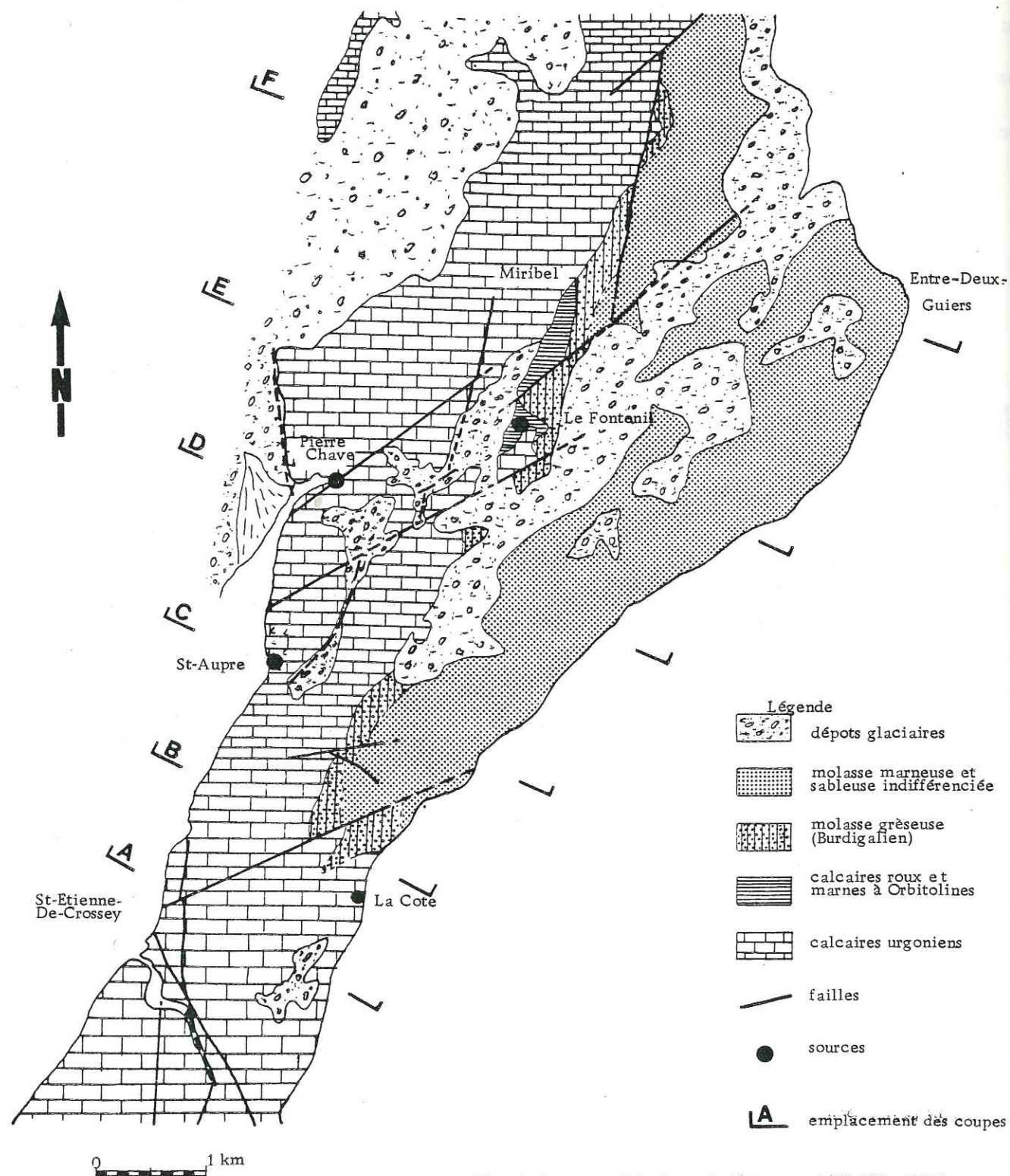
Seule la perte située sur le replat de Jusson, à l'Ouest de la zone faillée, ressort en direction de la vallée de St-Laurent-du-Pont.

Ces résultats semblent confirmer le rôle de limite hydrogéologique que constitue la faille de Mont-St-Martin : seules les eaux infiltrées dans son compartiment occidental contribuent à alimenter la vallée de St-Laurent-du-Pont, conformément à la stratification.

Nous avons ainsi tracé la limite Ouest de notre bassin versant en suivant cette limite structurale (fig. 37).

* Les échantillons ont été analysés au spectrofluorimètre du Laboratoire d'Hydrologie de la Faculté de Pharmacie à Grenoble.

Fig 38 : CARTE GEOLOGIQUE DU CHAINON DU RATZ



(D'après la carte géologique de Voiron au 1/50 000, 1970).

En période de fonte de neige ou de fortes pluies, il faut admettre une extension de ce bassin vers l'Est en raison du surplus du débit qui n'a pu être absorbé par les pertes dans les calcaires et qui ruissellent vers la vallée. Ce "bassin versant occasionnel" (fig. 37) est formé par la combe (calcaires marneux et marnes hauteriviens) située entre l'arête de la Grande Sure (calcaires valanginiens) et l'arête de la Grande Vache (calcaires urgoniens).

II - L'AQUIFERE KARSTIQUE DU CHAINON DU RATZ

L'histoire géologique et la lithologie des séries calcaires du chaînon du Ratz ont montré :

- une karstification intense et précoce des calcaires urgoniens et valanginiens,
- une fossilisation de ces karsts par le recouvrement de dépôts molassiques et quaternaires.

Les calcaires urgoniens, affleurant largement sur le secteur étudié, présentent ainsi un ancien réseau karstique, noyé et barré par les sédiments miocènes.

L'absence de regard sur le karst et le faible dénivelé des réseaux du massif ne permettent pas la mise en oeuvre de méthodes directes par traçage des eaux comme sur la Grande Sure.

Aussi, après une analyse de la structure et de la fracturation, des études hydrodynamiques et hydrochimiques ont été réalisées sur les sources les plus importantes du chaînon calcaire en particulier pour définir les caractéristiques du karst (structure et homogénéité des eaux, etc...) et son comportement hydrodynamique (circulation dans les zones d'infiltration et de transfert et circulation dans la zone noyée).

A - ROLES DE LA STRUCTURE ET DE LA FRACTURATION SUR LES CIRCULATIONS

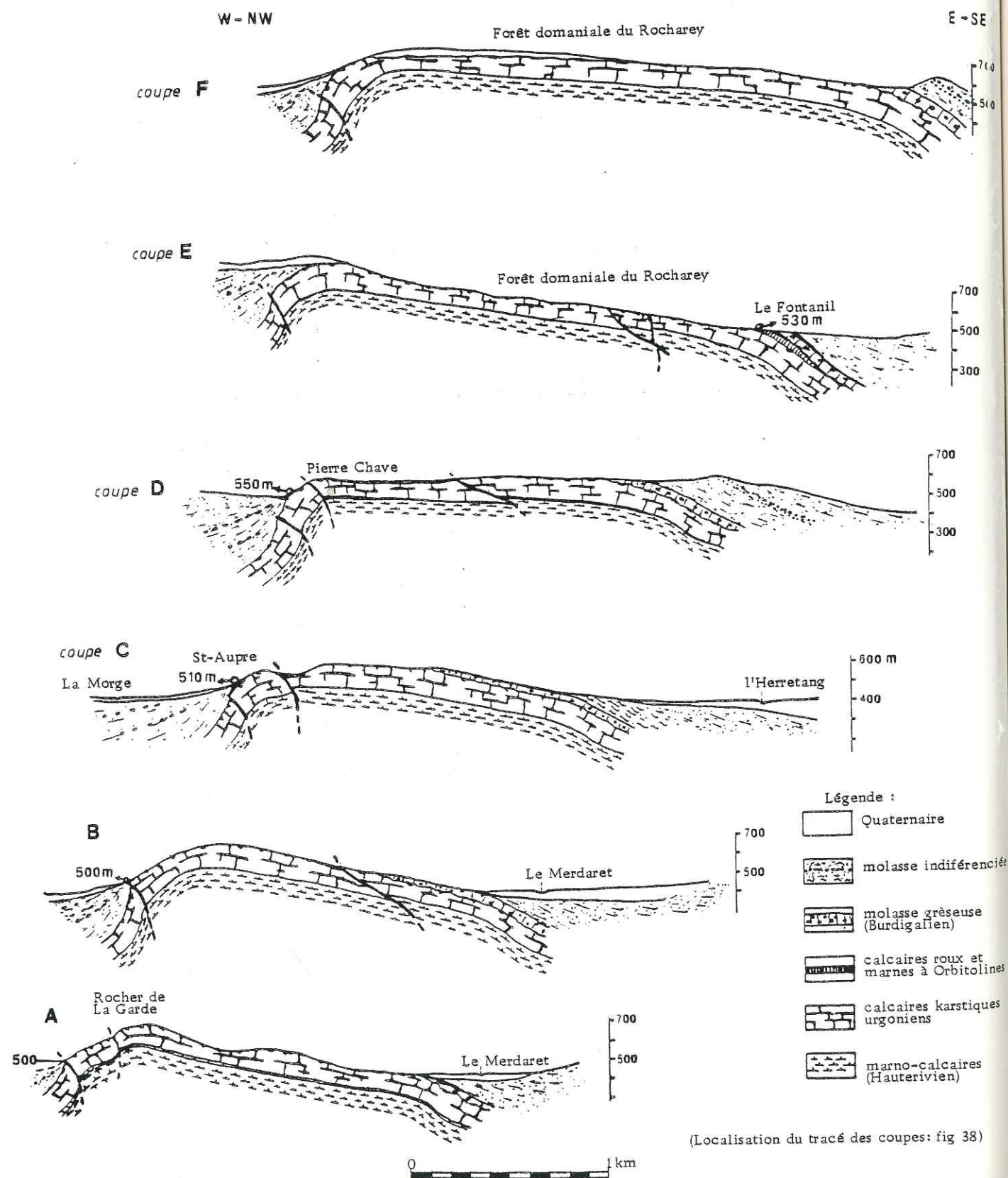
Il est essentiel de décrire et d'analyser le cadre physique de l'aquifère karstique du chaînon du Ratz. En effet les différents événements tectoniques et les fractures résultantes ont eu des répercussions sur le développement de la karstification et son organisation.

Nous insisterons :

- . d'une part sur les caractères susceptibles de définir certaines limites de partage des eaux (stratification, axe de l'anticlinal, etc...),
- . d'autre part sur les éléments influant directement la structure du karst et le cheminement de ses eaux (direction, intensité, ouverture des fractures).

Fig 39 : L'ANTICLINAL JURASSIEN DU RATZ

COUPES SERIEES

1) La géométrie des structures

L'Urgonien forme un anticlinal dissymétrique dessiné sur les coupes sériees de la figure 39. De nombreux relevés de directions et pendages de la stratification ont été réalisés à la fois sur les calcaires crétacés et sur les dépôts tertiaires.

- Le flanc oriental du chaînon montre un pendage régulier de 15 à 25° vers l'Est. Il s'accroît légèrement à l'approche de la vallée de St-Laurent-du-Pont.

- Le flanc occidental présente par contre un pendage beaucoup plus fort : 30 à 60° Ouest dans les gorges de Crossey.

On observe les mêmes déformations sur les dépôts molassiques. Ainsi, par exemple, à la sortie des gorges de Chailles, les couches miocènes présentent un assez fort pendage vers l'Ouest. Ceci confirme la thèse d'une ébauche anticlinale du chaînon jurassien avant le Miocène. Ce plissement est accompagné de fractures subverticales qui favorisent l'érosion et la karstification du massif.

L'axe de l'anticlinal est situé contre le rebord occidental du chaînon du Ratz. Au Nord-Ouest de Miribel, son tracé est recouvert par des dépôts morainiques. Plus au Sud, il semble représenter la ligne de partage des eaux. En effet, sur la coupe B (fig. 39), les marnes et marno-calcaires de l'Hauterivien formant le mur imperméable de l'aquifère urgonien sont à une cote plus élevée que l'émergence occidentale du système karstique.

Géométrie du pli :

L'orientation et le pendage des bancs calcaires mesurés le long de différentes transversales à l'anticlinal et reportés sur le canevas de Wülf ont donné les résultats suivants :

. au niveau des gorges de Crossey : axe N 30°, plongement de 4° vers le S.W.,

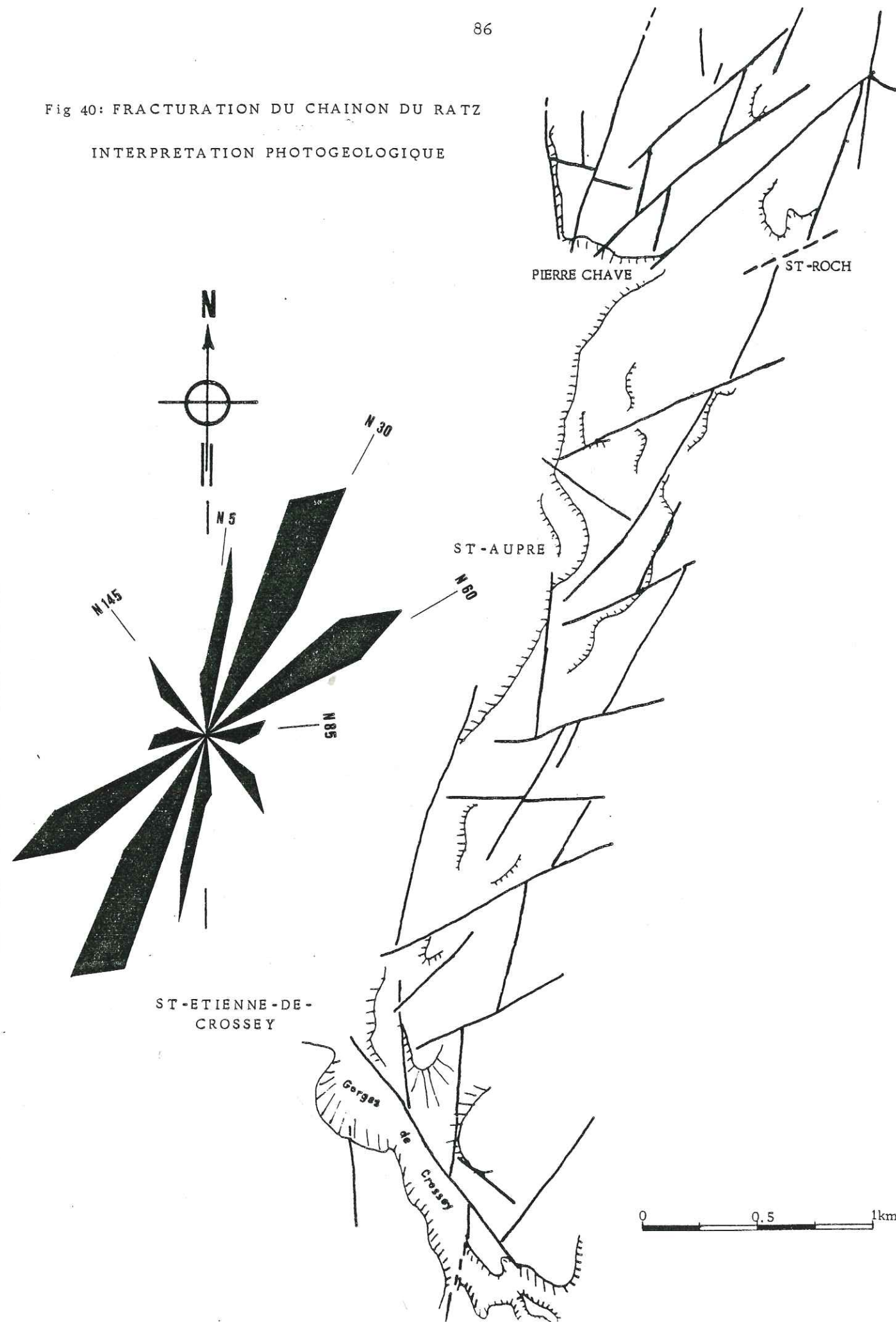
. au niveau de Pierre Chave : axe N 7°, plongement de 2° vers le S.S.W.,

. au niveau de Miribel : axe N 32°, plongement de 2° vers le N.E.

Les plongements axiaux varient très peu et sont beaucoup trop faibles pour être significatifs. On constate cependant que la structure est pentée préférentiellement vers le Sud. Les changements d'orientations du pli jurassien sont par contre plus intéressants, autant pour la compréhension de la structure d'ensemble du chaînon calcaire que pour son hydrogéologie.

. Ils mettent en évidence des unités structurales indépendantes, délimitées par les décrochements dextres post-miocènes (fig. 38). Sur une carte structurale à plus petite échelle, on remarque que plus au Nord, les

Fig 40: FRACTURATION DU CHAINON DU RATZ
INTERPRETATION PHOTOGEOLOGIQUE



chaînon jurassiens ont une orientation, sans doute initiale, NW-SE. La figure 44 montre ce changement de direction des structures jurassiennes dans leur zone de contact avec les structures subalpines. Les mouvements dextres ont contribué à "déplacer" vers l'Ouest le chaînon du Ratz et le Mont Grelle (M. GIDON).

Ces importantes discontinuités interviennent après l'organisation initiale des réseaux de drainage du système karstique, établie lors de la longue émergence Crétacé supérieur-Eocène. On peut penser qu'elles participent au cheminement des eaux dans la zone d'infiltration et jouent ainsi le rôle de drain vis-à-vis des aquifères qu'elles délimitent.

2) La fracturation

L'infiltration et l'écoulement de l'eau dans le système karstique dépendent étroitement de la distribution et des directions des fractures.

a) Distribution spatiale de la fracturation

a1 - Interprétation photogéologique (fig. 40)

Les photographies aériennes utilisées appartiennent à la mission de 1960. La végétation dense du massif a rendu l'interprétation des photos difficile. Seules les failles dont le tracé est assez long apparaissent nettement. D'une manière générale, la fracturation semble plus dense au Nord de St-Roch dans la forêt domaniale du Rocharey.

Afin de mieux distinguer les différentes familles de fractures, nous avons figuré sous forme de rosace leurs longueurs cumulées.

Cinq grands types de famille sont ainsi mis en évidence :

- la famille N 0°-N 10° rencontrée surtout sur la partie occidentale du chaînon du Ratz,

- la famille N 20°-N 30° individualisée au centre du massif, entre St-Roch et St-Etienne-de-Crossey ; ce sont les fractures les plus abondantes,

- la famille N 50°-N 60° est aussi bien représentée. Ses fractures recoupent les deux familles précédentes et sont postérieures aux dépôts molassiques,

- la famille N 140°-N 150° rencontrée seulement dans les gorges de Crossey,

- la famille N 80°-N 90° recoupée par les fractures subméridiennes. Elle est peu marquée sur le massif.

L'ensemble de ces discontinuités ne se traduit que par un réseau assez discret. L'érosion importante et les dépôts quaternaires en sont les principales causes.

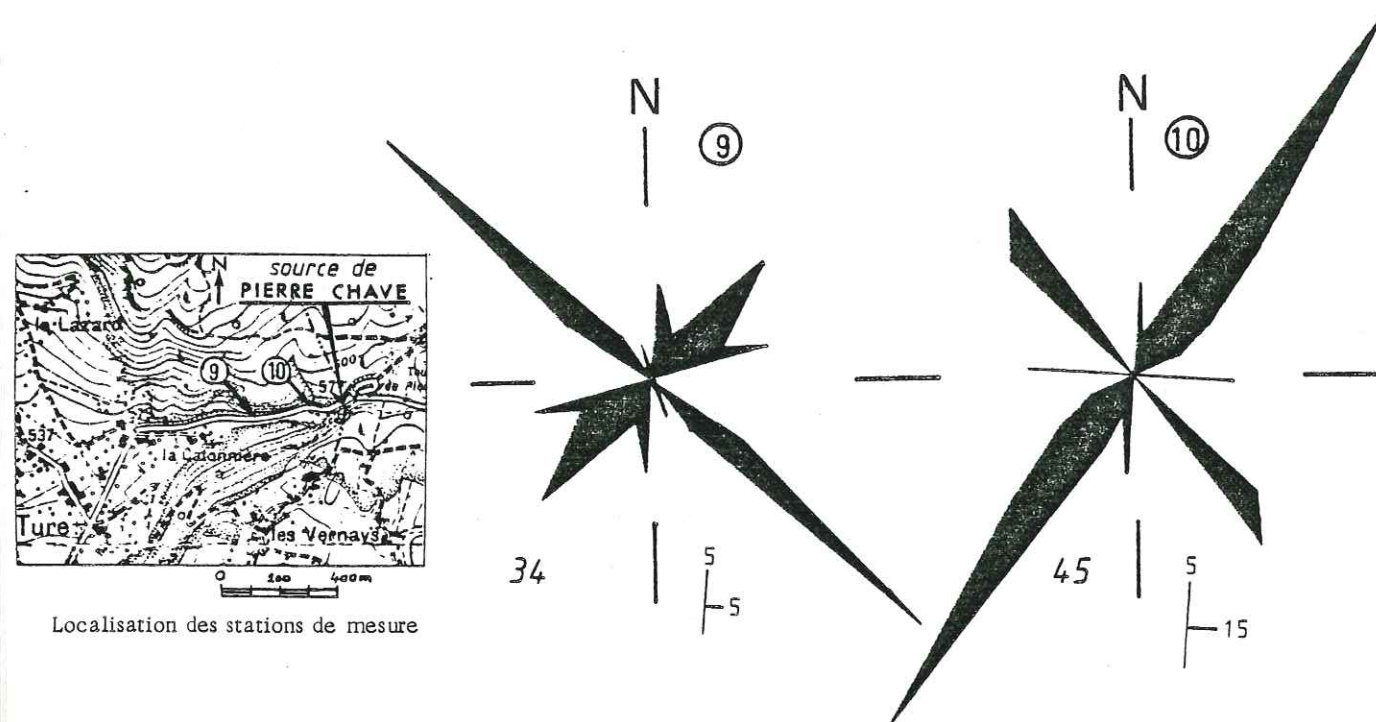


Fig 42 : FRACTURATION PRES DE PIERRE CHAVE

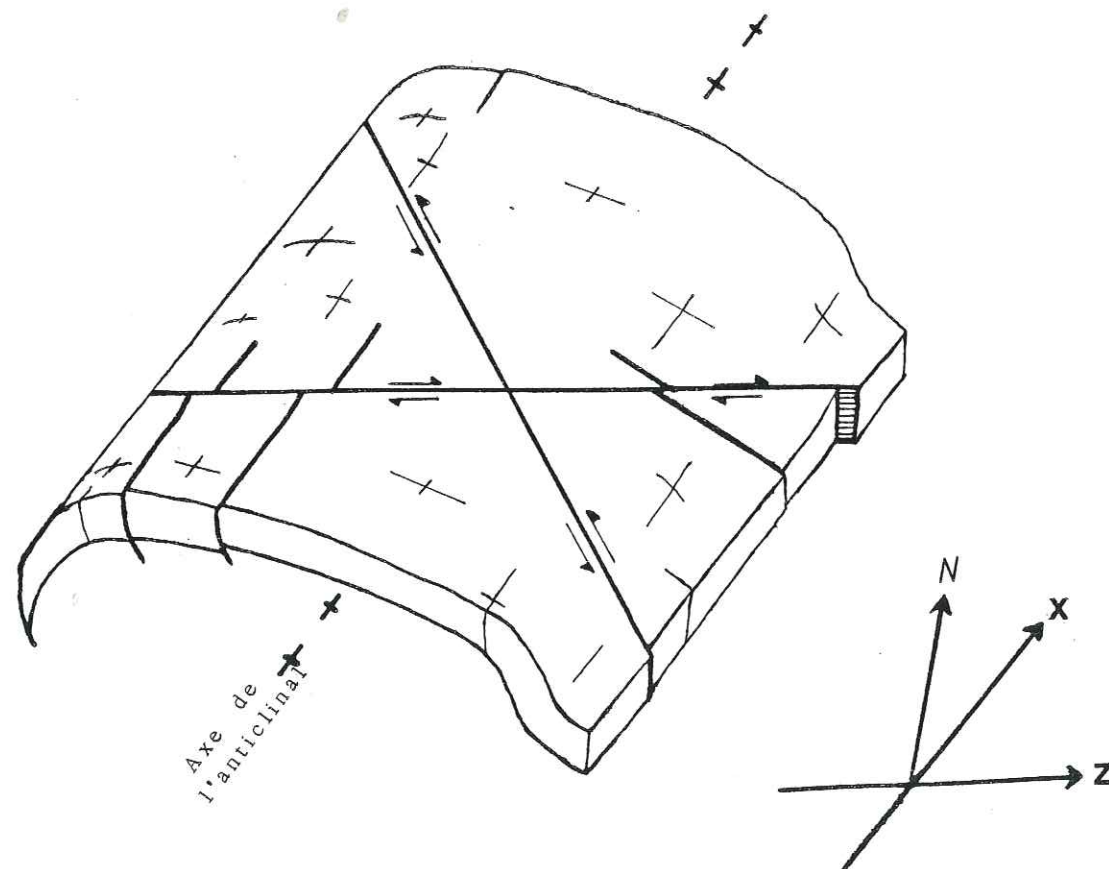


Fig 43 : SCHEMA DES DEFORMATIONS, DANS LES GORGES DE CROSSEY

. L'orientation des fissures

Les rosaces des figures 41 et 42 montrent les mêmes familles de fractures que celles dénombrées par l'analyse des photographies aériennes. On note cependant :

- une moins grande dispersion des fractures subméridiennes. Les directions N 30 sont quasiment inexistantes dans les gorges de Crossey, par contre elles dominent plus au Nord, près de Pierre Chave (fig. 41). Les observations sur le terrain montrent que ces deux familles de fractures ont les mêmes caractéristiques : rejet vertical avec abaissement du compartiment occidental,

- l'apparition (à l'affleurement) d'une famille de direction multiple N 100-N 120 qui, sur les photographies aériennes montre un faible développement linéaire. Inversement, la famille N 60 est peu apparente dans les mesures de surface.

. Intensité de la fracturation

L. KIRALY (1969) définit l'intensité de la fracturation par le nombre de fractures dans un cercle de rayon $R = D/2$ (D étant la longueur du cheminement sur une station = 10 m).

Comme précédemment nous utiliserons les valeurs corrigées N.

Les intensités de la fracturation ainsi calculées sont indiquées près des rosaces sur les figures 41 et 42. On remarque une différence de densité de la fracturation entre les stations dans les gorges de Crossey.

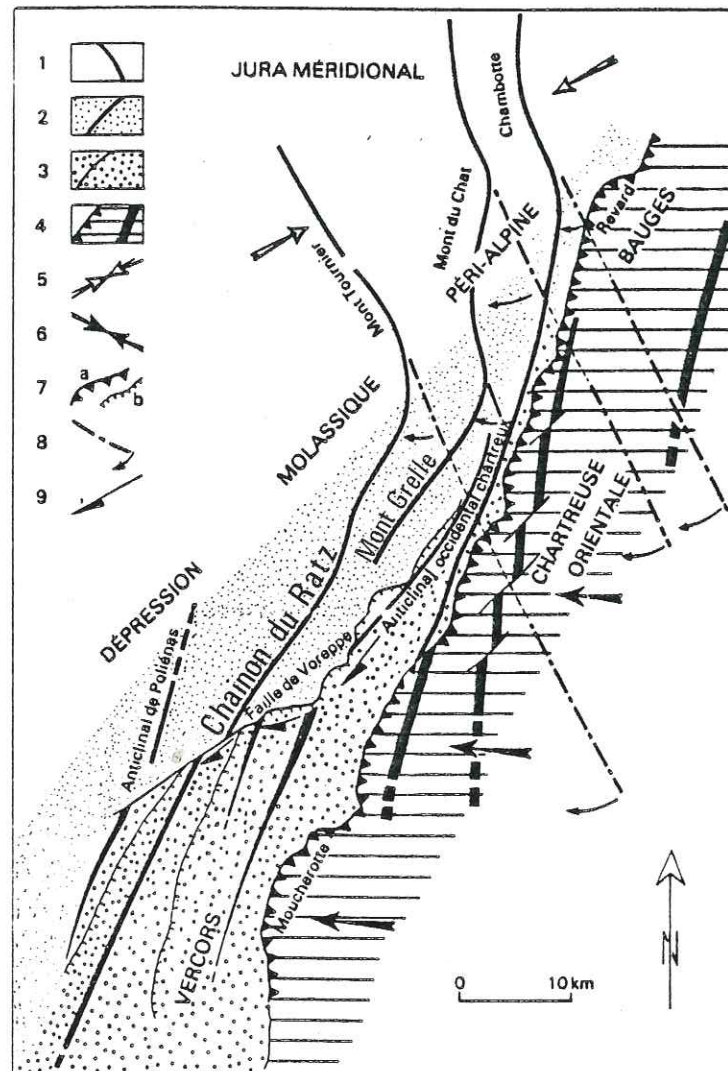
- Les classes les mieux représentées sont celles qui s'étendent de N 0° à N 20° et de N 100° à N 120°. Cette dernière est toujours très importante en fréquence sur chacun des affleurements étudiés. Par contre, les fractures subméridiennes sont absentes sur la partie subhorizontale de l'anticlinal coiffé mais dominant sur ses flancs. Celles-ci résultent des ruptures de la voûte au moment de son plissement ante oligocène,

- les valeurs i de l'intensité de la fracturation diminuent nettement d'Est en Ouest. Les calculs indiquent quatre fois moins de fractures à l'entrée occidentale des gorges (station N° 8 : $i = 22$) qu'au débouché oriental (station N° 3 : $i = 86$). Il semble que le jeu des fractures de cisaillement, provoqué par la poussée de la Chartreuse au moment de la phase tectonique fin Miocène, s'amortit vers l'Ouest.

Cette plus grande densité de fissures dans la partie orientale du massif calcaire sera un élément intéressant pour la définition des rapports entre le système karstique et l'aquifère alluvial. Elle aura une influence sur les écoulements dans la zone noyée et le transfert des eaux dans la zone d'infiltration.

Fig 44 : RAPPORTS STRUCTURAUX ENTRE JURA

ET MASSIFS SUBALPINS



- 1 - Plis du Jura
- 2 - Plis jurassiens probablement tordus après le Miocène (zone de cisaillement dextre)
- 3 - Plis jurassiens affectés par des chevauchements post-miocènes et intégrés aux massifs sub-alpins.
- 4 - Plis sub-alpins proprement dits.
- 5 - Directions de serrage jurassiennes.
- 6 - Directions de serrage sub-alpines.
- 7 - a) Chevauchement frontal des massifs sub-alpins septentrionaux
b) Chevauchement post-miocène
- 8 - Position originelle supposée des plis jurassiens.
- 9 - Coulisement le long de la faille de Voreppe.

(d'après la carte géologique de Grenoble au 1/50 000, 1978)

a3 - Génèse des déformations

A la suite de cette analyse quantitative de la fracturation et aussi grâce à des observations structurales, il nous a semblé intéressant d'esquisser un schéma des déformations. Les directions des fractures de grande extension sont observables par l'analyse des photographies aériennes. Les observations de terrain permettent la détermination de l'ensemble des directions de la fracturation affectant le massif calcaire.

Le schéma des déformations de la figure 44 montre les fractures subméridiennes, induites par le plissement ante-oligocène, recoupées par les fractures post-miocènes. Ces dernières s'inscrivent dans un schéma désormais classique de zone de décrochement défini par J.P. ROBERT (1976).

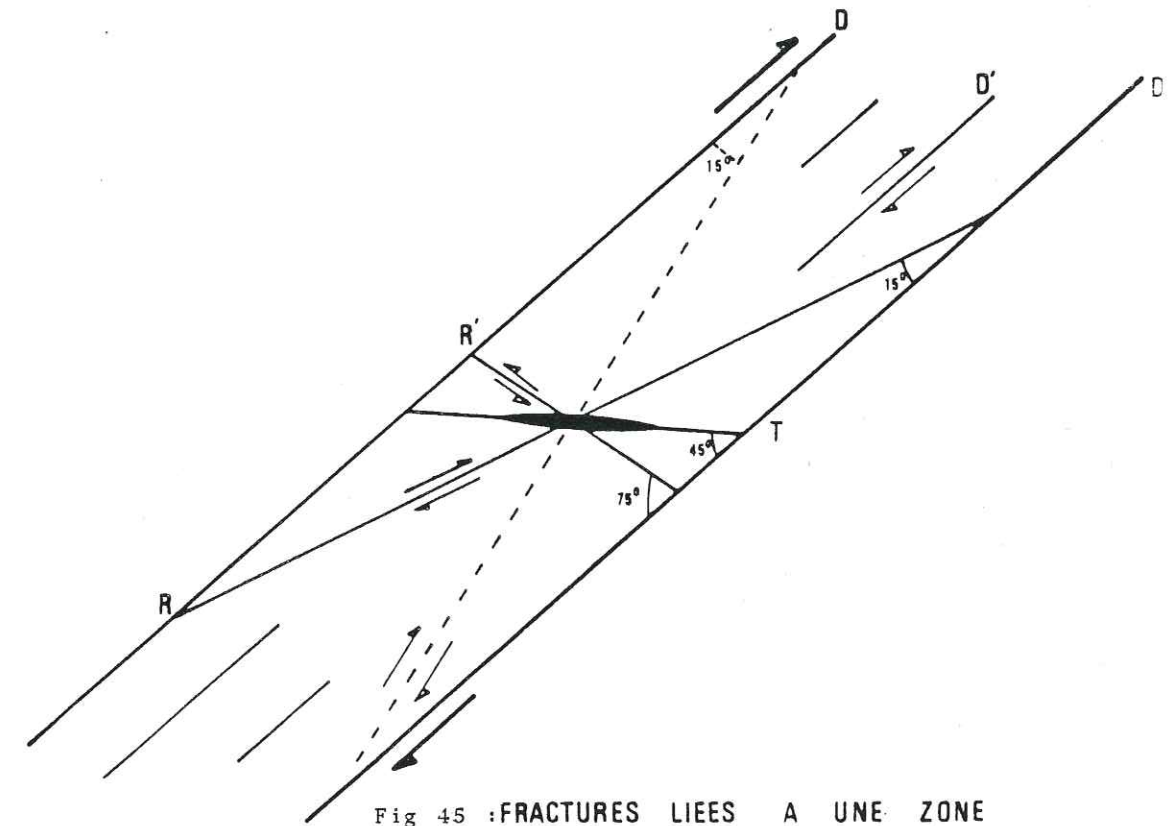


Fig 45 : FRACTURES LIEES A UNE ZONE

DE DECROCHEMENT

- *Famille N 0-N 30°* : fractures très nombreuses sur les affleurements et sur les photographies aériennes. Elles sont associées au plissement de l'anticlinal. Elles ont plus ou moins subi le mouvement post-miocène. Certaines ont pivoté le long des écoulements ce qui explique leurs directions multiples.

- *Famille N 50-N 60°* : fractures de grande extension (nettes en photographies aériennes). Elles recoupent les premières en un cisaillement dextre et correspondent aux types D et R.

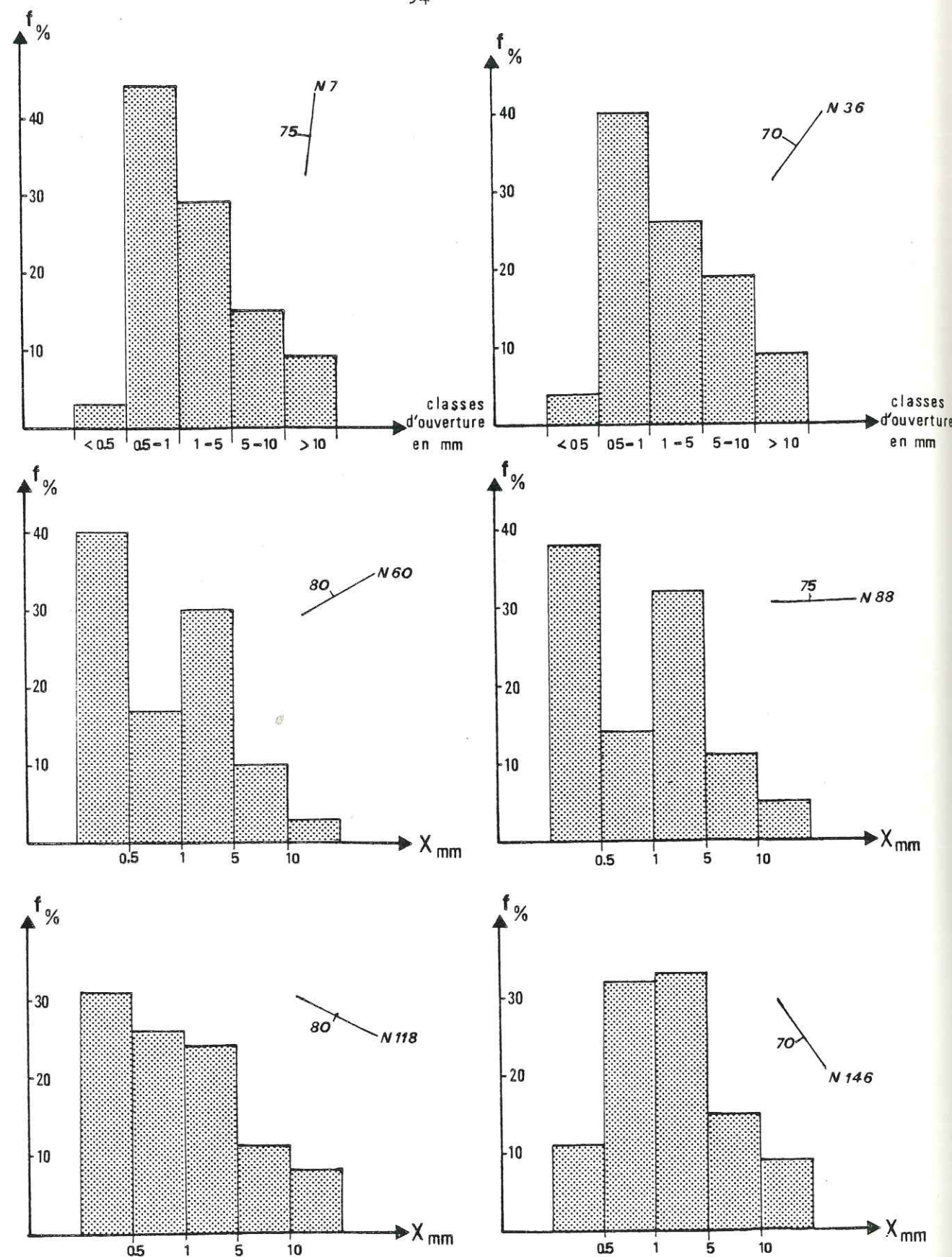


Fig. 46 : HISTOGRAMMES DES OUVERTURES DE FRACTURES.

Chaque histogramme représente, pour une famille de fractures, le pourcentage moyen des 5 classes d'ouverture. Les 6 familles de fractures sont caractérisées par leur orientation et leur pendage moyens.

- Famille N 90-N 110° : peu représentée sur la région étudiée. Ces fractures peuvent être associées au plissement ou liées au décrochement (fractures de type T).

- Famille N 140-N 150° : accidents décrochants senestres (fractures de type R). Ils sont très peu visibles à l'affleurement dans les gorges de Crossey ; mais leur densité est sous-estimée car leurs directions sont souvent parallèles au cheminement de la plupart des stations de mesure. Ces fractures peuvent vraisemblablement être considérées comme constituant une famille conjuguée à la famille N 50-N 60°.

b) Détermination des directions préférentielles d'écoulement induites par la fracturation

Le cheminement des eaux dans un massif calcaire est à la fois influencé par la stratification (pendage des bancs et plongement axial de la structure) et par les directions des fissures.

Le pendage orienté, pour une grande partie, du chaînon du Ratz vers la vallée de St-Laurent-du-Pont, favorise l'alimentation de la nappe au voisinage de St-Robert.

Il est important maintenant d'examiner si la fracturation influence dans le même sens les écoulements. Pour cela on se propose :

- d'observer comment les ouvertures de fractures se répartissent au sein des différentes familles,

- de calculer les perméabilités maximales induites par la fracturation. Celles-ci traduisant les modalités d'écoulement au sein du calcaire.

b1 - Les ouvertures de fractures

Les fractures mesurées sur le terrain ont tout d'abord été classées par familles, déterminant ainsi une orientation et un pendage (pôle moyen) ; ensuite, au sein de chaque famille, nous avons établi cinq classes d'ouverture :

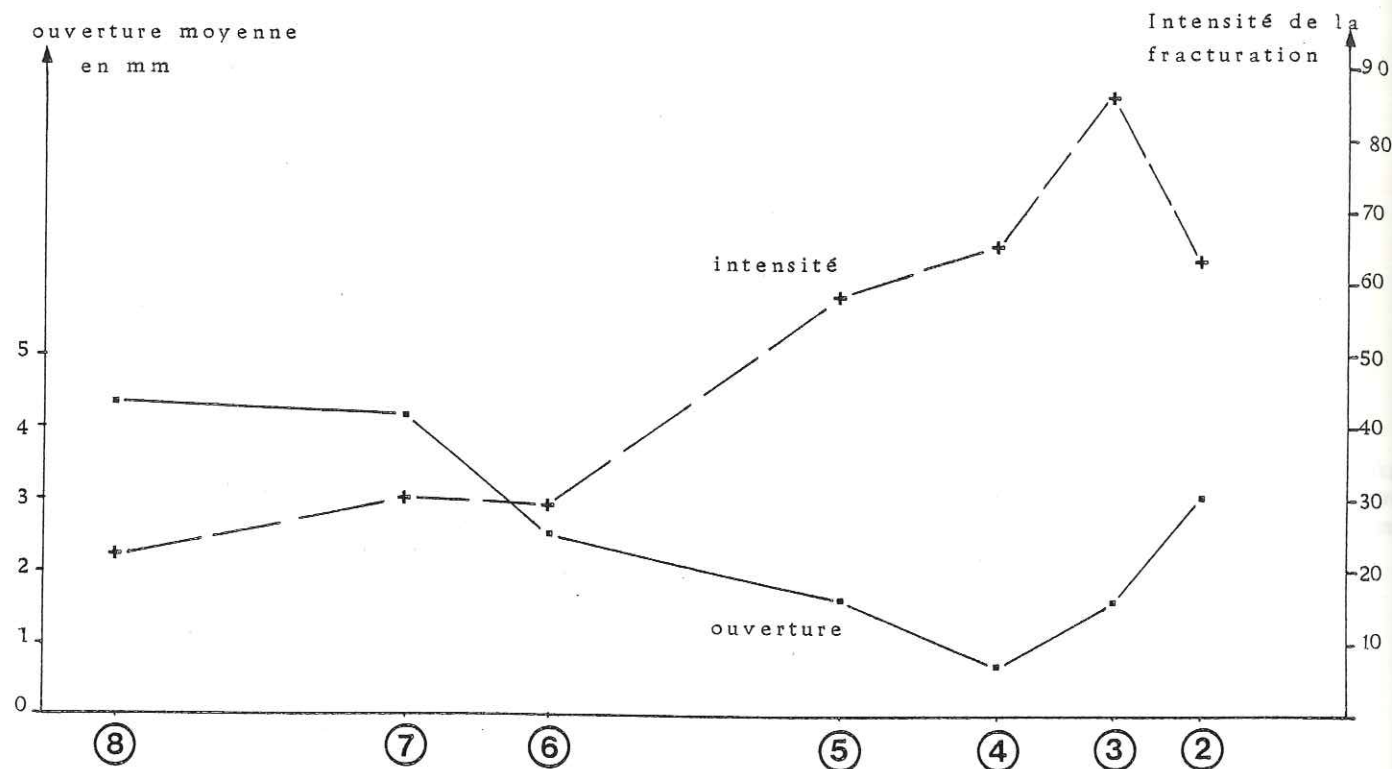
- . classe d'ouverture inférieure à 0,5 mm
- . classe d'ouverture comprise entre 0,5 et 1 mm
- . classe d'ouverture comprise entre 1 et 5 mm
- . classe d'ouverture comprise entre 5 et 10 mm
- . classe d'ouverture supérieure à 10 mm

Les résultats ont été représentés :

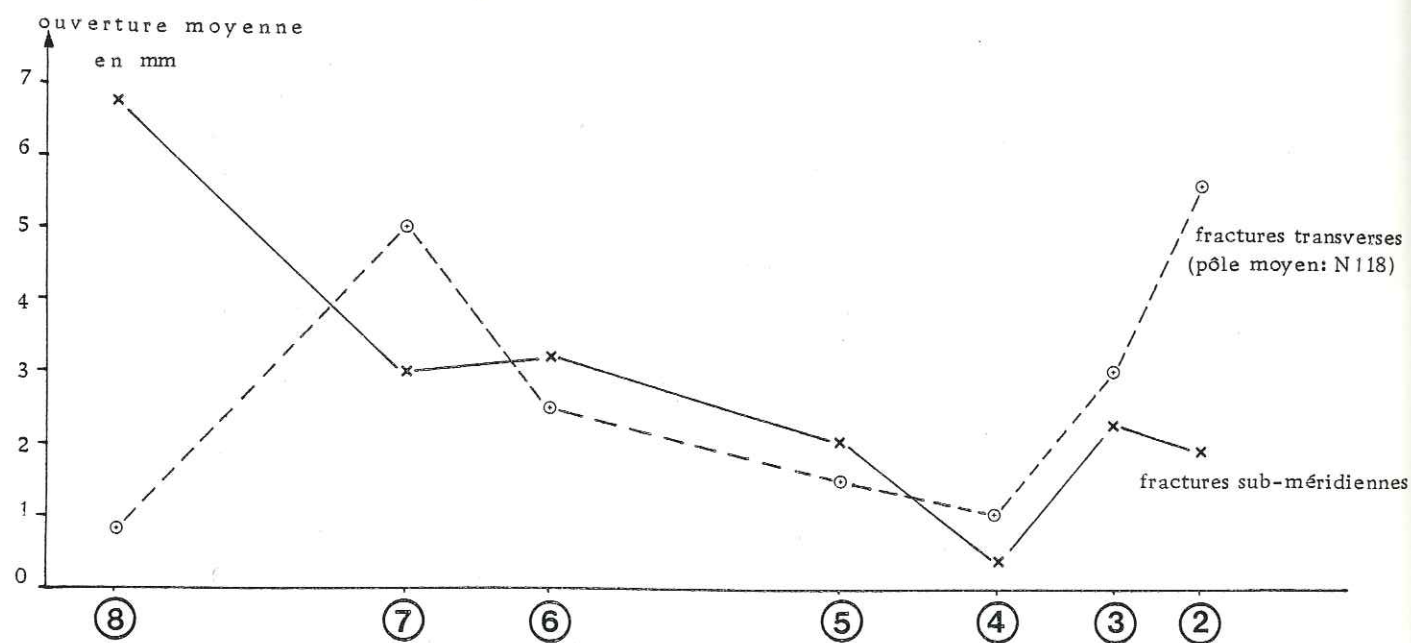
. par des histogrammes représentant les différentes classes d'ouverture au sein de chaque famille de fractures (fig. 46),

. par des courbes représentant les ouvertures moyennes des fractures calculées sur les différentes stations de mesures dans les gorges de Crossey (fig. 47).

On observe ainsi la variation des ouvertures sur une perpendiculaire à l'axe de l'anticlinal.



a) Variation de l'intensité de la fracturation et de l'ouverture moyenne des fractures dans les gorges de Crossey



b) Variation des ouvertures entre les deux grandes familles de fractures dans les gorges de Crossey

Fig 47 : VARIATION DES OUVERTURES DE FRACTURES
SUR UNE PERPENDICULAIRE A L'AXE DE L'ANTICLINAL

(localisation des stations de mesures: voir fig. 41)

Variations d'ouverture entre les différentes familles de fractures

- Plus de 95 % des fractures subméridiennes ont des ouvertures supérieures à 0,5 mm. Parmi celles-ci, on note l'importance de la classe 0,5-1 mm, qui représente 40 % du total.

- Les familles N 60 et N 88 montrent des histogrammes d'ouvertures semblables. Leurs fractures offrent des ouvertures plus faibles que celles des autres familles (40 % inférieures à 0,5 mm, les fractures très ouvertes, supérieures à 10 mm, sont quasiment inexistantes).

- Les ouvertures des fractures d'orientation moyenne N 118 sont d'une manière générale faibles (57 % inférieures à 1 mm), et ne présentent pas de classes dominantes. On remarque notamment l'importance relative des fractures très ouvertes.

- Les fractures à l'origine des gorges de Crossey (pôle moyen N 146°E) montrent en surface les plus grandes ouvertures. Deux classes dominent :

- . les ouvertures comprises entre 0,5 et 1 mm : 32 %
- . et celles comprises entre 1 et 5 mm : 33 %.

D'une manière générale, les fractures mesurées en surface sont peu ouvertes : 50 % des ouvertures sont inférieures à 2 mm ; les "grosses" fractures (ouverture supérieure à 10 mm) sont très peu importantes.

Les variations entre les différentes familles de fractures ne sont donc sensibles que dans les faibles ouvertures. Ainsi, on retiendra :

- pour les familles de fractures subméridiennes (mouvement ante-miocène) : la quasi absence de fractures fermées,
- pour les familles de fractures obliques à l'axe de l'anticlinal (mouvement post-miocène) : le fort pourcentage des ouvertures inférieures à 0,5 mm.

Des observations sur les affleurements précisent le rôle hydrogéologique joué par ces deux familles de fractures : on observe en effet, après une averse, des sorties d'eau à l'intersection de fractures subméridiennes et de fractures transverses. Il semble que les fractures post-miocènes (en général N 60°E ou N 150°E) contribuent à l'émergence des eaux acheminées par les fractures plus anciennes (N 10°E en moyenne).

Variations des ouvertures de fractures selon une perpendiculaire à l'axe de l'anticlinal (fig. 47)

Nous avons vu que l'intensité de la fracturation est plus importante sur le versant oriental du chaînon du Ratz et diminue progressivement vers l'Ouest. Nous pourrions penser que les ouvertures de

fractures suivent la même évolution (zone la plus fracturée = zone la plus perméable) et conclure que le versant oriental à proximité du remplissage de la vallée de St-Laurent-du-Pont est le secteur le plus perméable du massif calcaire. En fait, bien que la corrélation entre ces deux grandeurs soit relativement bonne ($-0,75$ après régression linéaire), leur variation à travers l'anticlinal est tout à fait différente (fig. 47a). Les ouvertures sont maximales à l'approche des retombées Ouest et Est de l'anticlinal jurassien et minimum sur le plateau médian subhorizontal.

Si l'on compare, sur ces mêmes stations, les valeurs moyennes des ouvertures de fractures post-miocènes et celles des fractures plus anciennes (fig. 47b), on remarque que :

- sur le versant occidental près de l'axe de l'anticlinal les fractures subméridiennes sont nettement plus ouvertes que les fractures transverses. (Il faut faire abstraction des mesures sur la station N° 7 dont la situation à proximité d'une faille N 150 fausse les résultats).

- Sur le versant oriental les ouvertures des fractures post-miocènes sont nettement plus importantes.

Discussion des résultats

L'intensité et l'ouverture des fractures, principaux paramètres de la perméabilité d'un massif calcaire, évoluent différemment d'Est en Ouest :

- l'intensité de la fracturation supérieure à l'Est semble marquer l'importance des mouvements post-miocènes (poussée de la Chartreuse) pour la partie orientale du chaînon du Ratz,

- l'ouverture des fractures souligne le jeu différent et surtout la superposition des deux phases tectoniques :

- la rupture de la voûte au moment de l'ébauche anticlinale ante-oligocène provoque des cassures subméridiennes ouvertes sur les flancs du massif,

- la poussée vers l'Ouest des chaînons subalpins, après les dépôts miocènes, accentue la forme anticlinale et tend à refermer les fractures subméridiennes originelles dans la partie orientale du chaînon du Ratz. Elle s'accompagne de fractures de cisaillement obliques à la structure, qui vraisemblablement, recoupent les anciens chenaux, réorganisent les circulations dans le système karstique et augmentent les réseaux de fentes (diaclasses peu élargies par dissolution) dans la zone de saturation.

b2 - Distribution des perméabilités induites par la fracturation

On se propose de calculer dans ce paragraphe, les perméabilités maximales induites par la fracturation, aux différents points de l'anticlinal du Ratz.

- But :

Le but de l'étude est de définir le mode d'écoulement influencé par les fractures (on néglige ici le rôle des joints de stratification dans la configuration des écoulements).

En effet, on admet qu'il y a interaction entre les systèmes d'écoulement et le champ des perméabilités par l'intermédiaire de la dissolution ou de la formation de dépôt dans les ouvertures de fissures (failles "drains", failles "écrans").

Si l'organisation des vides est plus grande dans une direction que dans d'autres (orientation préférentielle), la perméabilité devient anisotrope, c'est-à-dire que la roche "conduit" l'eau souterraine mieux dans une direction que dans d'autres (L. KIRALY, 1975).

Ainsi les valeurs de perméabilités maximales calculées et leurs directions reportées sur une carte, vont permettre de modéliser et de visualiser les directions préférentielles d'écoulement et le phénomène d'infiltration influencés par les fractures. On ne s'intéressera donc qu'aux zones de failles et de décrochements (extension kilométrique et fréquence faible) et non aux petites fissures (extension faible et fréquence élevée). Le document de base utilisé est la carte de la fracturation établie par l'analyse photogéologique.

- Mode de calcul de la perméabilité K induite par les fractures :

La méthode de calcul utilisée est celle établie et expérimentée par F.O. FRANCISS en laboratoire d'hydrogéologie de l'Institut Dolomieu (thèse de Docteur-Ingénieur Grenoble, 1970).

Elle définit la perméabilité K anisotrope des calcaires dans un sous-système délimité par un cercle de diamètre D, grâce à la formule suivante :

$$K = K_f \frac{e}{D}$$

K = perméabilité équivalente pour un système continu

K_f = perméabilité de la zone broyée

e = épaisseur moyenne de la fracture

D = diamètre du cercle.

Pour pouvoir exploiter la méthode, il nous faut admettre quelques hypothèses simplificatrices :

- les discontinuités sont supposées verticales, ce qui permet le traitement du problème à deux dimensions,

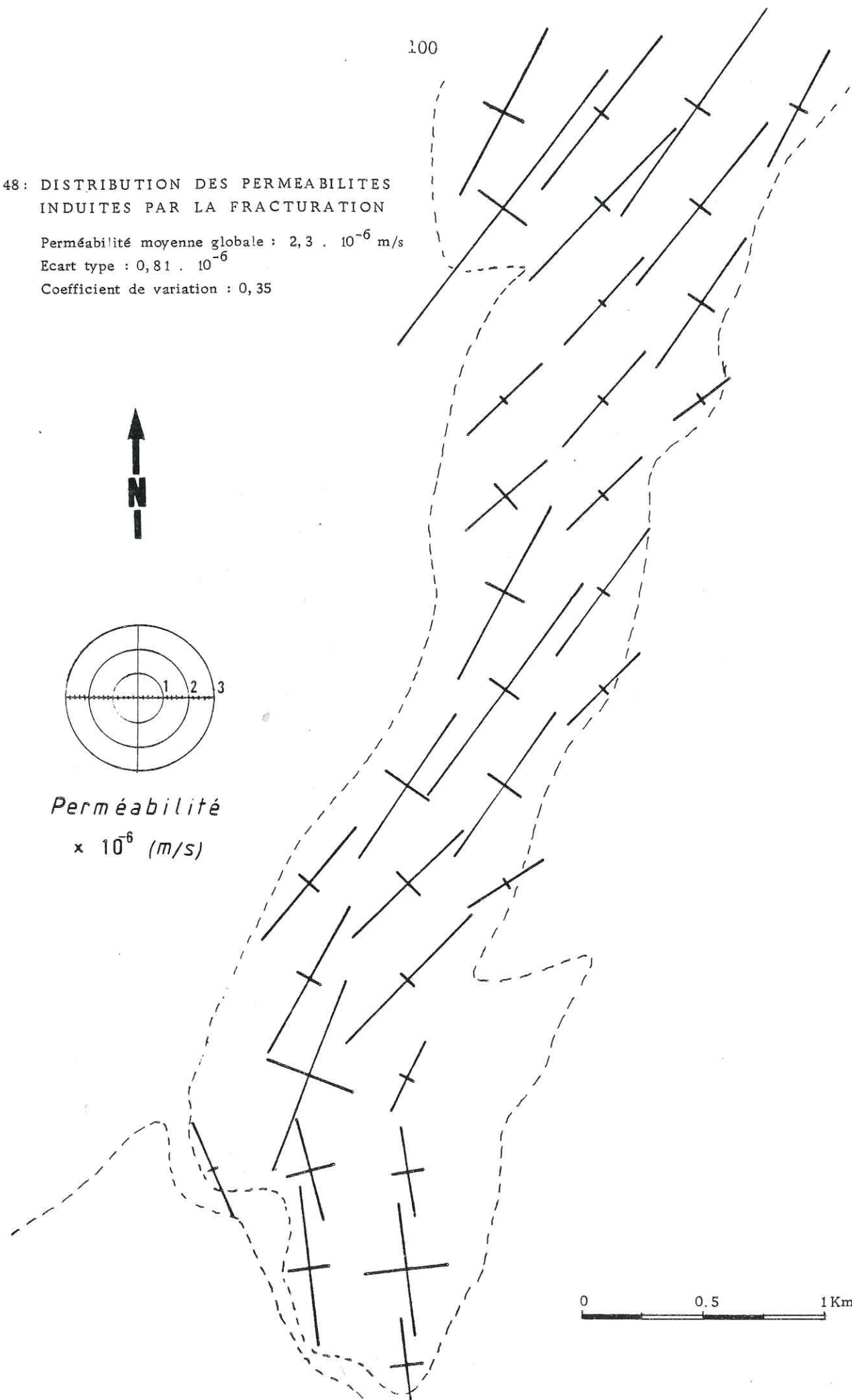
- l'épaisseur de la zone broyée est une fonction linéaire de la longueur apparente L de la fracture

e = C.L

C = coefficient de proportionnalité

Fig 48: DISTRIBUTION DES PERMEABILITES
INDUITES PAR LA FRACTURATION

Perméabilité moyenne globale : $2,3 \cdot 10^{-6}$ m/s
Ecart type : $0,81 \cdot 10^{-6}$
Coefficient de variation : 0,35



La formule devient donc :

$$K = K_f \frac{C.L}{D}$$

K est traité comme un tenseur symétrique de second ordre qui relie le champ vectoriel des vitesses de filtration $\vec{V}$ au champ vectoriel des gradients de charge $\vec{J}$. (Loi de DARCY).

$$\vec{V} = K \vec{J}$$

Dans le sous-ensemble défini par le cercle, le tenseur K représentant l'effet simultané de toutes les fractures n sera la somme des tenseurs relatifs à chaque fracture :

$$K = K_1 + K_2 + \dots + K_n$$

Le traitement numérique des données et le calcul des valeurs des perméabilités principales ont été réalisés grâce à l'ordinateur Wang 2000 de l'Institut Dolomieu.

- Modalités pratiques et résultats :

. La carte de la fracturation (fig. 40 au 1/20 000) a été subdivisée en mailles carrées de 4 cm de côté (ou 800 m). Les cercles de mesure sont centrés sur le noeud des mailles de telle sorte qu'ils se recoupent plusieurs fois afin d'avoir une bonne couverture de la carte et une meilleure précision. On obtient ainsi 33 cercles d'un diamètre $D = 800$ m.

. Estimation du coefficient de proportionnalité $C = \frac{e}{L}$

Compte tenu des résultats obtenus précédemment sur les relevés de fractures sur le terrain, nous avons choisi un coefficient C différent suivant les directions de fractures principales :

C_1 pour les directions subméridiennes = $5 \cdot 10^3$ qui correspond à une épaisseur¹ de la zone broyée de 5 cm pour une longueur de la fracture égale à 10 m

C_2 pour les fractures de cisaillement de directions plus transverses égales² $1 \cdot 10^4$ (1 mm pour 10 m).

. Estimation de la perméabilité à l'échelle de la fracture : K_f

On peut l'estimer par comparaison avec les valeurs obtenues dans d'autres massifs.

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

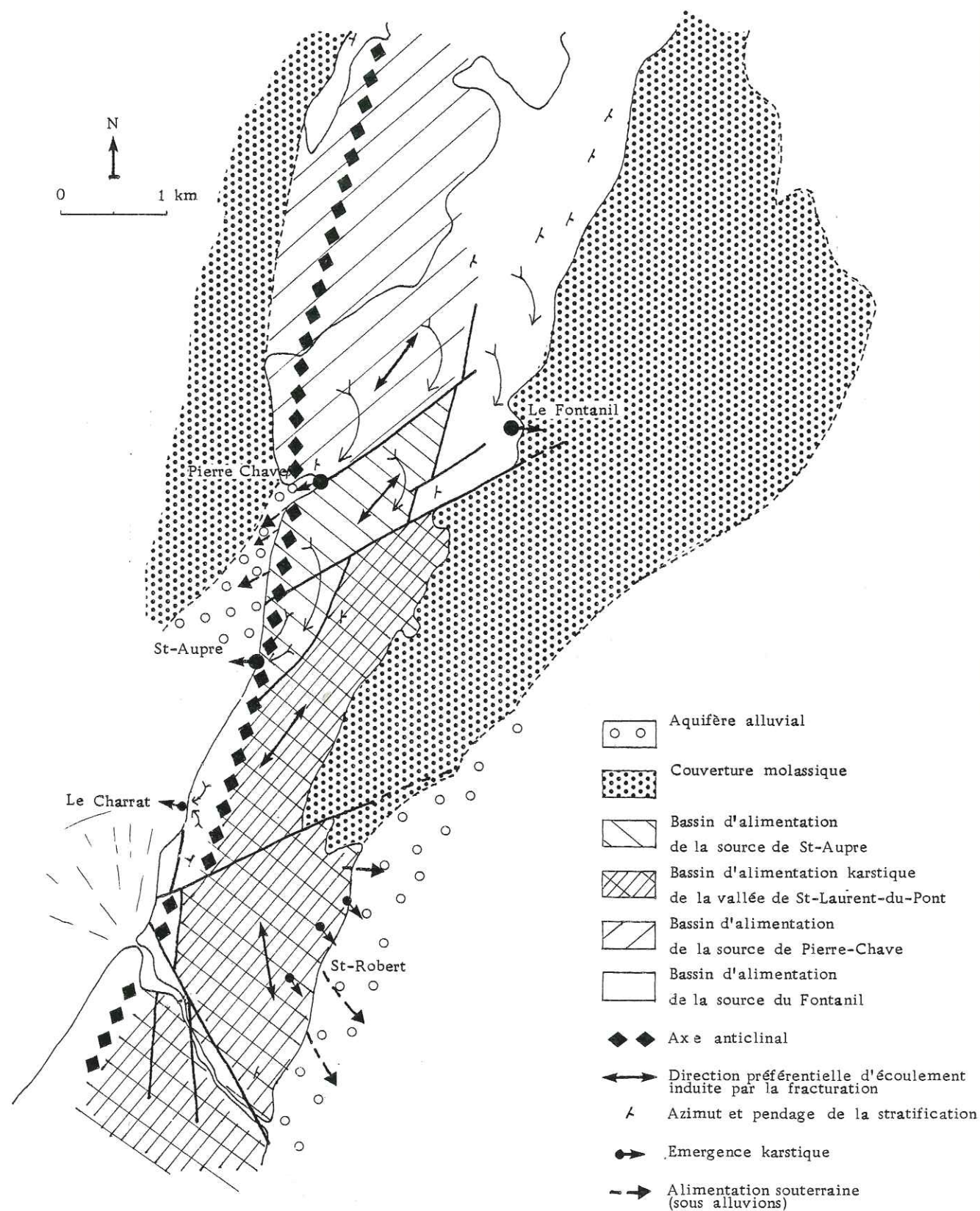


Fig 49 : CARTE HYDROGEOLOGIQUE DU CHAÏNON DU RATZ.

Synthèse des résultats

N. AL-AMBAR dans le massif du Vercors (plateau de Sornin) obtient :

$$K_f \times c = 4.10^{-6} \text{ pour un cercle de diamètre } = 800 \text{ m}$$

$$\text{pour } C_1 = 5.10^{-3} \text{ nous aurions } K_{f1} = 0.8.10^{-3} \text{ m/s}$$

$$\text{pour } C_2 = 1.10^{-4} \text{ nous aurions } K_{f2} = 1.10^{-2} \text{ m/s.}$$

En conséquence, nous avons estimé, pour les calculs,

$$K_f = 1.10^{-3} \text{ m/s}$$

- Les résultats

Les axes des ellipses de perméabilité sont figurés sur la carte de la figure 48. Ils représentent pour chaque cercle les valeurs de K max. et de K min. suivant leurs directions.

L'ordre de grandeur de la perméabilité moyenne pour le secteur étudié est de l'ordre de $2,8.10^{-6}$ m/s. Cette valeur semble acceptable en comparaison de celles obtenues sur les massifs voisins avec la même méthode.

. Dans le Vercors N. AL-AMBAR obtient $K \text{ moy. } \approx 10^{-7}$ m/s

. En Chartreuse orientale J.P. BOZONNAT obtient $K \text{ moy. } = 4,5.10^{-6}$ m/s.

. Variabilité des résultats

D'une manière générale les perméabilités principales varient très peu d'un sous système à l'autre (coefficient de variation = 0,35).

Les valeurs de perméabilités maximales sont les plus fortes dans les parties septentrionale et centrale du massif.

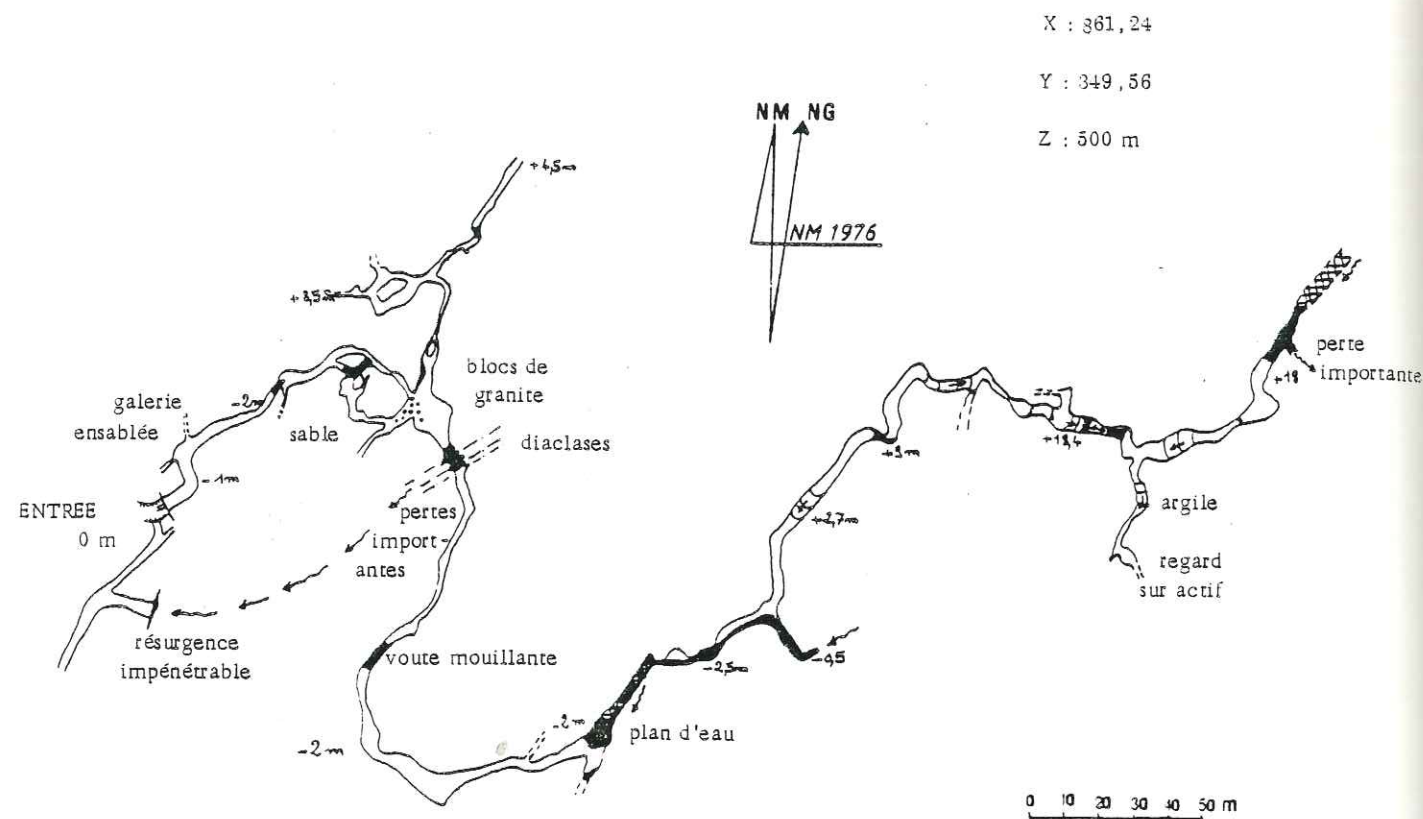
Au Sud, à proximité des gorges de Crossey, la répartition des perméabilités est relativement homogène dans l'espace (K min. peu inférieur à K max.). Elle est due à l'importante fracture de cisaillement senestre à l'emplacement des gorges et de ses failles satellites.

. Effet d'échelle

Les perméabilités moyennes calculées par cette méthode représentent seulement les effets des macrofissures, de densité et de volume très faibles à l'échelle du massif. On ne tient pas compte de l'existence de chenaux karstiques (selon certaines fractures ou selon les joints de stratification) aux perméabilités beaucoup plus grandes, et de la perméabilité primaire de la roche calcaire elle-même.

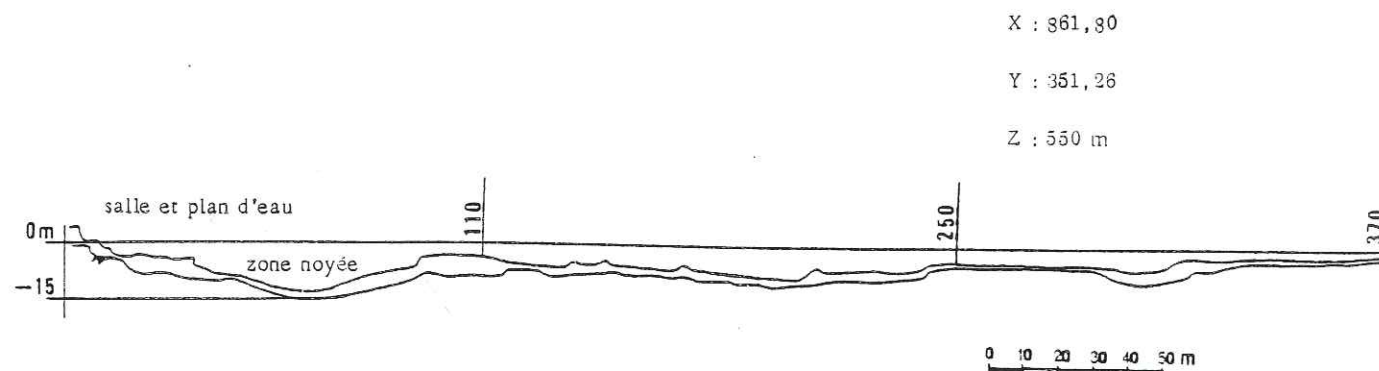
Des essais de pompage effectués par la DDA directement dans la zone noyée, nous renseignent sur la perméabilité du réseau karstique.

Fig.50- GROTTE DE ST AUPRE



topographie Spéléoclub de Savoie

Fig.51- GROTTE DE PIERRE CHAVE



Coupe du siphon terminal

topographie F. POGGIA, (S. G. C. A. F.).

Les débits prélevés ($100 \text{ m}^3/\text{h}$) dans un gouffre naturel (ancienne mine de terre réfractaire sur le versant occidental du chaînon du Ratz, ont occasionné un rabattement de 1 m seulement (essai stabilisé). Même si l'épaisseur de la zone noyée est de l'ordre de 10^2 m , la perméabilité moyenne oscille autour de 10^{-3} m/s (elle sera d'autant plus grande que la charge dans le système karstique, au moment du pompage sera élevée).

En comparant cette valeur avec les résultats obtenus précédemment, l'effet d'échelle sur la perméabilité dans le karst ne fait aucun doute.

Cette comparaison montre aussi le degré de karstification élevé du massif, dans lequel les systèmes de chenaux (perméabilité de l'ordre de 10^{-2} à 10^{-4} m/s) drainent des blocs volumineux en moyenne relativement peu perméables (de l'ordre des perméabilités calculées : 10^{-6} m/s).

Modélisation de l'écoulement

Il est donc très difficile d'apprécier réellement la perméabilité moyenne à l'échelle du massif, les caractères physiques des calcaires variant de façon aléatoire dans l'espace (drains, ouverture des fissures variant avec la profondeur, etc...). Par contre, les directions de perméabilités maximales obtenues traduisent assez bien les modalités d'écoulement induites par la fracturation. En effet, les importantes estimations faites sur Kf et c influent seulement la valeur de la perméabilité mais jamais sur sa direction.

Schématiquement, la carte de la figure 48 montre des directions sensiblement parallèles à l'axe de l'anticlinal (N-NE - S-SW). Seule la partie du massif proche des gorges de Crossey et en limite du réservoir aquifère de la vallée de St-Laurent-du-Pont présente des directions N-S à N-NW - S-SE.

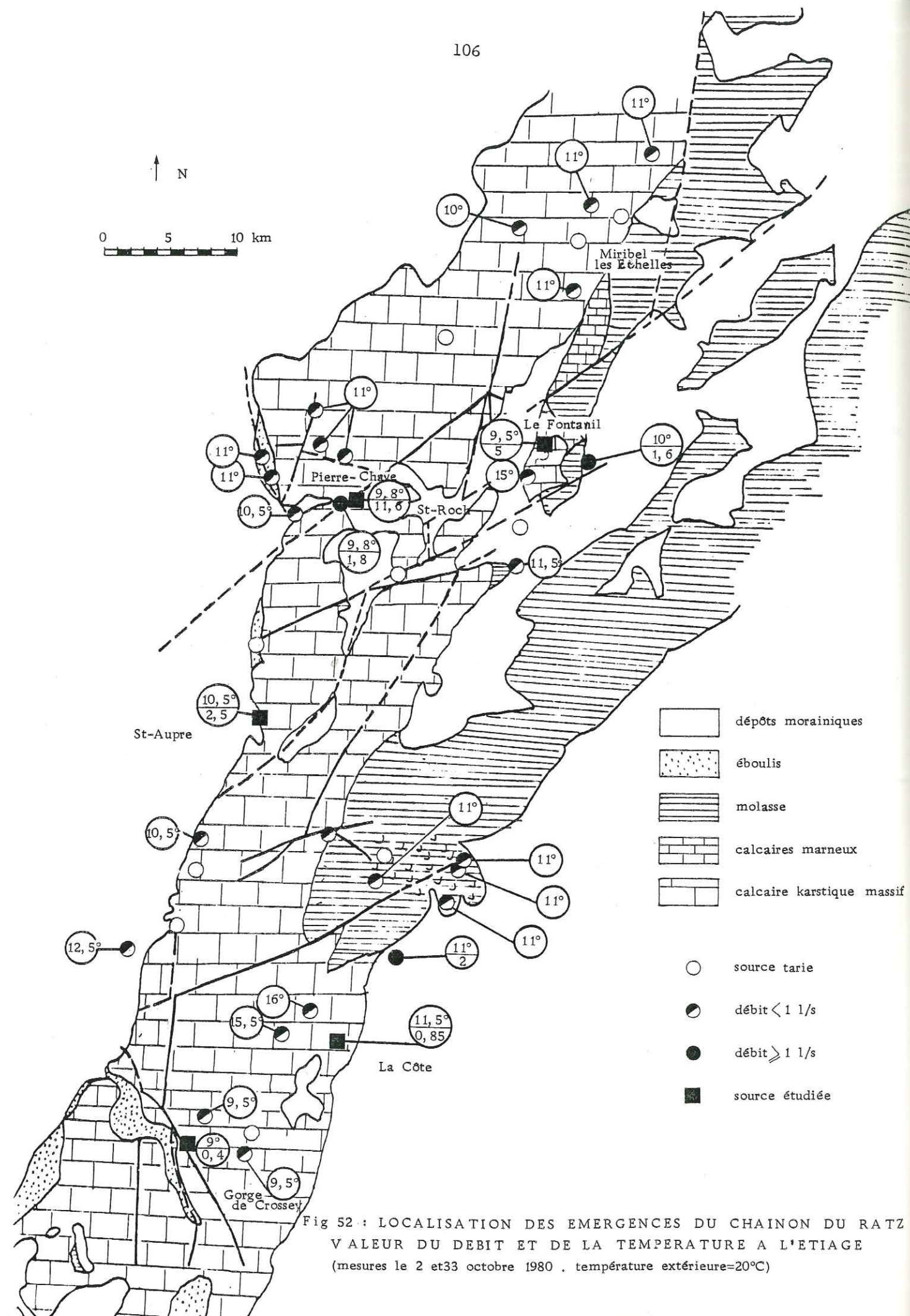
3) Conclusion

A l'aide des résultats de l'étude structurale (coupes géologiques, orientation et plongement de l'axe de l'anticlinal, pendage de la stratification) et de l'étude de la fracturation, nous avons tenté de dresser une carte schématisant les écoulements au sein du système karstique (fig. 49).

En rapport avec la structure et le plongement axial de l'anticlinal, les écoulements se font préférentiellement vers le Sud. Le karst noyé est limité à l'Ouest par les calcaires marneux hauteriviens le long de l'axe de l'anticlinal, à l'Est par la couverture molassique. Seule la zone de St-Robert est en contact direct avec l'aquifère alluvial de St-Laurent-du-Pont.

La fracturation nous a montré des fractures subméridiennes, contemporaines de la karstification et donc souvent élargies par dissolution. Elles dirigent les écoulements dans la zone d'infiltration (surtout dans la partie occidentale du massif : fissures très ouvertes dans ce secteur). Le réseau de drainage à l'intérieur du système karstique est construit préférentiellement selon leurs directions.

A titre d'exemple, nous avons reproduit sur les figures 50 et 51



la topographie des deux seuls réseaux pénétrables du massif. Ce sont les grottes des émergences de St-Aupre et de Pierre Chave. Elles confirment la présence d'une zone noyée qui complique le cheminement des spéléologues. La grotte de St-Aupre montre des directions de chenaux selon les directions de fractures oligocènes.

Les fractures de cisaillement post-miocènes, intervenant après la karstification, délimitent des unités qui possèdent leurs caractères propres.

Dans la partie orientale du massif (essentiellement le secteur de St-Robert) elles participent aux infiltrations en raison de leur densité et leurs ouvertures plus importantes.

B - HYDRODYNAMIQUE KARSTIQUE

1) Choix des sources étudiées

a) Répartition des sources du chaînon du Ratz

Des observations sur toutes les émergences du massif ont été faites à l'étiage (mesures les 2 et 3 octobre 1980). Elles concernent le débit et la température et portent sur 43 sources *. Les résultats, notés sur la carte de la figure 52, mettent en évidence :

- des sources issues de petites nappes dans la couverture quaternaire. Elles tarissent à l'étiage. Leurs eaux s'infiltreront vers les calcaires sous jacents,

- des sources issues de la molasse. Leurs débits sont toujours très faibles. Elles sont nombreuses à proximité du contact molasse-calcaire en limite de la vallée de St-Laurent-du-Pont. Leurs eaux sont responsables des glissements de terrain dans la molasse marneuse. Elles émergent à la faveur d'une faille post-miocène qui draine, dans le secteur occidental du chaînon, une partie des eaux du karst noyé,

- de nombreuses émergences karstiques

. celles qui présentent des températures élevées (plus proches de la température de l'air) ont des débits très faibles à l'étiage. Elles sortent au niveau d'une diaclase ou bien à la faveur d'un joint de stratification. Elles semblent provenir de l'égouttage des eaux dans la zone de transfert du karst (ou zone d'infiltration).

. Les eaux émergent à plus faible altitude et au niveau du remplissage alluvial des vallées ont des températures plus faibles et constantes et des débits plus importants ce qui tend à prouver qu'elles se trouvent en contact avec le réseau noyé.

On remarque, sur le versant occidental, que l'altitude des émergences diminue du Nord vers le Sud. Elle semble marquer le gradient de la zone noyée.

* L'inventaire des sources a été établi par O. SIEFRIDT et Ph. PULICANI (1979).

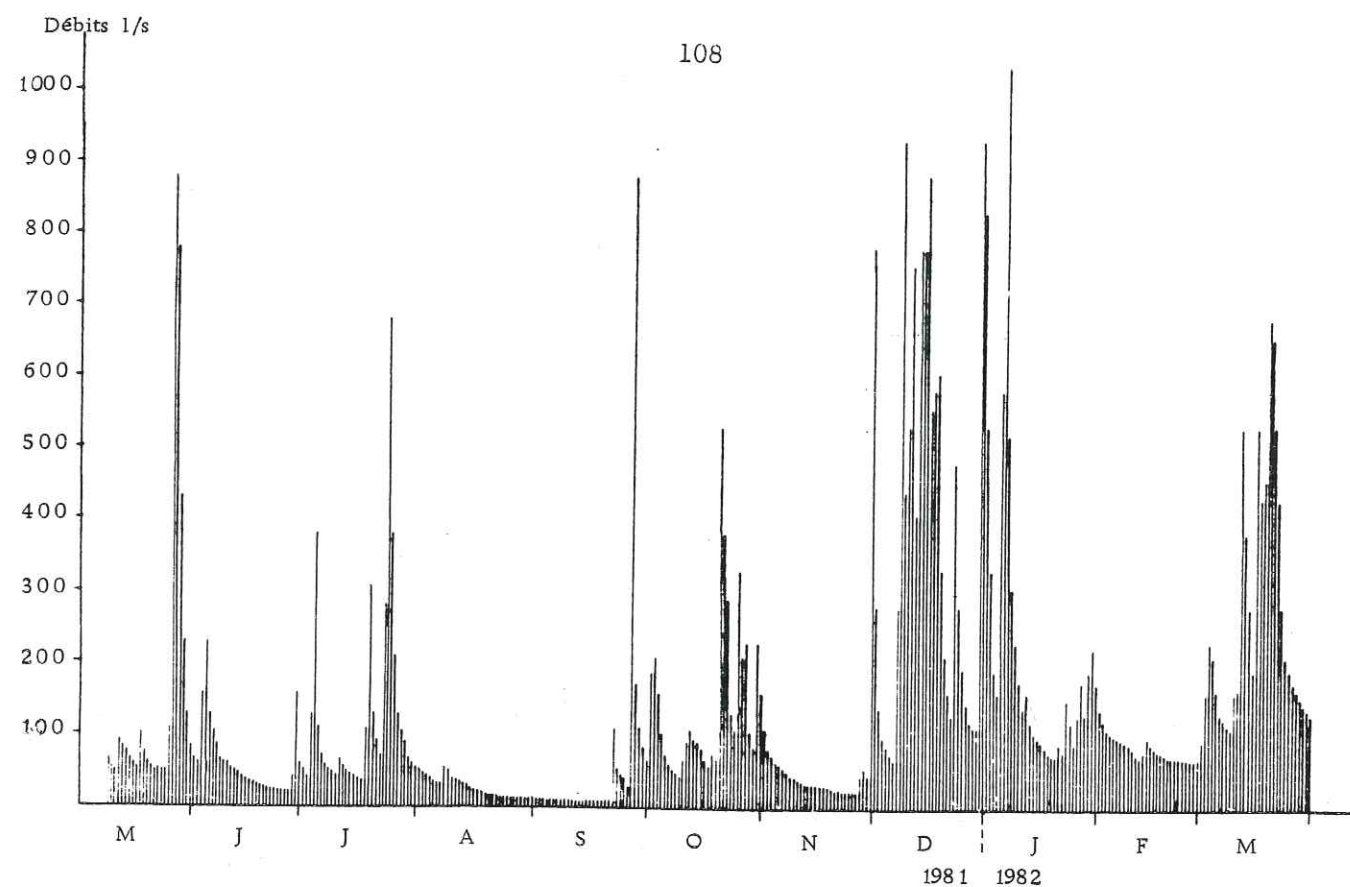


Fig 53 : DEBIT MOYEN JOURNALIER DE LA SOURCE DE PIERRE CHAVE

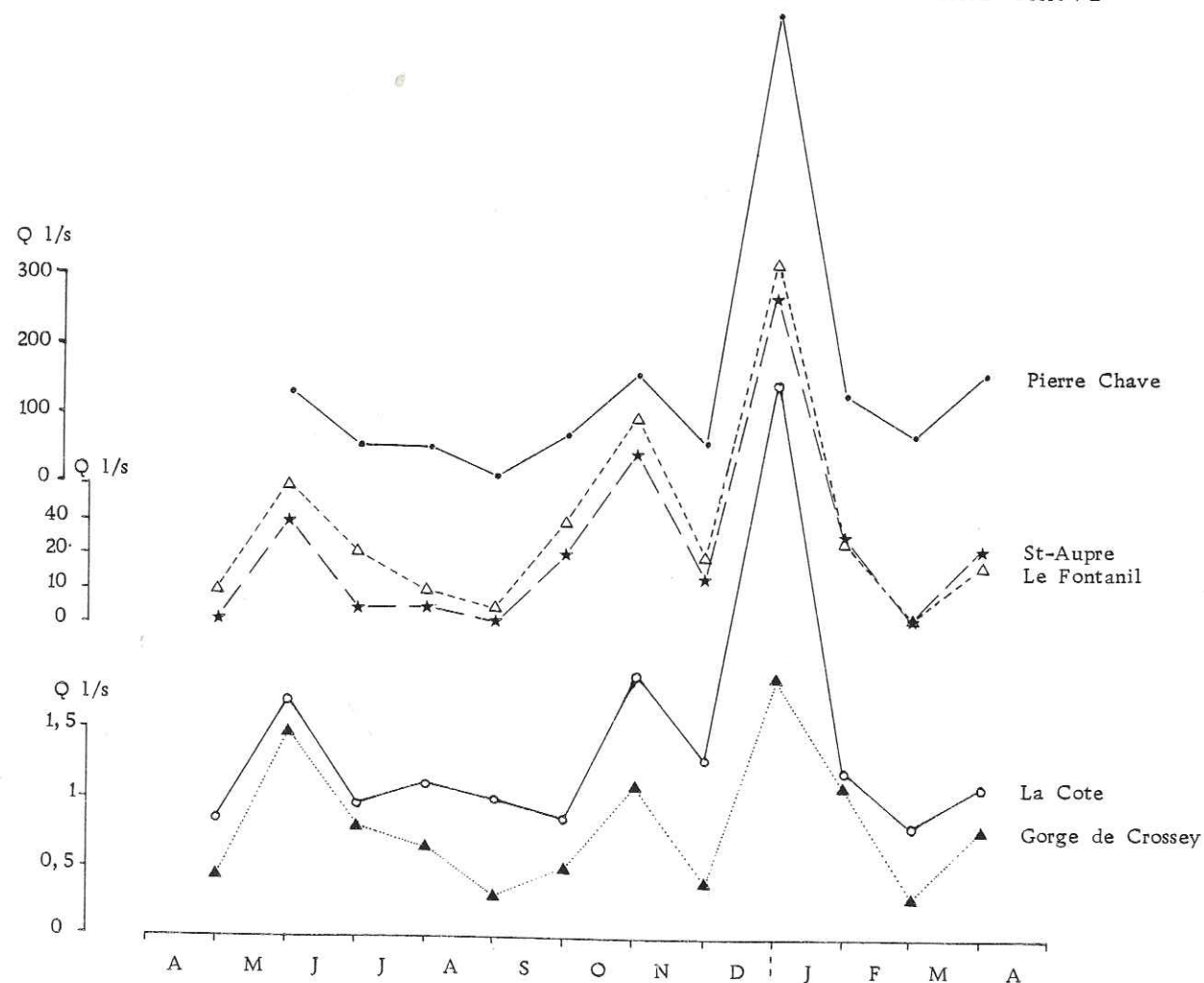


Fig 54 : COMPARAISON DES DEBITS MESURES MENSUELLEMENT AUX DIFFERENTES SOURCES DU CHAÏNON DU RATZ.

L'addition des débits aux émergences par secteur géographique montre les résultats suivants :

- dans la partie septentrionale du chaînon du Ratz (au Nord de St-Roch) :

$$Q = 23,5 \text{ l/s} \quad Q \text{ spécifique} = 2,6 \text{ l/s/km}^2$$

- dans la partie centrale :

$$Q = 3 \text{ l/s} \quad Q \text{ spécifique} = 0,6 \text{ l/s/km}^2$$

- dans le secteur de St-Robert et des gorges de Crossey :

$$Q = 4,5 \text{ l/s} \quad Q \text{ spécifique} = 2 \text{ l/s/km}^2$$

On note une mauvaise répartition des débits au sein du massif :

. le fort débit spécifique calculé dans la partie septentrionale du massif est dû, d'une part à une épaisseur plus importante des calcaires urgoniens (réservoir karstique plus important) et à l'absence de surface de contact avec un aquifère alluvial,

. le faible débit spécifique calculé dans la partie centrale du massif est dû, d'une part aux apports souterrains vers l'aquifère alluvial de la vallée de la Morge, et d'autre part aux écoulements au sein des calcaires, en direction du secteur de St-Robert (écoulements tels que nous les avons définis précédemment).

b) Les sources étudiées

Nous avons suivi l'évolution au cours de l'année des caractères physicochimiques de 5 émergences karstiques réparties uniformément sur tout le massif :

. 2 sur le versant occidental :

- la source de Pierre Chave qui donne naissance à la Morge. Son débit est le plus important du secteur étudié. Ses eaux sont captées pour la commune de Miribel Les Echelles,

- la source de St-Aupre, captée pour le village.

. 2 sur le versant oriental :

- la source du Fontanil. Ses eaux émergent au contact des calcaires massifs urgoniens et des calcaires marneux à Orbitolines à la faveur d'un joint de stratification,

- la source de la côte dans le secteur de St-Robert.

. 1 dans les gorges de Crossey :

- "source des gorges". Elle émerge à l'intersection d'une diaclase verticale et d'un inter banc. Son débit ne dépasse pas 2 l/s.

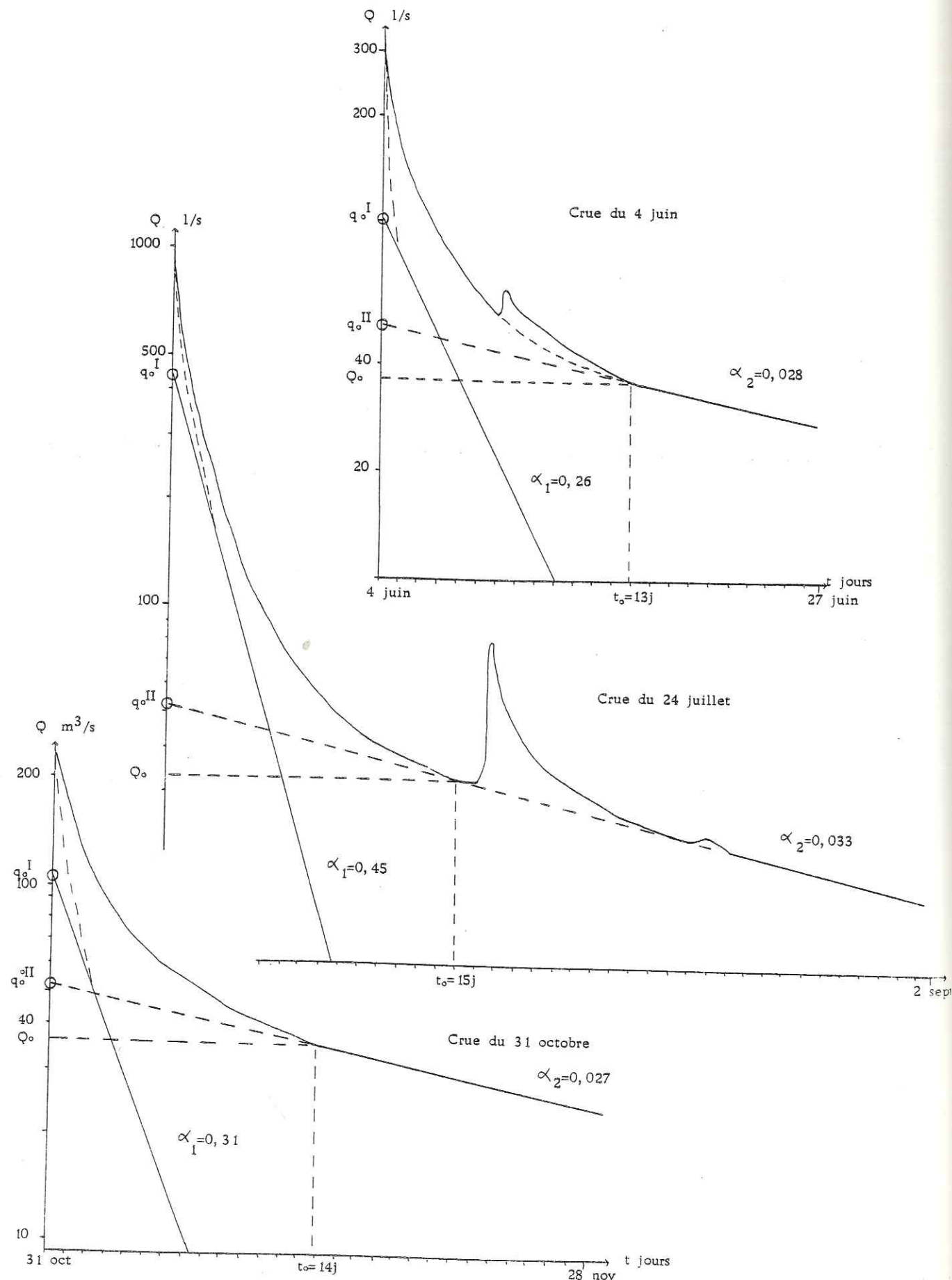


Fig 55 : COURBES DE TARISSEMENT DE LA SOURCE DE PIERRE-CHAVE.

Chacune des émergences caractérise une des unités définies par le découpage structural et tectonique du chaînon du Ratz.

Nous avons installé un limnigraphe à la source de Pierre Chave au cours du mois de Mai 1981. L'évolution annuelle des débits moyens journaliers (fig. 53) permet les remarques suivantes :

- le débit minimum enregistré est de 10 l/s (13 et 14 septembre 1981).

- Les crues sont très marquées et s'amortissent rapidement.

- Le rapport entre les valeurs extrêmes est très élevé :

$$\frac{1030 \text{ l/s}}{10 \text{ l/s}} = 103$$

Les débits des quatre autres sources ont été mesurés au début de chaque mois. Leur courbe de variation (fig. 54) montre les mêmes tendances évolutives. Toutes ces eaux semblent provenir du même aquifère. Les sources fonctionnent comme des trop-pleins. Mais nous verrons qu'elles ne réagissent pas forcément en phase au cours d'une crue, puisque leurs bassins versants ont des caractéristiques différentes.

2) Analyse des hydrogrammes de crue

a) Décomposition des hydrogrammes de la source de Pierre Chave

Les périodes choisies pour l'analyse du régime de tarissement de la source de Pierre Chave sont les suivantes :

- du 4 Juin au 27 Juin 1981 = 23 jours
- du 24 Juillet au 2 Septembre 1981 = 40 jours
- du 31 Octobre au 28 Novembre 1981 = 28 jours

Ce sont les seuls tarissements que nous pouvons différencier pendant la durée d'enregistrement.

On remarque que de faibles précipitations surviennent au cours de deux de ces périodes. Mais leur action est toujours momentanée et l'hydrogramme de la nouvelle décrue peut rattraper la courbe de tarissement au bout d'un temps plus ou moins long, comme par exemple aux mois de Juin et d'Août (fig. 55).

Pour déterminer la loi de tarissement d'une source, la formule la plus fréquemment appliquée est celle qui admet la décroissance exponentielle du débit en fonction du temps :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (\text{formule de MAILLET})$$

où Q_0 = débit à l'instant $t = 0$ (début du tarissement)

Q_t = débit à l'instant t (temps écoulé depuis le début du tarissement, en jours)

$e = 2,718$, la base de logarithmes népériens

α = coefficient de tarissement égal à $1/T$ où T est le temps nécessaire pour que le débit initial décroisse dans le rapport de 1 à $1/e = 0,368^e$ partie de sa valeur initiale.

. En coordonnées semi-logarithmiques, cette expression est représentée par une droite dont la pente permet de calculer α .

$$\alpha = \frac{\lg Q_0 - \lg Q_t}{0,4343 t}$$

. L'intégration de la formule permet d'évaluer le stock d'eau disponible contenu dans les réserves souterraines à un instant t , à partir du débit Q_t correspondant à cet instant :

$$\text{Volume d'eau emmagasiné} = W = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt = \frac{Q_0}{\alpha} = Q_0 T$$

Il s'agit en fait du volume d'eau théorique total qui peut être restitué à la source.

Les diagrammes semi-logarithmiques (fig. 55) montrent que les débits ne s'alignent convenablement qu'au bout d'un temps assez long. La droite représente le tarissement pur en régime non influencé correspondant à l'écoulement retardé des eaux provenant du ressuyage des fissures.

La partie supérieure de l'hydrogramme donne une courbe. Elle représente en grande partie l'écoulement rapide des eaux transitées en gros conduits depuis l'alimentation jusqu'à la source et des eaux provenant de la vidange des chenaux noyés.

Théoriquement il est possible de séparer sur l'hydrogramme reporté en coordonnées semi-logarithmiques, les différentes composantes de cet écoulement.

Pour l'étude des réserves souterraines mobilisables, on ne retiendra que le tarissement lié à des chenaux. Sa courbe de décrue est représentée par une droite (C. DROGUE, 1967).

Dans cette hypothèse, le débit de tarissement à la source sera la somme des deux exponentielles :

$$Q_t = q_0^I e^{-\alpha_1 t} + q_0^{II} e^{-\alpha_2 t} \quad (\text{fig. 55})$$

De même le volume initial disponible sera :

$$W_0 = W_0^I + W_0^{II} = \left(\frac{q_0^I}{\alpha_1} + \frac{q_0^{II}}{\alpha_2} \right) \cdot 86400$$

Aussi on peut déterminer le coefficient α et les volumes d'eau évacués pendant le temps $t-t_0$ correspondant à chaque mode d'écoulement

. capacité d'emmagasinement des chenaux :

$$W_c = \frac{q_0^I - q_t}{\alpha_1}$$

. capacité d'emmagasinement des fissures :

$$W_f = \frac{q_0^{II} - q_t}{\alpha_2}$$

Le tableau suivant donne les résultats pour les trois périodes choisies :

	Q_0 l/s	t_0 jours	W $\times 10^4 \text{ m}^3$	Vidange des chenaux		Ressuyage des fissures	
				α_1	W_c $\times 10^4 \text{ m}^3$	α_2	W_f $\times 10^4 \text{ m}^3$
crue du 4 Juin	36	13	19,53	0,26	3,49 32 %	0,028	7,41 68 %
crue du 24 Juillet	33	15	30,65	0,45	9,26 38 %	0,033	15,22 62 %
crue du 31 Octobre	35	14	19,57	0,31	2,93 25 %	0,027	8,96 75 %

Discussion des résultats

En échelle semi-logarithmique nous constatons deux phases qui traduisent deux types d'apports différents :

1) une vidange rapide par des chenaux, l'écoulement se faisant à l'approche de la source, au-dessus de la zone saturée. La fracturation joue un rôle important dans ce drainage vers la source. Les coefficients de tarissement très homogènes d'une crue à l'autre confirment la thèse d'un karst développé et bien organisé. Le volume d'eau évacué durant une crue par ces chenaux est de l'ordre de 30 % du volume écoulé à la source. Ce pourcentage dépend de la charge de l'aquifère au début de la crue et bien sûr de l'importance de cette dernière.

2) Une vidange plus lente et retardée à la fois par le plaquage morainique mais aussi en raison de l'importante nappe de fissures au sein de la masse des calcaires argoniens où les vitesses de circulation sont très faibles. Son coefficient de tarissement varie très peu entre les crues étudiées. On remarque surtout l'homogénéité du débit Q_0 et du temps t_0 au début du tarissement. Ces observations mettent en évidence le fonctionnement de la source comme un trop-plein du karst noyé.

b) Comparaison des hydrogrammes entre différentes sources du massif

Pour tenter d'apprécier les caractères de l'écoulement à l'échelle du massif nous avons effectué des mesures physiques et chimiques au

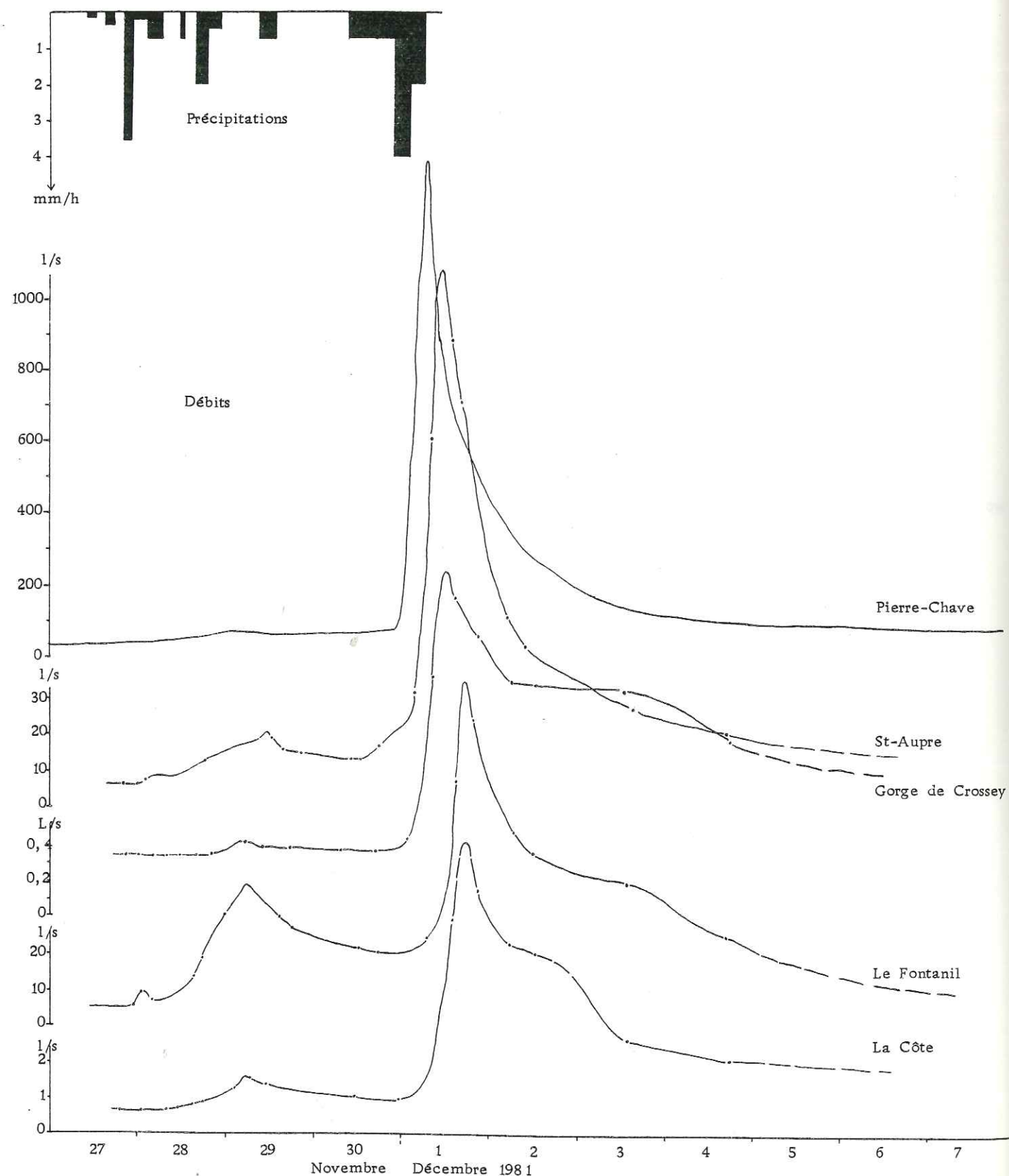


Fig 56 : HYDROGRAMMES DE CRUE DES EMERGENCES IMPORTANTES DU CHAINON DU RATZ.

cours d'une crue sur les différentes émergences citées précédemment.

La crue choisie est caractéristique du début du cycle (fin de l'étiage de Novembre : voir les débits moyens journaliers à la source de Pierre Chave, fig. 53). Elle est marquée par deux épisodes pluvieux :

1) du 27 Novembre à 10h au 28 Novembre à 23h = 22 mm

2) du 30 Novembre à 10h au 1er Décembre à 6h = 31,6 mm.

Les jaugeages et les prélèvements ont été effectués en moyenne toutes les 5 heures.

Dans ce paragraphe on ne s'intéresse qu'aux variations de débit (fig. 56).

. Les premières précipitations ne provoquent qu'une faible augmentation de débit aux sources. L'eau infiltrée recharge à la fois les petites nappes de la couverture morainique et les réserves du karst noyé.

A Pierre Chave, le débit varie de 30 à 70 l/s.

. Le deuxième épisode pluvieux provoque au contraire une forte variation : à Pierre Chave, le débit passe de 50 à 1380 l/s en 10h. La forme de l'hydrogramme nous indique qu'une charge rapide est suivie d'une décrue rapide aux sources de Pierre Chave et de St-Aupre.

La décrue des autres émergences, situées sur le versant oriental du massif, montre un phénomène particulier. Il y a inflexion de la courbe avec un début de tarissement, puis un retour à une décrue plus rapide. Ce phénomène est significatif aussi bien pour des faibles débits, comme aux sources de la Côte et des Gorges, que pour des plus forts débits comme au Fontanil.

On peut l'interpréter comme l'arrivée d'eau venant d'un bassin éloigné par circulation souterraine. Il confirme la thèse de l'écoulement de la zone noyée en direction du Sud. Aux précipitations tombant à proximité de la source, s'ajoutent les eaux provenant du Nord.

L'interprétation précise de ces courbes est rendue difficile par la présence des plaquages morainiques sur les calcaires qui peuvent aussi être responsables des apports différés.

La comparaison des différents hydrogrammes permet de constater un autre phénomène : le décalage des pointes de crue entre la source de Pierre Chave et les autres émergences.

Pour les sources situées sur le versant oriental, il est possible d'incriminer un retard des précipitations par rapport au versant opposé. En effet le manque de réseau de pluviographes ne nous permet pas de préciser l'homogénéité ni la répartition spatiale de l'averse (pluie enregistrée à St-Aupre-500 m- à l'aide d'un pluviographe à auget basculeur).

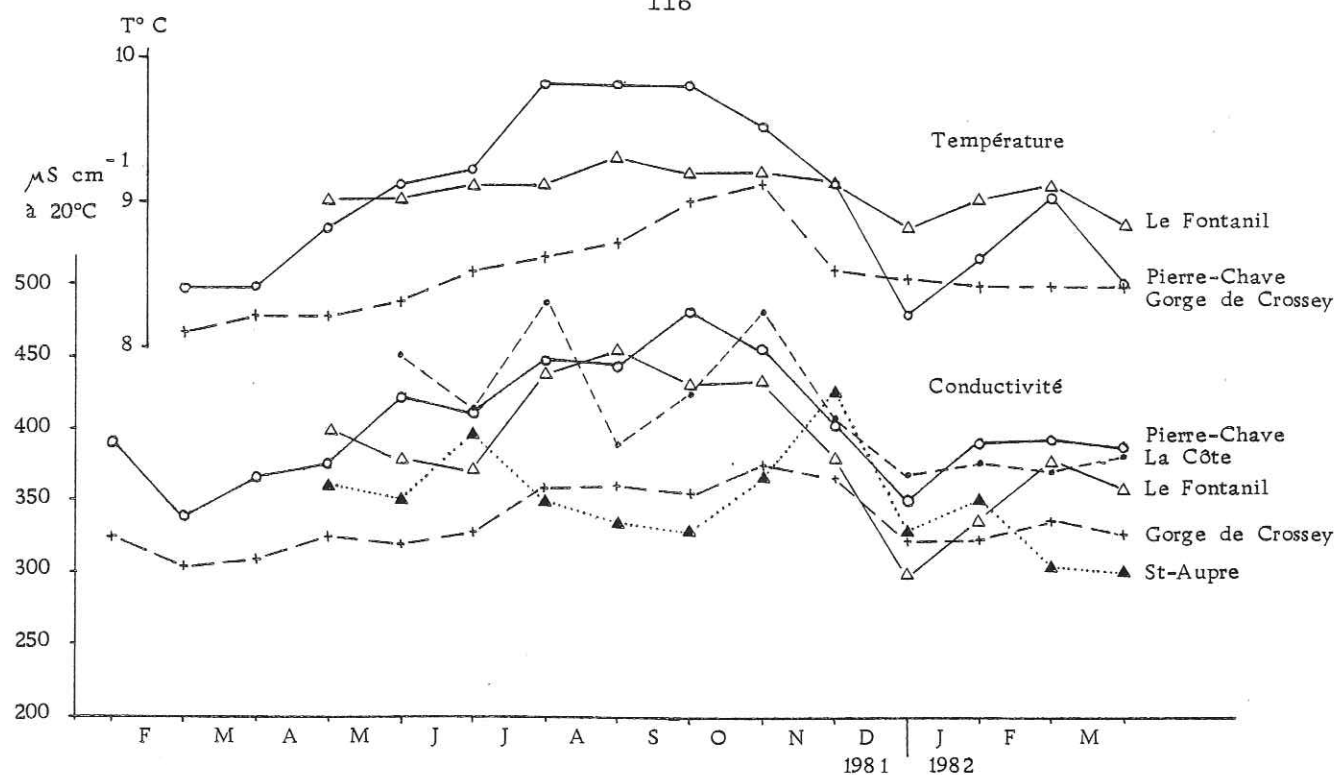


Fig 57 : VARIATIONS DE LA CONDUCTIVITE ET DE LA TEMPERATURE DES EAUX DU CHAINON DU RATZ (mesures mensuelles).

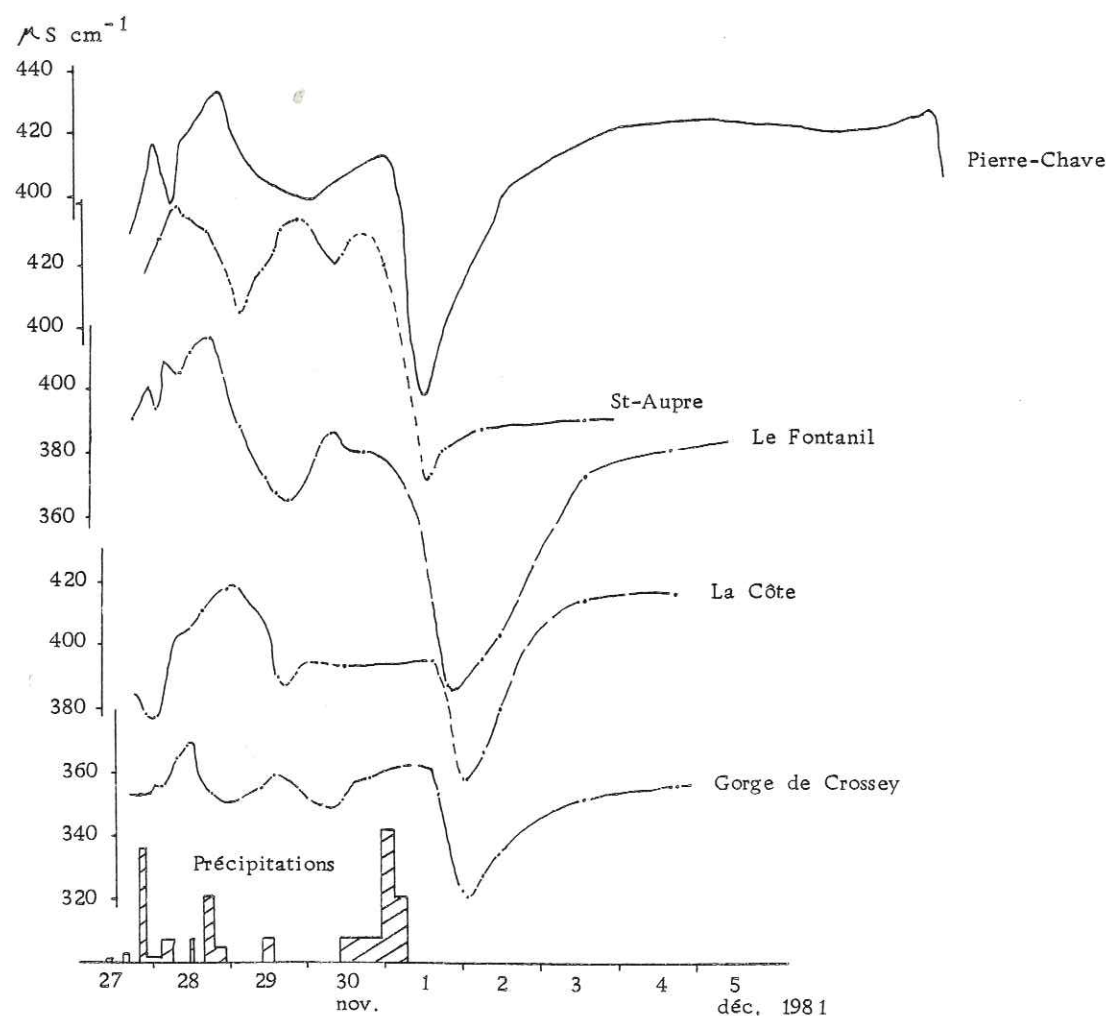


Fig 58 : VARIATIONS DE LA CONDUCTIVITE AU COURS D'UNE CRUE DE DEBUT DE CYCLE.

Par contre il semble que le temps de réponse plus long à St-Aupre soit essentiellement dû à une montée de la crue plus lente qu'à Pierre Chave. Ce décalage peut être provoqué par des vitesses de circulations plus lentes liées à un réseau de joints et de diaclases peu élargis par dissolution dans la zone de saturation ou un transfert moins rapide par les chenaux, qui doivent être plus développés vers l'amont (eaux plus agressives à Pierre Chave).

Ces observations rejoignent celles émises précédemment à savoir : une zone noyée contenue dans les calcaires qui s'écoulent préférentiellement vers le Sud et dont les circulations sont très lentes. Sa recharge est retardée par les plaquages morainiques qui colmatent la surface des calcaires.

Pour mieux comprendre cette hétérogénéité spatiale de l'aquifère karstique dont la connaissance est primordiale pour la définition des conditions aux limites des aquifères alluviaux, nous avons complété l'analyse des débits par une étude du comportement des indicateurs physiques et chimiques.

C - LES CARACTERES HYDROCHIMIQUES DES EAUX DU KARST

La démarche suivie pour cette étude est la même que pour l'analyse des débits :

. dans un premier temps nous comparerons les variations saisonnières de la minéralisation entre différentes sources,

. dans un deuxième temps on tentera de trouver les causes de ces variations par l'analyse de l'évolution du chimisme des eaux au cours d'une crue.

1) Variations saisonnières de la minéralisation (fig. 57)

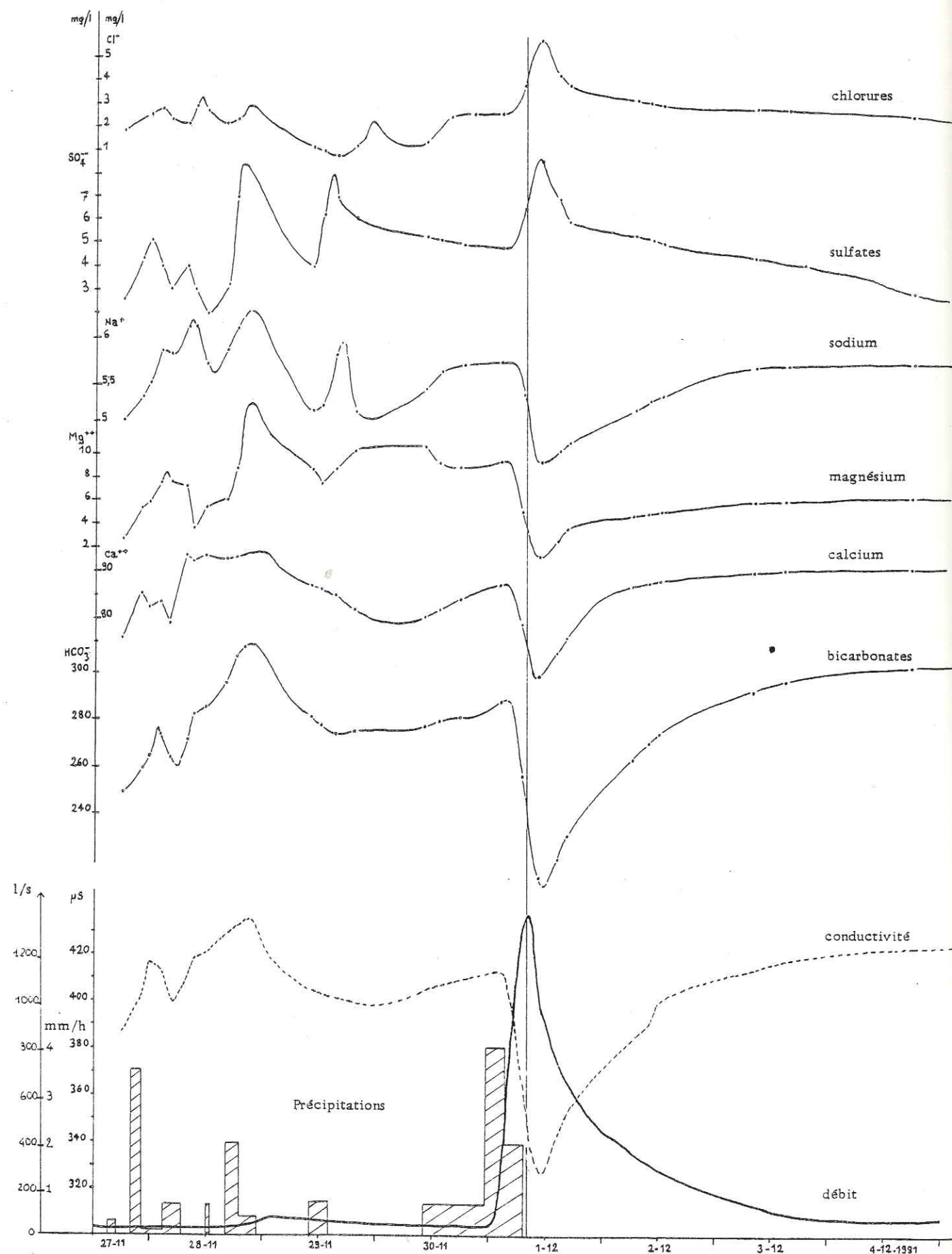
Les variations de la minéralisation en fonction du temps présentent deux aspects :

- un aspect d'ordre général montrant l'augmentation de la conductivité durant la période d'étiage. C'est "l'aspect structuré" défini par M. BAKALOWITZ (1979). Cette variation est bien marquée aux émergences de Pierre Chave, le Fontanil, gorges de Crossey. On remarque cependant sur cette dernière source, un décalage dans le temps du "pic" de conductivité, celui-ci intervenant après les autres sources. Ce déphasage est beaucoup mieux marqué dans l'évolution des températures.

Toutes les sources ne suivent pas cette évolution. Les eaux de St-Aupre montrent le phénomène inverse : une diminution de la minéralisation pendant les mois d'étiage.

La baisse de la conductivité et de la température au mois d'Octobre ou de Novembre selon la position des émergences confirme la relation existant avec les événements hydrologiques. En effet, cet écoulement

Fig 59 : VARIATIONS DES CARACTERES CHIMIQUES A PIERRE-CHAVE LORS D'UNE CRUE DE DEBUT DE CYCLE (27 NOVEMBRE AU 5 DECEMBRE 1981).



brusquement accru d'eau ayant séjourné peu de temps dans l'aquifère coïncide avec la recharge de la zone noyée ; celle-ci ayant atteint sa capacité maximale, les eaux d'infiltrations sont "poussées" jusqu'à l'exutoire.

- un "aspect aléatoire" qui se manifeste par des variations imprévisibles de la conductivité sans qu'il y ait de corrélation avec les débits (source du Fontanil). Cette évolution dépend à la fois des caractères différents du bassin d'alimentation de la source et de l'instant de la mesure (régime influencé ou période de tarissement). Cette observation met en doute la représentativité de notre échantillonnage mensuel. Aussi pour pallier à ce défaut, nous avons analysé l'évolution de la minéralisation au cours d'une crue.

2) Variations du chimisme au cours d'une crue

On peut suivre l'évolution de la conductivité des cinq émergences étudiées sur la figure 58.

La conductivité des eaux de la source de Pierre Chave a pu être mesurée en continu pendant la durée de la crue à l'aide du conductivimètre enregistreur "Ponselle".

Les variations des teneurs en ions des eaux de Pierre Chave sont données sur la figure 59.

a) Variations de la conductivité

. 1er épisode pluvieux : la minéralisation croît rapidement dès les premières pluies. Elle est marquée par deux pics correspondant aux différences d'intensité des précipitations. Son maximum précède la pointe de crue.

L'eau en réserve dans le système karstique, soit dans la zone d'infiltration (vasques d'eau stagnantes dans les drains) soit dans la zone saturée, est chassée par les premières eaux infiltrées (effet de piston flow).

. 2ème épisode pluvieux : il débute par une augmentation lente de la minéralisation suivie d'une brusque diminution. Le minimum est atteint après la pointe de crue.

La deuxième vague de précipitations pousse à son tour les eaux des réserves qui sont cette fois beaucoup moins minéralisées sous l'effet des premières eaux filtrées.

On remarque ainsi que la présence d'un axe de circulation rapide dans le karst s'oppose à toute homogénéisation des eaux provenant des réserves.

Les eaux faiblement minéralisées correspondent en effet aux eaux transitées par les chenaux (montée et décrue rapides du débit).

Cette structure dans l'écoulement semble homogène à l'échelle du massif : les variations de la conductivité des autres émergences karstiques

(fig. 58) montrent une évolution semblable.

b) variations des teneurs en ions à Pierre Chave

Les teneurs des principaux ions analysés suivent pour la plupart les variations de la conductivité. C'est surtout le cas des bicarbonates et du calcium, ce qui est normal, car ces ions représentent plus de 90 % de la minéralisation totale des eaux de Pierre Chave.

Par contre, les anions SO_4^{2-} et Cl^- montrent une évolution tout à fait différente : ils ne présentent pas de minimum et se manifestent, lors du deuxième épisode pluvieux, par une augmentation de leurs teneurs. Il semble que ces ions trouvent leur origine dans les eaux de pluie et dans le lessivage des sols à proximité de la surface ; l'évapotranspiration pendant la période d'étiage précédant la crue, a probablement provoqué la reconcentration des chlorures au niveau de la zone non saturée et dans les petites nappes peu profondes de la couverture morainique des calcaires.

Les faibles oscillations positives de la conductivité et des teneurs en ions pendant le premier épisode pluvieux illustrent parfaitement la notion de transfert de charge, le transit dans le drain s'étant limité au déplacement d'un petit volume qui y était déjà contenu.

Les fortes variations de teneurs en sulfates semblent montrer que ce volume a été constitué pendant la période d'étiage précédant la crue par les infiltrations des nappes de la couverture morainique.

Dans tous les cas, les variations simultanées des différents ions aux précipitations indiquent l'arrivée à l'exutoire d'eaux ayant transité très rapidement depuis la surface de la zone non saturée jusqu'à la zone saturée.

Conclusion

L'évolution temporelle des différents caractères physiques et chimiques observée sur les trop-pleins a permis de préciser la géométrie et le fonctionnement du système karstique.

Les variations de débit à l'échelle de l'année ou à l'échelle de la crue montrent une transmission rapide de l'impulsion à travers la zone non saturée et un écoulement plus lent (au volume d'eau beaucoup plus important) dû à la vidange des réserves et à l'infiltration retardée des eaux contenues dans les dépôts morainiques de surface.

Les variations du chimisme rendent compte du temps de séjour des eaux dans les différentes zones de l'aquifère karstique. Elles confirment la présence d'axe de circulation rapide dans la zone non saturée qui s'oppose au mélange des eaux de la réserve.

On peut schématiser la structure et le fonctionnement du système karstique de la façon suivante :

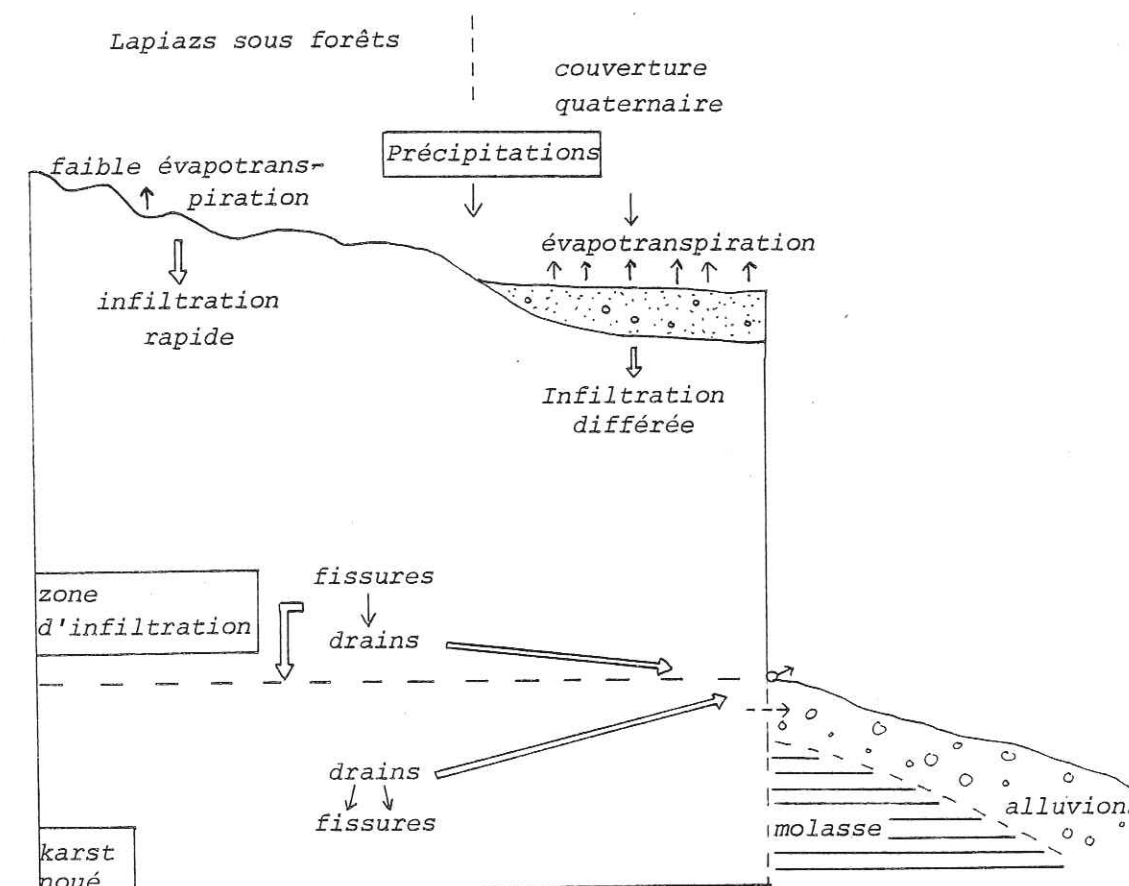


Fig. 60 : schéma fonctionnel de l'aquifère karstique

La variabilité spatiale des différents caractères physiques et chimiques observée sur plusieurs émergences montre que la structure et le fonctionnement de l'aquifère karstique sont homogènes à l'échelle du massif.

Les observations effectuées pendant les crues mettent en lumière la rapidité du temps de transit des eaux de la surface à l'exutoire. Le déphasage entre la réponse hydrodynamique et la réponse chimique est, à l'évidence, provoqué par l'existence du volume d'eau contenu au niveau de la zone non saturée et notamment du drain. Il correspond au volume d'eau déterminé par l'étude des hydrogrammes. Ce volume n'est bien entendu pas constant au cours des saisons. Il semble, en outre, dépendre des infiltrations des nappes de la couverture quaternaire des calcaires.

CHAPITRE 5

ETUDE HYDROCLIMATIQUE

- I LES DONNÉES CLIMATIQUES
- II L'ÉVAPOTRANSPIRATION
- III HYDROLOGIE DES COURS D'EAU

L'étude hydrodynamique des eaux souterraines doit être précédée par une analyse des conditions climatiques et hydrologiques régionales et locales.

- Dans un premier temps, il faut définir les modalités d'alimentation des nappes par les précipitations. On cherchera ainsi, par le biais de formules climatologiques à évaluer la quantité d'eau pluviale susceptible d'atteindre les aquifères (précipitations efficaces) et aussi à connaître leur répartition dans le temps. Ce sont ces paramètres qui imposent le régime des eaux souterraines.

L'influence importante du massif de la Chartreuse nous oblige, pour plus de précisions à différencier dans les calculs, les deux vallées étudiées.

- Le deuxième élément indispensable concerne le régime des cours d'eau. L'abondance des zones marécageuses nous conduit à faire une analyse particulière du drainage. Pour l'étude hydrodynamique de la nappe dans la vallée de St-Laurent-du-Pont, deux informations seront nécessaires : débit et cote des lignes d'eau des rivières.

I - LES DONNEES CLIMATIQUES

Les renseignements recueillis proviennent des stations de la Météorologie Nationale de :

- Chirens, l'Arsenal (463 m)
- St-Laurent-du-Pont (475 m)
- St-Pierre-de-Chartreuse, Le Couvent (945 m).

Elles ont l'avantage de présenter :

- . Un étalement Ouest-Est selon la direction des vents dominants,
- . un étagement en altitude,
- . des données pluviométriques sur une période commune de 30 ans qui permettent une analyse statistique sérieuse.

Pour compléter ce réseau pendant les années 1980 et 1981 qui couvrent la période de notre étude, 5 nouveaux appareils ont été installés :

- 4 tubes totaliseurs répartis à différentes altitudes dans la région étudiée,
- 1 poste climatologique, placé à St-Aupre contre le versant occidental du chaînon du Ratz et à l'altitude moyenne du bassin versant de la Morge (500 m). Cette station est équipée d'un pluviographe enregistreur à augets basculants d'une surface réceptrice de 2 000 cm² et d'un pluviographe enregistreur.

A - LES PRECIPITATIONS

1) Répartition régionale

. Située sur la bordure occidentale du massif de la Chartreuse, la région est exposée aux vents dominants humides venant de l'Ouest.

La pluviométrie de l'avant-pays de Chartreuse est élevée : 1 200 à 1 800 mm par an, comme le montre la carte des isohyètes établie pour la période de 1956 à 1965. (fig. 64)

Ces valeurs renforcent le caractère de transition de la région partagée entre le Bas-Dauphiné où les précipitations sont minimales et les montagnes de la Chartreuse où elles peuvent atteindre 3 000 mm (valeur mesurée sur le massif du Grand Som à 1 700 m d'altitude, B. TALOUR, 1976).

. Les polygones de fréquences des hauteurs pluviométriques annuelles établies pour les années 1947-1980 (fig. 63), ne définissent aucune répartition selon une loi statistique pour les stations de Chirens et de St-Pierre-de-Chartreuse. Seul l'histogramme de St-Laurent-du-Pont montre une distribution gaussienne.

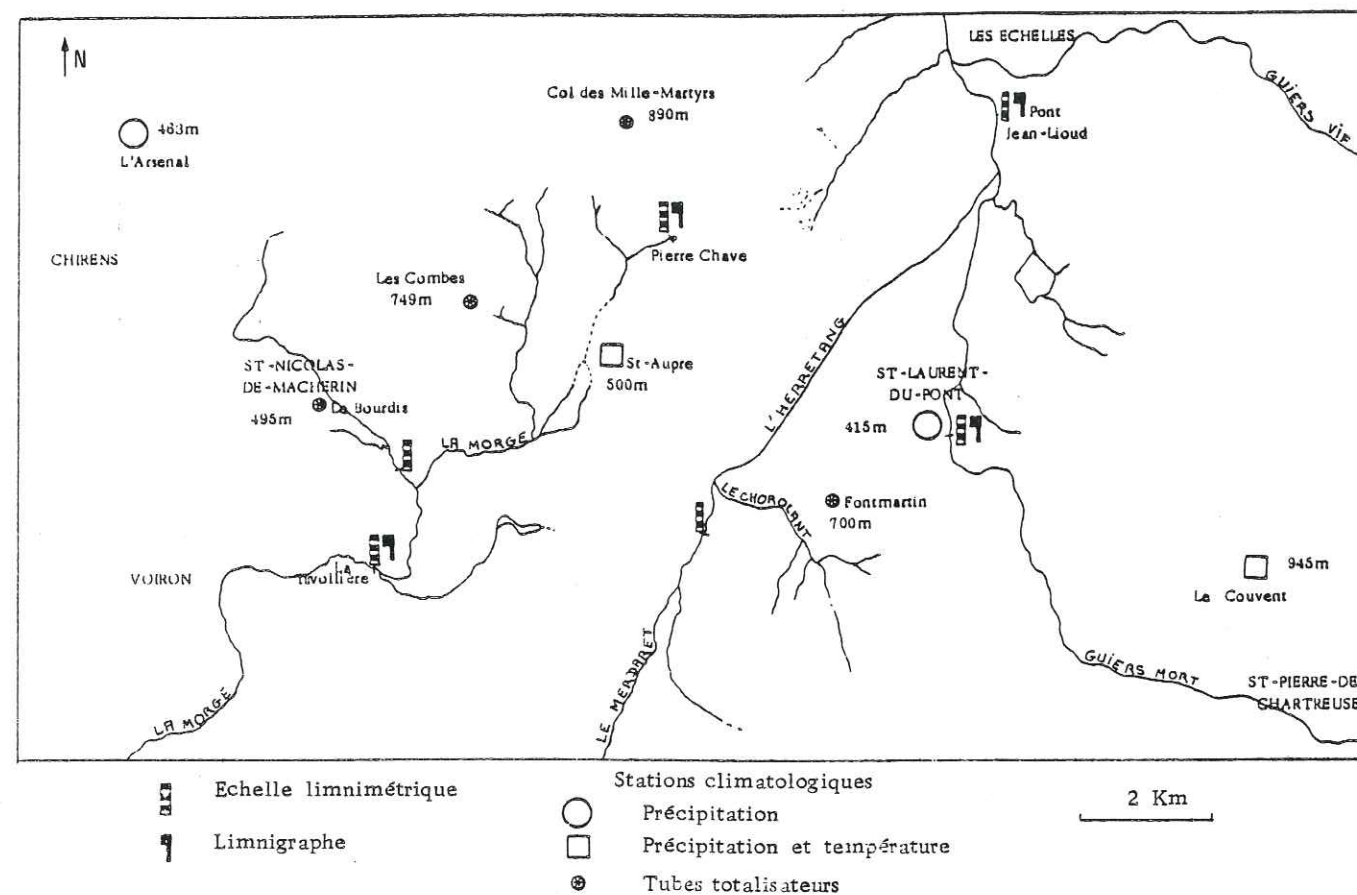
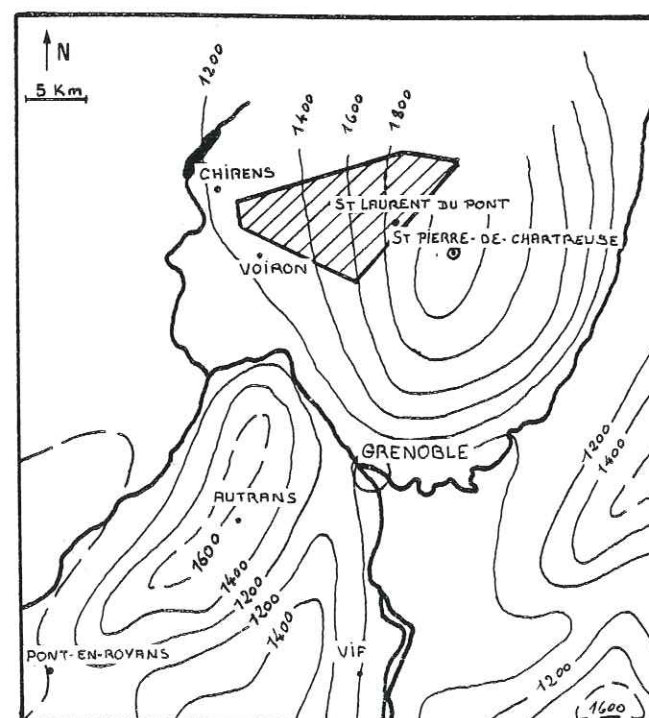


Fig 61 : RESEAU HYDROMETEOROLOGIQUE.

Fig 62 : CARTE PLUVIOMETRIQUE REGIONALE
ISOHYETES MOYENNES . 1956-1965 .

. Les pluies de l'année la plus sèche ne représentent en moyenne que 69 % du module 30 ans, et celles de l'année la plus humide 140 %.

Statistiquement l'écart entre ces deux valeurs reste constant et significatif pour toutes les stations sauf pour celle de St-Laurent-du-Pont où la baisse des précipitations pendant les années sèches est plus faible que dans les autres stations (développement de micro-climat humide dans la vallée encaissée de St-Laurent-du-Pont).

Le tableau suivant donne quelques valeurs caractéristiques des précipitations aux différentes stations de la Météorologie Nationale :

STATIONS	ALTITUDE	MOYENNE TRENTENAIRE 1951-1980	ECART TYPE	COEFFICIENT DE VARIATION
Chirens	463 m	1 221 mm	215,6	0,176
St-Laurent- du-Pont	415 m	1 589 mm	277,6	0,175
St-Pierre/ Grande Chartreuse	945 m	2 050 mm	326,6	0,16

. Les précipitations annuelles sont importantes. A titre de comparaison, il pleut en moyenne deux fois moins à St-Martin-d'Hères (1 012 mm : moyenne trentenaire - 1951-1980) qu'à St-Pierre-de-Chartreuse.

. L'altitude n'est apparemment pas la seule variable pluviométrique. On constate en effet une moyenne plus élevée à St-Laurent-du-Pont (415 m) qu'à Chirens (463 m).

2) Répartition dans le temps (module 30 ans)

a) Précipitations moyennes mensuelles

- L'histogramme (fig. 64) des précipitations moyennes mensuelles établies sur trente années (1951-1980) montre une répartition relativement homogène des pluies au cours de l'année. L'écart entre les valeurs extrêmes est de :

- . 36 % pour la station de Chirens
- . 27 % pour la station de St-Laurent-du-Pont
- . 18 % pour la station de St-Pierre-de-Chartreuse.

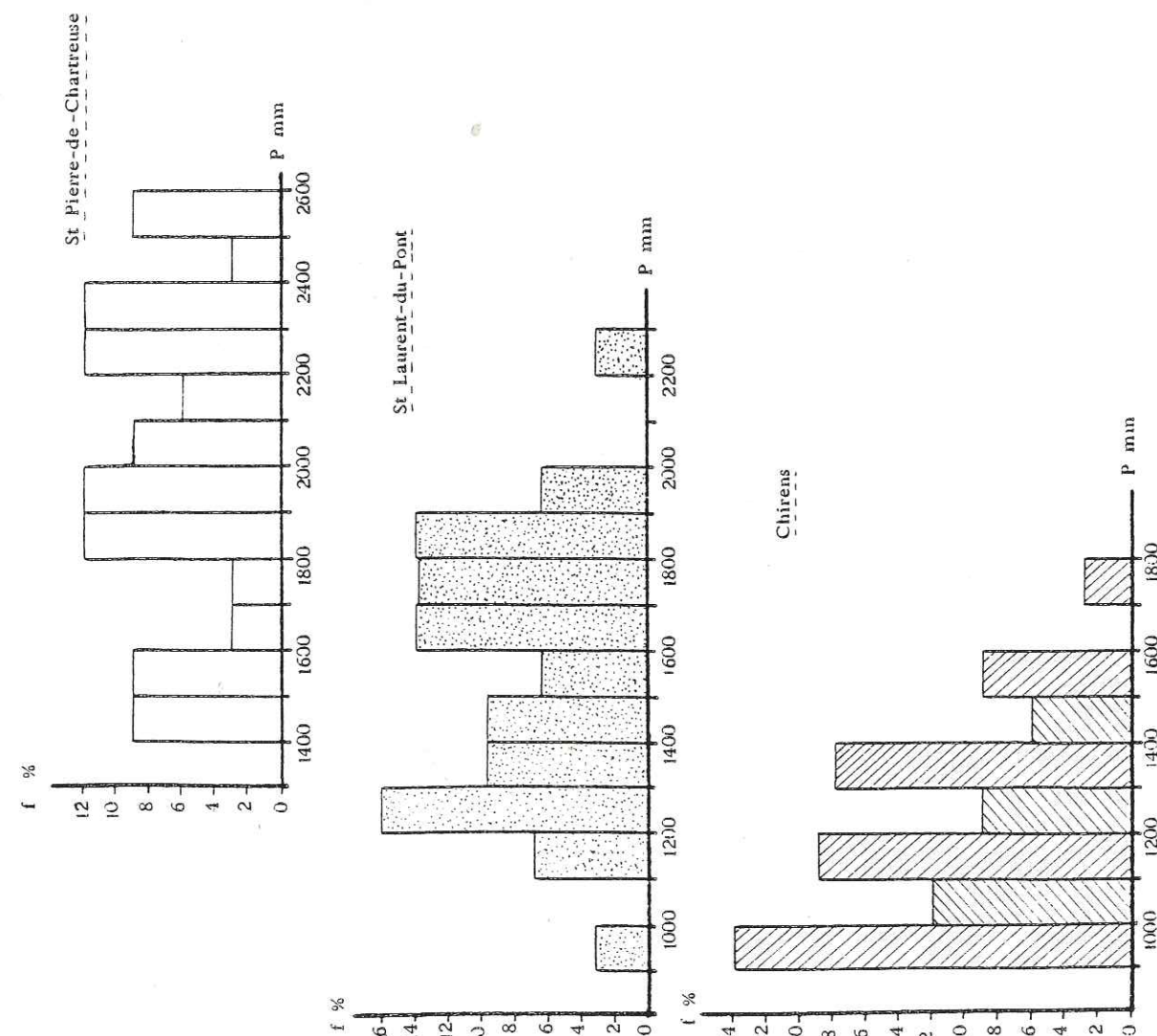


Fig 63: HISTOGRAMMES DE DISTRIBUTION DES PRÉCIPITATIONS ANNUELLES (1947-1980)

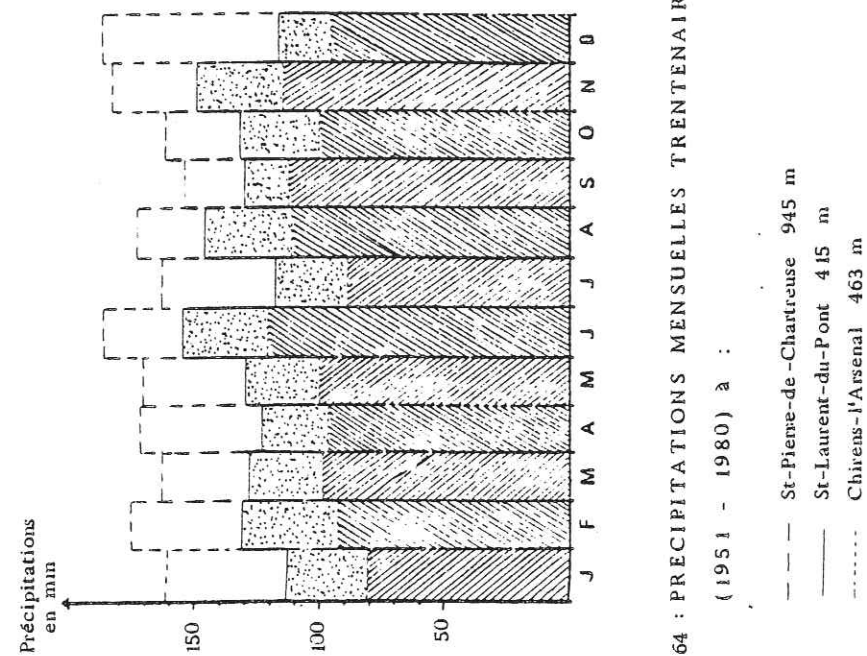


Fig 64 : PRÉCIPITATIONS MENSUELLES TRENTENAIRES (1951 - 1980) à :

— St-Pierre-de-Chartreuse 945 m
 — St-Laurent-du-Pont 415 m
 - - - Chirens-l'Arsenal 463 m

- Les hauteurs de précipitations sont élevées en été sur toutes les stations (orages).

Par contre, les minima varient d'une station à l'autre : au début de l'hiver les précipitations sont abondantes sur la Chartreuse, alors qu'elles sont minimales sur ses marges occidentales (présence d'air froid et sec).

b) Précipitations moyennes saisonnières

Elles sont calculées à partir des moyennes mensuelles trentenaires :

Stations	Printemps M.A.M.	Eté J.J.A.	Automne S.O.N.	Hiver D.J.F.	Indice
Chirens	297 (24,4 %)	322 (26,5 %)	327,8 (26,9 %)	270,5 (22,2 %)	AEPH
St-Laurent-du-Pont	382,4 (24,2 %)	420,7 (26,7 %)	412,1 (26,1 %)	362,5 (23 %)	EAPH
St-Pierre-de-Chartreuse	506,7 (24,7 %)	523,8 (25,5 %)	499,8 (24,3 %)	524,7 (25,5 %)	HEPA

Ces répartitions déterminent l'importance des pluies en été dans l'avant-pays de Chartreuse (les nombreux marécages favorisent le développement de micro-climat humide pendant cette période) et en hiver sur la Chartreuse. C'est en hiver que l'écart des précipitations entre les deux régions est le plus fort ; il est dû à la prédominance des variations altimétriques. L'analyse du module mensuel a montré que c'est en décembre que les pluies de relief sont les plus typiques ; mais, statistiquement, les indices saisonniers calculés ne sont pas très significatifs car ils évoluent souvent d'une année à l'autre.

c) Fréquence des précipitations

Le nombre moyen de jours de précipitations est annuellement voisin de :

- . 180 pour St-Pierre-de-Chartreuse
- . 135 pour St-Laurent-du-Pont
- . 155 pour Chirens

Bien entendu c'est en Chartreuse que les précipitations sont les plus fréquentes (environ 1 jour sur 2). Cependant, il pleut plus souvent à Chirens qu'à St-Laurent-du-Pont où les hauteurs de précipitations sont pourtant plus élevées.

Stations	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
St-Pierre-de-Chartreuse 945 m	201	160	221	124	157	235	250	83	116	424	187	218	2376
Fontmartin 700 m										370	162	175	
Col des Mille Martyrs 890 m	120	105	202	97	151	188	194	78	132	347	154	168	1936
St-Laurent-du-Pont 415 m	140	99	207	54	151	202	213	66	97	341	119	152	1841
Les Combes 749 m	98	104	198	75	148	159	169	76	115	305	124	145	1716
St-Aupre 500 m	110	86	191	66	129	135	162	76	117	295	112	136	1615
St-Nicolas-de-Macherin 495 m	88	75	185	60	125	132	140	73	117	263	102	112	1472
Chirens 463 m	66	66	180	56	122	129	132	87	118	256	105	103	1422

Valeurs mensuelles

Stations	Printemps M.A.M.	Été J.J.A.	Automne S.O.N.	Hiver D.J.F.	Indice
St-Pierre-de-Chartreuse	502 (21%)	568 (24%)	727 (31%)	579 (24%)	A H E P
Col des Mille Martyrs	450 (23%)	460 (24%)	633 (33%)	393 (20%)	A E P H
St-Laurent-du-Pont	412 (23%)	481 (26%)	557 (30%)	391 (21%)	A E P H
Les Combes	421 (24%)	404 (24%)	544 (32%)	347 (20%)	A P E H
St-Aupre	386 (24%)	373 (23%)	524 (32%)	332 (21%)	A P E H
St-Nicolas-de-Macherin	370 (25%)	345 (23%)	482 (33%)	275 (19%)	A P E H
Chirens	358 (25%)	348 (24%)	479 (34%)	237 (17%)	A P E H

Valeurs saisonnières

Stations	Printemps M.A.M.	Été J.J.A.	Automne S.O.N.	Hiver D.J.F.	Indice
St-Pierre-de-Chartreuse	433 (19%)	618 (26%)	565 (24%)	738 (31%)	H A E P
Fontmartin	348 (20%)	386 (23%)	460 (26%)	543 (31%)	H A E P
Col des Mille Martyrs	310 (19%)	371 (23%)	438 (27%)	494 (31%)	H A E P
St-Laurent-du-Pont	265 (18%)	328 (22%)	414 (27%)	489 (33%)	H A E P
Les Combes	306 (21%)	325 (23%)	348 (24%)	462 (32%)	H A E P
St-Aupre	279 (21%)	302 (23%)	324 (24%)	427 (32%)	H A E P
St-Nicolas-de-Macherin	279 (22%)	296 (23%)	306 (24%)	392 (31%)	H A E P
Chirens	145 (21%)	262 (23%)	286 (25%)	359 (31%)	H A E P

Valeurs saisonnières

Valeurs mensuelles

Stations	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
St-Pierre-de-Chartreuse 945 m	310	95	209	28	196	119	457	42	232	205	126	333	2354
Fontmartin 700 m	223	84	162	44	142	110	224	52	189	174	97	236	1737
Col des Mille Martyrs 890 m	187	78	126	45	139	113	205	53	188	167	83	229	1613
St-Laurent-du-Pont 415 m	198	61	126	27	112	105	187	36	177	170	67	230	1496
Les Combes 749 m	180	71	113	44	149	99	187	39	141	145	62	211	1441
St-Aupre 500 m	171	56	112	36	131	99	172	31	137	133	54	200	1352
St-Nicolas-de-Macherin 495 m	162	58	110	42	127	95	169	32	123	130	53	172	1273
Chirens 463 m	145	52	72	31	142	89	145	28	122	113	51	162	1152

Fig 65 : LES PRECIPITATIONS EN 1980

Fig 66 : LES PRECIPITATIONS EN 1981

L'ensemble des valeurs moyennes présentées indique :

- L'existence de variables pluviométriques localisées. Ainsi, on remarque que la position de la station par rapport au massif de la Chartreuse joue un rôle plus important que l'altitude.

- Une répartition uniforme des précipitations sur l'ensemble de l'année, de nature à assurer une recharge quasi permanente des nappes phréatiques.

3) Les précipitations en 1980 et 1981

Pour les années 1980 et 1981 nous disposons des données pluviométriques de quatre stations météorologiques, auxquelles s'ajoutent les données de quatre tubes totalisateurs relevées au début de chaque mois (situation : fig. 61).

a) Les valeurs annuelles

- Comparaison des précipitations annuelles 1980 et 1981 avec la moyenne trentenaire :

Stations	Moyenne trente- naire	Année d'étude		Différence avec la moyenne			
		1980	1981	1980 mm	%	1981 mm	%
Chirens	1 221	1 422	1 152	+ 201	+ 16	- 69	- 6
St-Laurent-du-Pont	1 589	1 841	1 496	+ 252	+ 16	- 93	- 6
St-Pierre-de-Chartreuse	2 050	2 376	2 354	+ 326	+ 16	- 304	+ 15

. Année 1980 : les totaux pluviométriques des trois stations présentent avec la moyenne trentenaire un excédent variant de 201 à 326 mm (d'Ouest en Est), soit 16 %.

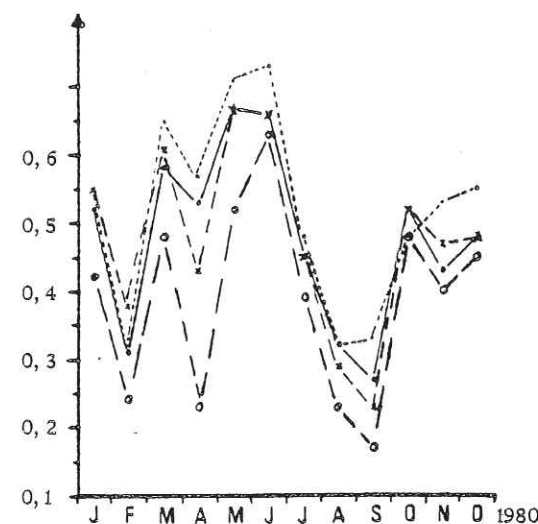
. Année 1981 : l'année 1981 est faiblement déficitaire dans les stations de vallées ; elle est par contre excédentaire dans le massif de la Chartreuse.

. Statistiquement, la moyenne de ces deux valeurs annuelles est représentative de la moyenne trentenaire :

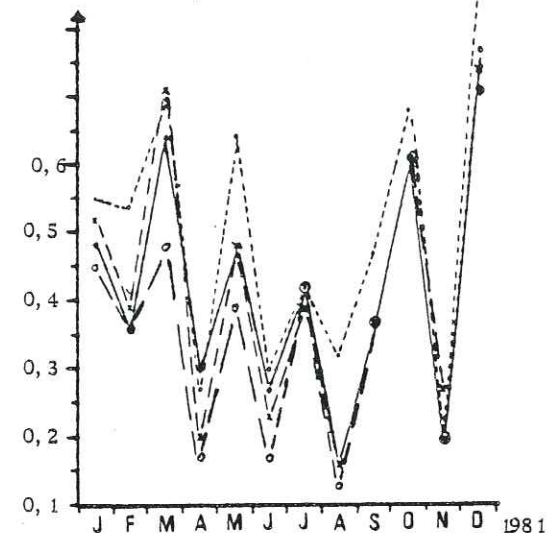
le rapport $\frac{\text{module 2 ans}}{\text{module 30 ans}} = 1,05$ pour les stations de Chirens et de St-Laurent-du-Pont

= 1,15 pour St-Pierre-de-Chartreuse

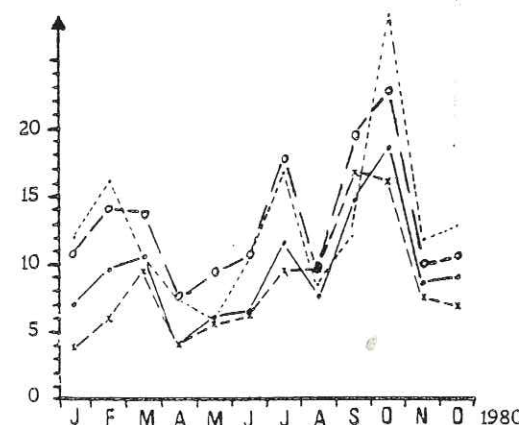
Coefficient de fréquence



Coefficient de fréquence



Coefficient d'intensité



Coefficient d'intensité

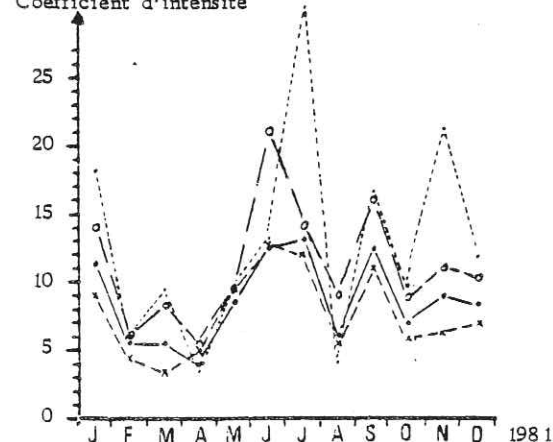


Fig 67 : EVOLUTION MENSUELLE DE L'INTENSITE ET DE LA FREQUENCE DES PRECIPITATIONS

..... St-Pierre-de-Chartreuse -o- St-Laurent-du-pont --- St-Aupre -x- Chirens

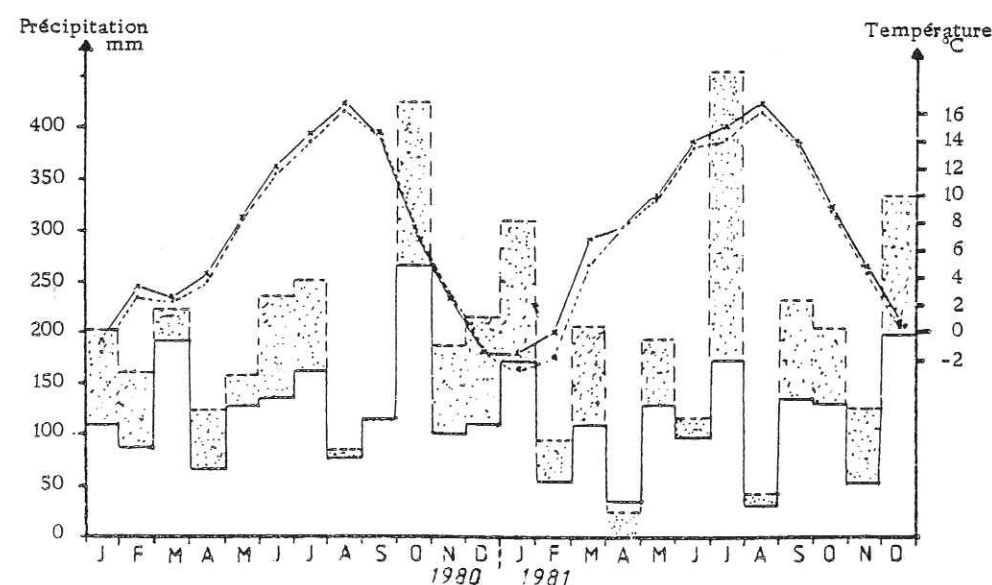


Fig 68 : PRECIPITATIONS ET TEMPERATURES MENSUELLES 80-81

— St-Aupre St-Pierre-de-Chartreuse

b) Les valeurs mensuelles

Les hauteurs de précipitations mensuelles et saisonnières des années 1980 et 1981, sont présentées sous forme de tableaux sur les figures 65 et 66.

Certaines valeurs mesurées sur les tubes totalisateurs n'ont pu être utilisées. Ce sont les valeurs entre parenthèses obtenues par corrélation avec les stations voisines afin d'avoir une année complète.

En 1980, l'automne est marqué partout par de fortes précipitations. Ceci est moins net en Chartreuse car l'hiver fut aussi très arrosé.

Le mois d'avril est partout largement déficitaire par rapport à la moyenne trentenaire, celui d'octobre particulièrement humide.

En 1981, les indices saisonniers sont les mêmes pour toutes les stations, les valeurs hivernales dominant nettement.

En Chartreuse, le mois de juillet est largement excédentaire ; partout ailleurs les précipitations sont les plus abondantes au mois de décembre.

c) L'intensité des précipitations

Sur la figure 67 nous avons représenté pour chaque année, l'évolution mensuelle des coefficients suivants :

- Coefficient de fréquence = $\frac{\text{nombre de jours de précipitations}}{\text{nombre de jours dans le mois}}$

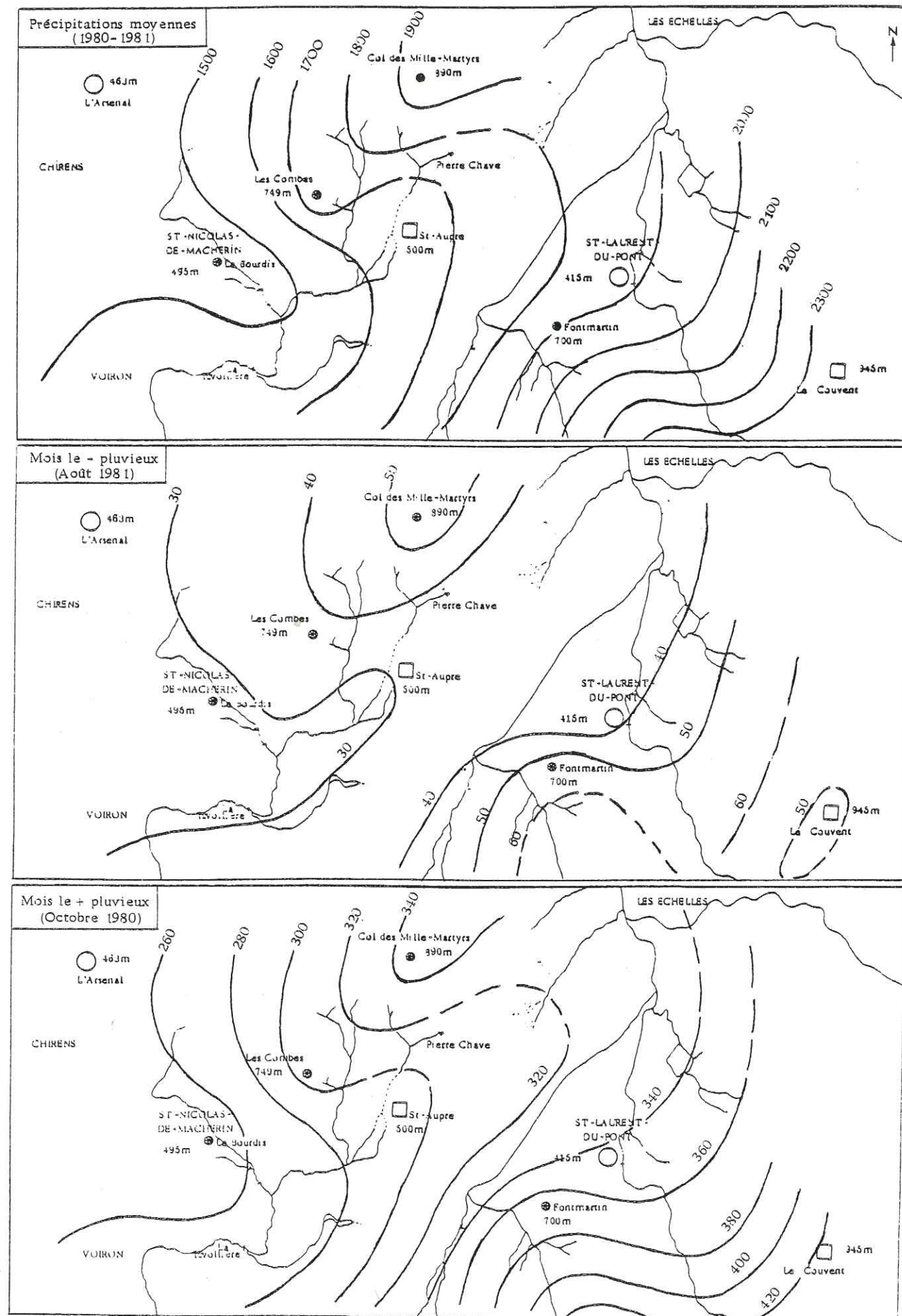
- Coefficient d'intensité = $\frac{\text{précipitations mensuelles}}{\text{nombre de jours de précipitations}}$

L'analyse spécifique de l'évolution d'un de ces coefficients n'est pas intéressante. Leur comparaison nous enseigne au contraire les caractères pluviométriques fondamentaux de la région étudiée.

Aussi, on remarque :

- Des précipitations très fréquentes au printemps et en hiver mais dans l'ensemble peu intenses. Ce sont donc les saisons les moins ensoleillées : l'évaporation y sera faible.

- De rares mais intenses précipitations en été. Nous avons vu que les hauteurs enregistrées pendant cette période peuvent être parmi les plus élevées de l'année. Une conséquence en découle immédiatement pour l'alimentation des nappes : ces précipitations abondantes représenteront un faible apport car c'est la période où l'évapo-transpiration est la plus active.



Ces faits sont très marqués en 1980.

En 1981, l'évolution "en dents de scie" du coefficient de fréquence permet de constater l'importance des écarts pluviométriques d'un mois à l'autre. Mais si certains mois présentent des précipitations très peu fréquentes, ces variations contribuent à homogénéiser les valeurs saisonnières : il n'existe pas de véritables saisons sèches.

4) La neige

La neige tombe de novembre à avril sur l'avant-pays de Chartreuse, d'octobre à mai sur le massif de la Chartreuse.

Les coefficients nivométriques aux trois stations types, rapport du nombre de jours de neige au nombre de jours de précipitations, ont les valeurs suivantes :

	Valeur moyenne trentenaire	1980	1981
St-Pierre-de-Chartreuse	$\frac{64}{180} = 0,35$	$\frac{63}{191} = 0,33$	$\frac{70}{183} = 0,38$
St-Laurent-du-Pont	$\frac{24}{135} = 0,17$	$\frac{21}{142} = 0,15$	$\frac{25}{136} = 0,18$
Chirens	$\frac{30}{155} = 0,19$	$\frac{32}{176} = 0,18$	$\frac{31}{155} = 0,20$

. Il neige deux fois plus en Chartreuse (à 945 m d'altitude) que dans les vallées limitrophes.

. Les valeurs indiquent clairement une bonne corrélation jours de neige, jours de pluie, entre les stations, ce qui suppose des variations thermiques évoluant dans le même sens que les variations pluviométriques.

. Les chutes de neige sont assez rares dans les vallées pendant l'hiver 80-81.

. Elles sont par contre abondantes en altitude sur le rebord oriental du bassin versant de la vallée de St-Laurent-du-Pont.

La faiblesse des températures permet à la neige de se maintenir longtemps au sol (mois de décembre, janvier, février et mars).

La restitution à l'écoulement, se faisant au printemps, comble en partie le déficit des précipitations pendant cette période.

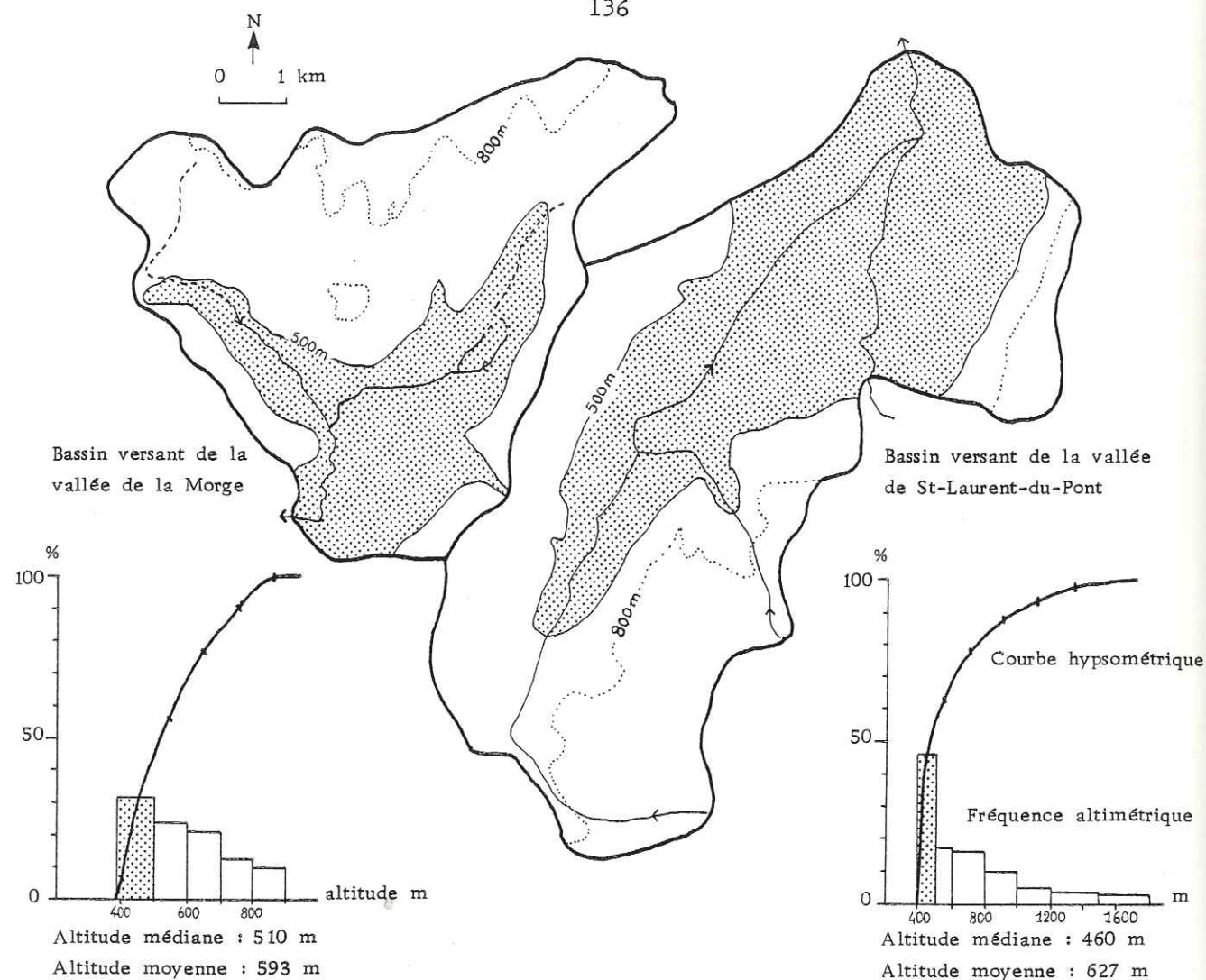


Fig 70 : MORPHOLOGIE DES BASSINS VERSANTS

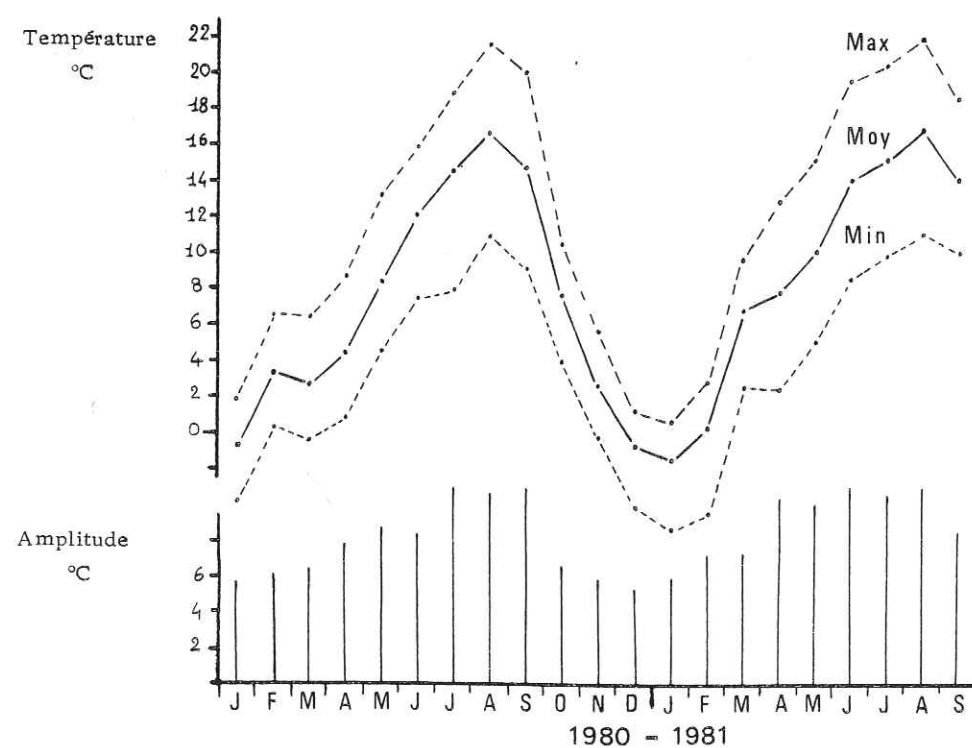


Fig 71 : AMPLITUDE DES TEMPERATURES MENSUELLES A ST-AUPRE

5) Les gradients pluviométriques

Les gradients mensuels et annuels ont été déterminés grâce au calcul des régressions linéaires pluviométrie-altitude.

Nous calculerons un gradient pour chaque bassin versant en tenant compte des stations suivantes :

. Bassin versant de la Morge : Col des Mille Martyrs (890 m), Les Combes (749 m), St-Aupre (500 m), St-Nicolas-de-Macherin (495 m), Chirens (463 m)

On constate une bonne répartition altimétrique des stations (2 des 5 stations sont supérieures à l'altitude moyenne du bassin versant : 593 m).

. Bassin versant du Guiers Mort : stations de St-Pierre-de-Chartreuse (Le Couvent 945 m), Fontmartin (700 m), St-Laurent-du-Pont (415 m), St-Aupre (500 m).

L'altitude moyenne du bassin versant est de : 627 m.

a) Les valeurs annuelles

	P en mm et H en m	
	1980	1981
Bassin versant de la Morge	$P = 1,03 H + 995$	$P = 0,86 H + 835$
Bassin versant du Guiers Mort	$P = 1,240 H + 1175$	$P = 1,776 H + 598$

Le gradient est très fort au pied des montagnes de Chartreuse.

b) Les valeurs mensuelles

Elles permettront de calculer les lames d'eau précipitée mensuellement sur les deux bassins hydrologiques étudiés.

Morge : - Les gradients pluviométriques mensuels du bassin de la

	1 9 8 0		1 9 8 1	
Mois	Gradient mm/100 m	Relations P en mm, H en m	Gradient mm/100m	Relations P en mm, H en m
Janvier	7,5	$P=0,075H+50$	7,4	$P=0,074H+123$
Février	8,1	$P=0,081H+38$	5,8	$P=0,058H+27$
Mars	4,4	$P=0,044H+164$	7,3	$P=0,073H+62$
Avril	8,3	$P=0,083H+20$	2,4	$P=0,024H+25$
Mai	6,9	$P=0,069H+92$	2,3	$P=0,023H+123$
Juin	13,1	$P=0,131H+68$	4,1	$P=0,041H+74$
Juillet	11,8	$P=0,118H+86$	10,8	$P=0,108H+109$
Août	0	$P \sim 0H+81$	5,1	$P=0,051H+5$
Septembre	2,6	$P=0,026H+104$	12,9	$P=0,129H+63$
Octobre	17,7	$P=0,177H+183$	9,9	$P=0,099H+76$
Novembre	10,6	$P=0,106H+54$	6,6	$P=0,066H+20$
Décembre	12,5	$P=0,125H+55$	13,0	$P=0,130H+114$

St-Laurent-du-Pont : - Les gradients pluviométriques mensuels du bassin de

	1 9 8 0		1 9 8 1	
Mois	Gradient mm/100m	Relations P en mm, H en m	Gradient mm/100m	Relations P en mm, H en m
Janvier	14,4	$P=0,144H+61$	23,6	$P=0,236H+74$
Février	13,2	$P=0,132H+33$	7,5	$P=0,075H+26$
Mars	4,0	$P=0,040H+182$	17,6	$P=0,176H+39$
Avril	13,1	$P=0,131H+0$	0	$P \sim 0H+33$
Mai	2,3	$P=0,028H+128$	14,8	$P=0,148H+50$
Juin	11,6	$P=0,116H+118$	3,2	$P=0,032H+87$
Juillet	11,2	$P=0,112H+139$	51,9	$P=0,519H+72$
Août	2,7	$P=0,027H+58$	2,1	$P=0,021H+27$
Septembre	2,3	$P=0,023H+96$	13,8	$P=0,138H+95$
Octobre	20,0	$P=0,20H+229$	9,6	$P=0,096H+109$
Novembre	14,6	$P=0,146H+52$	13,3	$P=0,133H+1$
Décembre	14,2	$P=0,142H+79$	21,6	$P=0,216H+112$

Les corrélations sont toujours très bonnes sauf pour les mois de faibles précipitations (avril 81, août 80 et 81). Pendant ces périodes, la majorité des pluies venant de l'Ouest est arrêtée sur les premiers reliefs de Chartreuse.

6) Calcul de la lame d'eau précipitée

Le calcul de la lame d'eau précipitée a pour but d'évaluer sur l'ensemble d'un bassin versant, l'épaisseur de la tranche d'eau tombée pendant l'année. Il intervient dans la constitution du bilan hydrologique.

a) Les valeurs annuelles

Les bassins d'alimentations des vallées de la Morge et de St-Laurent-du-Pont ont été découpés en tranches hypsométriques (fig. 70).

Nous pouvons en déduire, à l'aide des gradients pluviométriques établis précédemment, les volumes précipités dans chaque bassin versant pour les années 1980 et 1981.

- Lame d'eau précipitée sur le bassin de la Morge :

Elles sont calculées par tranche d'altitude caractéristique à partir du gradient pluviométrique annuel.

Tranche d'altitude m	Superficie km ²	Précipitations mm		Volumes précipités 10 ⁶ m ³	
		1980 ($P=1,03H+995$)	1981 ($P=0,86H+835$)	1980	1981
960 - 800	3,8	1901,4	1591,8	7,225	6,049
800 - 700	5,1	1767,5	1480	9,014	7,548
700 - 600	8,03	1664,5	1394	13,366	11,194
600 - 500	9,24	1561,5	1308	14,428	12,086
500 - 385	12,12	1450,3	1215,1	17,578	14,727
Total	38,29				

On constate que plus de 70 % des précipitations tombent sur les collines boisées molassiques, au-dessus de 500 m. Compte tenu de la faible perméabilité de la molasse et des fortes pentes, ces eaux ne s'infil-trent pas :

- leur majorité ruisselle sur le sol et se concentre vers les ruisseaux,

- une faible partie (fonction de l'état d'humidité du sol au moment où se produit la pluie, et de l'intensité de la pluie) est stockée dans la partie supérieure du sol et disponible pour la consommation des plantes.

. Les volumes d'eau précipités annuellement sur le bassin versant de la Morge sont respectivement de :

$$61,61 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ en 1980}$$

$$51,60 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ en 1981}$$

. La lame d'eau moyenne tombée sur le B.V. = $\frac{\text{volume total}}{\text{surface du B.V.}}$

$$1980 : P = \frac{61,61 \times 10^6 \text{ m}^3}{38,29 \times 10^6 \text{ m}^2} = 1,609 \text{ m ou } 1609 \text{ mm}$$

$$1981 : P = \frac{51,60 \times 10^6 \text{ m}^3}{38,29 \times 10^6 \text{ m}^2} = 1,348 \text{ m ou } 1348 \text{ mm}$$

. Autre approche de la lame d'eau précipitée :

Les précipitations calculées à l'altitude moyenne peuvent être considérées comme représentatives de l'ensemble du bassin versant.

Pour une altitude moyenne de 593 m, nous obtenons :

$$1980 : P = 1,03 H + 995 \text{ d'où } P = 1606 \text{ mm}$$

$$1981 : P = 0,86 H + 835 \text{ d'où } P = 1345 \text{ mm}$$

Les valeurs obtenues sont très significatives et semblent proches de la réalité. Aussi nous utiliserons cette méthode, plus rapide et plus directe, pour le calcul des valeurs mensuelles.

- Lame d'eau précipitée sur le bassin du Guiers Mort :

. Volumes précipités par tranche d'altitude :

Tranche d'altitude m	Superficie km ²	Précipitations mm		Volumes précipités 10 ⁶ m ³	
		1980	1981	1980	1981
1850 - 1500	1,75	3252	3572,8	5,691	6,252
1500 - 1200	2,33	2849	2995,6	6,638	6,979
1200 - 1000	2,66	2539	2551,6	6,754	6,787
1000 - 800	5,73	2291	2196,4	13,127	12,585
800 - 600	9,38	2043	1841,2	19,163	17,270
600 - 500	9,93	1857	1574,8	18,440	15,638
500 - 380	27,02	1720,6	1379,4	46,491	37,271
Total	58,8			116,3	102,78

A l'opposé du bassin versant de la Morge, la superficie de la vallée de St-Laurent-du-Pont (altitudes inférieures à 500 m) est très importante par rapport à l'ensemble du bassin versant. La majorité des précipitations tombent directement sur les alluvions quaternaires de la vallée (40% du volume précipité sur le bassin).

En altitude, les calcaires reçoivent, à l'affleurement, environ 25 % des précipitations du bassin.

. La lame d'eau annuelle précipitée sur le bassin versant considéré est de :

$$1980 : P = \frac{116,3 \times 10^6 \text{ m}^3}{58,8 \times 10^6 \text{ m}^2} = 1,978 \text{ m ou } 1978 \text{ mm}$$

$$1981 : P = \frac{102,78 \times 10^6 \text{ m}^3}{58,8 \times 10^6 \text{ m}^2} = 1,748 \text{ m ou } 1748 \text{ mm}$$

. Méthode de l'altitude moyenne (627 m) :

$$1980 : P = 1,240 H + 1175 \text{ d'où } P = 1952 \text{ mm}$$

$$1981 : P = 1,776 H + 598 \text{ d'où } P = 1712 \text{ mm}$$

b) Les valeurs mensuelles

Les lames d'eau précipitées mensuellement sur le bassin versant, sont les valeurs de base du bilan hydrologique mensuel.

Elles sont présentées sur les tableaux suivants (en mm) :

- Bassin de la Morge :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
1980	94,5	86,0	190,1	69,2	132,9	145,1	156,0	81	119,4	288	116,8	129,1	1608
1981	166,9	61,4	105,3	39,2	136,6	98,3	173	35,2	139,5	134,7	59,1	191,1	1341

- Bassin de St-Laurent-du-Pont :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
1980	151,3	115,8	207,1	82,1	145,6	190,7	209,2	74,9	110,4	354,4	143,5	168,0	1953
1981	222,0	73,0	149,4	33,0	142,8	107,1	253,4	40,2	181,6	169,2	84,4	247,4	1704

Précision des mesures :

On peut estimer les relations précipitations-altitude annuelles à $\pm 5\%$, les mesures sur les surfaces à $\pm 2\%$.

Aussi, avec une marge d'erreur convenable, la précision sur les mesures de lame d'eau annuelle est de l'ordre de 8% .

Les valeurs mensuelles qui seront utilisées pour la suite de l'étude, sont très acceptables : leur total annuel pour les deux années et les deux bassins étudiés ne montre qu'une différence de l'ordre de 1% par rapport aux valeurs annuelles calculées par la méthode plus précise du découpage hypsométrique.

B - LES TEMPERATURES

L'avant-pays de Chartreuse est malheureusement sous-équipé en postes météorologiques complets. Le poste thermométrique de St-Pierre-de-Chartreuse (le Couvent) est le plus proche qui puisse fournir des mesures permettant de calculer une moyenne sur 20 ans. L'installation d'un poste supplémentaire à St-Aupre a permis de compléter les données dans le cadre des deux années d'étude.

1) Comparaison entre les années d'étude et la moyenne annuelle :

Le tableau suivant compare les températures annuelles 1980 et 1981 et la température annuelle moyenne (1959-1978) à St-Pierre-de-Chartreuse :

Station	Température annuelle			Température annuelle des maxima			Température annuelle des minima		
	moyenne (59-78)	1980	1981	moyenne	1980	1981	moyenne	1980	1981
St-Pierre-de-Chartreuse	<u>7,7</u>	6,7	7,4	<u>11,8</u>	10,5	11,5	<u>3,6</u>	3,5	3,4

. Les moyennes annuelles sont assez basses dans l'ensemble.

. La période d'étude est, d'une manière générale plus froide que la moyenne 1959-1978.

En 1980, la baisse de la température moyenne est essentiellement due à une moyenne des maxima très faible.

L'année 1981 montre une différence de seulement $0,3^{\circ}\text{C}$.

2) Evolution des températures en 1980 et 1981 :

On peut suivre l'évolution comparée des températures mensuelles 1980-1981 à St-Aupre et St-Pierre-de-Chartreuse sur la fig. 68 et l'évolution détaillée des maxima et minima mensuels à St-Aupre sur la fig. 71. Les températures mensuelles à St-Aupre ont été obtenues par planimétrage des enregistrements journaliers.

. Août est le mois le plus chaud. Les températures baissent brutalement de septembre à janvier. Décembre et janvier sont les mois les plus froids.

La remontée est sensible dès le mois de février ; un palier en mars-avril, bien marqué en 1980 sur les deux stations, montre la recrudescence de quelques journées froides au Printemps.

. Les températures enregistrées à St-Aupre sont très proches de celles mesurées à St-Pierre-de-Chartreuse (fig. 68) malgré l'importante différence d'altitude entre les deux stations.

L'écart entre les températures annuelles est très inférieur à 1°C :

1980 : St-Pierre 6,7 ; St-Aupre 7,1

1981 : St-Pierre 7,4 ; St-Aupre 8,2

C'est seulement en hiver que l'écart entre les températures mensuelles est supérieur à 1°C ; pendant cette période, l'effet sur le gradient altimétrique prédomine.

N'ayant pas d'autres données, ce sont les valeurs de St-Aupre qui seront prises en compte pour les bassins versants de la vallée de St-Laurent-du-Pont et de la vallée de la Morge.

II - L'EVAPOTRANSPIRATION

L'évapotranspiration constitue un élément important du bilan hydrologique du bassin versant. Elle intègre à la fois les phénomènes d'évaporation au niveau du sol et surtout les phénomènes de transpiration des végétaux.

Nous chercherons à connaître dans ce paragraphe, l'incidence qu'elle peut avoir sur l'alimentation des nappes.

Nous estimerons en première analyse l'évapotranspiration potentielle en appliquant les formules désormais classiques dues à L. TURC. Puis par la méthode du bilan d'eau de THORNTHWAITE nous en déduirons les hauteurs de précipitations efficaces pour chaque bassin versant.

A - CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

La formule de TURC s'écrit :

$$ETP = 0,40 \times \frac{t}{t + 15} \times (I_g + 50)$$

$$\text{avec } I_g = I_{gA} \times (0,18 + 0,62 \frac{h}{H})$$

dans laquelle :

h : durée d'insolation mesurée en heure/mois

H : durée astronomique du jour en heure/mois

I_{gA} : énergie de la radiation solaire qui atteindrait le sol sans atmosphère en cal/cm²/jour

I_g : radiation globale moyenne, d'origine solaire, en cal/cm²/jour

t : température mensuelle moyenne en °C

ETP : évapotranspiration potentielle en mm.

H et I_{gA} sont fonction de la latitude et sont données par des tables.

Cette formule a l'avantage de calculer les valeurs mensuelles de l'évapotranspiration potentielle.

- Les températures mensuelles sont celles recueillies à St-Aupre.

- Les valeurs de la radiation solaire ont été calculées à partir des mesures mensuelles de l'insolation fournies par la station de St-Martin-d'Hères.

Le tableau suivant donne les valeurs mensuelles de l'évapotranspiration potentielle calculées pour les années 1980 et 1981 :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
Température °C	-0,7 -1,5	3,3 0,5	2,6 6,8	4,4 7,8	8,3 10	12,1 14	14,5 15,1	16,6 16,8	14,7 14,0	7,6 (9,2)	2,6 (4,5)	-0,7 (0,7)	1980 1981
h=durée d'insolation h/mois	63 109	109 121	104 130	160 181	152 162	193 230	238 237	244 256	241 150	119 132	65 137	102 45	1980 1981
I_g cal/cm ² /j	93 122	175 186	219 246	339 365	358 371	429 478	467 466	436 450	379 281	186 197	102 151	103 71	1980 1981
E T P mm	0 0	16 3	16 37	35 57	58 67	86 102	102 103	102 106	85 64	32 38	9 19	0 2	1980 1981

Les valeurs annuelles sont : en 1980 541 mm,
en 1981 598 mm.

B - EVAPOTRANSPIRATION REELLE ET PRECIPITATIONS EFFICACES

La méthode du bilan hydrologique de G.W. THORNTHWAITE permet une approche théorique des quantités relatives mensuelles d'eau évapotranspirée ou disponible pour le ruissellement et l'infiltration.

Cet auteur admet empiriquement que pour nos climats tempérés, la quantité d'eau maximale retenue par le sol équivaut à une lame de 100 mm.

. Ruissellement et infiltration peuvent intervenir lorsque le sol est saturé à 100 mm, c'est-à-dire lorsque les précipitations mensuelles sont supérieures à l'évapotranspiration potentielle.

. Si l'apport d'eaux précipitées est déficitaire, l'évapotranspiration entame les réserves. Lorsque les précipitations redeviennent excédentaires, elles reconstituent d'abord les réserves du sol jusqu'à 100 mm avant de fournir leur excédent pour le ruissellement et l'infiltration.

Les résultats sont présentés sous forme de tableau sur la fig. 72.

On constate, d'une manière générale que :

. seules les pluies de fin d'Eté (mois d'août et de septembre) ne sont pas, ou peu, en excédent. Dans ces conditions environ deux tiers des précipitations échappent à l'évapotranspiration et sont disponibles pour le ruissellement et les infiltrations vers la nappe;

. les réserves du sol ne sont jamais épuisées. Elles indiquent que le stock d'eau contenu dans la tranche superficielle du sol (réserve en eau facilement utilisable ou réserve R.F.U.) est suffisant pour alimenter évaporation et transpiration des végétaux.

Bien entendu, ces conditions ne se rencontrent pas sur toute la surface des bassins hydrologiques considérés (calcaire à nu, etc...) ; mais de nombreux facteurs plaident en faveur de ces résultats :

. les précipitations importantes et réparties uniformément sur l'ensemble de l'année contribuent à conserver l'eau de façon quasi permanente à la surface du sol,

. la couverture végétale est très dense sur l'ensemble des bassins,

. les versants sont constitués en majeure partie de terrains à dominante sableuse et marneuse avec une stratification subhorizontale : l'infiltration verticale y est pratiquement nulle,

. les tourbières et les marécages sont abondants. Ils représentent environ 50 % de la superficie totale des vallées.

Remarque : La végétation naturelle très développée dans ces marécages, l'humidité constante des argiles en raison de la faible profondeur de la nappe (souvent affleurante) favorisent une évapotranspiration élevée, proche de celle d'une nappe d'eau libre, et qui compense largement les faibles valeurs sur les calcaires nus d'altitude.

Nous devons tenir compte de ce débit soustrait à la nappe pour le calage du modèle mathématique. Nous l'avons estimé à 0,2 l/s par hectare de terrain argileux couvert en végétation ce qui correspond à une lame d'eau

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
Précipitations en mm	151	116	207	82	146	191	209	75	110	354	144	168	1980
	222	73	149	33	143	107	253	40	182	169	84	247	1981
E T P en mm	0	16	16	35	58	86	102	102	85	32	9	0	1980
	0	3	37	57	67	102	103	106	64	38	19	2	1981
P - E T P	151	100	191	47	88	105	107	-27	25	322	135	168	1980
	222	70	112	-24	76	5	150	-66	118	131	65	245	1981
Réserve du sol	100	100	100	100	100	100	100	73	98	100	100	100	1980
	100	100	100	76	100	100	100	34	100	100	100	100	1981
Variation de la réserve	-	-	-	-	-	-	-	-27	+25	+2	-	-	1980
	-	-	-	-24	+24	-	-	-66	+66	-	-	-	1981
Excédent en mm	151	100	191	47	88	105	107	0	0	320	135	168	1980
	222	70	112	0	52	5	150	0	52	131	65	245	1981

Bassin de St-Laurent-du-Pont

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
Précipitations en mm	95	86	190	69	133	145	156	81	119	288	117	129	1980
	167	61	105	39	137	98	173	35	140	135	59	191	1981
E T P en mm	0	16	16	35	58	86	102	102	85	32	9	0	1980
	0	3	37	57	67	102	103	106	64	38	19	2	1981
P - E T P	95	70	174	34	75	59	54	-21	34	256	108	129	1980
	167	58	68	-18	70	-4	70	-71	76	97	40	189	1981
Réserve du sol	100	100	100	100	100	100	100	79	100	100	100	100	1980
	100	100	100	80	100	96	100	29	100	100	100	100	1981
Variation de la réserve	-	-	-	-	-	-	-	-21	+21	-	-	-	1980
	-	-	-	-18	+18	-4	+4	-71	+71	-	-	-	1981
Excédent en mm	95	70	174	34	75	59	54	0	13	256	108	129	1980
	167	58	68	0	52	0	66	0	5	97	40	189	1981

Bassin de la Morge

Fig 72 : CALCUL DU BILAN DE L'EAU SUR LES BASSINS DES VALLEES DE LA MORGE ET DE ST-LAURENT-DU-PONT D'APRES LA METHODE DE THORNTHWAITE.

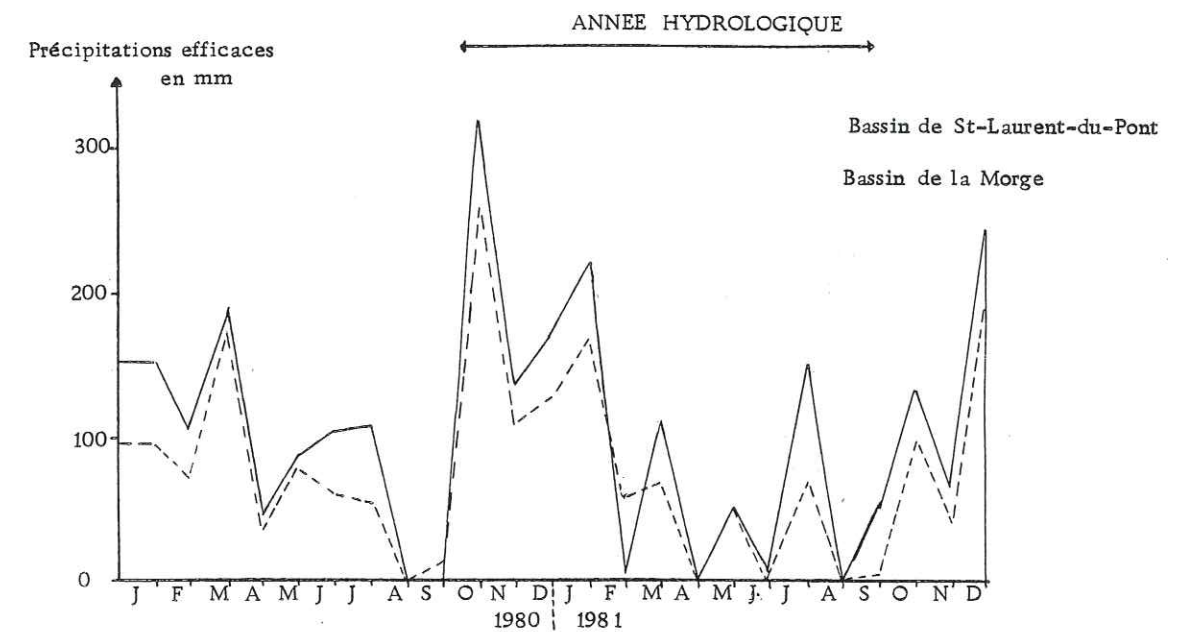


Fig 73 : EVOLUTION DES PRECIPITATIONS EFFICACES EN 1980 et 1981

Le diagramme permet l'identification de l'année hydrologique

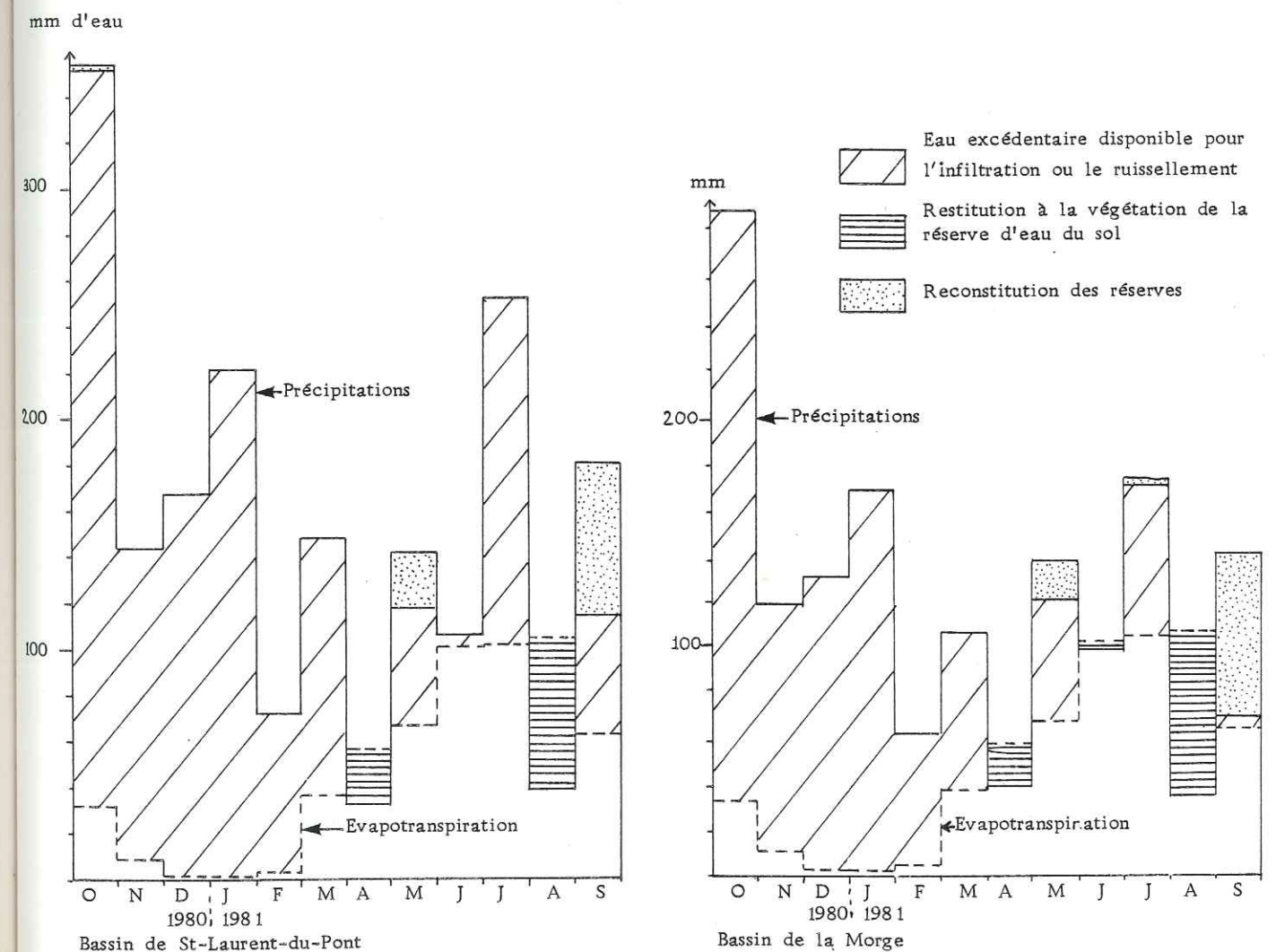


Fig 74 : DIAGRAMMES DU BILAN DE L'EAU POUR L'ANNEE HYDROLOGIQUE 1980-1981 A L'ALTITUDE MOYENNE DES BASSINS

annuelle de 600 à 700 mm (valeur compatible avec l'évapotranspiration potentielle calculée selon la formule de L. TURC).

L'évolution des précipitations efficaces calculées par la méthode de THORNTHWAITE permet une bonne appréciation des périodes de recharge de l'écoulement superficiel et souterrain. Elle subit au cours des deux années étudiées un cycle de variation que l'on peut définir comme étant l'année hydrologique (fig. 73). Celle-ci débute en octobre 1980 et s'achève en septembre 1981.

On retiendra, pour l'élaboration du bilan hydrologique des bassins versants, les volumes d'eau précipitée (Vp) et les volumes d'eau excédentaire (Vexc) suivants :

. pour le bassin de la Morge (à l'amont de Voiron) :

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	ANNEE HYDROLOGIQUE 1980 - 1981
Vp	11	4,5	5,0	6,4	2,3	4	1,5	5,2	3,8	6,6	1,3	5,4	56,9
Vexc	9,8	4,1	5,0	6,4	2,2	2,6	0	2,0	0	2,6	0	0,2	34,9

Volumes en millions de m³

. pour le bassin du Guiers Mort (entre St-Laurent-du-Pont et sa confluence avec le Guiers Vif) :

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	ANNEE HYDROLOGIQUE 1980 - 1981
Vp	20,8	8,5	9,9	13,1	4,3	8,8	1,9	8,4	6,3	14,9	2,4	10,7	110
Vexc	18,8	7,9	9,9	13,1	4,1	6,6	0	3,1	0,3	8,8	0	3,1	75,7

III - HYDROLOGIE DES COURS D'EAU

Dans le cadre de l'étude, nous avons mis en place, avec l'aide de la Direction Départementale de l'Agriculture, un réseau de surveillance hydrologique dans la vallée de la Morge et la vallée de St-Laurent-du-Pont.

. Les débits à l'exutoire du bassin versant de la Morge étaient enregistrés par le limnigraphe de la station de la Tivollière.

Pour compléter le réseau de mesure dans la vallée, une échelle limnimétrique a été installée, à l'exutoire du sous bassin de St-Nicolas-de-Macherin au lieu dit de Perrin (fig. 75). Jusqu'en octobre 1981, le niveau du ruisseau a été contrôlé deux fois par semaine.

. Sur le Guiers Mort, nous avons bénéficié des enregistrements de deux limnigraphes installés, l'un à St-Laurent-du-Pont à son entrée dans la plaine alluviale, et l'autre près d'Entre-Deux-Guiers, au pont Jean Lioud.

A - LA MORGE ET SES AFFLUENTS

1) Régimes comparés de la Morge et du ruisseau de St-Nicolas-de-Macherin

La station de jaugeage de la Tivollière sur la Morge a été mise en place en mars 1980. Nous disposons de deux années d'enregistrement. L'évolution des débits moyens décennaux est indiquée sur la figure 76.

La Morge subit un régime nivo-pluvial caractérisé par deux maxima :

- l'un très prononcé en fin d'automne, correspondant aux fortes pluies de la saison ;
- l'autre en début de printemps, consécutif de la fonte des neiges en altitude.

Les deux étiages des années 1980 et 1981 ont été enregistrés au mois de septembre. Ils limitent l'année hydrologique. On remarque sur la figure 76 que celle-ci s'achève véritablement au cours de la troisième décennie du mois de septembre 1981.

Les débits moyens caractéristiques des ruisseaux de la Morge et de St-Nicolas-de-Macherin sont donnés sur les tableaux suivants :

La Morge (superficie du bassin versant : 38,3 km²)

	1980			1981								ANNEE	
	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A		S
Débit moyen l/s	1698	1170	1502	1648	1452	1849	1029	904	744	762	390	367	1126
Débit spéc.l/s/km ²	44,3	30,5	39,2	43	37,9	48,3	26,9	23,6	19,4	19,9	10,2	9,6	29,4

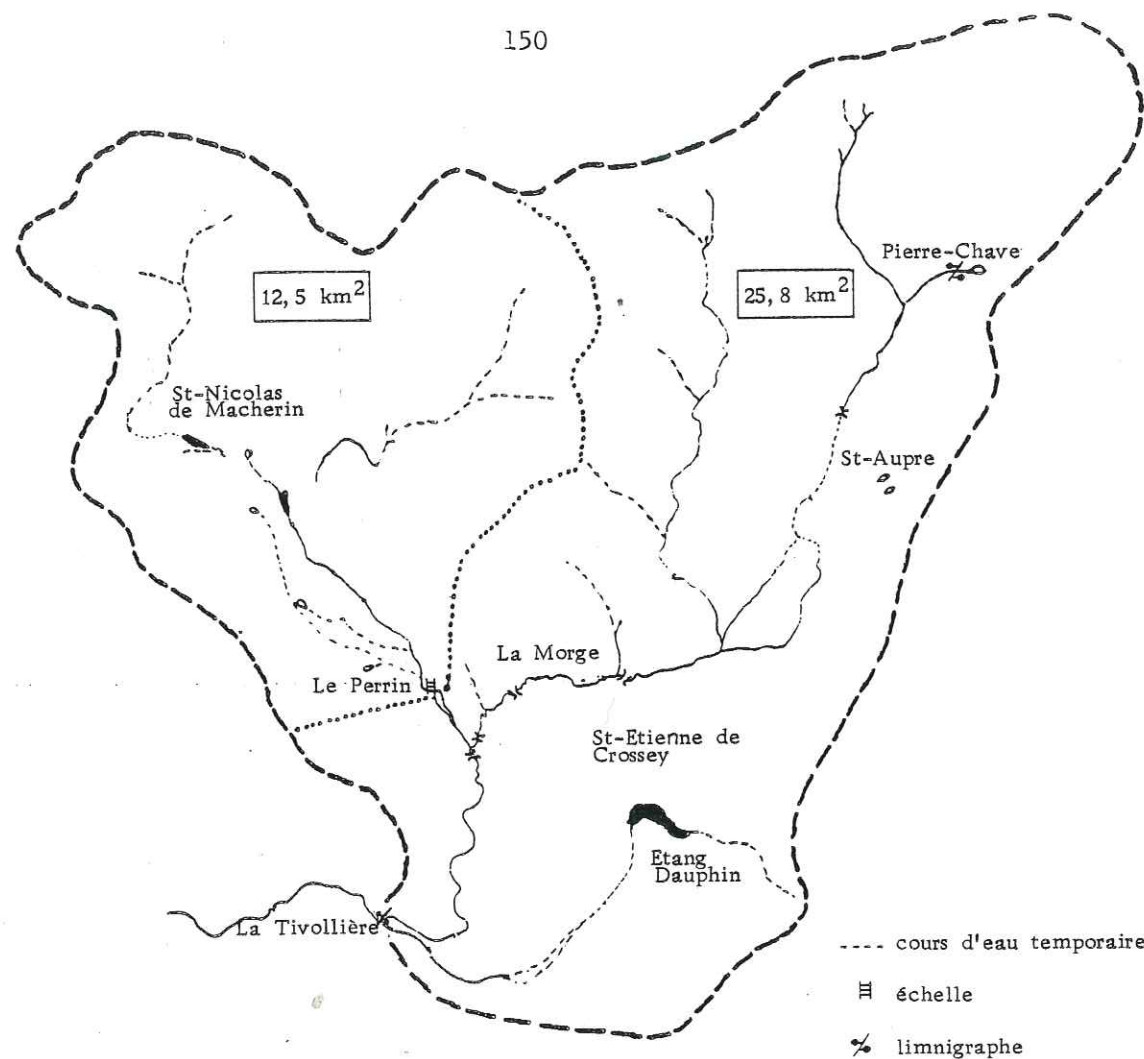


Fig 75 : LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE DU BASSIN DE LA MORGE

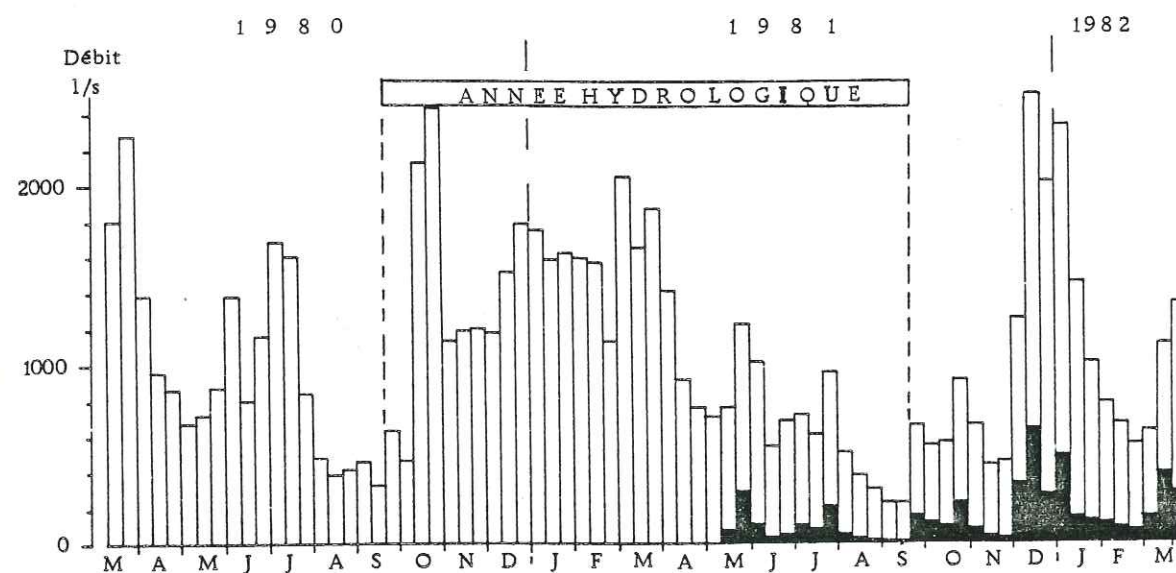


Fig 76 : DEBITS MOYENS DECAIDAIRES DE LA MORGE

■ à sa source (Pierre-Chave)
□ à l'exutoire du bassin versant considéré (La Tivollière).

Ruisseau de St-Nicolas-de-Macherin (superficie du bassin versant : 12,5 km²)

	1980			1981									ANNEE
	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	
Débit moyen l/s	487	341	433	474	419	529	301	267	222	227	123	117	328
Débit spéc.l/s/km ²	39	27,3	34,6	37,9	33,5	42,3	24,1	21,4	17,8	18,2	9,8	9,4	26,3

Le débit spécifique moyen annuel du ruisseau de St-Nicolas-de-Macherin est légèrement plus faible que celui de l'ensemble du bassin versant de la Morge (26,3 contre 29,4 l/s/km²). Il est probable que des circulations souterraines provenant du sous-bassin se déversent plus à l'aval dans la Morge, par l'intermédiaire des terrasses fluvioglaciaires de rive droite.

- Les débits d'étiage

Le ruisseau de St-Nicolas-de-Macherin qui reçoit toutes les eaux émergeant au contact du remplissage argileux du vallon a un débit d'étiage de 80 l/s. Celui de la Morge est de 200 l/s (valeur journalière enregistrée pendant trois jours à la Tivollière en septembre 1981).

Les rapports entre ces valeurs minimales observées et le débit moyen annuel sont :

- . pour le ruisseau de St-Nicolas-de-Macherin de $\frac{80}{328}$ soit 24 % ;
- . pour la Morge seule : $\frac{200 - 80}{1126 - 328} = \frac{80}{328}$ soit 24 %.

Ce dernier rapport, nettement plus élevé, confirme que les deux cours d'eau bénéficient d'apports de natures très différentes comme l'a montré l'étude géologique :

. La Morge est alimentée à la fois par les émergences karstiques de la montagne du Ratz et par les émergences de la nappe de St-Aupre, elle-même alimentée principalement par les infiltrations du réservoir karstique. Ces eaux subissent un tarissement rapide.

. Au contraire, les eaux du ruisseau de St-Nicolas-de-Macherin transitent essentiellement à travers des formations alluviales : terrasses en rive droite et en rive gauche du vallon et chenaux fluvioglaciaires drainant les collines molassiques.

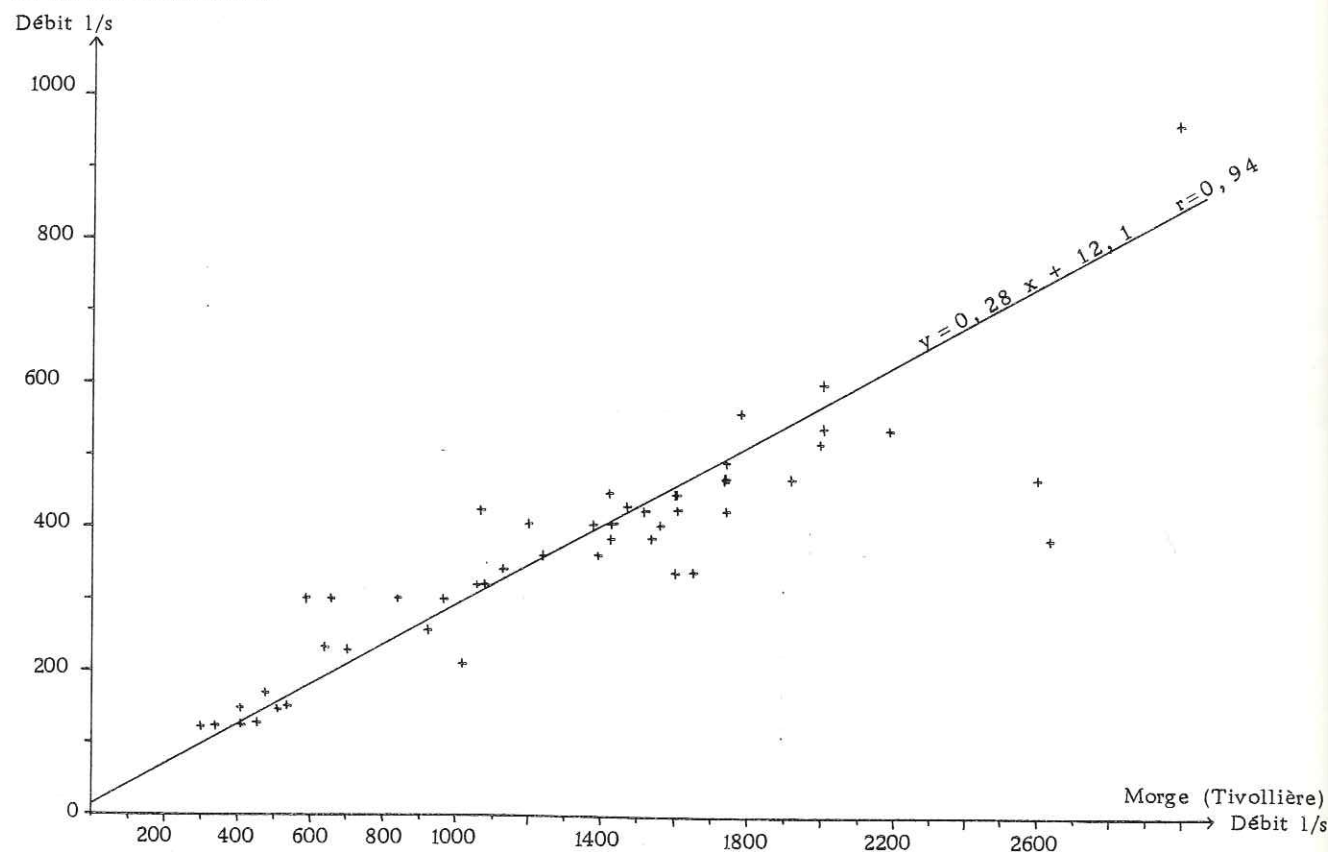


Fig 77 : CORRELATIONS ENTRE LES DEBITS DE LA MORGE ET DU RUISSEAU DE ST-NICOLAS-DE-MACHERIN

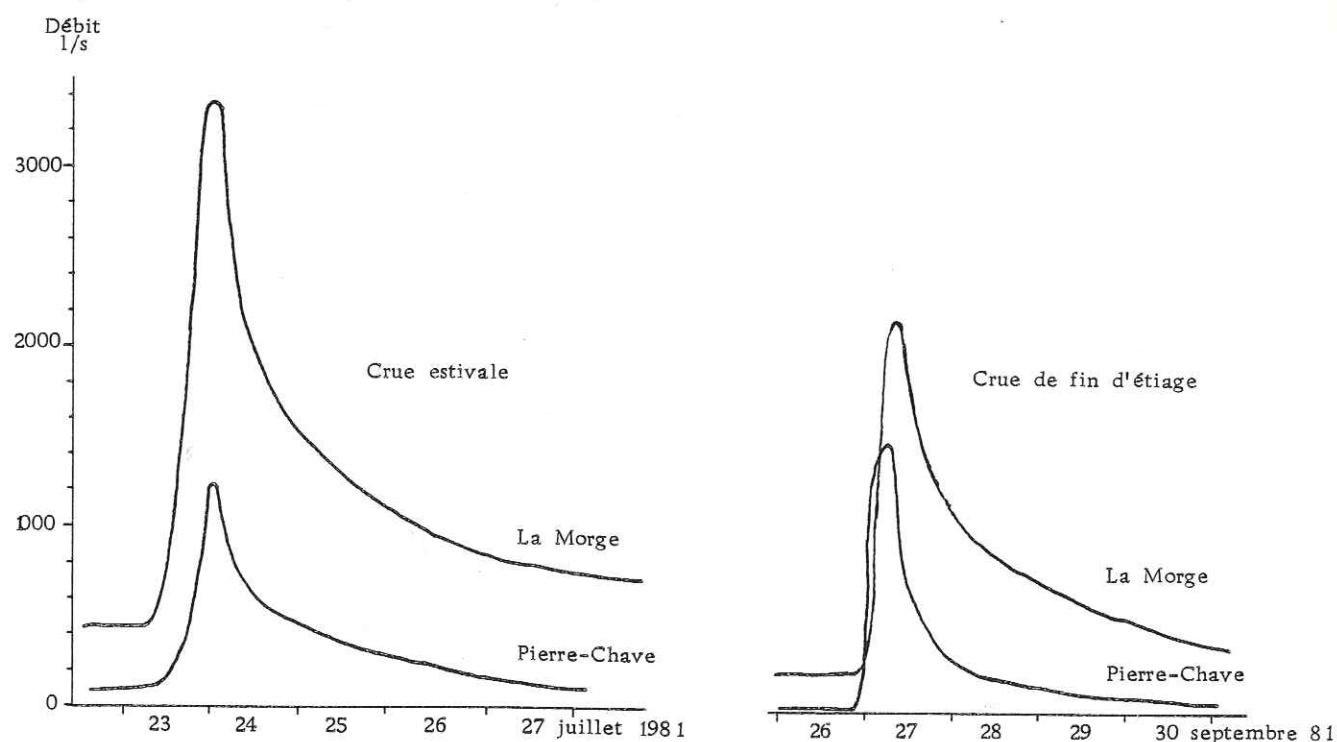


Fig 78 : COMPARAISON DES DEBITS JOURNALIERS DE LA SOURCE DE PIERRE-CHAVE ET DE LA MORGE A LA TIVOLLIERE AU COURS DE 2 CRUES CARACTERISTIQUES.

On observe de nombreuses émergences pérennes dans les formations argilo-lacustres du vallon. Certaines sont très spectaculaires et constituent dans l'argile de véritables puits formés par ablation souterraine. On raconte dans la région que ces sources jaillissaient à plusieurs mètres du sol à l'époque de leur formation. Elles représentaient une attraction touristique au début du siècle. L'une d'entre elles porte le nom de "puits d'enfer".

- Les débits de crue

Nous avons comparé les hydrogrammes de crue de la Morge à sa source (Pierre Chave) et à son exutoire (la Tivollière), pour deux périodes encadrant l'étiage 1981 (fig. 78).

. La crue estivale (23 juillet 1981) se manifeste au niveau des deux stations par des courbes d'allure très semblable. Les deux enregistrements présentent un net synchronisme autant pour les maxima que pour la décrue.

Pendant cette période, les précipitations interviennent alors que l'aquifère est à une cote élevée. Les infiltrations à l'amont de St-Aupre sont restreintes.

. La crue de fin d'étiage (26 septembre 1981) se manifeste au contraire par une nette différence dans la forme des deux hydrogrammes. A la Tivollière, la crue s'est amorcée avec un léger retard par rapport à Pierre Chave ; elle montre de plus un débit de pointe légèrement supérieur ($2,2 \text{ m}^3/\text{s}$ contre $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$) compte tenu de la superficie drainée (38 km^2 contre 4 km^2 environ).

Les réserves étant minimales au début de la crue, toutes les eaux des émergences ne transitent pas jusqu'à l'exutoire : une partie s'infiltré dans les alluvions grossières à l'amont des vallons. Au contact du remplissage argileux, les émergences restituent lentement le débit infiltré : le retour au débit de base est en effet plus long à la Tivollière, le coefficient de tarissement plus élevé à la Tivollière qu'à Pierre Chave.

2) Le drainage des eaux souterraines

Pour quantifier les échanges entre les eaux souterraines et les eaux de ruissellement, une série de jaugeages au moulinet a été effectuée au début de chaque mois pendant un an en différents points de la Morge et de ses principaux affluents.

Les valeurs les plus caractéristiques ont été retenues ; ce sont celles correspondant à une période d'étiage (mesures le 6 août 1981). Les résultats sont donnés sur la carte de la figure 79.

a) Quantification de l'apport global

Il est calculé par différence entre le débit observé à l'exutoire (370 l/s) et les débits entrant dans la vallée alluviale.

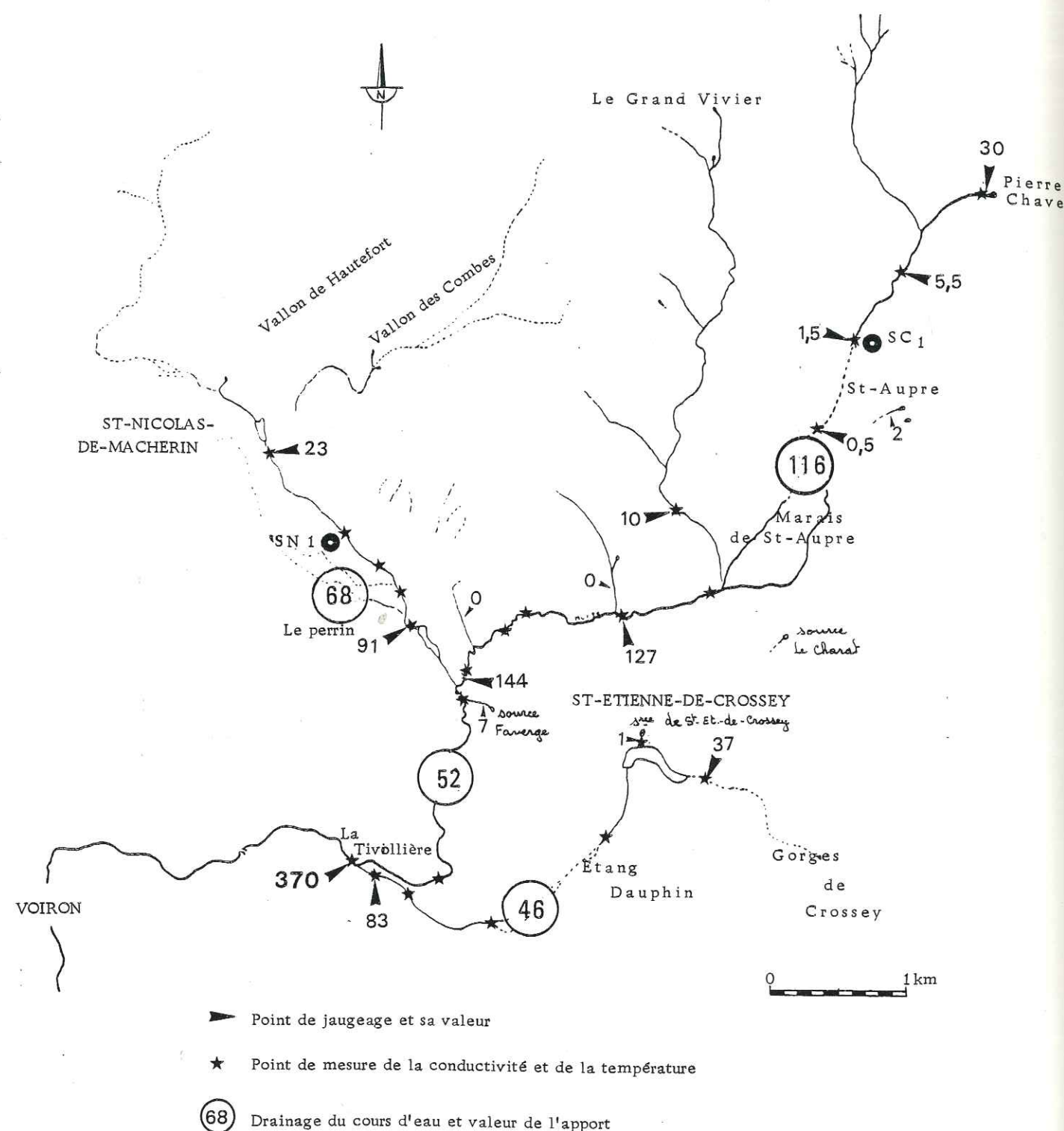


Fig 79 : ETUDE QUANTITATIVE DES ECHANGES NAPPE-RIVIERE
DANS LE BASSIN DE LA MORGE

Mesures à l'étiage le 6 Août 1981

Ces derniers se répartissent de la façon suivante :

- Les émergences karstiques : à l'exception de celles de Pierre Chave (30 l/s), de St-Aupre (2 l/s), des gorges de Crossey (37 l/s au total), toutes les autres sources issues des calcaires du chaînon du Ratz ont tari.

La quasi totalité de ces eaux s'infiltrer dans les alluvions graveleuses à l'amont de St Aupre. Il ne subsiste plus que 0,5 l/s après leur traversée.

- Les affluents issus des collines molassiques et des chenaux fluvioglaciaires : le ruisseau du Grand Vivier apporte 10 l/s à la Morge, celui des vallons de Hautefort et des Combes réunies : 23 l/s.

Aucun autre apport de surface n'a été observé.

Aussi, la valeur du drainage des eaux souterraines pour la période considérée est la suivante :

Débit sortant	-	débit entrant	=	débit drainé
370	-	(0,5 + 37 + 10 + 23)	=	300 l/s

soit 81 % du débit mesuré à la Tivollière.

Ces chiffres montrent qu'à l'étiage, en période non influencée, plus de trois quart des eaux de la Morge transitant vers l'aval, proviennent du drainage des eaux souterraines.

b) Répartition des apports

Dans ce paragraphe, on se propose d'étudier le drainage dans les différents vallons qui composent le haut bassin de la Morge :

- le vallon de St-Nicolas-de-Macherin ;
- le vallon de St-Aupre ;
- la "basse Morge", à l'aval de la confluence avec le ruisseau de St Nicolas de Macherin ;
- le vallon de l'Etang Dauphin.

Pour compléter cette étude, des profils de conductivité et de température ont été réalisés mensuellement le long de la Morge et de ses affluents dans le but de déterminer l'origine des eaux souterraines drainées. Seuls les résultats de la période d'étiage du 6 août 1981 seront représentés, les autres données n'apportant aucun renseignement complémentaire.

Les différents points de prélèvements sont indiqués sur la carte de la figure 79.

On pourra suivre l'évolution de la conductivité et de la température le long du profil des cours d'eau sur les figures 80 et 81.

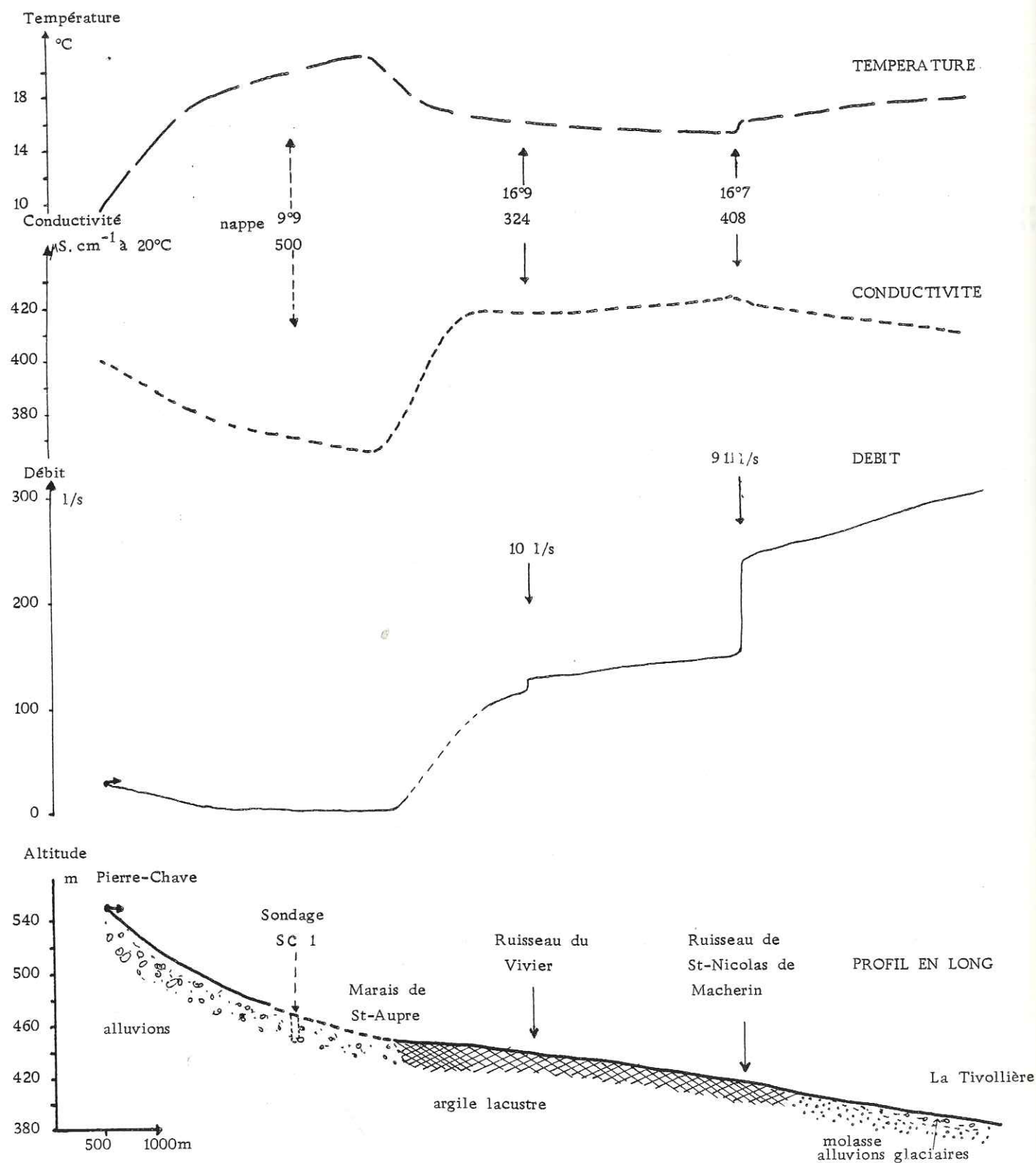


Fig 80 : PROFILS EN LONG DE LA MORGE.

(Température, conductivité, débits mesurés le 6 Août 1981)

b1) Le vallon de St-Aupre

A l'étiage, la quasi totalité des eaux de surface issues du vallon de St-Aupre est fournie par les eaux contenues dans les alluvions graveleuses de St-Aupre.

La valeur du débit drainé est de 116 l/s. Elle représente 41 % de l'apport total vers la Morge.

Les variations brutales observées sur les profils de conductivité et de température (fig. 80) indiquent que cet apport se localise au contact du remplissage graveleux avec les argiles lacustres.

En effet, dans les marais, la conductivité des eaux de surface augmente et tend vers la valeur des eaux de la nappe, mesurée à 500 micro S/cm dans le forage SC1.

Remarque

A la vue de ces résultats, on peut se demander si la totalité du débit souterrain à l'amont de St Aupre émerge au contact du remplissage argileux ?

Des calculs effectués par la Direction Départementale de l'Agriculture (M. MICHEL, 1976), à partir d'un essai de pompage et d'un profil géophysique, ont permis d'estimer la surface S de la section mouillée au droit du forage SC1 et d'évaluer le débit de transit (Q) de la nappe par la formule de DARCY.

Les valeurs sont les suivantes :

$$S = 2700 \text{ m}^2$$

$$\text{Pente de la nappe : } i = 3.10^{-2}$$

$$\text{Perméabilité des formations aquifères : } K = 12.10^{-3} \text{ m/s d'où } Q = K.S.i. \neq 100 \text{ l/s.}$$

On vérifie ainsi que la valeur du débit de la nappe contenue dans les alluvions à l'amont de St-Aupre (100 l/s) est du même ordre de grandeur que celle du débit drainé par la Morge dans les marais (116 l/s).

b2) Le vallon de St-Nicolas-de-Macherin

Le débit du ruisseau jaugé à l'exutoire du sous-bassin est de 91 l/s, le débit entrant dans le vallon est de 23 l/s.

Les eaux souterraines drainées par le ruisseau de St-Nicolas-de-Macherin représentent un débit de 68 l/s soit 24 % de l'apport total calculé précédemment.

Le drainage ne semble pas limité aux seules émergences qui apparaissent en rive droite du ruisseau au contact des alluvions graveleuses amont avec le remplissage argileux.

L'augmentation progressive de la conductivité à l'aval du forage SN1 met en évidence des échanges entre les eaux réparties dans la couverture argileuse et les eaux du ruisseau. Ceux-ci sont probablement dus (à l'inverse du vallon de St-Aupre) à des alimentations latérales par les terrasses fluvioglaciales qui couvrent la base des versants molassiques.

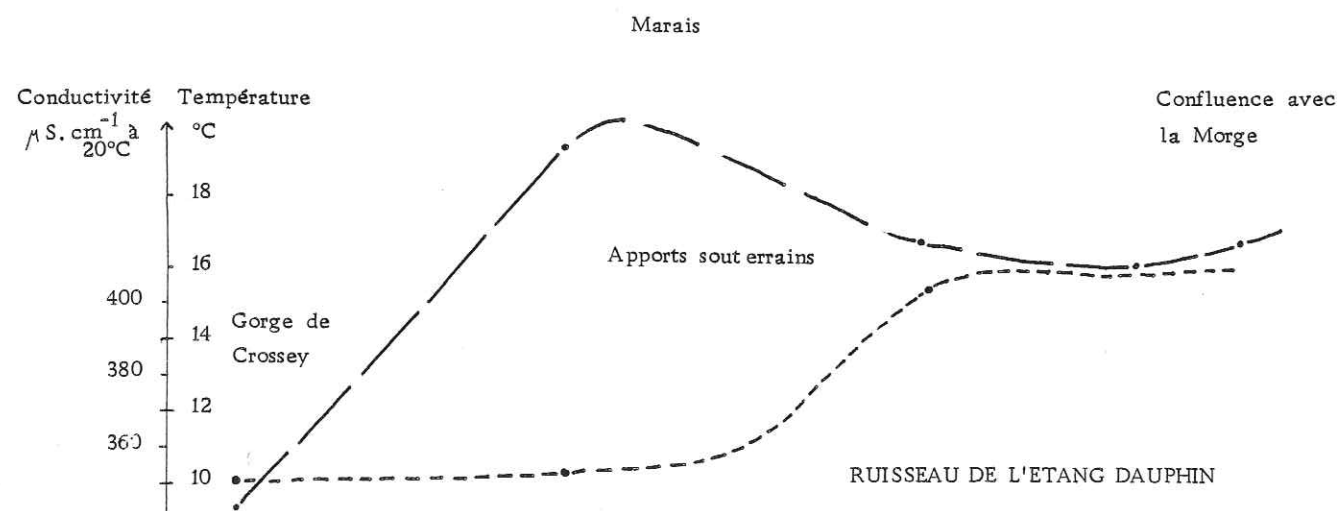
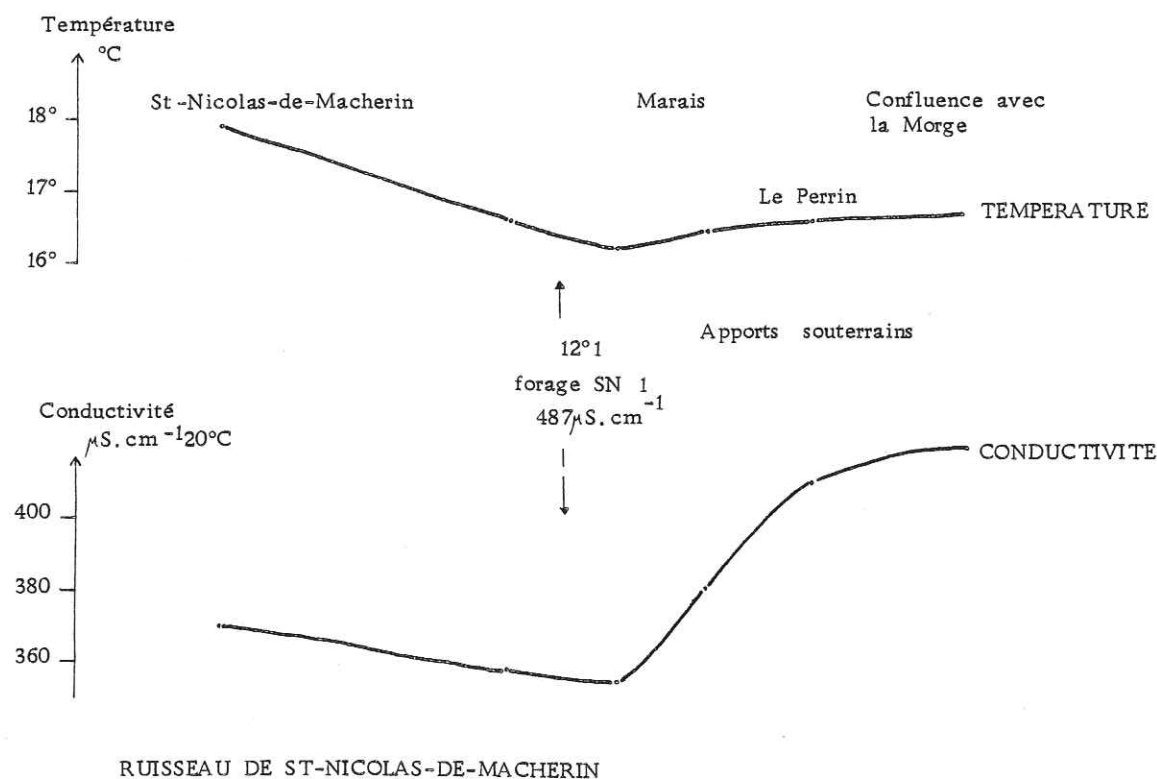


Fig 81 : PROFILS DE CONDUCTIVITE ET DE TEMPERATURE DES RUISSEAUX
DE ST-NICOLAS-DE-MACHERIN ET DE L'ETANG DAUPHIN
(mesurés à l'étiage le 6 Août 1981)

b3) La "basse Morge"

La valeur du débit souterrain drainé par la partie aval de la Morge est calculée de la façon suivante (cf. carte fig. 79) :

- . débit à l'exutoire : 370 l/s
- . le débit des apports de surface est la somme des débits du vallon de St-Nicolas-de-Macherin (91 l/s), de la Morge dans sa partie amont (144 l/s), du vallon de l'Etang Dauphin (83 l/s) d'où $370 - (144 + 91 + 83) = 52 \text{ l/s}$; soit 19 % de l'ensemble des eaux souterraines drainées par la Morge.

Cette valeur reste faible, même si l'on tient compte de la somme des erreurs relatives sur chaque forage.

Les mesures de conductivité et de température ne permettent pas ici de localiser précisément ces apports. Le débit souterrain drainé est beaucoup trop faible par rapport au débit de surface pour que des variations soient perceptibles.

Ce débit de 52 l/s doit provenir :

. Pour une faible partie, des eaux contenues dans les terrasses fluvioglaciaires qui longent la Morge sur sa rive droite. Le drainage se répartit le long du ruisseau jusqu'à la Tivollière où la molasse affleure.

. Du tarissement de la nappe du delta de St-Etienne-de-Crossey.

Une partie de ces eaux émerge à la base des carrières ouvertes en rive gauche de la Morge, à l'aval de la confluence du ruisseau de St-Nicolas-de-Macherin. Le débit de la source (source de Faverge) est de 7 l/s à l'étiage ; il varie très peu en cours d'année (son débit maximum observé est de 16 l/s) et semble indiquer des circulations très lentes au sein des matériaux sableux du delta.

Remarque:

Les eaux de la source de Faverge sont très minéralisées : la conductivité varie en cours d'année de 570 à 630 micro S/cm (les analyses mensuelles sont données dans l'annexe III). Elle est comparable aux valeurs rencontrées aux sources de St-Etienne-de-Crossey (500 à 610 micro S/cm) et du Charat (500 à 600 micro S/cm) situées plus à l'Est en bordure sud et nord du delta.

Les fortes minéralisations de ces sources associées à leurs faibles débits confirment les mauvaises capacités aquifères du remplissage deltaïque.

b4) Le vallon de l'Etang Dauphin

Le vallon de l'Etang Dauphin est presque exclusivement alimenté par les eaux du chaînon du Ratz.

En surface, on n'observe aucune autre émergence karstique que celles des gorges de Crossey ; elles totalisent un débit de 37 l/s en étiage.

Les dépôts glaciaires qui comblent le fond du vallon forment des marécages drainés par le ruisseau. La valeur du drainage est de 46 l/s pour la période considérée.

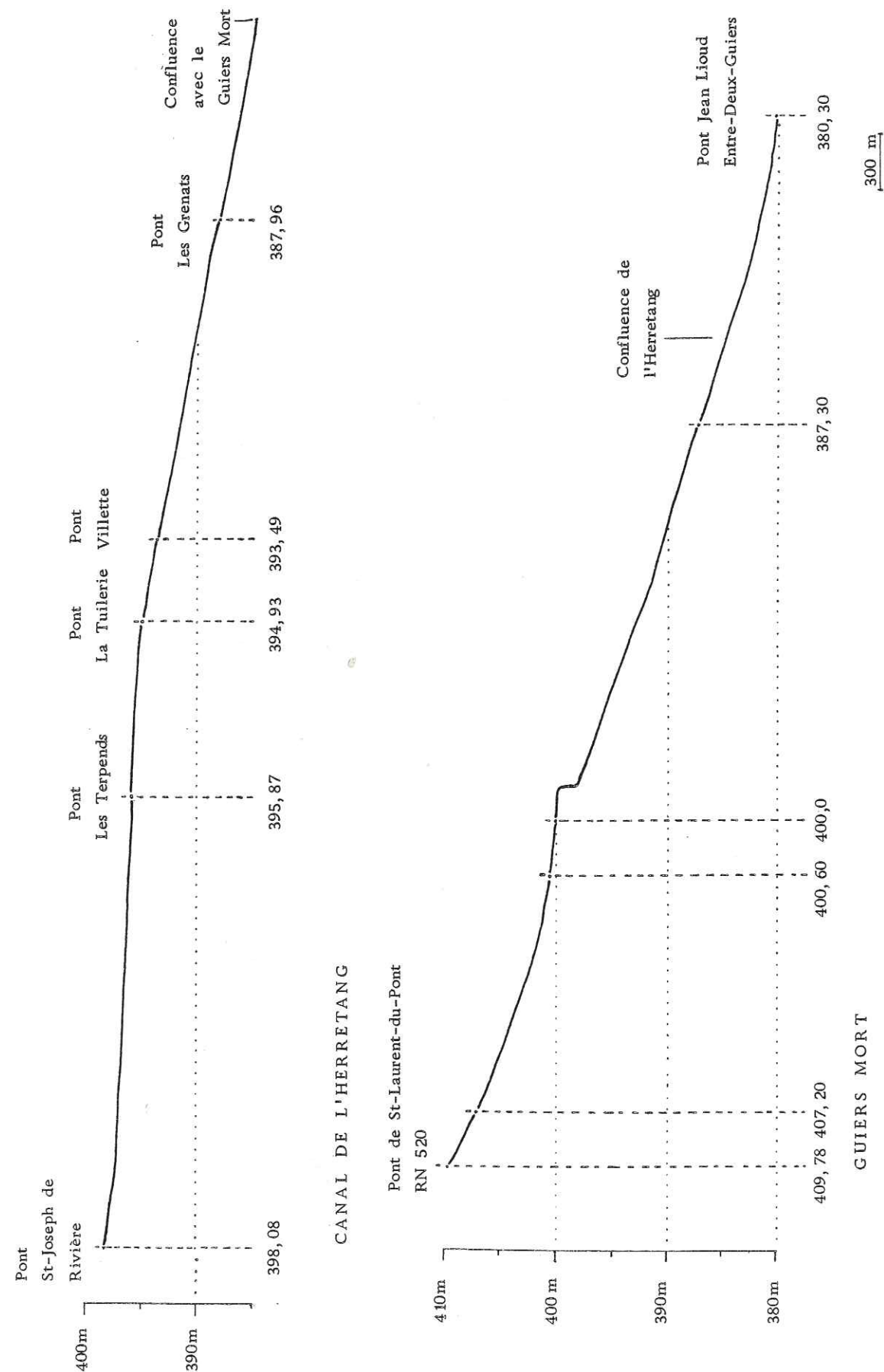


Fig 82 : PROFILS COMPARÉS DE L'HERRETANG ET DU GUIERS MORT A L'ÉTIAGE.

Comme pour le vallon de St Aupre qui bénéficie du même type d'alimentation karstique, les apports d'eaux souterraines provoquent l'augmentation brutale de la conductivité et la baisse de la température des eaux du ruisseau.

L'ensemble des eaux du vallon s'évacue en surface vers la Morge. Vers le Sud, les moraines de Coublevie empêchent l'écoulement des eaux en profondeur vers l'extérieur du bassin.

B - LE GUIERS MORT ET SES AFFLUENTS

1) Les grands traits des cours d'eau majeurs

Les observations portent sur les deux rivières principales de la vallée de St-Laurent-du-Pont :

- l'Herretang qui draine la bordure sud-ouest de la Chartreuse, le col de la Placette et le versant occidental de la vallée;
- le Guiers Mort qui draine une grande partie de la Chartreuse. L'étude porte essentiellement sur la partie de son cours comprise entre St-Laurent-du-Pont et sa confluence avec le Guiers Vif.

Ces deux cours d'eau présentent des caractères très différents.

- Dans sa zone amont, l'Herretang se caractérise par un écoulement non pérenne. Les formations alluviales perméables, à l'amont du village de St-Robert, permettent l'infiltration. La pente du cours d'eau est dans ce secteur proche de 20 %.

- Vers l'aval, l'Herretang est canalisé et contribue à l'assainissement d'une grande partie des zones marécageuses en rive gauche de la vallée.

La ligne d'eau du canal a pu être levée à partir des repères topographiques existants ou mesurés en cours d'étude avec l'aide du service topographique de la Direction Départementale de l'Agriculture.

La figure 82 représente son profil à l'étiage de septembre 1981. Sa pente varie entre 1,3 % dans la traversée des marais et 3,2 % dans la zone aval. Cette accentuation brutale de la pente correspond à la zone d'influence du vaste cône de déjection du Guiers Mort.

La ligne d'eau du Guiers Mort a également fait l'objet d'un levé à partir de repères anciens de l'I.G.N. Sa pente moyenne, de l'ordre de 5,3 %, est plus de 2 fois supérieure à celle du canal de l'Herretang. Elle est relativement constante jusque dans la zone de confluence avec l'Herretang, excepté à l'approche d'un seuil situé 1,5 km à l'aval de St-Laurent-du-Pont.

On peut qualifier le Guiers Mort d'une rivière "vive" qui érode ses berges de limon et dont le cours est installé dans des graviers et galets hautement perméables, sans cesse déplacés.

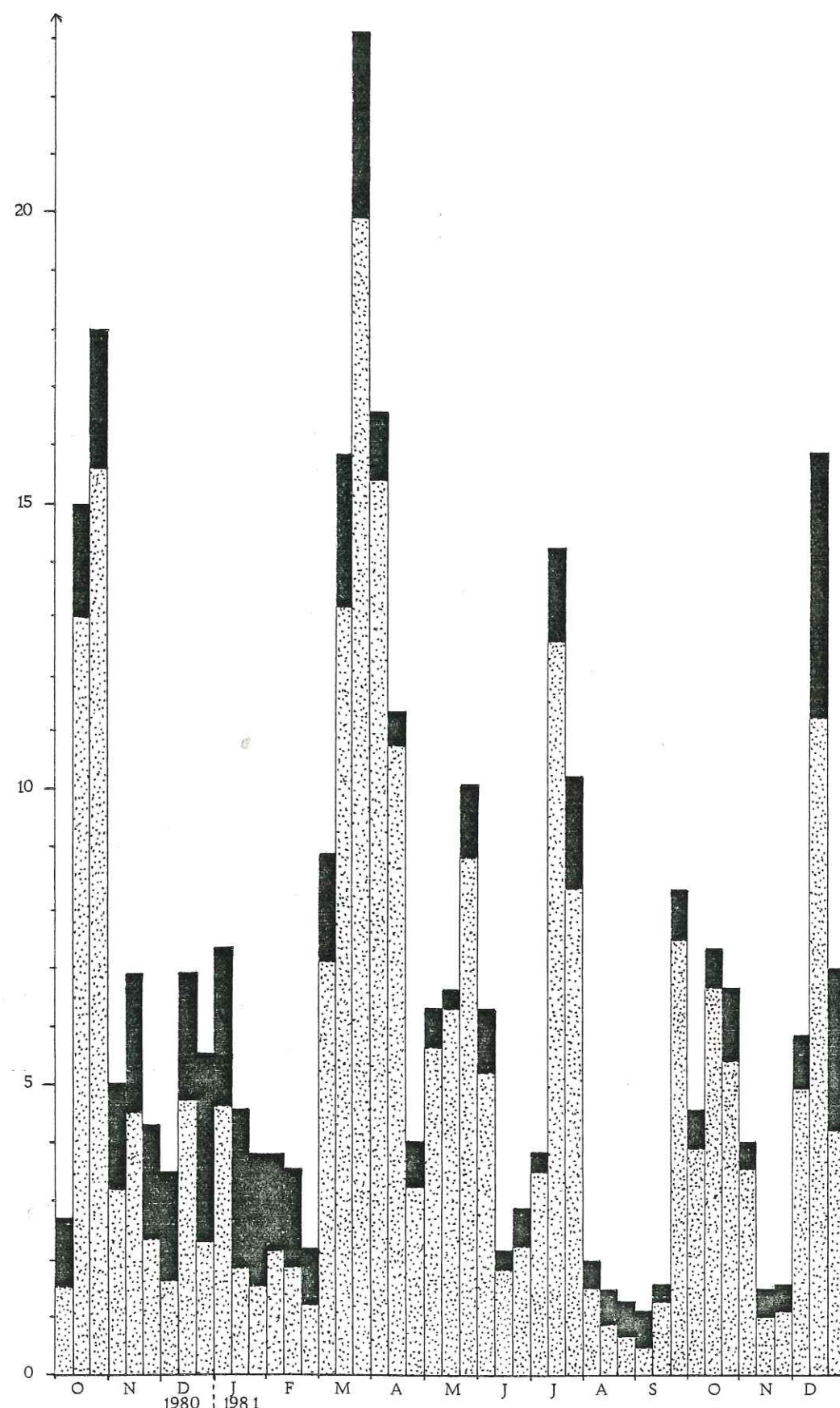


Fig 83 : DEBITS MOYENS DECADAIRES DU GUIERS MORT.

■ à son entrée dans la vallée (St-Laurent-du-Pont)
 ■ à sa confluence avec le Guiers Vif (Entre-Deux-Guiers ; Pont Jean Lioud)

2) Régime du Guiers Mort

Les enregistrements journaliers sur le Guiers Mort à St-Laurent-du-Pont et à Entre-Deux-Guiers ont permis d'établir l'histogramme de la figure 83. Celui-ci représente les débits moyens décadaires du mois d'octobre 1980 au mois de décembre 1981.

Le Guiers Mort subit un régime nivo-pluvial caractérisé par :

- deux étiages annuels :
 - . l'un très prononcé en été (août et surtout septembre),
 - . l'autre moins prononcé en hiver et très variable d'une année sur l'autre;
- des débits très élevés pendant les mois de mars, avril et correspondant à la mobilisation des stocks neigeux constitués en altitude pendant la période froide précédente.

L'amplitude des écarts entre débits de crue et d'étiage est très importante. A la station d'Entre-Deux-Guiers, nous avons noté les débits moyens journaliers suivants :

- . le 8 septembre 1981 : $1,08 \text{ m}^3/\text{s}$;
- . le 6 janvier 1982 : $56,7 \text{ m}^3/\text{s}$.

- L'étiage d'hiver

On constate une grande dispersion interannuelle des débits observés surtout pendant les mois d'hiver. Elle dépend principalement du gradient des températures dans la vallée et de l'épaisseur du manteau neigeux.

L'hiver 80-81, beaucoup plus froid reflète mieux le régime du Guiers Mort que ne le fait celui de 81-82. Ce dernier avec des crues anormalement élevées, montre une participation importante de la pluie.

Durant les mois de janvier et février 1981, les débits enregistrés à Entre-Deux-Guiers sont deux fois supérieures à ceux de St-Laurent-du-Pont. Ceci est dû à l'importance des réserves naturelles de la vallée et aux fortes participations d'octobre 1980.

- Les débits du Guiers Mort dans la vallée

La différence des débits entre les deux stations permet de calculer les valeurs du ruissellement dans le bassin de St-Laurent-du-Pont.

Les valeurs mensuelles pour l'année hydrologique 80-81 sont données sur le tableau ci-après :

LEGENDE:

- 150 - Lieu et valeur du jaugeage. (en l/s)
- 315 - Drainage du cours d'eau et valeur de l'apport souterrain.
- 50 - Alimentation de la nappe et valeur du débit restitué.

(Légende des formations de bordure: voir figure 21)

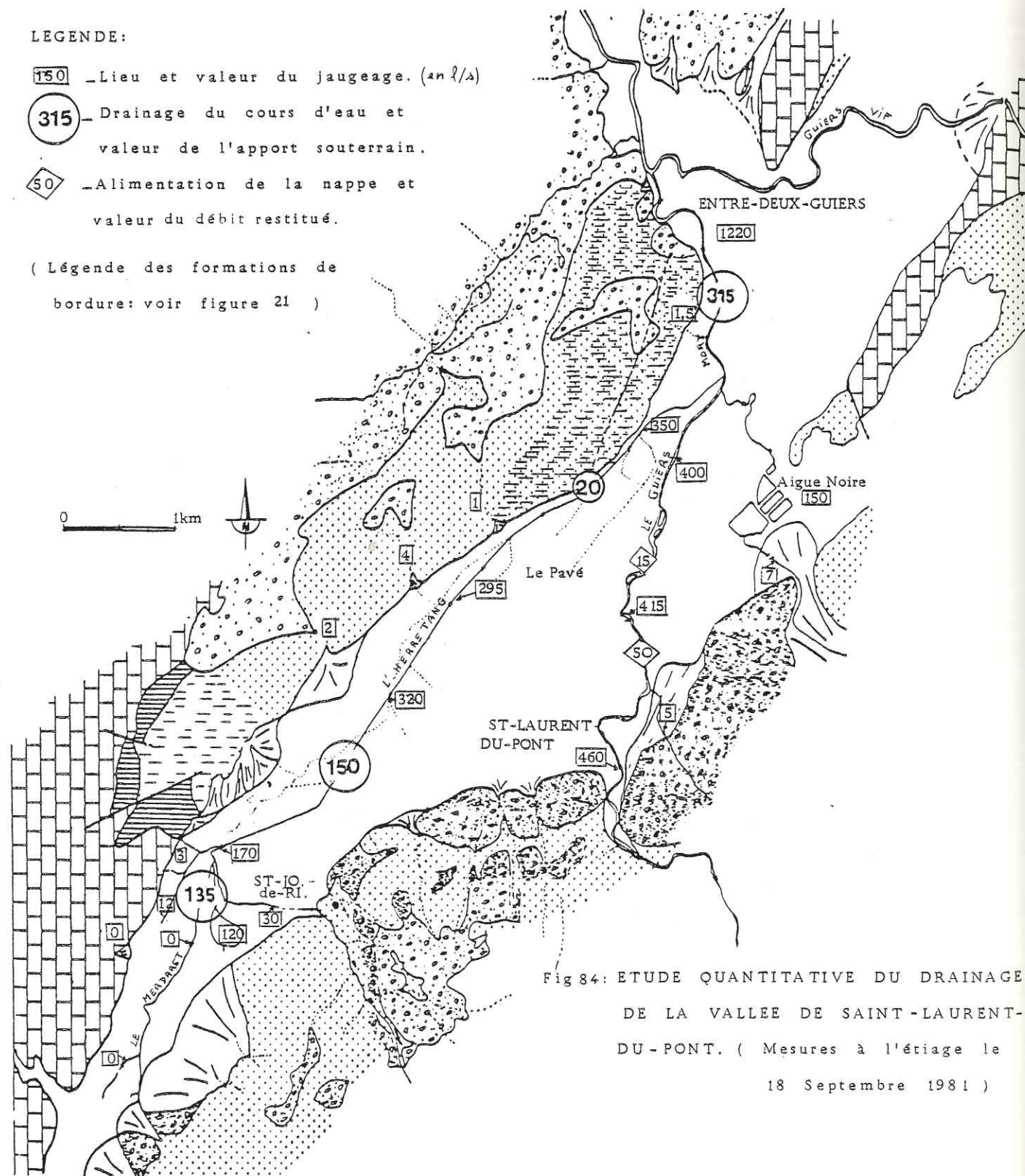


Fig 84: ETUDE QUANTITATIVE DU DRAINAGE
DE LA VALLEE DE SAINT-LAURENT-
DU-PONT. (Mesures à l'étiage le
18 Septembre 1981)

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	ANNEE 80-81
Q_1 Débit moyen m^3/s St-Laurent-du-Pont	10,3	3,34	2,83	2,57	1,71	13,3	9,8	7,0	3,05	8,15	0,985	3,09	5,51
Q_2 Débit moyen m^3/s Entre-Deux-Guiers	11,3	5,16	5,29	5,17	3,22	16,2	10,65	7,8	3,76	9,49	1,54	3,67	6,49
$Q = Q_2 - Q_1$ m^3/s	1,6	1,82	2,46	2,60	1,51	2,9	0,85	0,8	0,71	1,34	0,56	0,58	0,98
Débit spécifique $l/s/km^2$	27,2	30,9	41,8	44,2	25,7	49,3	14,5	13,6	12,1	22,8	9,5	9,9	16,7
Volume écoulé $x 10^6 m^3$	4,29	4,72	6,39	6,96	3,65	7,77	2,20	2,14	1,84	3,59	1,50	1,50	46,75

Les forts débits spécifiques obtenus mettent en évidence, surtout pendant les mois d'étiage, un drainage important et continu des eaux souterraines de la vallée.

La différence entre les débits minimums enregistrés aux deux stations permet d'évaluer, dans une première approche, l'importance de la valeur du drainage de la nappe en période d'étiage :

- débit minimum à Entre-Deux-Guiers : $1,08 m^3/s$,
 - débit minimum à St-Laurent-du-Pont : $0,450 m^3/s$
- soit environ: $0,550 m^3/s$.

3) Alimentation et drainage

Une étude semblable à celle réalisée dans la vallée de la Morge a été conduite dans la vallée de St-Laurent-du-Pont afin de quantifier l'importance de ce drainage.

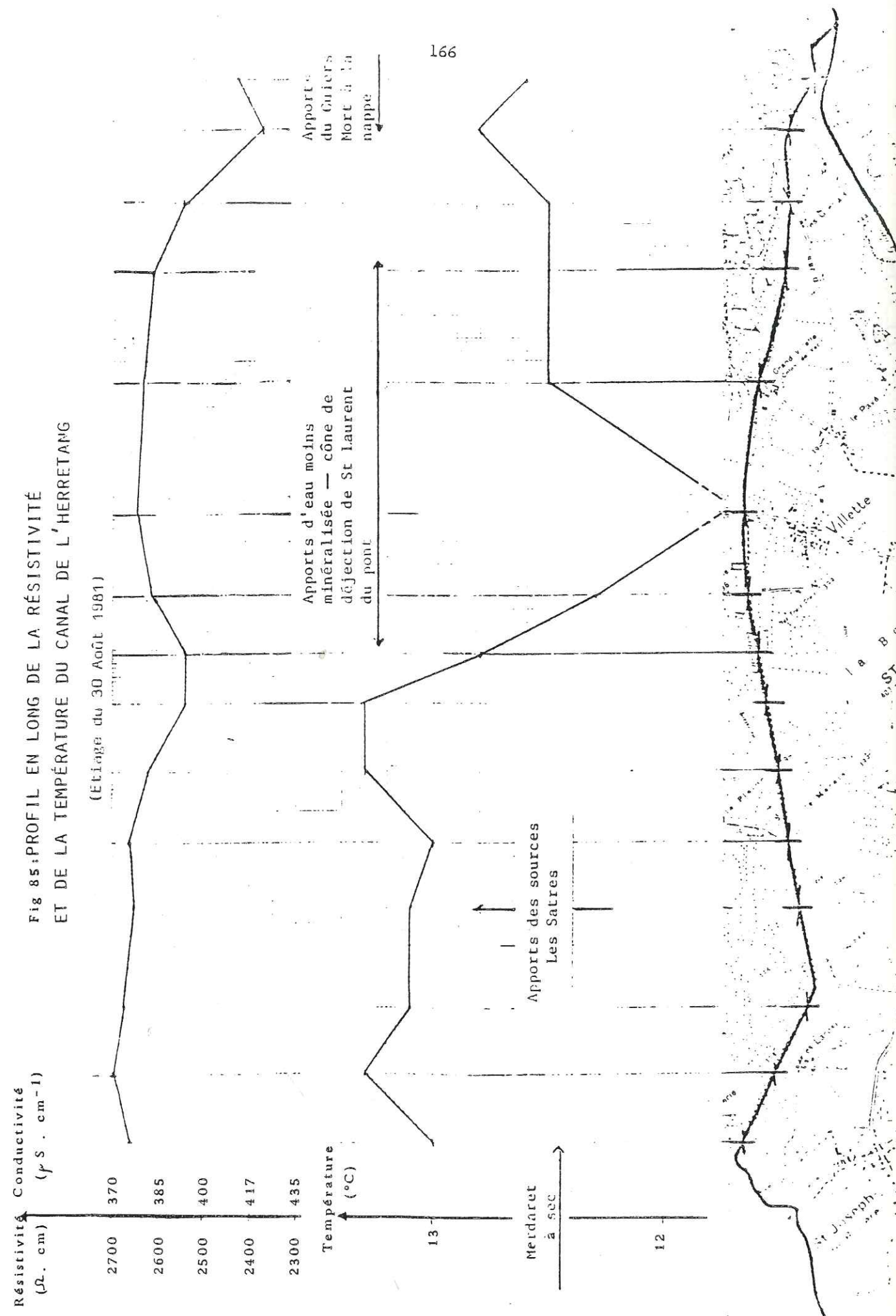
Les résultats des différents jaugeages effectués sur l'Herretang, le Guiers Mort et sur toutes les sources et tous les ruisseaux alimentant la vallée sont notés sur la carte de la figure 84.

Les profils de résistivité de température des principaux cours d'eau participant au drainage sont dessinés figures 85 et 86 ; ils tentent de mettre en évidence l'origine des apports souterrains.

Pour des mesures réalisées le 18 septembre 1981 en période d'étiage sévère, l'apport total du bassin, calculé par différence entre les deux valeurs de débits enregistrées aux deux stations du Guiers Mort était de :

$$1220 - 460 = 760 l/s.$$

Fig 85: PROFIL EN LONG DE LA RÉSISTIVITÉ
ET DE LA TEMPÉRATURE DU CANAL DE L'HERRETANG



Seulement 200 l/s proviennent des apports visibles en surface, dont 150 l/s pour la seule source d'Aiguenoire dont les eaux sont issues du vallon de Berland.

Donc $(760 - 200) = 560$ l/s sont dus à la vidange de la nappe et aux apports latéraux, soit environ 75 % de la valeur totale du ruissellement.

a) Le drainage de l'Herretang

L'étude met en évidence trois zones différentes par leur type d'alimentation et leur importance du drainage :

- zone amont : en étiage, le ruisseau est sec sur la portion de son cours comprise entre les gorges de Crossey et le village de St-Robert ;
- zone centrale : les émergences, en amont du cône de déjection de St-Joseph-de-Rivière, issues d'une vaste zone marécageuse, fournissent un débit d'environ 135 l/s au Merdaret. Cette portion du cours, longue seulement de 500 m, draine ainsi 22 % de la valeur totale du drainage.

Nous étudierons ces sources plus en détail dans le chapitre consacré à la dynamique de l'écoulement de la nappe de St-Joseph-de-Rivière.

Ensuite, le débit du canal de l'Herretang augmente progressivement d'amont en aval sauf entre les villages de Villette et la Tuilerie, où l'on note une légère ré-infiltration. Cette dernière doit être interprétée avec beaucoup de prudence car la différence de 25 l/s entre les deux mesures correspond à l'erreur absolue faite sur les jaugeages au moulinet.

Cependant, des mesures de débits effectuées au cours de l'étude entre ces deux points ont toujours montré une faible différence de valeurs.

Le débit drainé par le canal de l'Herretang est de l'ordre de 170 l/s pour l'étiage considéré, soit 27 % des apports souterrains de la vallée.

• Zone aval : A proximité de leur confluence avec le Guiers Mort, les eaux du canal se caractérisent par une augmentation brutale de la résistivité (fig. 85).

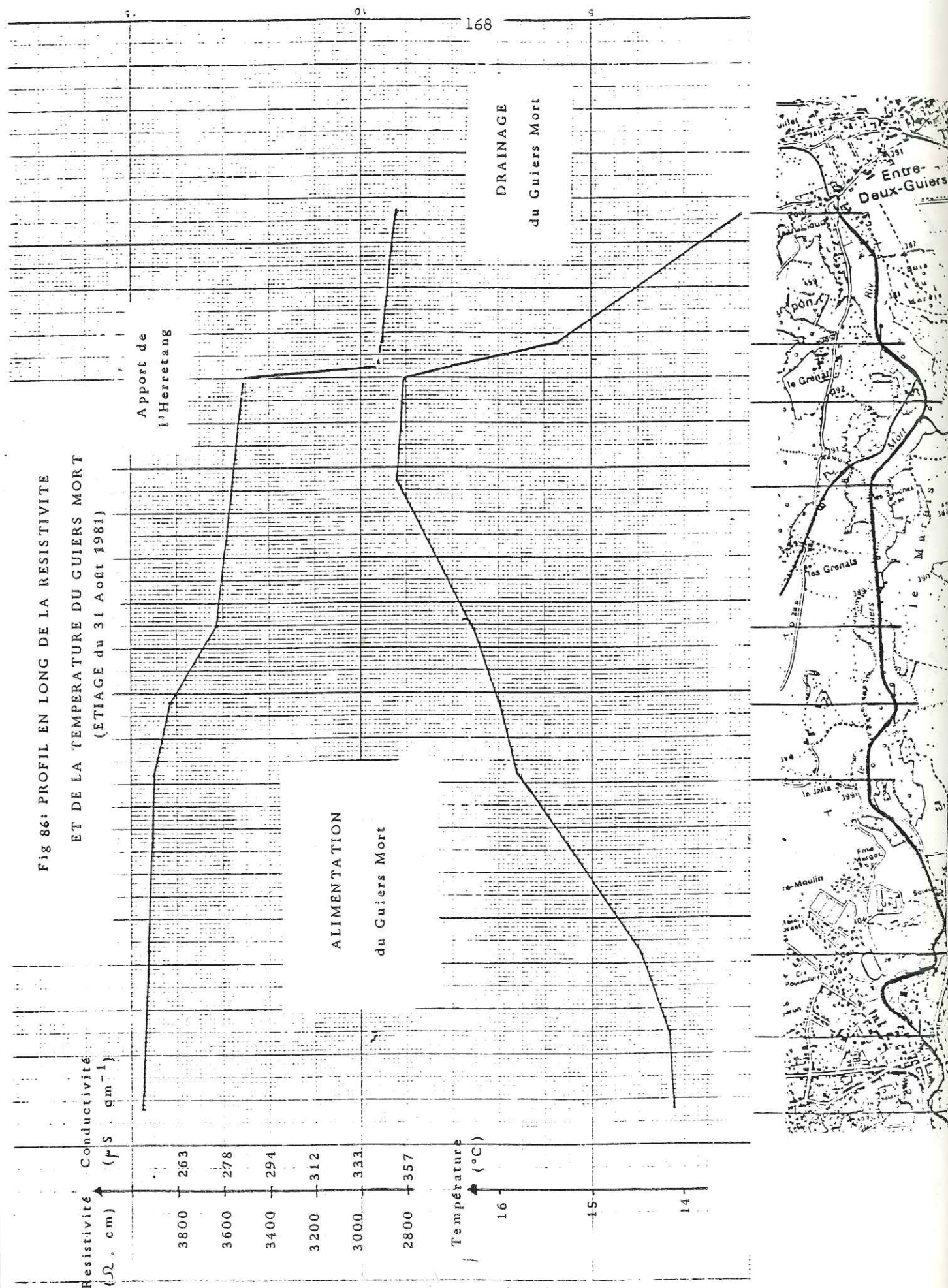
Cette anomalie est due à la proximité du Guiers Mort dont les eaux moins minéralisées et plus froides participent à l'alimentation de la nappe et rejoignent ainsi le canal de l'Herretang.

L'Herretang draine au total environ 50 % des apports souterrains calculés à Entre-Deux-Guiers.

b) Alimentation et drainage du Guiers Mort

- Dans la traversée des alluvions perméables de son cône de déjection, le Guiers Mort restitue environ 14 % de son débit à la nappe. Dans ce secteur, la figure 86 montre une baisse de la résistivité et une augmentation de la température quasi constante de l'amont vers l'aval.

Fig 86: PROFIL EN LONG DE LA RESISTIVITE
ET DE LA TEMPERATURE DU GUIERS MORT
(ETIAGE du 31 Août 1981)



- Ces deux valeurs se stabilisent puis chutent brutalement avec l'apport des eaux du canal de l'Herretang.

- Le cours inférieur du Guiers Mort reçoit un apport souterrain de l'ordre de 315 l/s. Cette valeur regroupe à la fois les eaux drainées par le Guiers Mort, la partie aval de l'Herretang en rive gauche et le ruisseau de l'Aiguenoire en rive droite. Le drainage est, dans ce secteur, très important ; il représente 51 % de la valeur totale de la vidange de la nappe.

c) Conclusion

Nous avons résumé les différents résultats sur un tableau indiquant les valeurs des débits exprimés en l/s et en pourcentage.

Les pourcentages sont calculés par rapport au débit total enregistré à la station d'Entre-Deux-Guiers.

Pour comparaison, nous avons mis en parallèle les résultats d'une campagne de mesure effectuée par le SRAE en période de hautes eaux, le 16 février 1972.

Débits en l/s	Guiers Mort		Apports de surface	Drainage		
	Entre-Deux-Guiers	St-Laurent-du-Pont		Merdaret	Canal Herretang	Guiers Mort
Etiage	1220	460	20	135	170	315
		33 %	16 %	11 %	14 %	26 %
Hautes eaux	6580	2300	1450	600	800	1430
		35 %	22 %	9 %	12 %	22 %

On constate une certaine similitude des valeurs de pourcentage obtenues pour les deux périodes.

C'est à dire que, même si les débits varient, dans l'absolu de 1 à 6, les apports restent proportionnels au débit de la rivière.

On remarque tout de même que les débits des affluents sont, en pourcentage, supérieurs en période de hautes eaux qu'en période d'étiage. Ceci s'explique par le fait que les vitesses de ruissellement sont plus importantes dans leurs bassins versants.

Les apports souterrains, quant à eux, présentent des pourcentages relativement constants et ceci dans chaque secteur de la plaine.

C - BILANS HYDROLOGIQUES ET INFILTRATIONS

Le bilan hydrologique a pour but de vérifier l'égalité entre les débits des apports et les débits des écoulements à la sortie du bassin. Cette égalité schématise le comportement hydraulique du système considéré et permet de préciser s'il existe un écoulement souterrain vers l'extérieur du bassin.

Les apports sont formés par les précipitations efficaces calculées précédemment. Elles alimentent :

- d'une part le ruissellement sur le sol ; ces eaux se concentrent plus ou moins rapidement vers les rivières ;
- d'autre part l'infiltration vers les nappes et le stockage souterrain.

Il est toujours délicat d'apprécier la part de pluie qui ruisselle, de la part infiltrée. L'infiltration dépend de nombreux facteurs (topographie, nature des terrains, etc...) augmentés par l'hétérogénéité de la région étudiée. Aussi, il faudra plus voir dans cette approche du bilan une étude qualitative que quantitative, surtout en ce qui concerne les valeurs de volumes d'eau infiltrés. Il est intéressant de suivre leur évolution dans l'année (définition des périodes de recharge et de tarissement des réserves) en dressant un bilan mensuel.

1) Bilan hydrologique de la vallée de la Morge

Les différents termes du bilan sont ceux calculés précédemment pour l'année hydrologique 1980-1981. Leurs valeurs mensuelles et annuelles sont présentées en millions de m³ sur le tableau suivant :

VOLUME D'EAU x 10 ⁶ m ³	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	ANNEE 80-81
PRECIPITATION	11	4,5	5	6,4	2,3	4	1,5	5,2	3,8	6,6	1,3	5,4	56,9
PRECIPITATION EFFICACE	9,8	4,1	5	6,4	2,2	2,6	0	2,0	0	2,6	0	0,2	34,9
RUISELLEMENT	4,6	3,0	4,0	4,4	3,5	4,9	2,6	2,4	1,9	2,0	1,0	0,9	35,2
VOLUME D'EAU INFILTRE	5,2	1,1	1,0	2,0	0	0	0	0	0	0,6	0	0	
VARIATION DU STOCK D'EAU INFILTRE	5,2	6,3	7,3	9,3	8,0	5,7	3,1	2,7	0,8	1,4	0,4	0	

Les valeurs annuelles montrent que le volume d'eau qui s'est écoulé en surface vers l'extérieur du bassin (35,2 millions de m³) est équivalent au volume des précipitations excédentaires (34,9 millions de m³).

Cette égalité schématise un système hydraulique fermé où toutes les eaux apportées en excédent au cours d'un cycle hydrologique ruissellent vers l'extérieur du bassin.

La figure 87 permet une bonne visualisation de l'évolution mensuelle des différents paramètres du bilan, représentés en volume d'eau cumulé.

La différence entre les courbes de précipitation efficace et de ruissellement montre les volumes d'eau écoulés vers la nappe qui contribuent à la charge de l'aquifère.

On constate :

- Une recharge des nappes d'octobre à janvier : 9,3 millions de m³ d'eau infiltrés pendant cette période. La recharge mensuelle brute la plus importante se produit en octobre 1980 (5,2 millions de m³) ; c'est la conséquence des fortes pluies du mois. Pendant les mois d'hiver, le stockage se constitue par infiltration vers les nappes et par constitution du stock neigeux en altitude.

- Une vidange quasi continue des réserves de février à septembre 81. Le prélèvement sur les réserves se fait d'abord, surtout aux dépens du stock neigeux, puis aux dépens des nappes aquifères.

Les précipitations abondantes de juillet créent un petit excédent vite vidangé en août et septembre.

On retrouve parfaitement cette évolution annuelle des réserves sur les diagrammes de fluctuation de la surface piézométrique des nappes de St-Aupre et de St-Nicolas-de-Macherin (fig. 88). Ils ont été établis à partir de relevés mensuels effectués dans les forages SN1 (vallon de St-Nicolas-de-Macherin) et SC1 (vallon de St-Aupre).

Ces diagrammes indiquent clairement que du mois de janvier jusqu'à l'étiage de fin d'été, les nappes suivent une courbe de tarissement caractéristique.

Celle-ci est très marquée sur les observations de la nappe de St-Aupre qui s'écoule dans des alluvions grossières. De janvier à septembre, le tarissement est quasi continu et ne semble pas affecté par les différents épisodes de crue constatés sur la Morge. La nappe de St-Aupre est plus en rapport avec les infiltrations latérales des eaux du réservoir karstique qu'avec celles du ruisseau.

Les fluctuations de la nappe de St-Nicolas-de-Macherin sont beaucoup plus faibles (moins d'un m de battement). La topographie très vallonnée, aux pentes relativement accentuées incite à voir dans ce secteur une zone peu favorable à l'infiltration. De plus, le tarissement est ici largement différé par la rétention des eaux dans la couverture argilo-limoneuse, où est implanté le forage SN1.

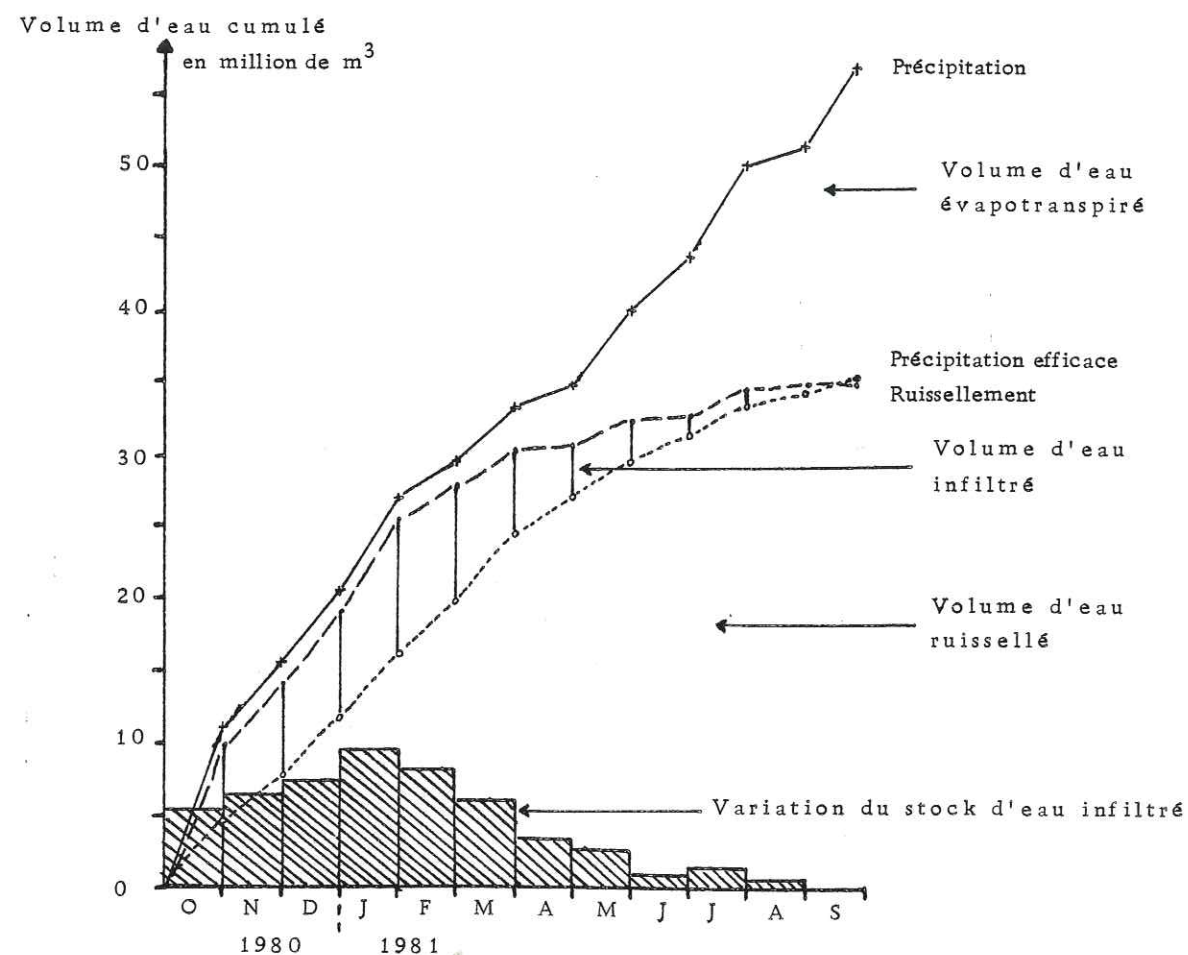


Fig. 87 : BILAN HYDROLOGIQUE DU BASSIN DE LA MORGE
(Les termes du bilan sont représentés en volume d'eau cumulé)

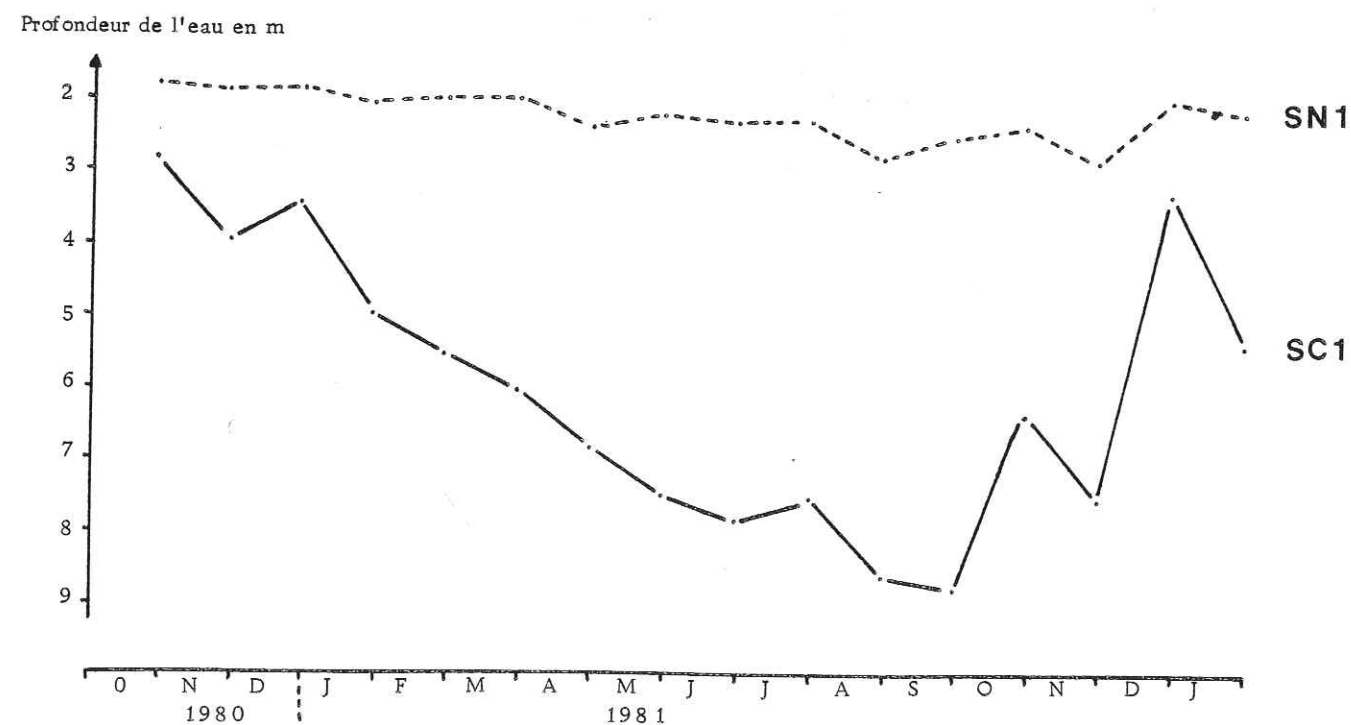


Fig. 88: FLUCTUATION DE LA SURFACE PIEZOMETRIQUE DES NAPPES
DE ST-AUPRE (SC1) ET DE ST-NICOLAS-DE-MACHERIN (SN1)

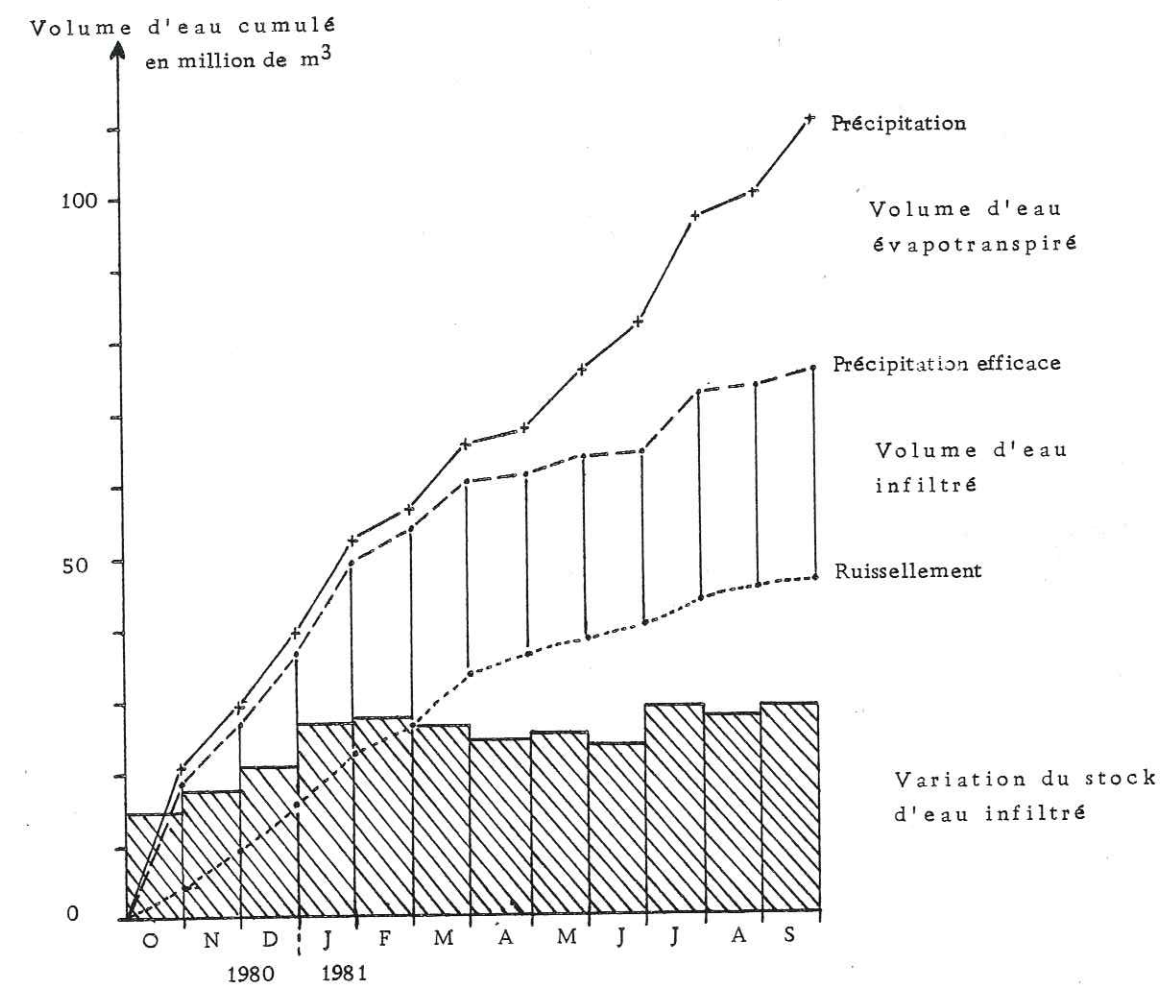


Fig. 89: BILAN HYDROLOGIQUE DE LA VALLEE DE ST-LAURENT-DU-PONT
(Les termes du bilan sont représentés en volume d'eau cumulé)

2) Bilan hydrologique de la vallée de St-Laurent-du-Pont

Les différents termes du bilan et les volumes d'eau stockés pour l'année hydrologique 80-81 sont les suivants :

VOLUME D'EAU × 10 ⁶ m ³	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	ANNEE 80-81
PRECIPITATION	20,8	8,5	9,9	13,1	4,3	8,8	1,9	8,4	6,3	14,9	2,4	10,7	110
PRECIPITATION EFFICACE	18,8	7,9	9,9	13,1	4,1	6,6	0	3,1	0,3	8,8	0	3,1	75,7
RUISSELLEMENT	4,3	4,7	6,6	7,0	3,6	7,8	2,2	2,1	1,8	3,6	1,5	1,5	46,7
VOLUME D'EAU INFILTRE	14,5	3,2	3,3	6,1	0,5	0	0	1,0	0	5,2	0	1,6	
VARIATION DU STOCK D'EAU INFILTRE	14,5	17,7	21	27,1	27,6	26,4	24,2	25,2	23,7	28,9	27,4	29	

Ces différents paramètres sont représentés, sur la figure 89, en volume d'eau cumulé.

Les variations mensuelles des volumes d'eau stockés sont caractéristiques de l'état hydrodynamique de la nappe.

Les recharges des réserves sont importantes entre les mois de novembre et février. Les excédents des précipitations et le ruissellement semblent s'équilibrer ensuite jusqu'au mois de septembre, à l'exception de quelques prélèvements sur les réserves observés surtout au printemps (mars et avril) et effectués aux dépens du manteau neigeux.

Annuellement, le volume d'eau qui s'infiltre à l'amont d'Entre-Deux-Guiers est de 29 millions de m³, ce qui correspond à un débit souterrain annuel de 920 l/s.

On vérifie que ce débit souterrain est du même ordre de grandeur que le débit des sources et des rivières pour la même période (980 l/s à Entre-Deux-Guiers).

3) Conclusion

L'examen des conditions d'écoulement des vallées de la Morge et de St-Laurent-du-Pont a permis de préciser la valeur des débits souterrains.

Il apparaît que dans le bassin de la Morge, toutes les infiltrations vers les nappes sont restituées à l'écoulement de surface. La nappe du vallon de St-Aupre présente les meilleures caractéristiques hydrodynamiques du bassin. Cependant, on ne peut espérer y prélever plus de 100 à 120 l/s (valeur d'étiage).

La vallée de St-Laurent-du-Pont montre des conditions d'alimentations exceptionnelles liées à un bassin versant beaucoup plus élevé et plus arrosé. La grande superficie plane de la vallée et les vastes cônes de déjection favorisent l'infiltration vers la nappe. Les recharges de l'aquifère sont effectives pendant les mois d'hiver où l'évapotranspiration est très faible. Les eaux consommées par les plantes et le drainage des cours d'eau (620 l/s en période d'étiage), équilibrent ensuite le bilan hydrologique.

CHAPITRE 6

ETUDE HYDRODYNAMIQUE DE LA NAPPE
DANS LA VALLE DE ST-LAURENT-DU-PONT

- I OBSERVATIONS DE LA SURFACE PIÉZOMÉTRIQUE
- II LES PARAMÈTRES HYDRODYNAMIQUES
- III DYNAMIQUE DE L'ÉCOULEMENT
- IV COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX DE LA NAPPE
- V SYNTHÈSE DES CONNAISSANCES PAR SIMULATION NUMÉRIQUE

I - OBSERVATIONS DE LA SURFACE PIÉZOMÉTRIQUE

A - LE RESEAU PIEZOMETRIQUE (fig. 90)

Le réseau piézométrique disponible pour l'étude de la nappe phréatique de la vallée de St-Laurent-du-Pont est composé de :

- 16 puits domestiques ; la plupart d'entre eux se situe dans la plaine d'Entre-Deux-Guiers ;
- 14 sondages de reconnaissance, équipés de tubes crépinés pénétrant l'aquifère sur une épaisseur d'au moins 10 mètres.

La réalisation d'un essai de pompage sur le forage F 80 à l'automne 1980 nous a permis de bénéficier de 5 autres piézomètres mis en place simplement dans le sol par vibro-fonçage.

La densité du réseau paraissant insuffisante dans le centre de la vallée, les 12 sondages à la tarière mécanique effectués dans l'argile (voir l'étude géophysique) ont été équipés en piézomètres.

A l'exception de ces derniers, tous les piézomètres ou puits domestiques recensés sont rattachés au Nivellement Général de la France. Il faut rajouter à ces points de mesure les différents ponts qui enjambent le canal de l'Herretang, grâce auxquels ont été relevées les cotes de la ligne d'eau, en relation avec la surface piézométrique.

Les relevés périodiques effectués en début de chaque mois ont été assurés du mois de septembre 1980 au mois de mars 1982.

Un limnigraphe installé sur le forage F 80 a permis l'enregistrement en continu des fluctuations de la nappe depuis mars 1981.

La somme des erreurs relatives à la mesure et au nivellement peut conduire à une erreur maximale de ± 10 cm lorsque la nappe est profonde, inférieure à ± 5 cm lorsqu'elle est subaffleurante.

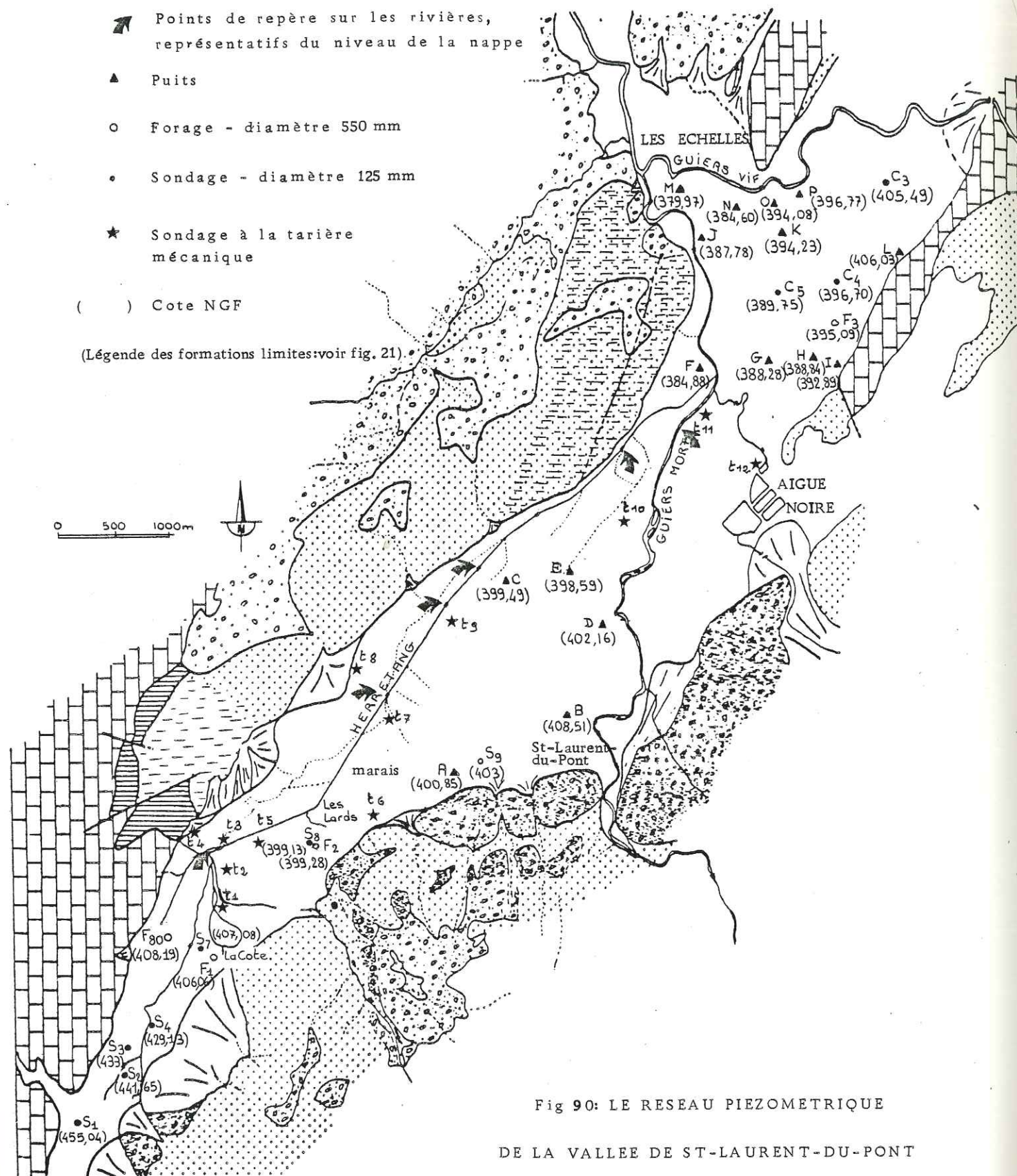
B - EXAMEN DES CARTES PIEZOMETRIQUES

On se limitera dans ce paragraphe, aux quelques enseignements qu'apportent l'examen des cartes piézométriques des figures 91 et 92 : directions générales des circulations souterraines, fluctuations de la nappe.

Les documents auxquels nous faisons référence ont été établis par interpolation linéaire sur un fond au 1/20 000, puis réduits.

Ils correspondent à :

- un étiage (basses eaux) : mesures le 31 août 1981 ;
- une crue d'hiver (hautes eaux) : mesures le 2 janvier 1982.



1) Écoulement général de la nappe et limites hydrodynamiques

Les deux cartes piézométriques laissent apparaître trois zones indépendantes qui se distinguent chacune par leurs alimentations particulières et leurs directions d'écoulement différentes. Elles traduisent très bien l'hétérogénéité du remplissage alluvial et les différentes conditions aux limites de l'aquifère.

- La zone amont (secteur de St-Joseph-de-Rivière) où l'on observe :
 - un écoulement général de la nappe sensiblement parallèle à la direction de la vallée ;
 - des alimentations latérales en rive droite (cônes de déjection) comme en rive gauche (calcaires karstifiés) ;
 - une pente de la surface piézométrique plus faible que la pente du terrain qui traduit une bonne perméabilité des alluvions aquifères.

- La zone centrale :

L'alimentation est représentée essentiellement par le Guiers Mort et l'infiltration de ses eaux dans le cône de déjection de St-Laurent-du-Pont. A partir de la ville, l'écoulement est nettement divergent : un filet d'eau peut aussi bien se diriger à l'Ouest vers les marais qu'au Nord vers le Pavé. De part et d'autre de ces deux axes de drainage, l'axe de divergence se déplace d'un côté ou de l'autre en fonction des variations de la charge à l'amont ou à l'aval.

Les infiltrations le long du cours du Guiers Mort imposent un niveau piézométrique de base qui limite la nappe vers l'Est.

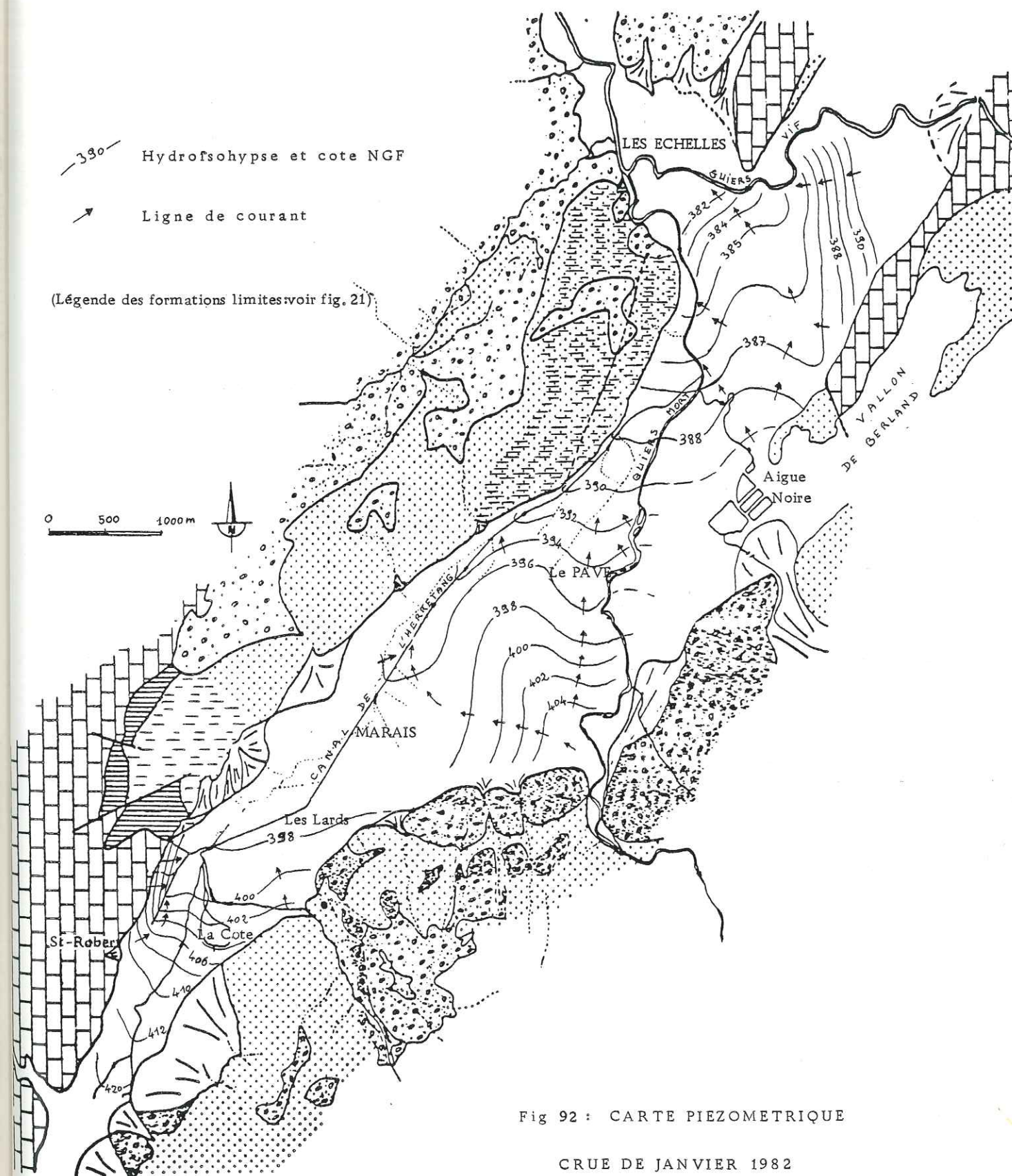
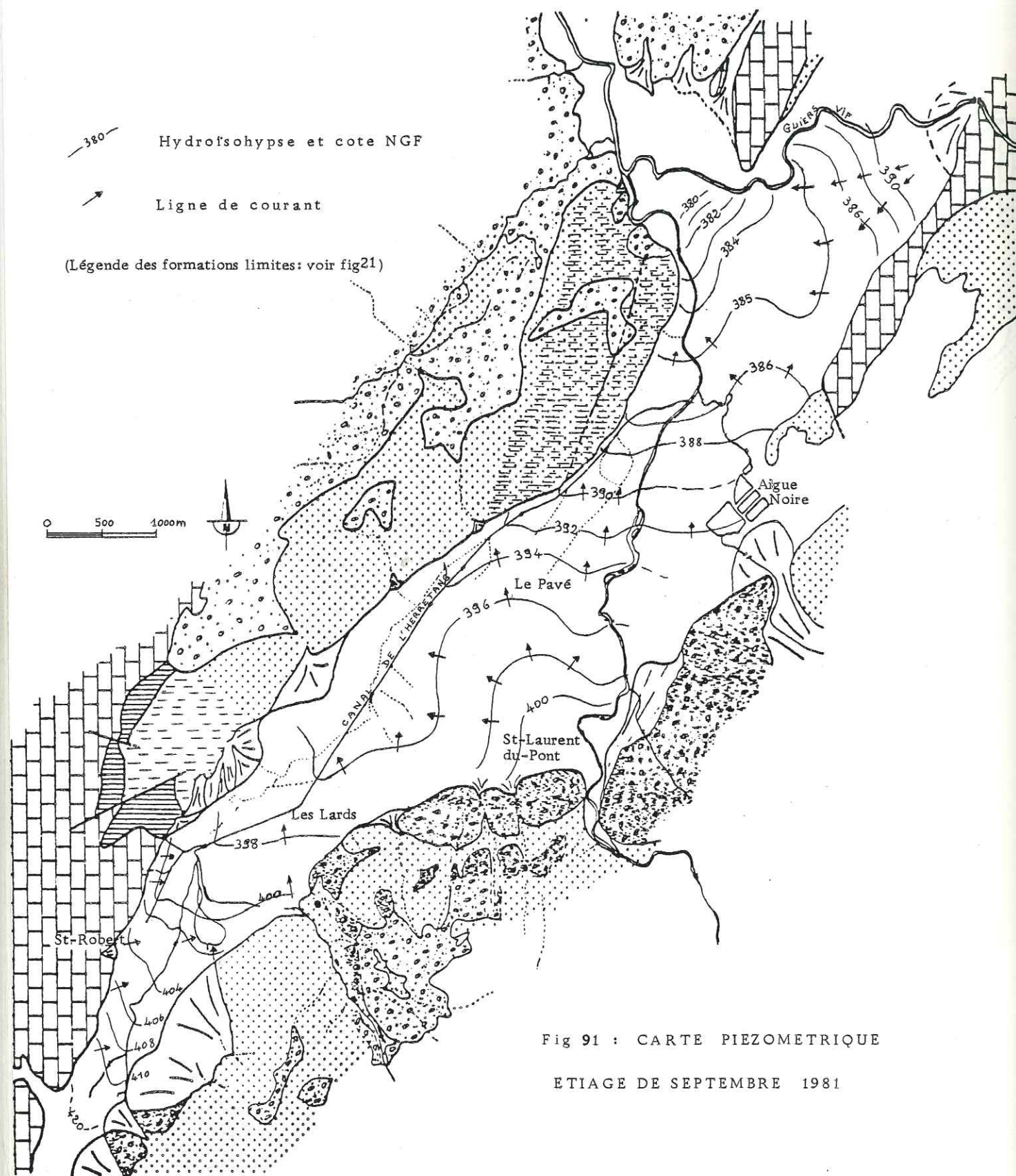
- La zone aval :

Elle est caractérisée par la présence d'un axe de drainage important de direction N-NW qui prolonge la faille post-miocène visible à l'affleurement en rive droite. Il draine les apports venant du Sud (vallon de Berland) et du Nord-Est (Guiers Vif et son cône de déjection).

Ces différentes unités sont limitées par la couverture argileuse et leur faible pente topographique. La nappe affleure souvent et des émergences apparaissent :

- à l'amont immédiat de St-Joseph-de-Rivière : source la Cote ;
- entre les cônes de déjection du Chorolant et du Guiers Mort : source les Lards et marais ;
- à l'aval de St-Laurent-du-Pont : source le Pavé ;
- au pied du vallon de Berland : source d'Aigue Noire.

Les fossés issus de ces émergences, le canal de l'Herretang et le cours inférieur du Guiers Mort participent au drainage de ces zones argileuses et permettent, en surface, la continuité hydraulique entre les différents aquifères.



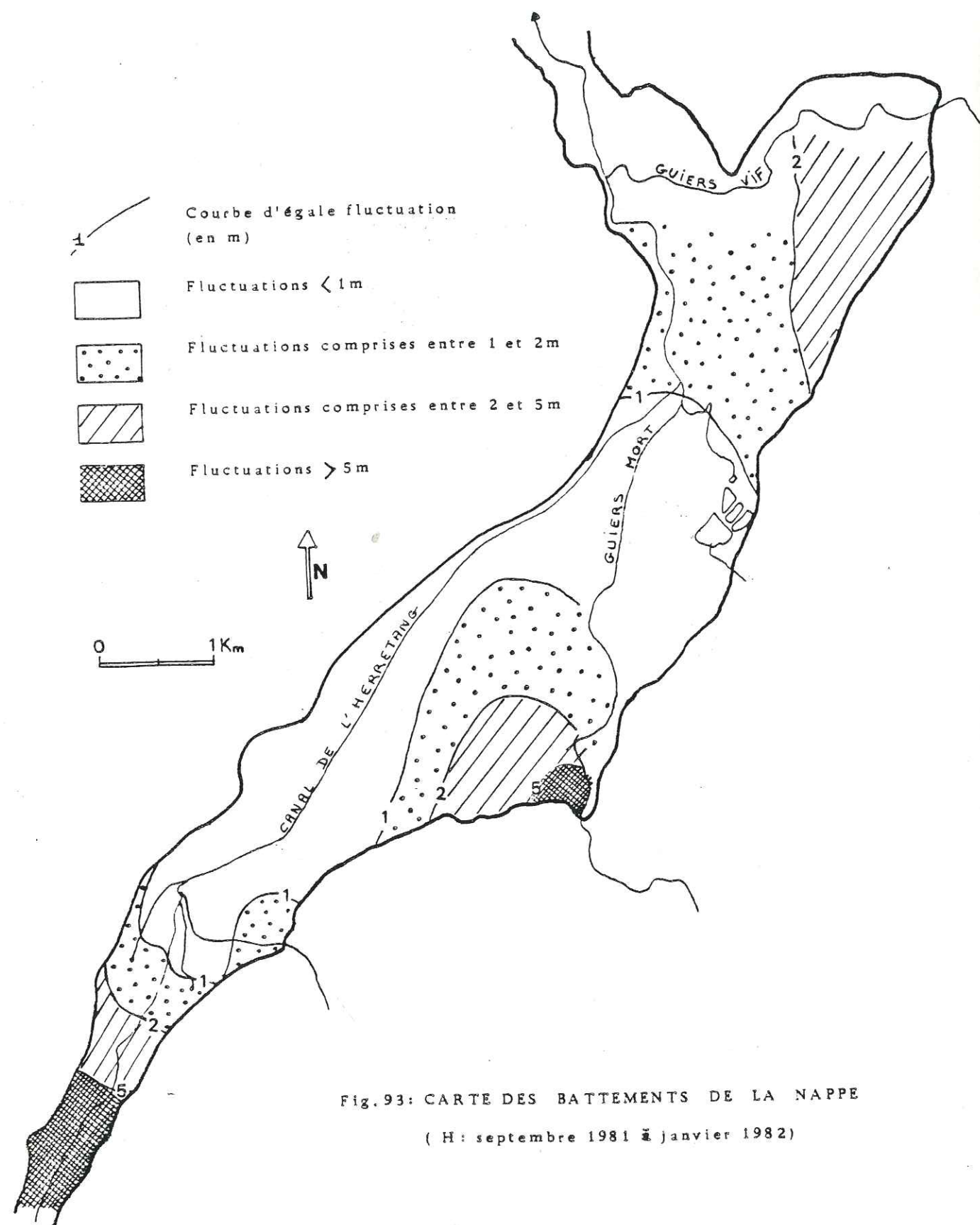


Fig. 93: CARTE DES BATTEMENTS DE LA NAPPE

(H: septembre 1981 à janvier 1982)

Il convient de remarquer que ce phénomène de drainance n'intéresse qu'une faible épaisseur de la couverture argileuse ; il est aussi limité latéralement par le faible réseau de canaux.

2) Fluctuations de la nappe

Par soustraction des cotes piézométriques de septembre 1981 et janvier 1982, on a pu établir une carte des fluctuations de la nappe. Celle-ci, très complexe dans le détail a été simplifiée sur la présentation de la figure 93.

La carte fait apparaître :

- une zone de fluctuations égales ou inférieures à 1 m, correspondant au remplissage argileux drainé par le canal de l'Herretang ;
- une zone de fluctuations supérieures à 2 m pouvant atteindre plus de 5 m par endroits et se limitant pour sa quasi totalité à la superficie où le remplissage est perméable.

Ces observations sont à rapprocher de l'étude des processus d'alimentation (§ III du même chapitre).

. La première zone ne reçoit qu'une alimentation faible et plus ou moins étalée dans le temps par l'effet du réservoir tampon de la couverture argileuse. La nappe est en permanence au refus (saturation jusqu'au sol).

. La seconde zone reçoit l'alimentation hivernale et présente de ce fait, une fluctuation maximale. C'est à l'amont de St-Joseph-de-Rivière que les variations sont les plus importantes. Ce secteur a une double alimentation :

- . alimentation par le cours d'eau du Merdaret (sec en été) ;
- . alimentation latérale, surtout en rive gauche, par le réservoir karstique du chaînon du Ratz.

Remarque

Le gradient hydraulique dans la zone argileuse est peu différent entre les hautes et basses eaux (faible gradient vertical). De cette remarque, découle les conséquences suivantes :

- il y a peu de différences de débit dans la nappe entre hautes eaux et étiage ; la faible variation de charge augmente seulement le débit des émergences de la nappe ;

- il y a une bonne répartition des débits dans l'année ; cela confirme l'état du bilan hydrologique calculé précédemment.

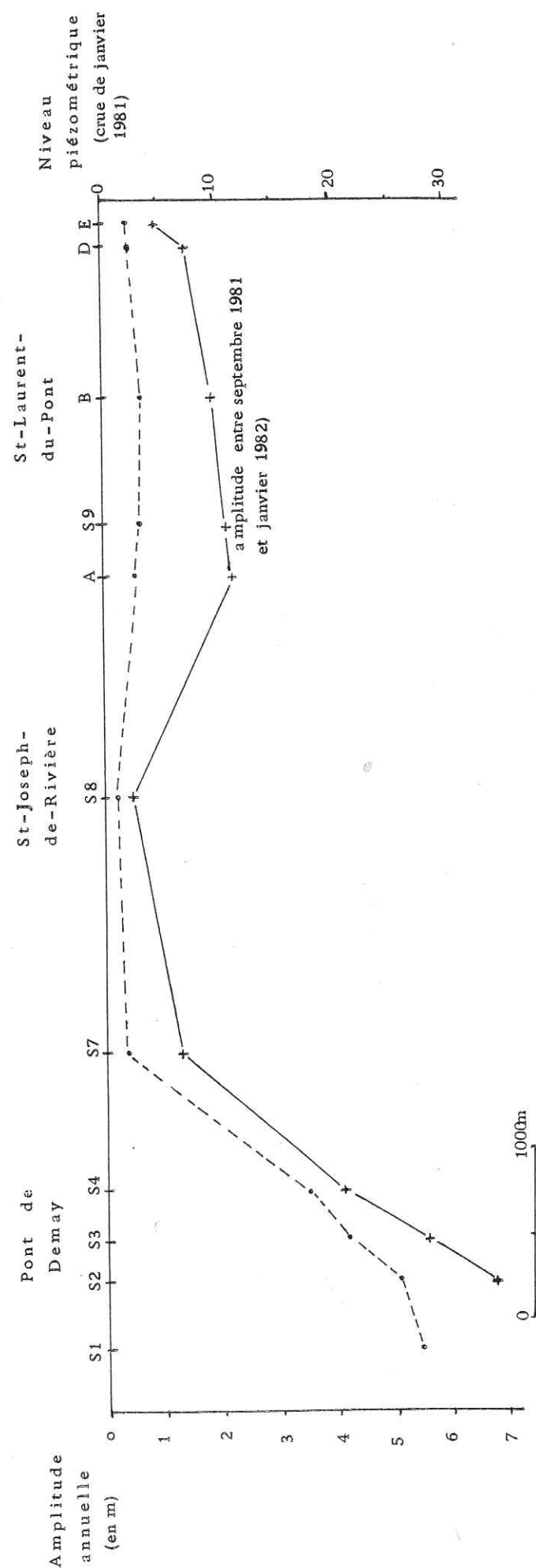


Fig. 94 : AMPLITUDE DE VARIATIONS DE LA NAPPE
LE LONG DE SON PROFIL

II - LES PARAMÈTRES HYDRODYNAMIQUES

A - SYNTHÈSE DES DONNÉES RECUEILLIES PAR L'ÉTUDE DOCUMENTAIRE

- Essais de pompage

Quelques essais de pompage ont été réalisés entre 1968 et 1970. Nous avons retenus les stations d'essais équipées de piézomètres, car elles donnent une meilleure précision des calculs de perméabilités des formations testées. Elles sont localisées dans les secteurs de la vallée qui offrent les conditions, à priori, les plus favorables :

- . secteur de St-Joseph-de-Rivière : forages F1 et F2 ;
- . secteur d'Entre-Deux-Guiers : forage F3.

- Essais ponctuels LEFRANC

Des mesures de perméabilité au moyen d'essais LEFRANC ont été effectuées par la société Béarnaise (Poitiers) dans cinq sondages du bassin d'Entre-Deux-Guiers. La technique adoptée fut celle des essais à charge constante où le débit injecté est réglé de façon à obtenir sur la nappe une surcharge faible et constante.

Dans chacun des sondages, plusieurs essais ont été réalisés à différentes profondeurs (e_n). La somme des produits $K_n \cdot e_n$ sur une même verticale fournit une valeur de transmissivité KE qui, divisée par l'épaisseur, conduit à une valeur approchée de la perméabilité équivalente (K_{eq}) de l'aquifère testée. Ces valeurs moyennes permettent d'être comparées aux valeurs obtenues lors des essais de pompage.

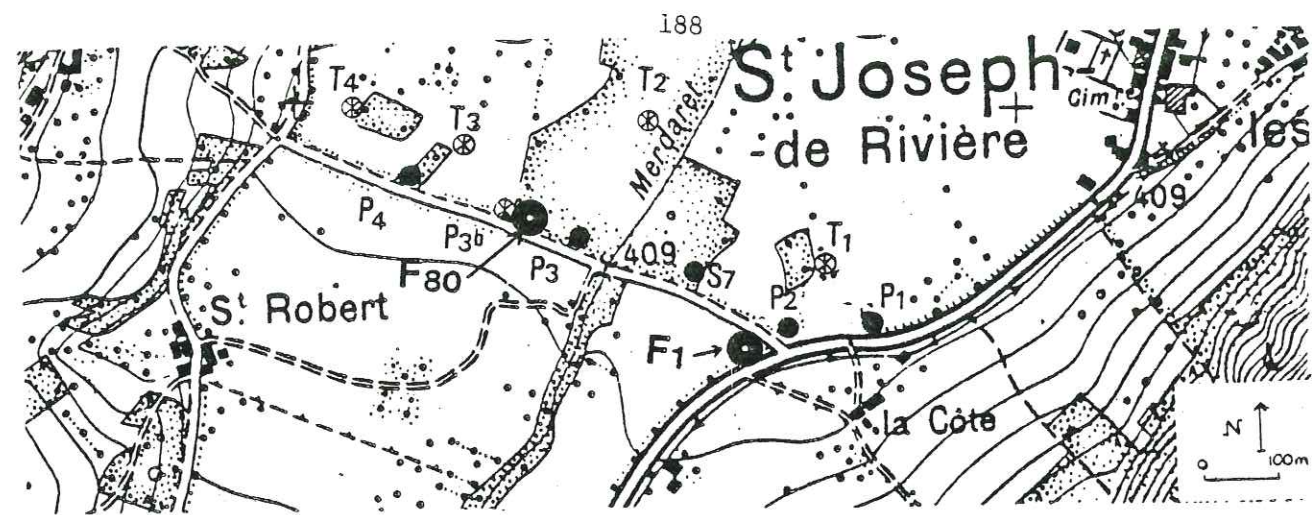
- Tableau de synthèse

Les résultats sont donnés sur le tableau synthétique suivant :

Forage	Profondeur (m)	Niveau piézométrique	Date	$\Delta s/Q$ (m)/(m ³ /h)	Perméabilité K (m/s)
<u>Essais de pompage</u>					
F1	30	2,28 m	10-1970	3,95/600	$3,7 \cdot 10^{-3}$
F2	22	1,14 m	03-1968	2,42/520	$2,7 \cdot 10^{-3}$
F3	24	9,99 m	06-1970	1,73/550	$1 \cdot 10^{-2}$
<u>Essais Lefranc</u>				Nombre d'essais	K_{eq}
C1	31,5	7,30 m	11-1971	3	$1 \cdot 10^{-2}$
C2	50	9,10 m	11-1971	3	$4 \cdot 10^{-3}$
C3	50	14,90 m	12-1971	2	$5,8 \cdot 10^{-3}$
C4	20	9,70 m	12-1971	2	$3 \cdot 10^{-3}$
C5	20	3,40 m	01-1972	2	$1,4 \cdot 10^{-3}$

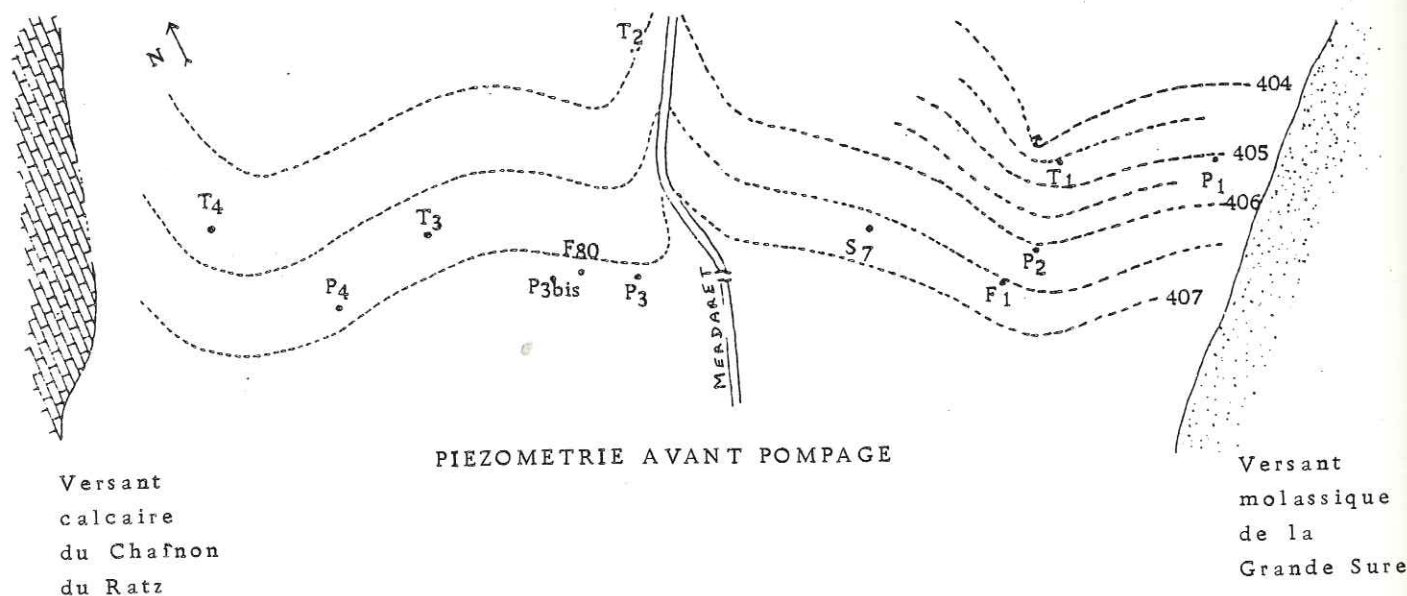
(Δs : rabattement ; Q : débit pompé)

La perméabilité moyenne sur l'ensemble de la hauteur de l'aquifère est de $\sim 2 \cdot 10^{-3}$ m/s.

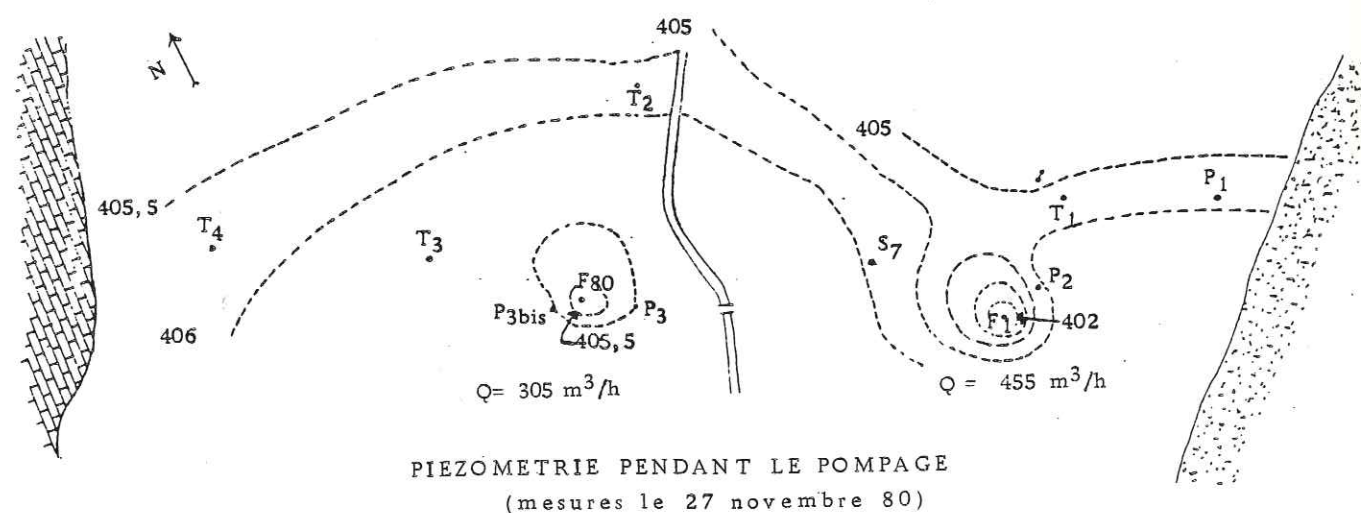


LOCALISATION DES STATIONS D'ESSAIS

- F80 et F1 : Puits de pompage
- Piézomètres profonds (supérieur à 10m)
- ⊗ Piézomètres peu profonds, creusés à la tarière à main



PIEZOMETRIE AVANT POMPAGE



PIEZOMETRIE PENDANT LE POMPAGE
(mesures le 27 novembre 80)

Fig. 95: CARTES DE LA SURFACE PIEZOMETRIQUE AVANT ET
PENDANT LE POMPAGE DE ST-JOSEPH-DE-RIVIERE

B - LES ESSAIS DE POMPAGE SUR LE SITE DU FORAGE F80

Deux essais de pompage ont été réalisés sur la nappe à l'amont de St-Joseph-de-Rivière. Ils ont eu lieu du 20 au 28 novembre 1980 sur les sites des forages F 80 (rive gauche du Merdaret) et F 1 (rive droite du Merdaret). Ils avaient pour objectif d'étudier expérimentalement l'évolution des caractéristiques de l'aquifère dans l'hypothèse d'une exploitation future. Nous avons pu suivre les essais dans leur totalité ; les calculs des différents paramètres (transmissivité, perméabilité, coefficient d'emménagement) ont été établis par nos soins.

1) Présentation des essais

a) Les différentes phases des essais :

- Essai n° 1 : un pompage de 45 h, à trois paliers de débits différents, jusqu'à 305 m³/h a permis de tester le forage F 80.
- Essai n° 2 : après 24 h d'arrêt, le pompage a repris simultanément du 23 au 27 novembre sur les deux forages :
 - débit constant de 305 m³/h pendant 103 h sur F 80,
 - trois paliers de débits jusqu'à 455 m³/h sur l'ancien forage F 1.

Au cours de ce deuxième essai, les prélèvements dans la nappe ont donc atteint 760 m³/h au total.

Les tableaux des essais figurent dans les pages suivantes.

b) Etat de la surface piézométrique avant et pendant les essais (fig. 95)

Dix piézomètres ont permis de suivre l'évolution de la nappe lors des essais. Parmi ceux-ci, nous en avons installés quatre à l'aide d'une tarière à main à plus de 100 m vers l'aval des puits de pompage de façon à préciser la zone d'influence de chaque puits.

Les courbes isopièzes "avant pompage" dessinées sur la figure 95 permettent les remarques suivantes :

- Les infiltrations du Merdaret, dont le lit est constitué à cet endroit de graviers et de galets, imposent une cote élevée de la nappe et constituent une sorte de "barrière hydraulique" entre les écoulements de rive droite et de rive gauche.

- En rive gauche, la nappe est alimentée latéralement par les eaux du karst de la montagne du Ratz.

- En rive droite, les eaux de la nappe émergent au contact de la couverture argileuse qui s'étend plus vers l'aval.

Au moment des essais, la nappe était en période de décrue. Le niveau de la nappe a baissé de 1 m entre le 19 et le 27 novembre sur le piézomètre S2 situé largement à l'amont, et de 8 cm à l'aval des ouvrages testés.

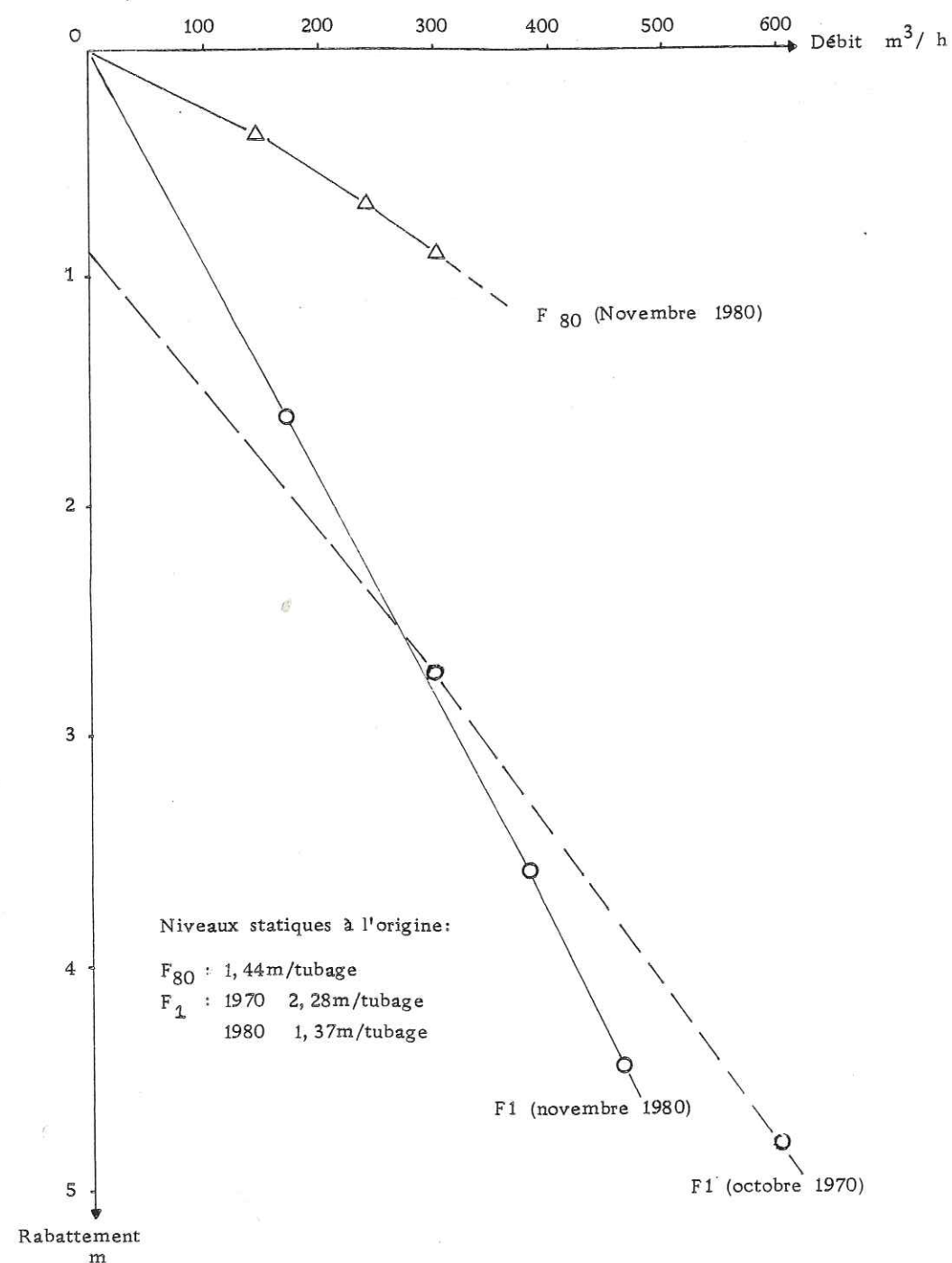


Fig 96 : COURBES CARACTERISTIQUES DES OUVRAGES F_{80} ET F_1
 SUR LA NAPPE DE ST-JOSEPH-DE-RIVIERE.

Ces fluctuations naturelles ont été corrigées sur les valeurs de rabattement dues au pompage en se basant sur l'observation de points suffisamment éloignés de l'influence du pompage : S2 à l'amont, F2 à l'aval.

2) Courbes caractéristiques

Les résultats des essais globaux effectués sur les deux forages sont donnés sur les tableaux suivants :

Essais sur F_{80}	Débits m^3/h	Durée pompage en heure	Rabattelements (en cm)				
			Puits F_{80}	Piézomètres			
				P3 bis $x=18,50m$	P3 $x=49,40m$	P4 $x=187m$	S7 $x=243m$
1er palier..	150	8h30	36	16	10,5	3,5	4
2è palier...	242	14h	69	31	21,5	6	6,5
3è palier...	305	23h	92	41	28	8,5	10

Essais sur F_1	Débits m^3/h	Durée pompage en heure	Rabattelements (en cm)			
			Puits F_1	Piézomètres		
				P2 $x=33 m$	T1 $x=100m$	P1 $x=187m$
1er palier..	170	22h	157	33,5	3,5	0
2è palier...	380	24h	353	70	13	0
3è palier...	455	50h	436	90	17,9	0

Pour rendre la comparaison plus facile, les courbes caractéristiques des deux ouvrages figurent sur le même diagramme (fig. 96).

. Les résultats sur F_{80} sont particulièrement remarquables. Pour de très forts débits pompés, le rabattement reste faible. Le débit critique n'est pas atteint à $305 m^3/h$.

. Les résultats sur F_1 sont beaucoup moins bons que lors de l'essai réalisé en octobre 1970 dans des conditions de nappe plus basses. Pour un même débit de pompage de $300 m^3/h$, on remarque une différence de rabattement d'1 m entre les deux essais. Les dix années d'inutilisation du forage ont certainement colmaté le puits et détérioré les crépines.

Le débit spécifique sur F_1 n'est seulement d'environ $100 m^3/h$ pour 1 m de rabattement, alors qu'il est de $325 m^3/h$ sur F_{80} .

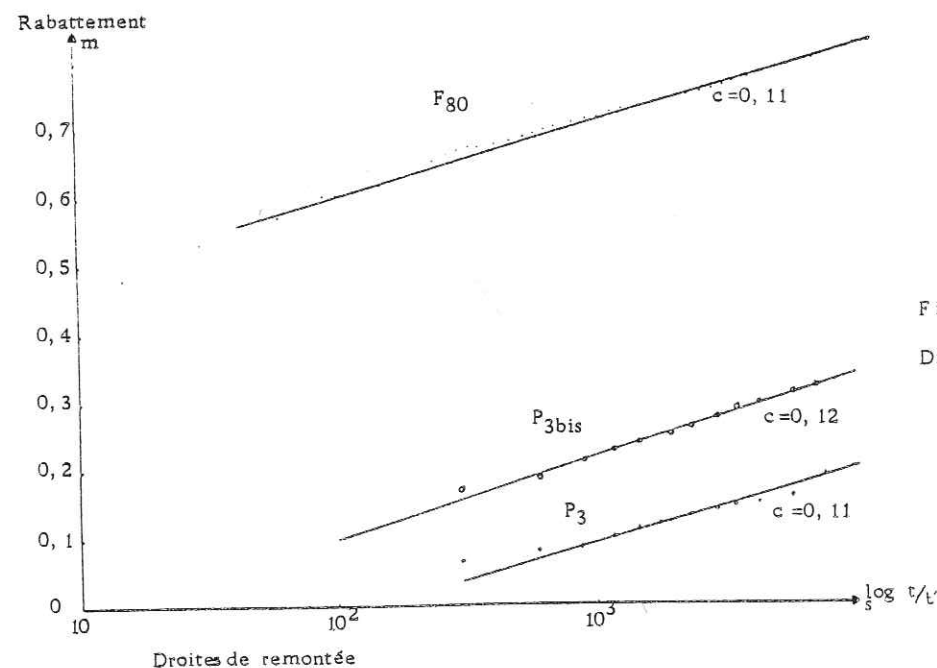
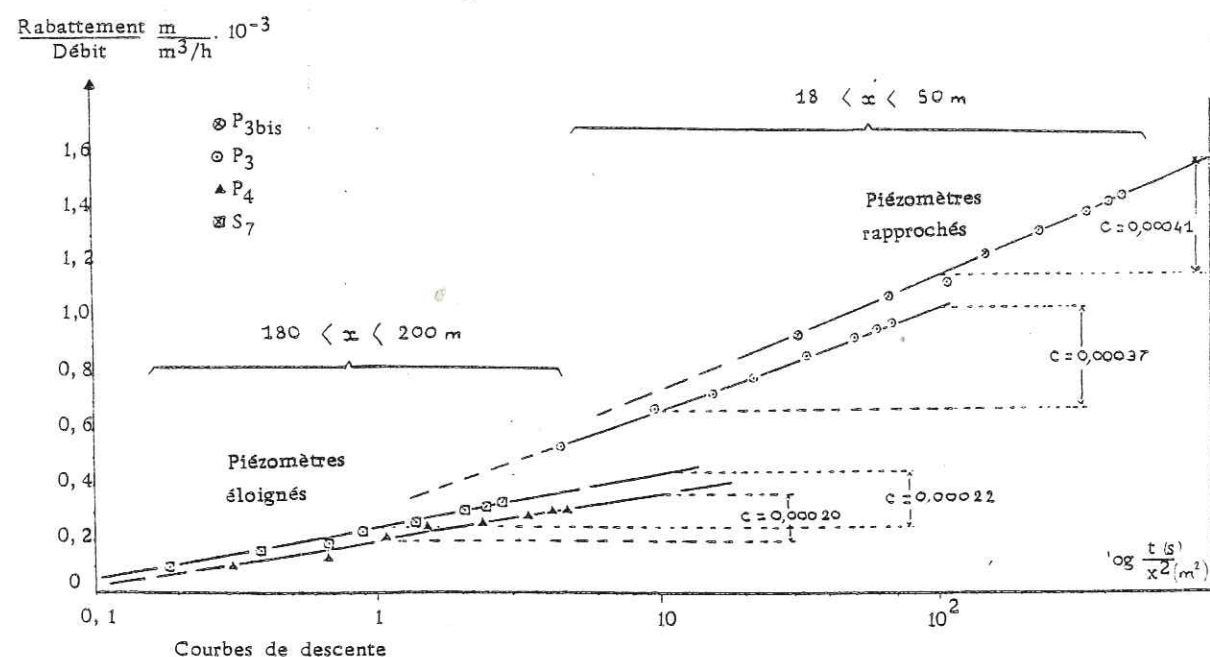
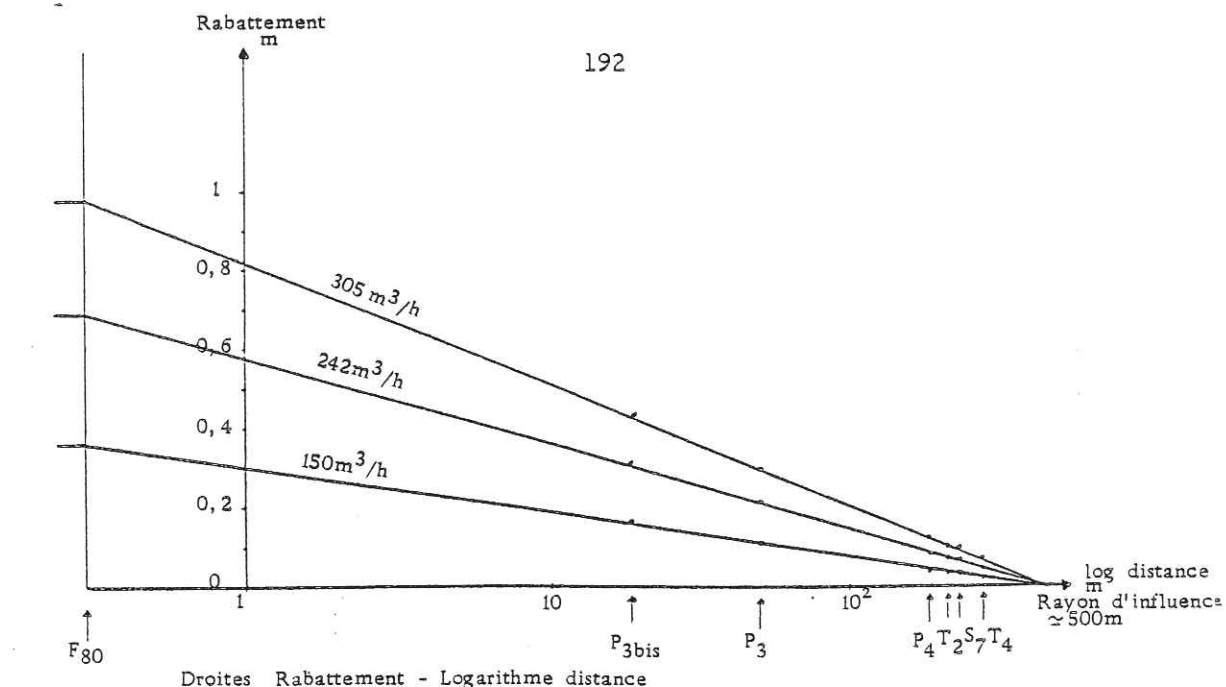


Fig 97 : ESSAI DE POMPAGE SUR F80
Diagrammes semi-logarithmiques de rabattement

3) Calcul des paramètres hydrodynamiques

a) Exploitation des essais réalisés sur F 80 (fig. 97)

a.1) Graphique rabattement-logarithme distance :

Ce graphique donne une bonne visualisation de l'influence du pompage sur le puits et les piézomètres.

Les points obtenus s'alignent pour chacune des valeurs de débit pompé, sur une droite dont la pente est inversement proportionnelle à la transmissivité T moyenne de l'aquifère.

Le calcul fait pour $Q = 150 \text{ m}^3/\text{h}$ donne $T = 1,30 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{sec.}$, d'où une perméabilité moyenne de l'ensemble de l'aquifère (épaisseur de l'ordre de 45 m) : $K = 2,9 \cdot 10^{-3} \text{ m/sec.}$

Les transmissivités calculées pour les deux autres droites sont légèrement plus faibles en raison des pertes de charge dans le forage aux plus forts débits.

Par ailleurs, le graphique permet de déterminer le rayon d'influence du puits F 80. En effet, le point où les droites recoupent l'axe des log. distance indique le lieu où le rabattement devrait être nul, c'est-à-dire le rayon d'action du puits dans les conditions de pompage étudiées : il est de 500 m environ.

a.2) Exploitation par approximation logarithmique de la descente

Les essais prolongés sur le forage F 80 se prêtent parfaitement à une interprétation par méthode de non-équilibre.

En ordonnées sont portés les rabattements spécifiques :

$$(m)/Q \text{ (m}^3/\text{h)}.$$

En abscisses sont portés les temps de pompage, divisés par les carrés des distances des piézomètres au forage :

$$(\text{sec.})/x^2 \text{ (m}^2\text{)}.$$

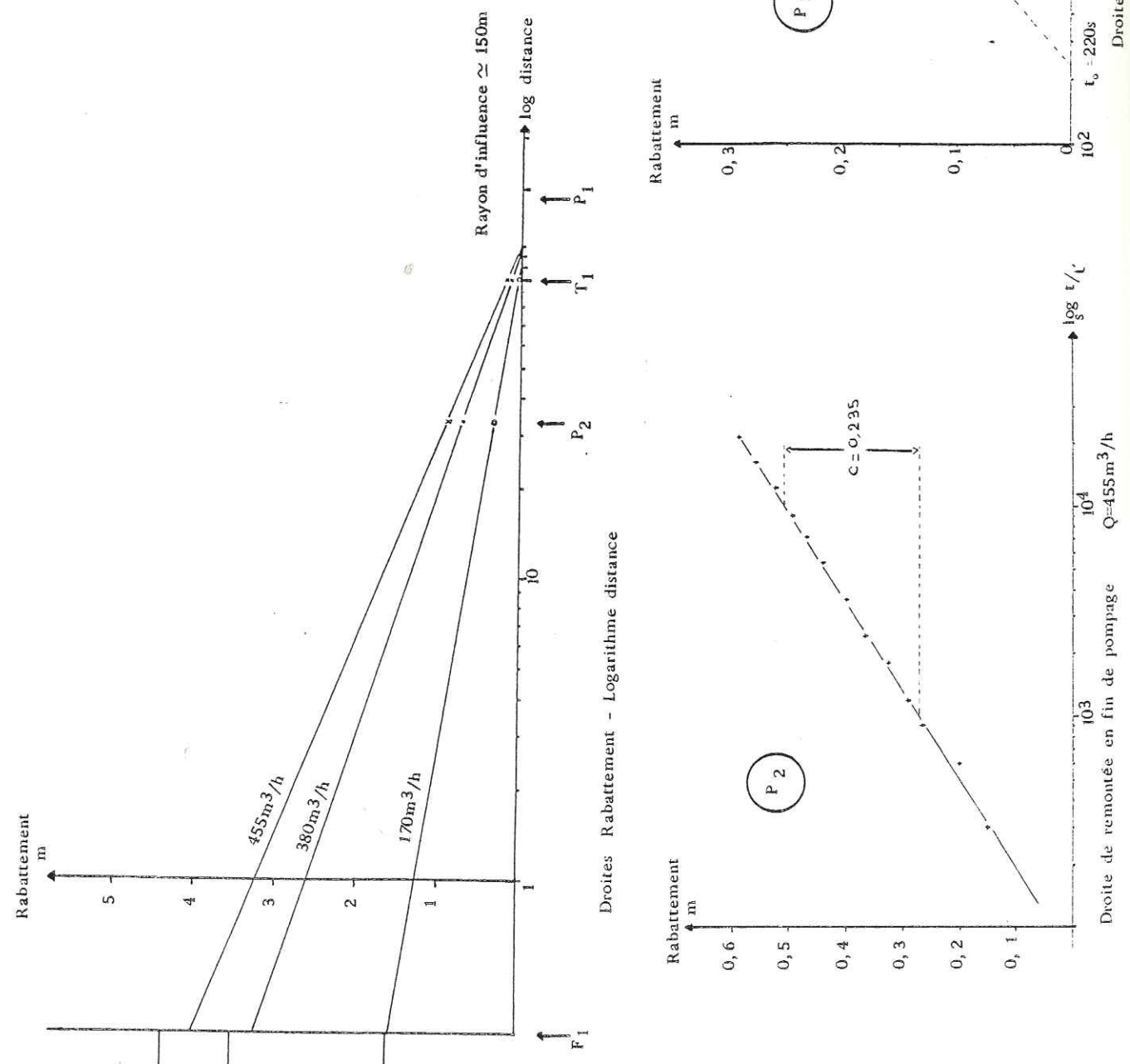
La résolution graphique de l'équation de THEIS, adaptée par JACOB, permet de calculer la transmissivité et le coefficient d'emménagement S , au moyen des formules ci-après :

$$T = \frac{0,183}{C} ; \quad S = \frac{2,25 \cdot T \cdot t_0}{x^2}$$

L'examen du diagramme (fig. 97), établi pour quatre piézomètres, fait apparaître un faisceau de courbes dont les enveloppes correspondent aux piézomètres rapprochés d'une part, aux piézomètres éloignés d'autre part.

Ainsi, pour les piézomètres dont la distance au puits de pompage est comprise entre 18 et 50 m, on obtient :

Fig 98 : ESSAI DE POMPAGE SUR F1
Diagrammes semi-logarithmiques de rabattement.



$$C = 0,00040 \quad \text{et} \quad t_0/x^2 = 0,15$$

$$\text{d'où } T = 1,24 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{sec. et } S = 4,1 \cdot 10^{-2}$$

. Pour les piézomètres situés entre 180 et 250 m du puits,

on obtient :

$$C = 0,00022 \quad \text{et} \quad t_0/x^2 = 0,06$$

$$\text{d'où } T = 2,3 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{sec. et } S = 3,1 \cdot 10^{-2}.$$

a.3) Exploitation par approximation logarithmique de la remontée

Les données de la remontée des niveaux, après arrêt du pompage ($Q = 305 \text{ m}^3/\text{h}$), permettent d'établir le graphique traçant la droite représentative de l'expression :

$$\text{rabattement} = \frac{0,183 Q}{T} \cdot \log \frac{t}{t'}$$

avec t : temps écoulé depuis le début du pompage,
 t' : temps écoulé depuis l'arrêt du pompage.

Seuls les résultats concernant les remontées de niveau sur le puits F 80 et sur les piézomètres rapprochés ont été portés sur le graphique de la figure 97. On obtient :

- pour F 80 : $T = 1,4 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{sec.}$
- pour P 3 bis : $T = 1,2 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{sec.}$
- pour P 3 : $T = 1,4 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{sec.}$

b) Exploitation de l'essai sur F1 (fig. 98)

b.1) Graphique rabattement-logarithme-distance

Les droites obtenues par chacun des paliers de débits ne s'accordent pas aussi bien aux rabattements mesurés sur le forage F 1 que lors de l'essai sur F 80. Il faut tenir compte de la détérioration des crépines et du fait que le forage F 1 n'atteint pas le substratum molassique ; cela provoque des écoulements verticaux aux abords du puits. Aussi, les mesures des rabattements anormaux dans le forage F 1 ne seront pas utilisés pour le calcul des transmissivités.

Les résultats obtenus à partir des droites tracés à l'aide des rabattements mesurés dans les piézomètres P2 et T1 sont les suivants :

- pour $Q = 170 \text{ m}^3/\text{h}$: $T = 2,9 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s.}$
- pour $Q = 380 \text{ m}^3/\text{h}$: $T = 3,0 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s.}$
- pour $Q = 455 \text{ m}^3/\text{h}$: $T = 3,0 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s.}$

b.2) Exploitation par approximation logarithmique

Nous n'avons exploité, par cette méthode, que les mesures concernant le piézomètre le plus proche du puits : P2 (x = 33 m).

. A partir de la représentation semi-logarithmique de la descente avec un débit de $170 \text{ m}^3/\text{h}$, on obtient :

$$T = 5,4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s} \text{ et } S = 2,5 \cdot 10^{-2}.$$

. A partir de la représentation semi-logarithmique de la remontée en fin de pompage ($455 \text{ m}^3/\text{h}$), on obtient :

$$T = 9,8 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}.$$

4) Synthèse des résultats et commentaires

Une synthèse des transmissivités obtenues par les différentes méthodes est donnée sur le tableau suivant :

Points d'observation et distances au forage		Méthode graphique $T \text{ m}^2/\text{sec.}$	Approximation logarithmique de la descente $T \text{ m}^2/\text{sec.}$ $S \text{ en } \%$		Exploitation de la montée $T \text{ m}^2/\text{sec.}$
F 80	0	$1,3 \cdot 10^{-1}$			$1,4 \cdot 10^{-1}$
P 3 bis	18,50		$2,24 \cdot 10^{-1}$	4,2	$1,2 \cdot 10^{-1}$
P 3	49,40		$1,37 \cdot 10^{-1}$	4,6	$1,4 \cdot 10^{-1}$
P 4	187		$2,31 \cdot 10^{-1}$	3,1	
S 7	243		$2,54 \cdot 10^{-1}$	3,4	
F 3	0	$2,9 \cdot 10^{-1}$			
P 2	33		$5,4 \cdot 10^{-2}$	2,5	$9,8 \cdot 10^{-2}$

Les résultats obtenus sur le forage F 80 par les différentes méthodes d'interprétation donnent un ensemble de valeurs très homogène, ceci aussi bien à partir des mesures de rabattement dans les piézomètres que dans le forage lui-même.

L'application des méthodes les plus fiables donne une valeur de transmissivité au moins égale à $T = 1,3 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$, ce qui correspond à une perméabilité moyenne de l'aquifère : $K = 3,0 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$.

En rive droite du Merdaret, les transmissivités calculées à l'aide du pompage réalisé sur F 1 sont environ 2 fois plus faibles : transmissivité moyenne de l'ordre de $T = 5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$.

L'aquifère est ici moins épais et surtout la longueur crépinée dans le forage F 1 (10 m) est bien inférieure à celle du forage F 80 (34 m). On obtient alors une perméabilité très équivalente à celle calculée en rive gauche du Merdaret.

On retiendra comme ordre de grandeur de la porosité efficace la valeur de 4 %.

C - CONCLUSION : REPARTITION DES PERMEABILITES

A partir des rares mesures ponctuelles confrontées aux données géologiques concernant le remplissage alluvial, nous avons bâti, pour la réalisation du modèle mathématique, un schéma de répartition des perméabilités qui semblait représenter de manière la plus probable, l'aquifère de la vallée de St-Laurent-du-Pont.

L'aquifère a été divisé en deux niveaux de perméabilités différentes, la limite entre les deux couches étant représentée par la cote du niveau intermédiaire (voir p. 68 et fig. 32). On distingue ainsi :

- le remplissage alluvial inférieur avec une perméabilité moyenne d'environ $3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, mais pouvant varier suivant le lieu de $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (sables et graviers argileux) à $6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (graviers sableux) ;

- la couverture alluviale avec des zones très perméables de l'ordre de 10^{-3} à $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ (déposés récents du Merdaret, cônes de déjection du Chorolant et de St-Laurent-du-Pont) et des zones très peu perméables de l'ordre de $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ (tourbes et argiles).

Les premières mises en oeuvre du modèle à partir de ce schéma ont donné des distorsions locales entre les piézométries calculées et mesurées. Après plusieurs tâtonnements, les perméabilités issues du réglage du modèle, données en annexe IV, conservent une bonne représentativité des formations aquifères rencontrées sur le terrain.

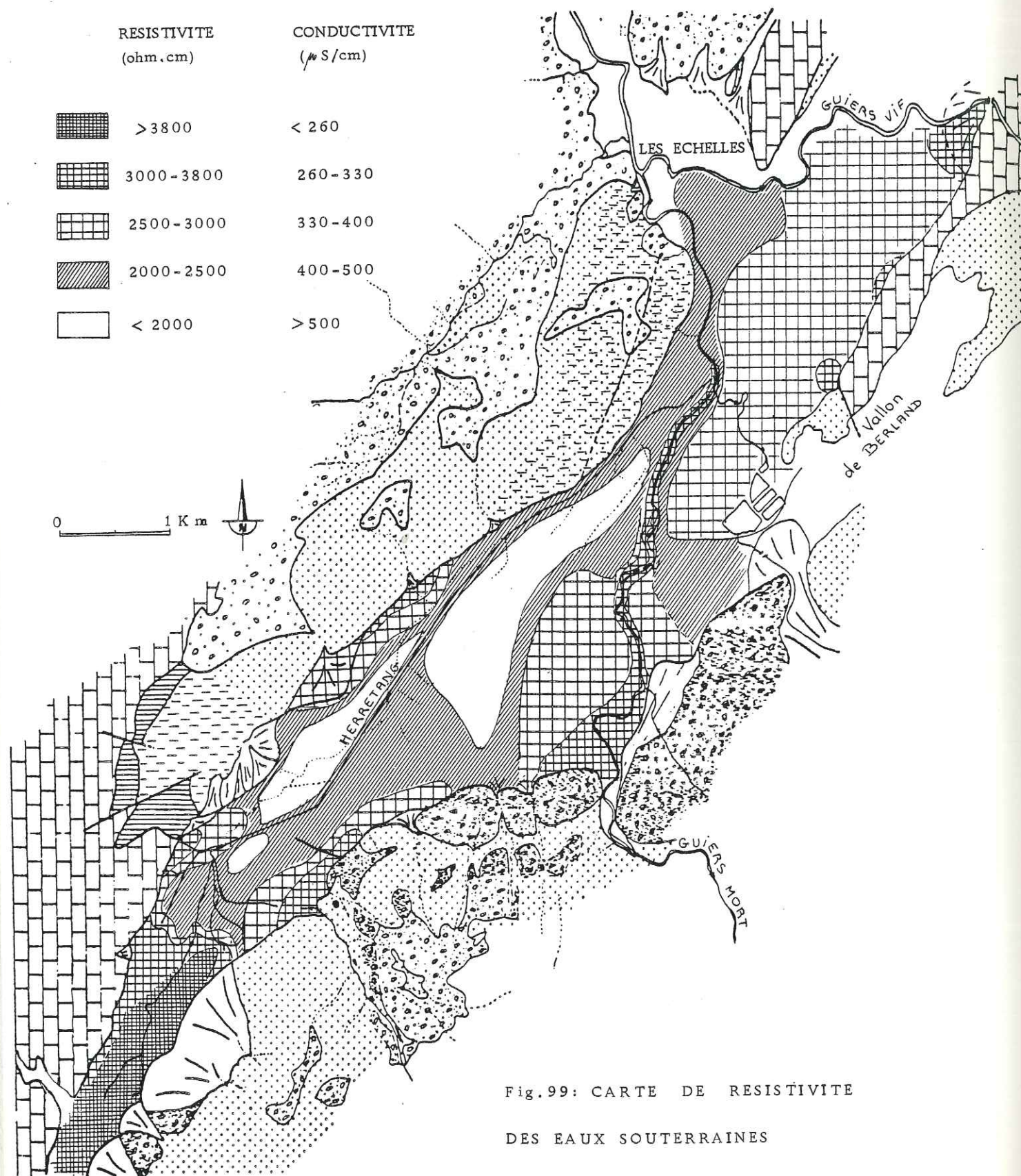


Fig. 99: CARTE DE RESISTIVITE
DES EAUX SOUTERRAINES

III - DYNAMIQUE DE L'ÉCOULEMENT

Ce paragraphe traitera des modalités d'échange entre le système aquifère et le milieu extérieur, que ce soit par sa surface (influence des précipitations, émergences de la nappe) ou par son encaissant (alimentation latérales).

A la base de ce travail, ce sont toutes les données acquises jusqu'à maintenant et toutes les observations faites sur l'aquifère et son encaissant :

- étude géophysique : géométrie du remplissage alluvial et conditions aux limites ;
- étude du karst de la montagne du Ratz : le réservoir karstique est en liaison directe avec l'aquifère alluviale dans sa zone d'alimentation amont ;
- étude hydroclimatologique : détermination des "précipitations efficaces" ; quantification du drainage des cours d'eau et de l'infiltration efficace.

A - OBSERVATIONS GÉNÉRALES : EXAMEN D'UNE CARTE DE RESISTIVITE DES EAUX DE LA NAPPE

J'ai d'abord tenté par l'examen d'une carte de résistivité des eaux souterraines de voir si quelques relations générales pouvaient se dégager. La carte de la figure 99 a été établie à partir de mesures effectuées en étiage sur tous les piézomètres, puits domestiques et émergences de la nappe.

Elle fait apparaître différentes zones de minéralisation des eaux souterraines qui sont fonction des caractères d'alimentation et de drainage, de la solubilité des sols traversés et d'éventuels rejets ou contamination.

Les eaux les plus concentrées (conductivité supérieure à 500 μS/cm), localisées de part et d'autre du canal de l'Herretang, correspondent aux zones les moins bien drainées des marais. Ce sont aussi les zones où les fluctuations de la nappe sont les moins importantes et où le débit souterrain est très faible toute l'année à cause de la faible perméabilité des terrains.

Les eaux les moins concentrées se localisent dans les zones d'alimentation de la nappe :

- la zone amont avec des conductivités inférieures à 260 μS/cm : les eaux proviennent à la fois des infiltrations rapides du Merdaret et des apports latéraux des cônes de déjection récents en rive droite de la vallée ;
- les zones en contact avec les versants calcaires. Les apports du réservoir karstique de la montagne du Ratz délimitent des zones de faible minéralisation bien visible sur la carte. On remarque un apport important (non visible en surface en période d'étiage) au contact calcaire - molasse marneuse.

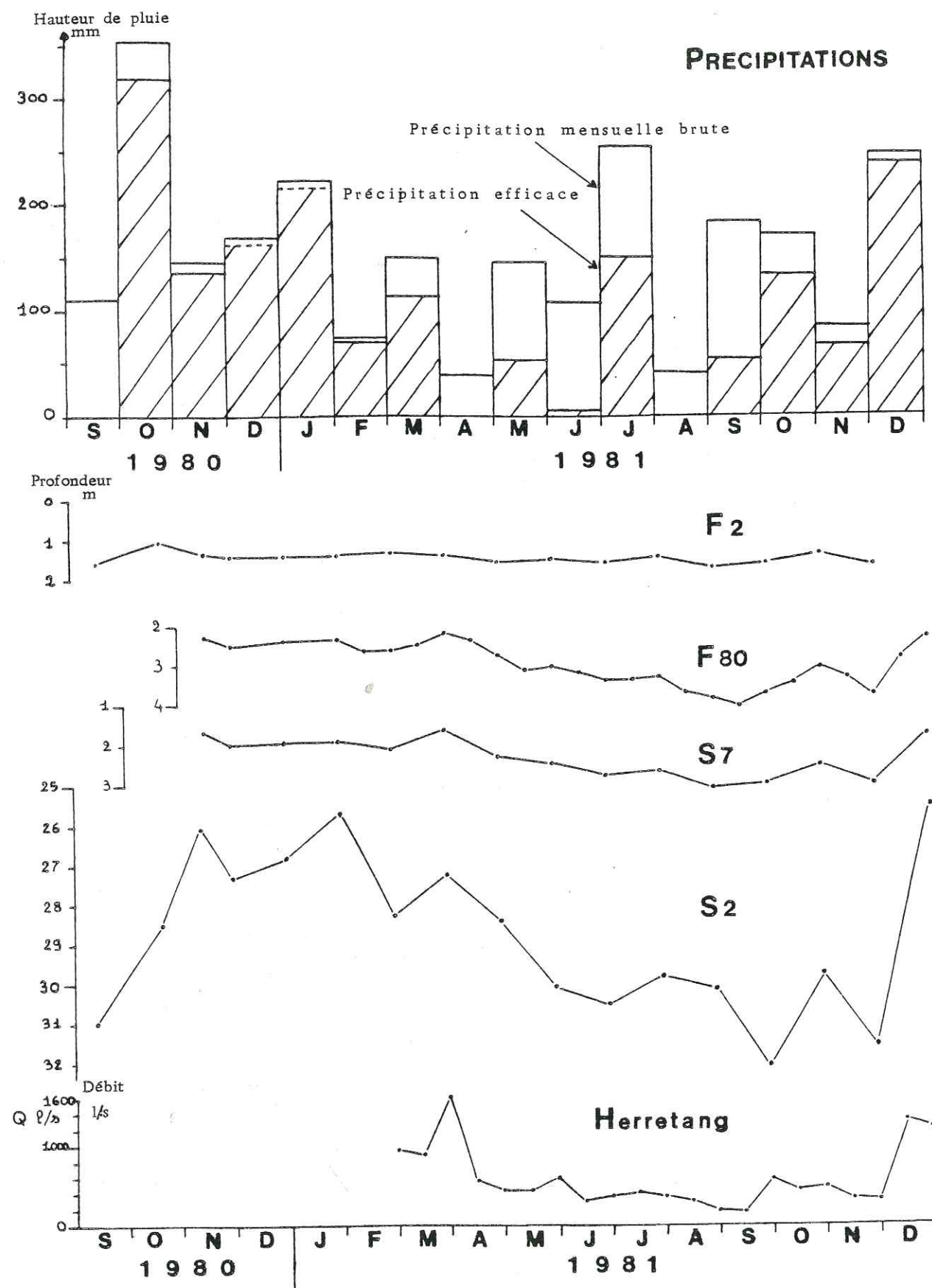


Fig. 100 : RELATION ENTRE LES PRECIPITATIONS ET LES FLUCTUATIONS PIEZOMETRIQUES MENSUELLES

Dans le bassin d'Entre-Deux-Guiers, des mesures effectuées dans certains piézomètres situés contre le versant calcaire du Mont Grelle ont donné des valeurs de conductivités anormalement faibles (environ $300 \mu S/cm$). Ces apports ne peuvent provenir du vallon de Berland dont les eaux sont plus résistantes (supérieures à $350 \mu S/cm$).

On peut penser qu'il s'agit d'eaux du Guiers Vif infiltrées plus au Nord et acheminées par un réseau karstique local. Nous n'avons pas pu vérifier cette hypothèse.

- Les cônes de déjection dans lesquelles la minéralisation des eaux augmente d'amont vers l'aval.

B - LES ALIMENTATIONS

L'alimentation de la nappe étudiée a trois origines principales :

- alimentation par les cours d'eau : nous avons vu que seuls le Guiers Mort à son entrée dans la plaine et le Merdaret à l'amont de St-Joseph-de-Rivière apportent des eaux à la nappe ;

- alimentation directe par les précipitations ;

- alimentation par les formations latérales : presque exclusivement les cônes de déjection et les calcaires karstiques du chaînon du Ratz.

Il est bien évident que ces trois processus s'additionnent et il est extrêmement délicat de les dissocier pour les étudier séparément.

1) Influence des précipitations

a) Observations générales

Afin d'avoir une idée générale de ces phénomènes, j'ai réuni sur la même figure (fig. 100) les relevés mensuels du niveau de la nappe sur certains piézomètres avec les hauteurs de pluie mensuelles.

Le diagramme permet d'observer trois faits principaux :

- Dans la zone la plus à l'amont de la plaine (piézomètre S2), les fluctuations de la nappe sont directement liées aux précipitations. Toutes les grandes remontées de niveau se sont produites lorsqu'une pluie efficace a été notable. On remarque tout de même, malgré le pas de temps mensuel, que les pluies de fin de printemps et d'été n'ont peu ou pas d'effet sur la nappe.

- Vers l'aval, les fluctuations de la nappe sont très peu importantes et l'effet des précipitations n'est seulement visible que lorsque la nappe est en position basse.

- Les précipitations du mois d'octobre et de décembre (immédiatement après l'été), sont les seules à provoquer un mouvement généralisé de la surface de la nappe.

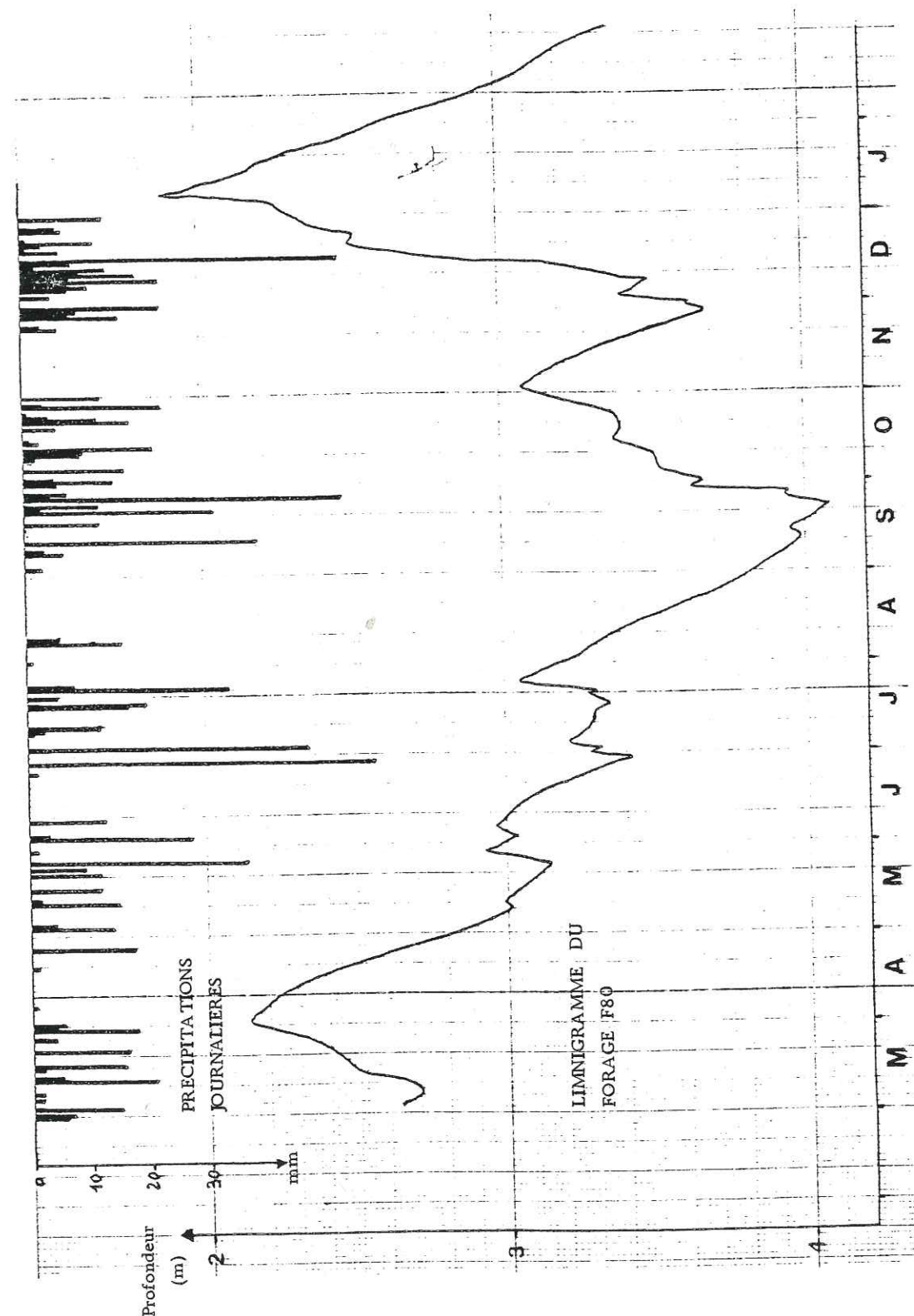


Fig. 101 : RELATION ENTRE LES PRECIPITATIONS ET LE LIMNIGRAMME DU PIEZOMETRE F80.

b) Observations du limnigramme F 80

J'ai installé en mars 1981, un limnigraphe sur le forage F 80. Ce sont les seuls enregistrements des fluctuations de la nappe que nous possédons sur toute la vallée.

Au pas de temps mensuel, il était difficile dans cette région de transition entre la zone d'alimentation amont et la zone argileuse aval, de dissocier la part d'alimentation météorique de la part d'influence du réseau superficiel. L'enregistrement permet un progrès sensible puisque l'on constate un meilleur accord entre les remontées de la nappe et les épisodes pluvieux.

L'effet des précipitations est différent suivant l'état de la nappe et suivant la répartition de la pluie dans le temps : ce ne sont pas les pluies les plus abondantes qui ont le plus d'influence sur la nappe. Aux mois d'octobre et de décembre, de faibles pluies en intensité mais persistantes dans le temps, provoquent une importante remontée de la nappe alors que les fortes précipitations des mois de mai, juin et juillet (supérieures à 30 mm) ne se traduisent que par une remontée de quelques centimètres. Dans ce dernier cas, le sol a absorbé la quasi totalité de l'apport.

2) Les débits d'apport dans la zone d'alimentation amont

En amont de St-Joseph-de-Rivière, la nature des formations de bordure (calcaires karstiques en rive gauche et cônes de déjection récents en rive droite), conduit à envisager une alimentation latérale.

Les valeurs des gradients de la nappe, auxquelles sont directement liées les valeurs des débits souterrains, sont extrêmement variables dans cette zone. Elles sont données pour des périodes de basses et de hautes eaux sur le tableau suivant :

Piézomètres*	Hautes eaux		Basses eaux	
	Cote nappe (m)	Gradient en %	Cote nappe (m)	Gradient en %
(m) S1	430,74	↓ 3% ↓ 1,4% ↓ 0,8% ↓ 0,79% ↓ 0,53%	sec	↓ 0,17% ↓ 0,27% ↓ 0,52% ↓ 0,47%
405 x S2	417,45		405,40	
230 x S3	414,17		409,03	
305 x S4	411,72		408,22	
800 x F1	405,33		404,04	
1400 x F2	397,78		397,44	

* voir figure n° 102.

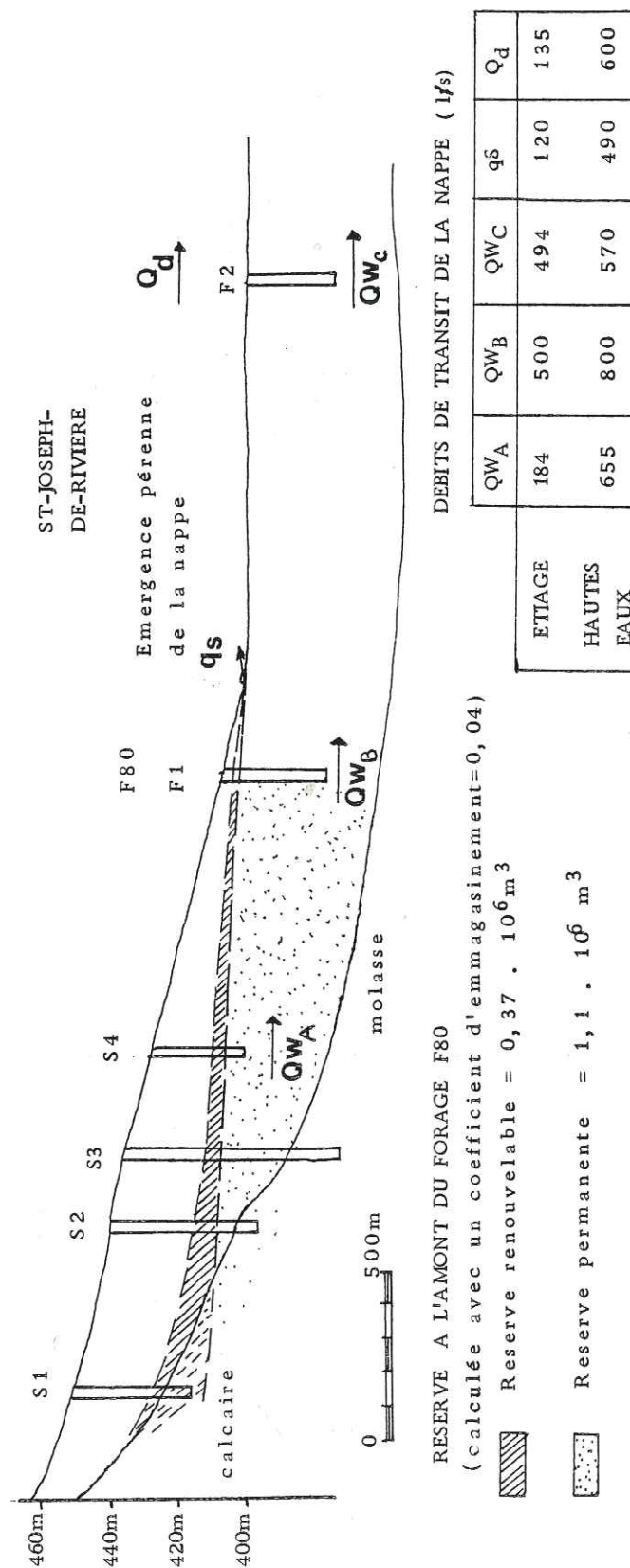


Fig. 102: FLUCTUATION DE LA NAPPE A L'AMONT DE ST-JOSEPH-DE-RIVIERE

(Débits de transit pour différentes transversales)

Nous avons calculé le débit de transit de la nappe pour différentes transversales (fig. 102). Celles-ci ont été choisies au niveau de piézomètres (S4, F1 et F2) et à l'emplacement de profils géophysiques. Grâce aux précisions récemment apportées, on peut utiliser la formule de DARCY : $Q = K \times S \times i$.

Transversales* considérées	Perméabilités K(m/s)	Gradient i (m)	Surface S(m ²)	Débit souterrain (l/s)
A.....	4.10 ⁻³	0,0027	1,7.10 ⁴	184 l/s
B.....	3.10 ⁻³	0,0052	3,2.10 ⁴	500 l/s
C.....	3.10 ⁻³	0,0047	3,5.10 ⁴	494 l/s

* cf. figure 102.

Les débits obtenus sont caractéristiques d'une période d'étiage.

On constate une importante augmentation du flux souterrain entre B et C : $500 - 184 = 316$ l/s.

Cet apport est dû, pour une grande part, à la vidange du réservoir karstique en rive gauche de la vallée.

Vers l'aval, le débit souterrain est très constant. Mais, pour connaître la valeur du flux total au niveau de la transversale C, il faut rajouter à la valeur obtenue, la valeur du débit drainé en surface. Elle est d'environ 150 l/s à l'étiage pour le secteur considéré (voir chapitre 5, l'étude hydrologique). On obtient alors un débit de 650 l/s.

Ces valeurs pourront être comparées à celles obtenues, pour les mêmes transversales, par le modèle mathématique.

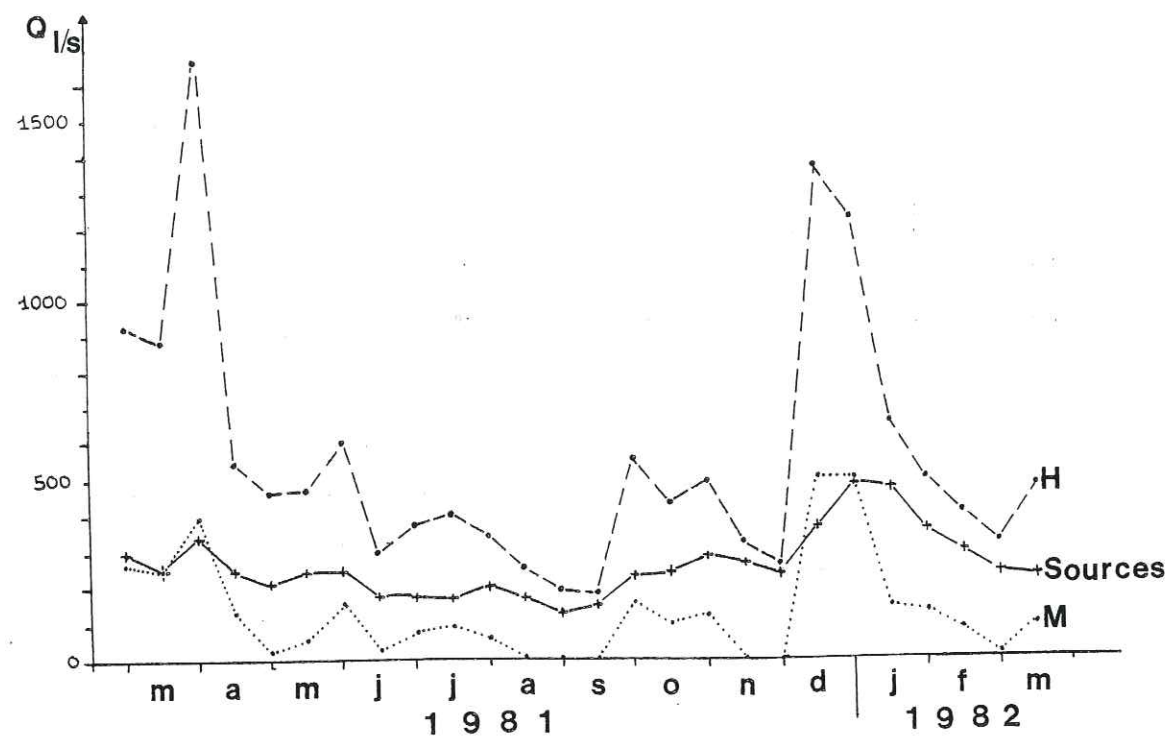
C - LES EMERGENCES

Les émergences de la nappe sont géographiquement localisées :

- à l'amont de St-Joseph-de-Rivière : plusieurs sources émergent dans une zone marécageuse en rives droite et gauche du Merdaret, près du forage F80. Elles correspondent à des débordements de nappe le long d'une rupture de pente;

- en limite des cônes de déjection du Chorolant (sources Les Lards) et du Guiers Mort. Ces dernières sont très diffuses et sont issues de canaux de drainage anciens ou récemment creusés pour assainir les zones marécageuses.

Une étude particulière a été réalisée sur les sources les plus importantes : celles émergeant dans la vallée, à l'amont de St-Joseph-de-Rivière. Les débits ont été mesurés tous les 15 jours durant une année. Les résultats sont indiqués sur le diagramme de la figure 103. On constate que les variations de la surface de la nappe enregistrées sur le forage F 80 suivent une évolution tout à fait semblable au cours de la même période.



Evolution bimensuelle du débit des sources et des cours d'eau

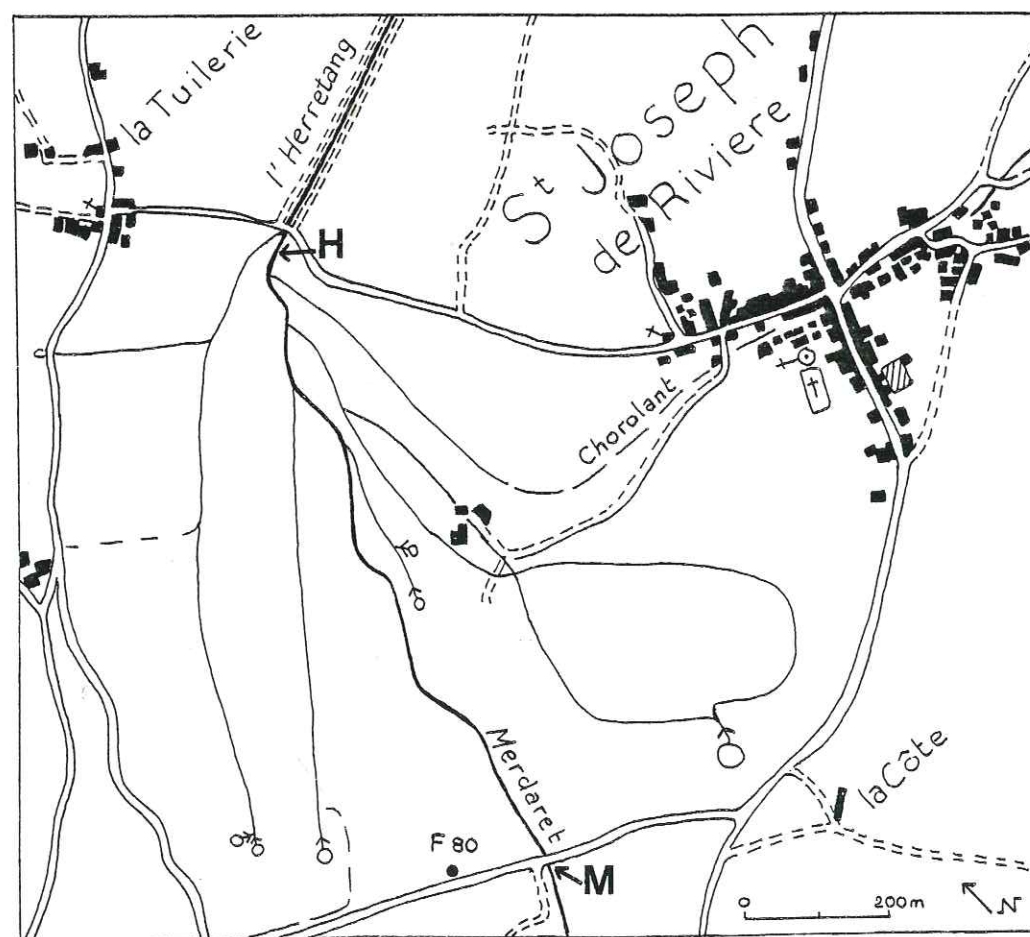


Fig. 103: LES EMERGENCES DE LA NAPPE A PROXIMITE DU FORAGE F80

Comme pour la piézométrie, les débits suivent une courbe de tarissement du mois d'avril au mois d'août et ne semblent pas affectés par les différents épisodes de crue constatés sur le Merdaret.

L'amplitude de variation du débit des sources est très peu importante : $Q_{\text{minimum}} = 120 \text{ l/s}$ (le 31/08/81) ; $Q_{\text{maximum}} = 486 \text{ l/s}$ (le 02/01/82) et semblable à celle du débit souterrain.

Remarque : Le Syndicat Mixte d'Aménagement du Voironnais envisage de prélever 200 l/s à la nappe dans un captage situé à proximité du forage F 80. Le débit de trop plein de la nappe étant au moins égal à 100 l/s en basses eaux.

Certaines sources risquent de se déplacer vers l'aval et le débit de l'Herretang diminuer en conséquence. Celui-ci est actuellement presque exclusivement fourni par le débit des sources en période d'étiage.

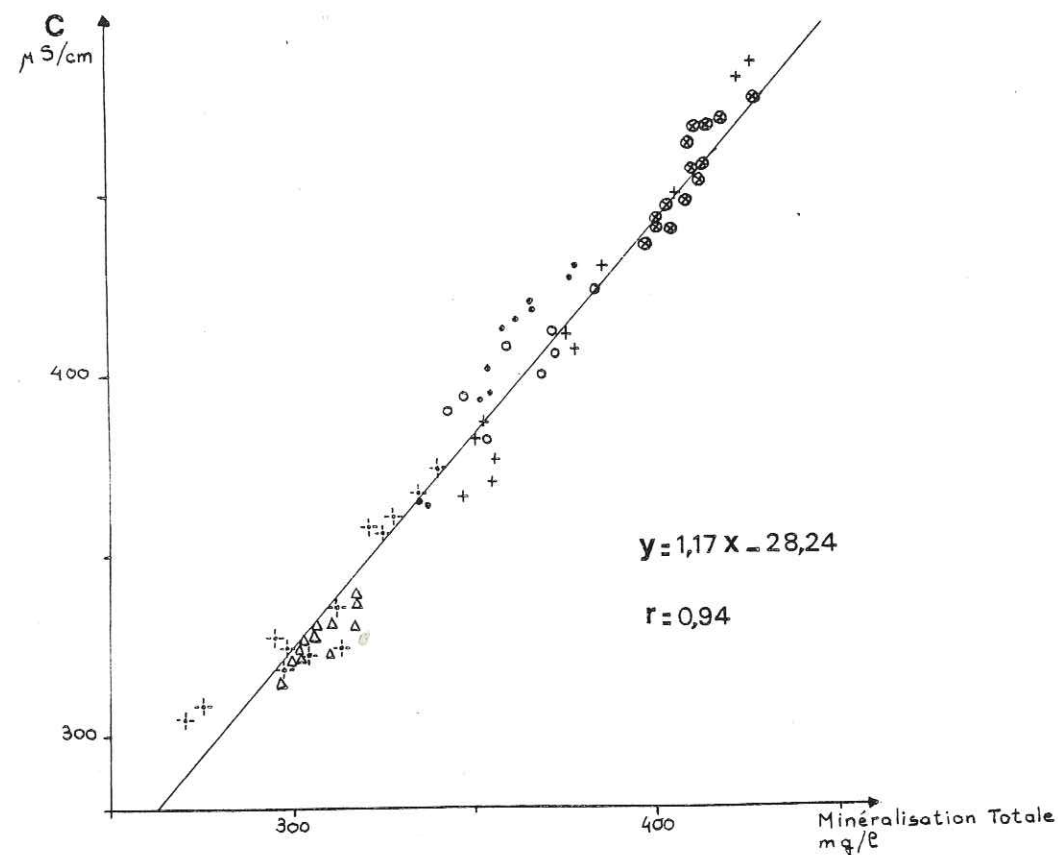


Fig.104: RELATION CONDUCTIVITE - MINERALISATION TOTALE
des eaux de la vallée de St-Laurent-du-Pont.

- + source des gorges de Crossey
- + source karstique rive gauche
- forage F80
- Δ émergence la nappe en amont de St-Joseph-de-Rivière
- ⊗ émergence de la nappe en aval de " " " "
- (source Les Lards)
- puits à l'aval de St-Laurent-du-Pont (Puits La Jalla)

IV - COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX DE LA NAPPE

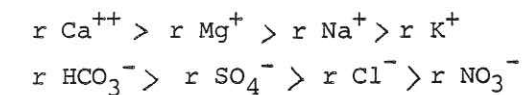
Les résultats des analyses chimiques des eaux souterraines prélevées en différents points de la vallée (émergences de la nappe, puits domestiques et piézomètres) sont donnés en annexe IV.

A - COMPOSITION CHIMIQUE MOYENNE

La concentration moyenne de l'ensemble des eaux étudiées est de 365 mg/l.

Toutes les eaux de la nappe révèlent un caractère bicarbonaté-calcaïque. L'ion dominant est l'hydrogénocarbonate (HCO_3^-) ; il représente en moyenne 46 % de la concentration totale. Les autres éléments ont des teneurs toujours très faibles dépassant rarement 10 mg/l.

La formule caractéristique la plus fréquemment observée est la suivante :



C'est le cas le plus général, mais on observe suivant la saison, sur un même point de prélèvement, un rapport $\frac{r \text{ SO}_4}{r \text{ Cl}}$ inférieur ou supérieur à l'unité.

De même, on note généralement un déséquilibre chlore-alcalin négatif $\left(\frac{r \text{ Cl} - r(\text{Na}+\text{K})}{r \text{ Cl}} < 0 \right)$ sur toutes les eaux. Mais, celui-ci peut varier et devenir positif certains mois. Ces variations très sensibles sont fonction des échanges avec la surface (précipitation - évapotranspiration) dans des zones où la nappe est peu profonde.

B - RELATION CONDUCTIVITE-MINERALISATION TOTALE

J'ai établi une corrélation entre la conductivité C et la minéralisation totale M pour différentes eaux prélevées dans la nappe et dans quelques émergences karstiques en rive gauche de la vallée. La relation est la suivante :

$$C = 1,17 M - 28,24 \text{ avec un coefficient de corrélation de } 0,34.$$

Le diagramme, donné sur la figure 104 permet quelques remarques :

- Les eaux karstiques s'intègrent très bien à la droite de corrélation. Elles présentent des concentrations très variables suivant l'état du système karstique (voir chapitre 3).

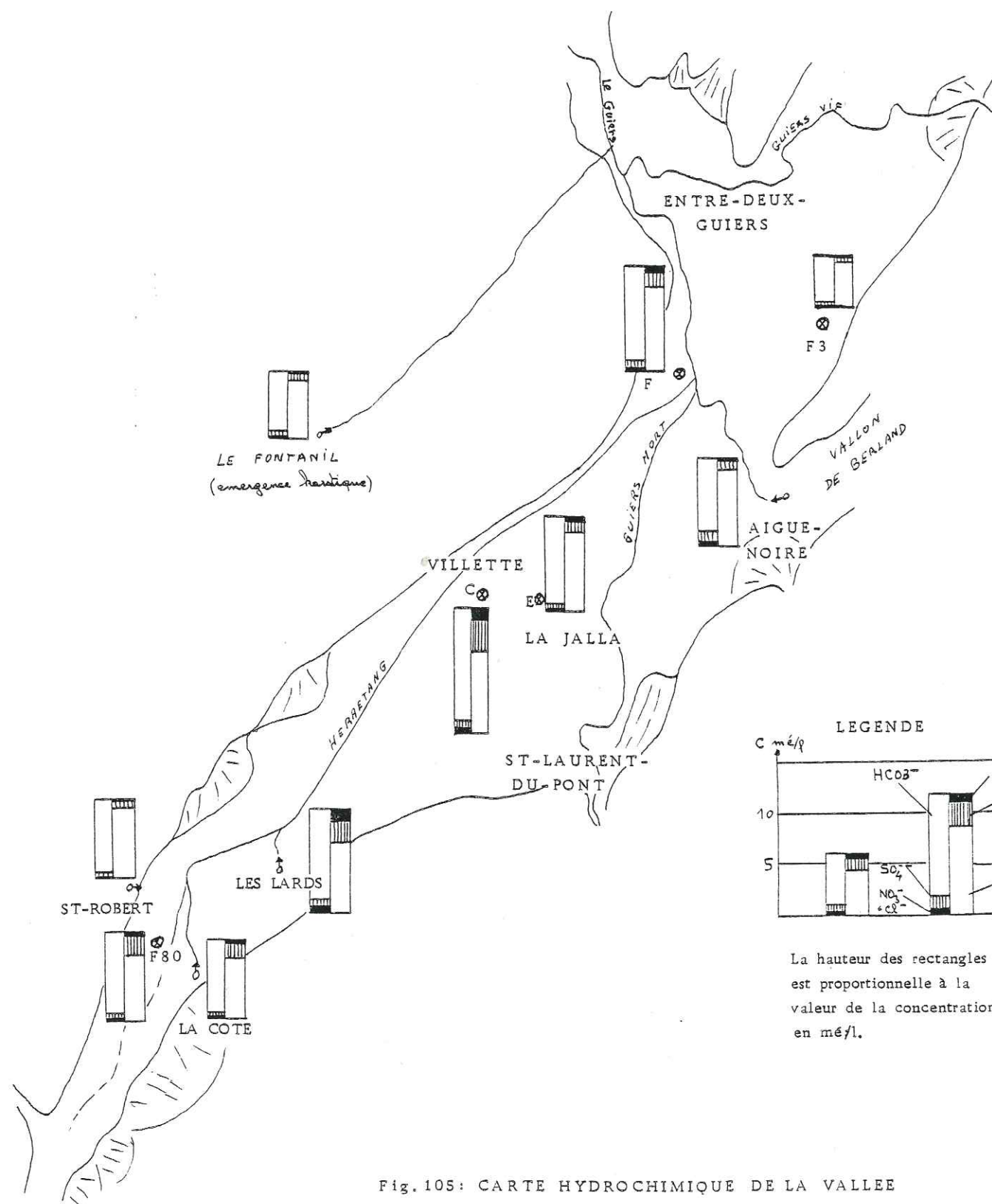


Fig. 105: CARTE HYDROCHIMIQUE DE LA VALLEE
DE ST-LAURENT-DU-PONT

- La minéralisation des eaux de la nappe est au contraire plus constante et les différentes eaux analysées constituent sur la droite des grappes de minéralisation relativement homogène.

L'émergence de la nappe à l'amont de St-Joseph-de-Rivière montre les eaux les moins concentrées ; celles plus à l'aval, dans les marécages laissent apparaître un accroissement très élevé de la minéralisation qui s'explique par un mécanisme d'évapotranspiration.

On constate tout de même que les points relatifs au forage F 80 sont beaucoup plus diffus sur la droite de corrélation : l'influence de l'alimentation du karst en rive gauche de la vallée est très importante.

C - VULNERABILITE DE LA NAPPE

Les éléments indésirables tels que le fer, le manganèse, les nitrites, l'ammonium analysés sur certaines eaux et notamment celles du futur captage (forage F80), sont absents ou à l'état de traces.

Les teneurs en nitrates sont très faibles. Elles ne dépassent que très rarement 4 mg/l en cours d'année. Les zones agricoles les plus intensives où les engrais chimiques nitrés peuvent être employés, sont situées à l'amont de St-Joseph-de-Rivière. Or, c'est le secteur où la nappe est la plus profonde sous la surface du sol.

Et il est évident que les zones de profondeur maximale constituent les zones de meilleure protection. De plus, ce sont des zones d'alimentation où le taux de renouvellement de l'eau est élevé. Des mesures de conductivité effectuées à l'aide d'une sonde sur toute la hauteur des forages n'ont pas donné de variations sensibles.

Carte hydrochimique

J'ai choisi de représenter synthétiquement les résultats des analyses sous forme cartographique de façon à visualiser simultanément toutes les informations plutôt que de les représenter ponctuellement, sous forme d'une succession de diagrammes de SCHOELLER-BERKALOFF ou de PIPER.

Pour chaque point de prélèvement, les pourcentages moyens des teneurs en anions et cations sont représentées sur un diagramme rectangulaire : la hauteur d'un rectangle indique la concentration totale exprimée en milliéquivalents/litre. On note ainsi :

- la dominance des ions Ca⁺⁺ et HCO₃⁻ sur toutes les eaux ;
- des eaux karstiques plus concentrées en ions Ca⁺⁺ que celles de la nappe ;
- des eaux très minéralisées localisées dans les zones de drainage et de marécages. Ce sont surtout les bicarbonates qui augmentent en proportion ;
- des eaux très peu minéralisées dans les zones d'alimentation où les circulations et le taux de renouvellement de la nappe sont plus rapides.

V - SYNTHÈSE DES CONNAISSANCES PAR SIMULATION NUMÉRIQUE

Il est toujours enrichissant de clore une étude hydrodynamique par l'élaboration d'un modèle de simulation des écoulements.

Son intérêt est double :

. le modèle mathématique est d'abord un instrument de synthèse qui permet le contrôle de la cohérence des différentes données acquises ;

. c'est ensuite un instrument d'acquisition de connaissances : il précise et quantifie certaines relations recherchées ou certaines lacunes apparues pendant l'étude du terrain.

On pourra ainsi dresser le bilan des écoulements de la nappe.

Une fois réglé, le modèle peut avoir un champ d'exploitation très large dans le but d'acquérir des données prévisionnelles.

Dans ce domaine, on mentionnera la simulation du pompage de St-Joseph-de-Rivière et ses résultats.

A - CHOIX DU TYPE DE MODELE

La nappe n'évoluant que fort peu au cours de l'année, le modèle retenu sera donc traité en régime permanent, représentatif des basses eaux moyennes.

Le type de modèle utilisé (programme MONA-A mis au point par SOGREAH) admet comme données de base la perméabilité des terrains et la cote du substratum : la transmissivité est donc calculée en chaque point du domaine d'étude en fonction de l'épaisseur de la tranche de terrain saturée en eau.

- Hypothèses

L'épaisseur de l'aquifère étant faible vis à vis de ses dimensions horizontales, l'écoulement est entièrement défini, sur une section verticale, par la répartition hydrostatique de la charge $H(x, y)$; x et y sont les coordonnées horizontales du point de calcul.

Le modèle est divisé en mailles prismatiques de bases carrées et rectangulaires, de dimensions variables. Le calcul est effectué au centre de chaque maille.

- Equations de base

L'écoulement est régi en tous points, par l'équation de continuité

$\text{div } Q_1 + Q_{\text{ex}} = 0$ et la loi de DARCY généralisée : $Q_1 = T \text{ grad } H$ où

Q_1 = débit traversant la section verticale de l'aquifère considéré ;

Q_{ex} = débit d'échange avec le milieu environnant ;

H = charge ou cote piézométrique locale ;

T = transmissivité.

B - CONSTRUCTION

1) Dimensions du modèle

Les limites du modèle ont été imposées par son exploitation envisagée (simulation du captage de St-Joseph-de-Rivière). Il est dommage de n'avoir pu simuler les écoulements de l'ensemble de la vallée jusqu'à Entre-Deux-Guiers. Le choix adopté permet tout de même de représenter correctement les alimentations et le drainage de la nappe.

Le modèle s'étend du pont de Demay à l'amont, jusqu'à l'aval de St-Laurent-du-Pont. La totalité du cône de déjection du Guiers est comprise dans ces dimensions.

Les limites sont :

- le bord de la vallée considéré comme imperméable ou à débit imposé ;
- la ligne d'eau du Guiers-Mort à l'aval, considérée comme une ligne de charge imposée.

Le maillage du modèle comprend au total 480 mailles de dimensions variables (fig. 106).

Les mailles les plus petites (100 m de côté) sont localisées dans la zone du futur captage, les plus grandes (400 m de côté) dans le secteur aval.

2) Entrée des données de base

Les résultats des données géométriques et hydrodynamiques sont affichés dans le modèle pour chacune des mailles :

- cotes du substratum ;
- cotes du niveau intermédiaire ;
- perméabilités mesurées ;
- piézométrie de référence.

La piézométrie de référence a été calculée à partir des mesures piézométriques observées à l'étiage. Elle est conservée à l'intérieur du modèle car elle sert de base pour les comparaisons entre hauteur piézométrique observée et simulée.

A ces données s'ajoutent :

- les mailles à niveau imposé : ce sont les mailles représentant les lignes d'eau du canal de l'Herretang et du Guiers Mort. Ce sont les lignes d'eau correspondant à l'étiage 81 et données sur la figure 82 ;

- les débits initialement connus, imposés aux limites du modèle et figurant les apports latéraux ;

- les débits de drainage de la nappe dus à certaines sources connues qui apparaissent dans les zones marécageuses.

(Pour les valeurs des débits affichés, voir la fig. 107)



T2

[illegible]

Il a fallu tenir compte aussi d'un débit d'évapotranspiration dans toutes les zones de marais. Ce prélèvement n'est pas négligeable en raison de la faible profondeur de la nappe et de la végétation importante dans ces zones. Il a été estimé à 0,2 l/s par hectare pour la période considérée (cf. p. : 145).

Les débits obtenus à la suite de plusieurs passages de réglage sont donnés sur la figure 107. Par convention, ils sont affichés positivement lorsqu'il s'agit d'un apport à la nappe, négativement dans le cas d'un prélèvement.

C - REGLAGE

Le réglage a été assez laborieux par suite de la présence de points restés obscurs dans la définition des éléments de base (drainance locale de la couche argileuse, conditions d'écoulement le long du contact cône de déjection-couverture argileuse) et surtout par la faiblesse des informations hydrodynamiques.

Les modifications ont donc été faites surtout sur la répartition des perméabilités affichées. Suivant les deux directions du maillage x et y , il a fallu jouer à la fois sur les perméabilités du remplissage alluvial (k_{x1} et k_{y1}) et à la fois sur celles de la couverture (k_{x2} et k_{y2}).

Le calcul fournit, après chaque passage, les transmissivités et les débits à l'équilibre (entrant et sortant) pour chaque maille. Les modifications sont effectuées de manière à obtenir des valeurs calculées compatibles avec les connaissances, plus ponctuelles, basées sur des observations de terrain.

On ajuste les débits aux limites du modèle et les paramètres hydrodynamiques jusqu'à obtenir une bonne correspondance entre les niveaux piézométriques calculés et observés.

Les tableaux des différentes valeurs obtenues après réglage sont donnés en annexe IV.

Fig. 108: RESTITUTION DES DEBITS A L'EQUILIBRE (l/s)

[illegible]

180 l/s

491 1/2

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
15	0.0	0.0	1.48	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
14	5.50	7.19	7.09	6.23	3.46	2.07	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
13	11.76	11.67	11.08	9.42	5.85	2.94	2.43	0.53	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
12	18.49	19.04	13.71	20.09	14.03	5.73	3.21	1.18	1.40	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
11	39.27	40.37	41.34	35.10	22.60	10.61	3.42	1.48	1.35	1.36	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10	51.31	47.37	44.77	48.42	28.77	10.44	3.36	1.71	1.31	1.56	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
9	65.34	57.58	54.55	54.65	35.36	9.25	3.76	1.89	1.06	2.23	1.99	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
8	80.08	52.02	52.35	50.63	47.61	6.90	3.79	2.77	2.81	4.73	5.33	0.77	0.0	0.0	0.0	0.0
7	48.54	50.08	52.99	61.53	72.40	13.09	25.65	37.57	51.06	103.00	174.31	-4.02	47.49	45.34	0.0	0.0
6	78.91	75.26	75.63	90.14	117.91	25.75	0.0	4.37	1.82	13.01	14.90	17.19	15.49	12.20	44.68	0.0
5	0.0	0.0	23.46	40.17	33.58	10.40	5.78	2.54	-7.23	-5.64	27.15	43.43	48.17	59.26	116.79	0.0
4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.25	-4.53	-10.93	-14.57	69.06	137.51	180.77	198.51	258.51	0.0
3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-14.22	-29.27	138.22	225.31	434.68	275.75	219.70	0.0	0.0
2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-84.50	220.25	337.94	240.99	226.35	173.41	0.0
1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	510.75	300.34	194.17	99.31	0.0

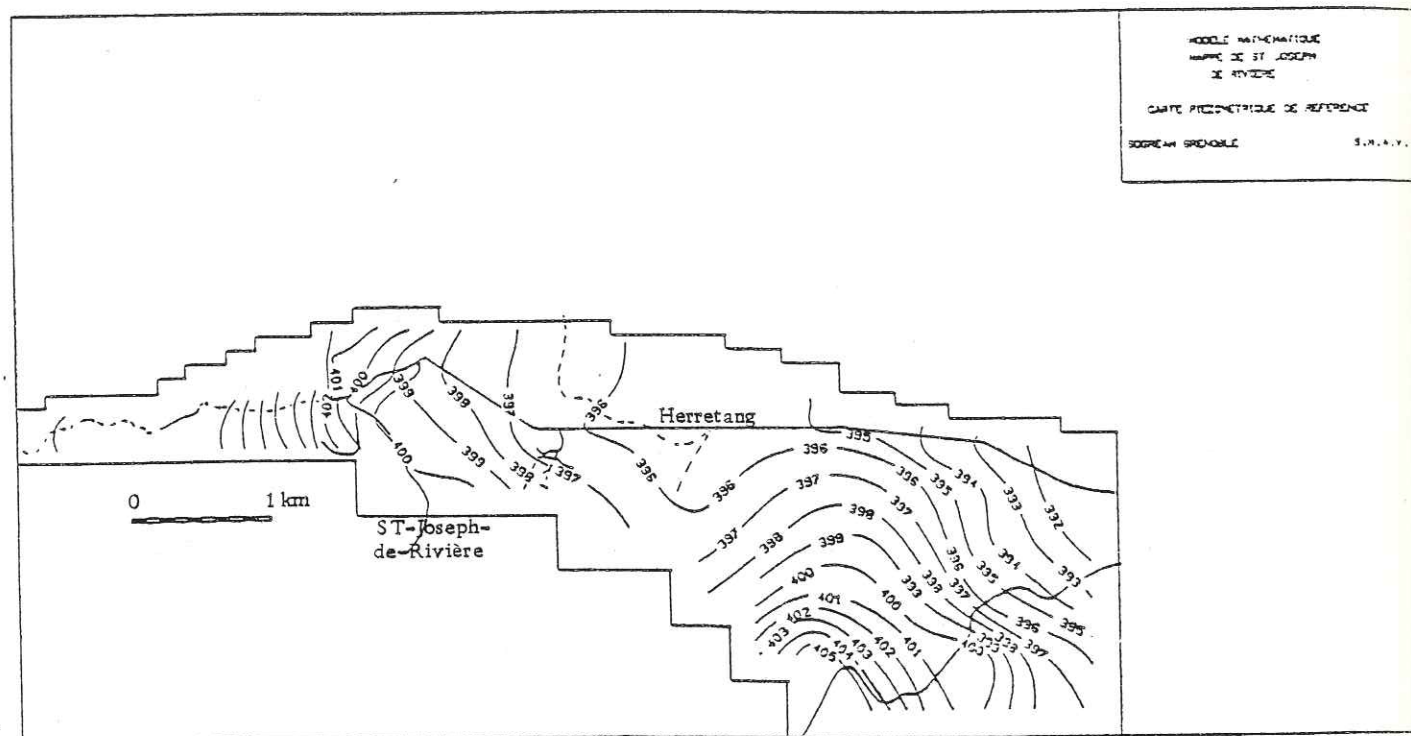
11208/s

CALCUL EN REGIME PERMANENT
DEBITS A L'EQUILIBRE SUIVANT QY (L/S)

[illegible]

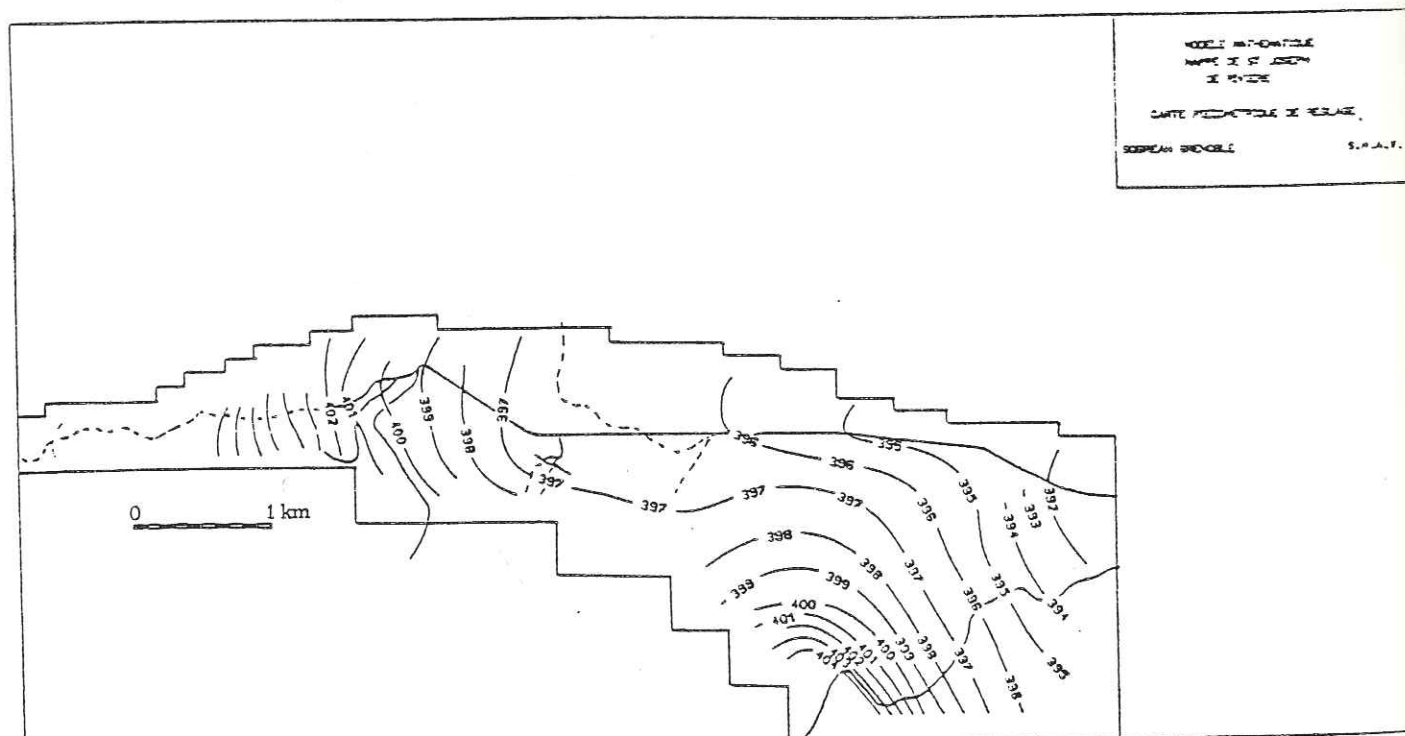
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
15	0.0	0.3	3.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
14	0.0	0.0	-3.11	-11.45	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
13	-3.69	-4.31	-9.21	-12.74	-2.77	-1.37	-2.07	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
12	-0.53	-0.61	-3.43	-14.62	-5.58	-5.06	-2.58	-1.74	-3.69	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
11	13.07	-1.46	-3.70	-12.21	-10.77	-12.62	-4.31	-2.97	-3.47	-1.41	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10	4.87	0.05	-7.48	-8.19	-22.45	-23.81	-10.70	-4.13	-3.08	-1.10	-1.36	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
9	2.78	-3.06	-0.31	-3.67	-11.33	-41.39	-16.98	-4.97	-2.69	-0.43	-2.92	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
8	1.97	9.37	-2.92	-3.24	-9.82	-66.60	-21.73	-6.04	-2.14	0.52	-3.16	-7.00	0.0	0.0	0.0	0.0
7	-1.07	1.49	-2.15	5.27	-2.10	-106.52	-23.94	-6.23	-1.27	2.43	-1.54	-12.53	-0.75	0.0	0.0	0.0
6	-1.47	3.29	3.90	13.36	8.62	80.52	-10.70	6.58	12.96	54.42	69.77	119.54	50.98	-2.41	-45.30	0.0
5			1.54	28.29	36.60	19.97	15.19	12.51	10.40	65.58	71.66	121.87	69.66	13.91	-12.83	-44.68
4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.77	12.69	20.62	67.16	104.47	130.13	74.39	35.02	64.71	294.40
3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.22	63.54	158.11	258.27	117.54	229.19	125.40	217.50	
2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	68.49	325.56	323.42	324.41	121.30	147.76	272.74	
1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	441.11	229.90	106.64	94.89	99.31	

Fig. 109: CARTES PIEZOMETRIQUES DE REFERENCE ET APRES REGLAGE



CARTE PIEZOMETRIQUE DE REFERENCE

Elle a été tracée à partir des mesures de la piézométrie et des lignes d'eau de l'Herretang et du Guiers Mort observées à l'étiage en septembre 1981.



CARTE PIEZOMETRIQUE APRES REGLAGE

C'est la carte piézométrique restituée par les calculs du modèle mathématique. La restitution est valable; la pente de la surface piézométrique est parfaitement reproduite

D - RESTITUTION

On constate une grande similitude existant entre la piézométrie simulée et observée (cartes fig. 109).

A l'échelle du travail exécuté, compte-tenu de la grande surface des mailles dans la zone aval, la restitution est valable:

- l'ordre de grandeur et la distribution spatiale des perméabilités sont en bon accord avec la nature du remplissage alluvial et les mesures de terrain;

- la transmissivité des alluvions à proximité du forage F 80, obtenue par réglage du modèle est la même que celle mesurée grâce aux essais de pompage: $1,3 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ (voir en annexe IV, les tableaux des "transmissivités relatives à l'état d'équilibre"; le forage F 80 est situé sur la maille 15.10);

- dans le secteur amont de la plaine, les flux souterrains précédemment calculés pour différentes transversales sont équivalents à ceux obtenus par le modèle (fig. 108):

Flux en l/s	Formule de DARCY	Modèle
Transversale A ou ensemble de mailles 9	184 l/s	180 l/s
Transversale B ou ensemble de mailles 15	500 l/s	491 l/s

Plus à l'aval, il est difficile de faire ce genre de comparaison de valeurs (transversale C - mailles 21). La dimension des mailles est trop grande. Cela revient à comparer des valeurs ponctuelles à des valeurs moyennes calculées sur un volume d'aquifère de $4,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (maille de 400 m de côté; épaisseur de l'aquifère: 30 m). Or on sait que dans ce secteur de la vallée, la quantité d'eau drainée en surface varie beaucoup de l'amont vers l'aval; un canal de drainage peut prélever 20 l/s à la nappe sur une distance de 400 m.

La restitution convenable de la surface piézométrique, dans un milieu de perméabilités très cohérentes, entre des conditions aux limites suffisamment connues, conduit à penser que l'évaluation des débits d'écoulements faite par le modèle est très correcte. On peut donc, d'après le tableau final des débits d'équilibre (fig. 108) dresser le bilan de l'aquifère ci-après:

Alimentation
(période d'étiage)

Flux entrant aux limites	{	- en rive gauche {	versant calcaire	305 l/s
			versant molassique	8 l/s
	{	- en rive droite {	St-Joseph-de-Rivière	320 l/s
			Cône du Guiers Mort	950 l/s
Débit de la nappe à l'amont			20 l/s	
				~ 1600 l/s

Prélèvements et exutoire

Débit de la nappe à l'aval	1 120 l/s
Evapotranspiration	37 l/s
Emergences de la nappe à l'amont	120 l/s
Drainage des canaux et des cours d'eau	320 l/s
~ 1 600 l/s	

Notons que ces résultats s'appliquent à un état d'équilibre, en régime permanent, pour un épisode de basses eaux. Il s'agit d'un bilan instantané qui ne représente pas la dynamique de l'écoulement dans l'aquifère.

Les précipitations efficaces, l'effet des crues et des tarissements ne sont pas représentés. Aussi, le bilan est donné par défaut.

L'établissement d'un bilan annuel de la nappe, en régime transitoire montrerait une augmentation des valeurs de drainage de la nappe. Par contre, il est peu probable que le débit souterrain à l'exutoire soit très différent (pente de la surface de la nappe quasi constante; la nappe est en permanence en refus: saturation jusqu'au sol).

En l'absence d'exploitation actuelle dans toute la vallée, l'écoulement de la nappe phréatique s'effectue en régime quasi permanent, le débit de transit à l'aval de St-Laurent-du-Pont s'établissant à environ 1m3/s.

Débit exploitable

La réserve renouvelable composée de l'infiltration efficace a été estimée à 920 l/s pour l'ensemble du bassin, (voir au Ch.5, le bilan hydrologique).

Considérant la quantité d'eau drainée à l'étiage (supérieur à 400 l/s), les importants débits d'apport latéraux, et la valeur du débit souterrain, il est possible d'espérer prélever à cette nappe environ 1 m3/s. à partir d'ouvrages intéressant toute l'épaisseur de l'aquifère.

E - EXPLOITATION DU MODELE : SIMULATION D'UN POMPAGE A PROXIMITE DU FORAGE F 80

La situation du futur captage exploité par le S.M.A.V. (Syndicat Mixte d'Aménagement des Voironnais) est particulièrement favorable:

- zone d'alimentation importante toute l'année par infiltration directe et vidanges des réserves d'eau contenues dans les cônes de déjection et les calcaires latéraux;

- bonne perméabilité (3.10^{-3} m/s) et une épaisseur de l'aquifère de 45 mètres;

- absence d'industrie quelconque ou de grosses agglomérations dans tout le bassin d'alimentation du captage.

La simulation du pompage a été opérée par simple prélèvement d'un débit de 200 l/s (valeur inférieure à la moitié du débit de transit de la nappe calculé par le modèle) affiché sur la maille où se situe le futur captage (maille 15-10).

La durée du pompage a été simulée en continu sur 3 mois en utilisant les mêmes données géométriques et hydrodynamiques de la nappe adoptées après le réglage du modèle.

On suppose ainsi que les conditions d'étiage (apports aux limites, etc..) restent les mêmes pendant toute la durée du pompage.

La simulation de l'influence du pompage a donc été réalisée dans des conditions d'étiage très sévères.

Le programme fournit l'évolution transitoire des rabattements de la nappe. Les courbes des iso-rabattements obtenues après 2 mois de pompage sont données sur la figure 110.

On constate:

- une étendue relativement réduite du cône de dépression;

- des rabattements qui restent faibles malgré les conditions sévères d'alimentation;

- un déplacement vers l'aval des zones de résurgence: le niveau rabattu dans ces zones est inférieur à la cote de drainage des émergences actuelles.

On note que le pompage risque, en saison sèche, de réduire le débit des sources et d'asséner les terrains marécageux au voisinage du captage.

En outre, l'exploitation de la nappe par pompage va modifier la dynamique des écoulements: "l'infiltration efficace" sera plus élevée lorsque la nappe sera soumise à l'influence du captage. En effet, le volume de sol libéré de son eau pourra recevoir une part plus importante des infiltrations par la pluie ou depuis le cours d'eau du Merdaret. C'est à l'occasion de cette remarque que l'on peut diriger les études futures vers l'établissement d'un modèle en régime transitoire.

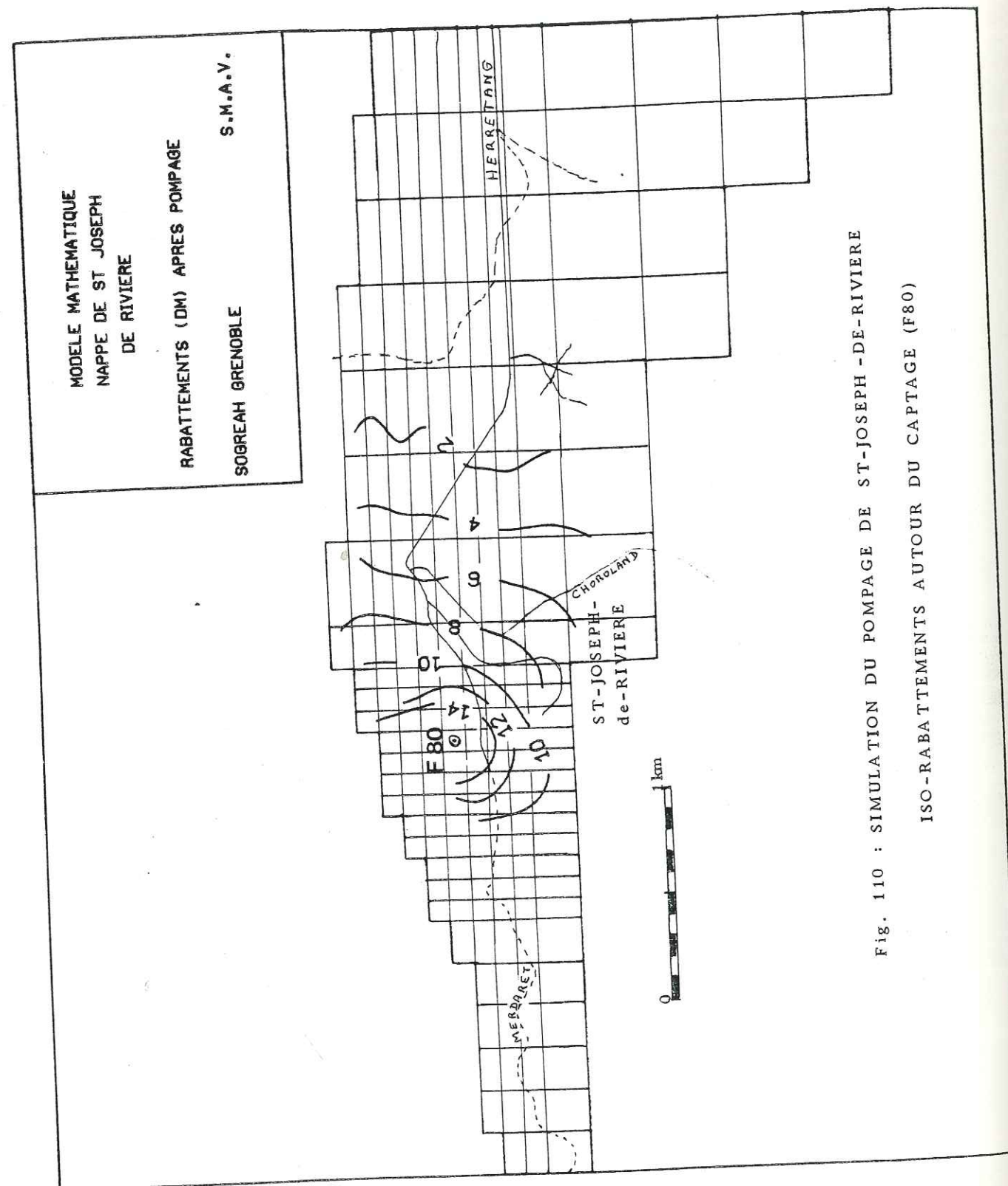


Fig. 110 : SIMULATION DU POMPAGE DE ST-JOSEPH-DE-RIVIERE
ISO-RABATTEMENTS AUTOUR DU CAPTAGE (F80)

Celui-ci fait généralement bien apparaître:

- d'une part le débit exploitable, fonction du débit souterrain; c'est le débit que l'on peut envisager de pomper toute l'année. Le modèle en régime permanent montre qu'il peut-être d'au moins 200 l/s, malgré une représentation sévère des conditions hydrodynamiques de l'aquifère;

- d'autre part, le débit exploitable fonction du volume de la réserve renouvelable et du destockage intersaisonnier qui peut être envisagé.

On pourra ainsi procéder à des "surexploitations" du captage pendant certaines périodes de l'année (immédiatement après les périodes de recharge de la nappe: décembre-janvier et avril-mai).

Des calculs d'exploitation de la nappe en régime transitoire permettront donc de définir des consignes de gestion des eaux souterraines.

Par ailleurs, le seul réglage en transitoire apportera des précisions sur la valeur du coefficient d'emmagasinement et sur l'évolution des débits drainés pendant l'année (caractère important pour établir le schéma directeur de l'assainissement des vastes zones marécageuses de la vallée).

CONCLUSION GENERALE

L'ensemble des données acquises dans le domaine de la géologie, de la géométrie des réservoirs, de l'hydrodynamique karstique et alluviale, recueillies par diverses campagnes et travaux sur le terrain peuvent être rassemblées à ce stade final de l'étude pour présenter un schéma général de l'hydrogéologie de l'avant-pays de Chartreuse.

Les deux vallées étudiées (Haute vallée de la Morge et vallée de St-Laurent-du-Pont) associent sur un substratum molassique des alluvions plus ou moins perméables de deux cycles de dépôt :

- Les alluvions d'origine glaciaire, très hétérogènes, résultent de la lutte d'influence des glaciers de l'Isère, du Rhône et de Chartreuse.

Ceux-ci, empruntant un réseau hydrographique déjà établi, ont dans un premier temps, retenus leurs eaux de fusion dans des lacs où se sont déposés des sables argileux et des argiles (St-Etienne-de-Crossey, rive gauche de la vallée de St-Laurent-du-Pont).

Les alluvions fluvioglaciaires accumulées au moment des retraits glaciaires dominant dans les zones amont des vallées (vallons de St-Aupre et de St-Nicolas-de-Macherin, amont de St-Joseph-de-Rivière). Elles marquent la direction de retrait des masses glaciaires et donnent à ces zones des transmissivités élevées voisines de $1.10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$.

- Les alluvions d'un cycle récent sont surtout représentées dans la vallée de St-Laurent-du-Pont.

En rive ouest de la plaine, se développent d'importantes formations très perméables, constituées par les cônes de déjection des torrents de Chartreuse (Choroland, Guiers Mort, Guiers Vif). A leur périphérie, se déposent des tourbes.

Le réservoir karstique du chaînon du Ratz alimente en permanence les deux aquifères alluviaux. Sa structure en anticlinal dissymétrique plongeant légèrement vers le Sud et sa fracturation favorisent une alimentation plus importante en direction de la vallée de St-Laurent-du-Pont.

Dans le domaine de l'hydraulique souterraine, la haute vallée de la Morge apparaît comme un bassin fermé vers le Sud par le remplissage lacustre de St-Etienne-de-Crossey. A l'étiage, la quasi totalité des eaux qui ruissellent provient du tarissement des réserves amont et principalement de celui du vallon de St-Aupre en rapport direct avec le réservoir karstique. Au cours d'un cycle hydrologique, toutes les eaux infiltrées vers les nappes sont restituées à l'écoulement de surface. Dans ces conditions, une exploitation importante ne peut être envisagée dans cette vallée.

Dans la vallée de St-Laurent-du-Pont, la présence des vastes cônes de déjection échelonnés le long de sa rive droite pourrait paraître propice à la propagation et à la persistance d'une vague de hautes eaux, induite par les infiltrations des rivières (qui drainent une grande partie du massif de la Chartreuse) et par les alimentations directes des précipitations. En fait, il en est rien. L'effet transitoire est rapidement effacé vers l'aval, la nappe étant en permanence au refus dans les zones argileuses à la périphérie des cônes de déjection.

Ainsi, dans la vallée de St-Laurent-du-Pont, la nappe présente un régime de quasi équilibre entre les zones d'alimentation et le drainage aval.

L'ensemble du système aquifère a donc pu être représenté schématiquement par un modèle d'écoulement permanent. Il permet de synthétiser et de contrôler la cohérence des données géométriques, hydrologiques et hydrodynamiques.

La simulation confirme également le caractère très efficace (au plan de la productivité) de l'implantation du captage envisagé par le S.M.A.V. à l'amont de St-Joseph-de-Rivière : il est possible de prélever toute l'année dans cette zone un débit de $800 \text{ m}^3/\text{h}$. Ce débit pourrait être éventuellement augmenté lors des phases de hautes eaux (automne et printemps). Une simulation en régime transitoire permettrait d'établir un programme de gestion de cette ressource.

BIBLIOGRAPHIE

- AL-AMBAR N. (1979) - Infiltration et écoulement en milieu karstique
Etude statistique des données climatologiques et hydrologiques
Hydrologie du bassin versant du Furon-Vercors (France) - Thèse
3è cycle Grenoble.
- ARMAND Cl. (1978) - Régime des eaux souterraines et paléomorphologie.
Géologie et hydrogéologie de la basse vallée de l'Arve (Haute-
Savoie) - Thèse 3è cycle Grenoble.
- ASTIER J.L. (1971) - Géophysique appliquée à l'hydrogéologie
Masson, 277 p.
- BAKALOWITZ M. (1974) - Géochimie des eaux d'aquifère karstique -
1 - Relation entre minéralisation et conductivité. Annales Spé-
léologie, 29, 2, pp 167-173.
- BAKALOWITZ M. (1976) - Géochimie des eaux karstiques. Une méthode d'é-
tude de l'organisation des écoulements souterrains. Annales
scientifiques de l'Université de Besançon, Fasc. 25, 3è série,
pp 49-58.
- BAUDIN G. (1979) - Ressources en eau de la nappe des alluvions du
Gave de Pau entre Lestelle-Betharram et Pau - Thèse 3è cycle,
Bordeaux III, 192 p.
- BAUDOIN F., FOURNEAUX J.C. (1982) - Le bassin versant de la source de
Pierre Chave (St-Aupre, Isère). Rev. Géog. Alpine, t. LXX,
pp 233-239.
- BONNET M. (1978) - Méthodologie des modèles de simulation en hydro-
géologie - Thèse Doctorat es Sciences Nancy.
- BOQUET J. (1966) - Le delta de Voreppe. Etude des faciès congloméra-
tiques des environs de Grenoble - Thèse 3è cycle Grenoble.
- BOZONAT J.P. (1980) - Infiltration et circulation des eaux dans les
calcaires fissurés. Hydrogéologie et bilan hydrique du secteur
septentrional du massif de la Chartreuse - Thèse 3è cycle
Grenoble.
- BRAVARD C. (1968) - Etude géologique de la région de St-Laurent-du-
Pont et de la Grande Sure - D.E.S. Grenoble.
- BRAVARD Y. (1963) - Le Bas-Dauphiné - Recherches sur la morphologie
d'un piedmont alpin - Thèse Lettres Grenoble, 504 p, 63 fig.,
Impr. Allier.
- CLAUDON G. (1977) - Etude hydrogéologique de la plaine de Pontarlier -
Thèse 3è cycle Besançon.

- COLLIN J.J. (1976) - Les eaux souterraines de la plaine Saône-Doubs - Doctorat es-Sciences Univ. Cl. Bernard Lyon.
- C.P.G.F. (1968) - Etude hydrogéologique et géophysique de la vallée de St-Joseph-de-Rivière, St-Laurent-du-Pont, Entre-Deux-Guiers - Rapport inédit n° 414, DDA Isère.
- DAVID L. (1959) - Quelques considérations sur la topographie ante et post vindobonienne de la région du Bas-Dauphiné. C.R. Acad. Sc., t 249, pp 141-142.
- D.D.A. Isère (1968) - Etude des ressources en eau de la vallée de l'Isère. Seuil de Rives, plaine de Moirans, Avant-Pays de Chartreuse.
- DEBELMAS J. (1963) - Plissement paroxysmal et surrection des Alpes Franco-Italiennes. Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. de Grenoble, t 39, pp 125-171.
- DEHAYS H. (1980) - Paléomorphologie et circulations des eaux souterraines. Etude hydrogéologique des ressources en eau de la haute vallée de la Fure et de ses relations avec les bassins de Paladru et de l'Ainan (Bas-Dauphiné oriental) - Thèse 3è cycle Grenoble.
- DELAQUAIZE B. (1979) - Etude géologique, hydrogéologique et limnologique dans une région de moyenne montagne. Le bassin versant des lacs de Laffrey et Petichet (Isère) - Thèse 3è cycle Grenoble.
- DEMARCO G. (1962) - Etude stratigraphique du Miocène Rhodanien - Thèse Univ. Paris, n° 4723.
- DROGUE C. (1967) - Méthode de détermination de la capacité de rétention, par fissures et microporosité, des massifs karstiques à partir des variations saisonnières des données hydrométriques. Chronique d'hydrogéologie n° 10, pp 43-47.
- DUBUS, BOMBARD, BARTALA (1968) - Etude des ressources en eau de la vallée de l'Isère - Seuil de Rives, Plaine de Moirans, Avant-Pays de Chartreuse. Service du Génie rural des Eaux et des Forêts, DDA Isère.
- FORKASIEWICZ J. (1977) - Interprétation des données de pompages d'essai pour l'évaluation des paramètres des aquifères. BRGM Département Hydrogéologie.
- FOURNEAUX J.C., SARROT-REYNAUD J. (1976) - Comparaison des types de circulation dans les massifs karstiques des chaînes subalpines françaises à partir des études hydrogéologiques et des traçages récents. Ann. Sc. de l'Univ. de Besançon, fasc. 25 3è série.
- FOURNEAUX J.C., SARROT-REYNAUD J. (1977) - Déficit d'écoulement et évapotranspiration dans les Alpes du Nord. Compte-rendus du 102è Congrès National des Soc. sav., Limoges, fasc. II.
- FOURNIER D. (1974) - Etude hydrogéologique du versant sud de la plaine de Bièvre-Bas-Dauphiné Bassin versant du Haut-Rival (Isère) - Thèse 3è cycle Grenoble.

- FRANCISS F.O. (1970) - Contribution à l'étude du mouvement de l'eau à travers les milieux fissurés - Thèse de Docteur-Ingénieur-Grenoble.
- GIDON M. (1978) - Notice feuille Grenoble au 1/50 000.
- GIDON M., MONJUVENT G., STEINFATT E. (1968) - Sur la morphologie fluvio-glaciaire aux marges des glaciers würmiens alpins. Le dispositif moraine-chenal marginal Bull. Ass. Française pour l'étude du Quaternaire, t 2, pp 125-149.
- GRAVEROT R. (1959) - Etude géologique d'un chaînon jurassien de la Chartreuse. Etude de l'anticlinal de Chailles. DES Grenoble.
- JAMIER-VIAL (1980) - Rapport sur 21 sondages électriques dans la vallée de St-Laurent-du-Pont. Rapport inédit DDA Isère.
- KIRALY L. (1969) - Statistical analysis of fractures (orientation and density). Geol. Rundschau, vol. 59, t 1, pp 125-151.
- KIRALY L. (1975) - Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. I.A.H. Paris.
- KRUSEMAN G.P., DE RIDDER N.A. (1973) - Interprétation et discussion des pompages d'essai. Bull. Intern. Inst. for land reclamation and improvement.
- LAMIRAUX Ch. (1977) - Géologie du Miocène des chaînons jurassiens méridionaux et du Bas-Dauphiné nord-oriental entre Chambéry et la Tour du Pin - Thèse 3è cycle Grenoble.
- MANGIN A. (1970) - Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et de tarissement. Ann. de Spéleo. T 25 n° 3.
- MASSONNAT G. (1981) - Hydrogéologie en milieu fissuré et thermalisme. Etude du massif de Bramefarine et du Nord du massif d'Allevard. La source thermominérale d'Allevard (Isère France) - Thèse 3è cycle Grenoble.
- MENARD R. Bureau d'Etudes Géophysiques (1972) - Etude géoélectrique des formations alluvionnaires dans l'Avant-Pays de Chartreuse. Rapport inédit DDA Isère.
- MICHEL M. (1976) - Etude hydrogéologique du quadrilatère voironnais. Service du Génie rural des Eaux et Forêts. DDA Isère.
- MICHEL R. (1961) - Aperçu d'ensemble sur la structure géologique du département de l'Isère dans ses rapports avec l'hydrogéologie souterraine. Rev. Géol. Alpine, t XLIX, pp 129-142.
- MISEREZ J.J. (1973) - Géochimie des eaux du karst jurassien - Thèse Université de Neuchâtel.
- MUGNIER Cl. (1963) - Les karstifications éocènes et plioquaternaires dans les Bauges, la Chartreuse septentrionale et les chaînons jurassiens voisins. DES Grenoble.

- NICOLET C. (1979) - Le Bas-Dauphiné septentrional. Etude stratigraphique et sédimentologique - Thèse 3^e cycle Grenoble.
- ROUSSELOT D., GUDEFIN M., PUTTABLEZ J. (1978) - Etude hydrogéologique de la molasse du Bas-Dauphiné entre le Rhône et l'Isère. Rapport préliminaire BRGM, 78 SGN 225 SJ.AL.
- SIEFRIDT D., PULICANI Ph. (1979) - Etude hydrogéologique en milieu karstique. Cas du chaînon du Ratz. T.F.E.
- STEINFATT E. (1975) - Géologie de la feuille de Voiron au 1/50 000. Etudes sur le Miocène et le Quaternaire de l'avant-pays alpin - Thèse 3^e cycle Grenoble.
- TALOUR B. (1976) - Hydrogéologie karstique du massif du Grand Som (Chartreuse) - Thèse 3^e cycle Grenoble.

ANNEXES

ANNEXES I : SONDAGES À LA TARIÈRE MÉCANIQUE

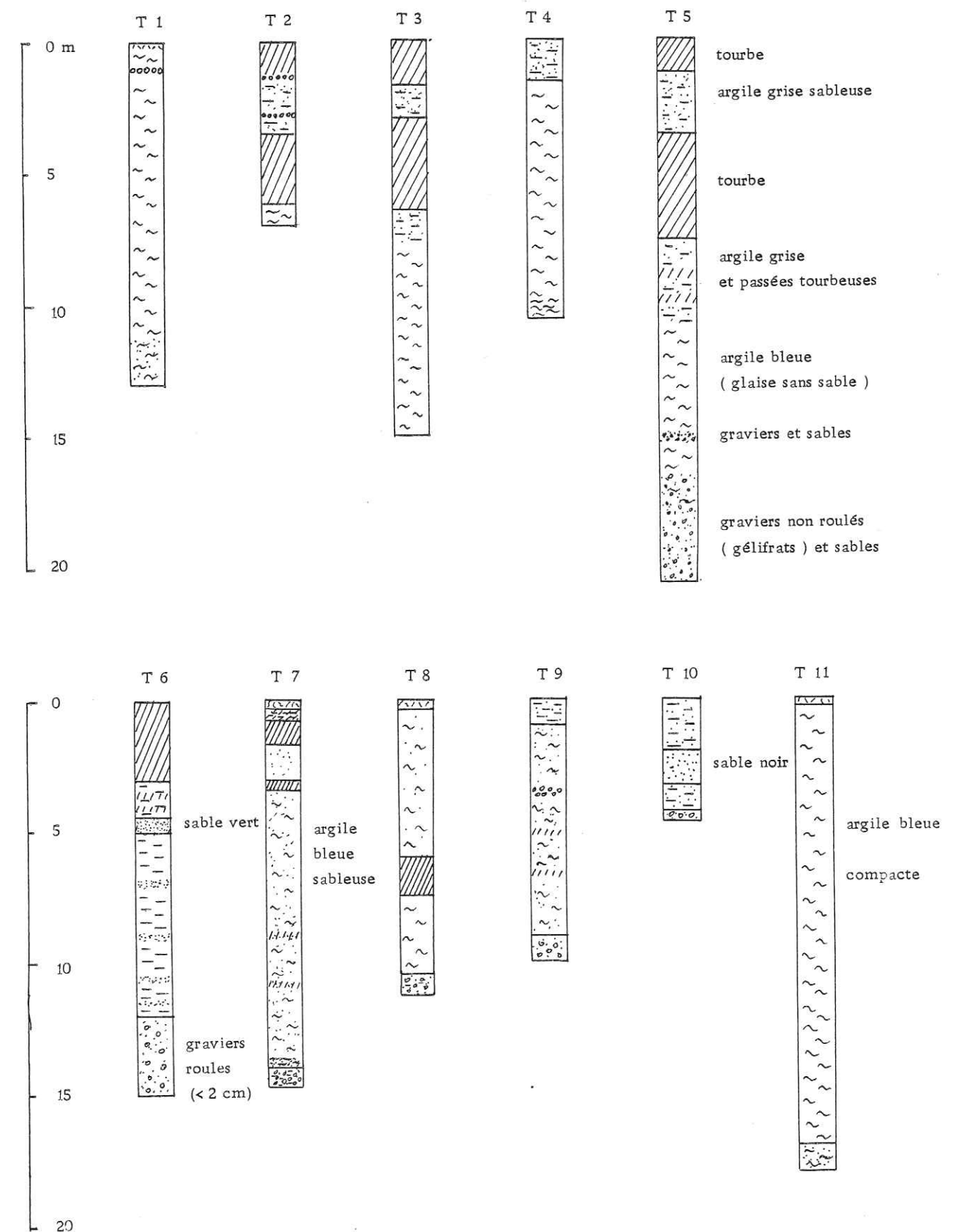
ANNEXES II : SONDAGES ET FORAGES MÉCANIQUES À L'AMONT DE
SAINT-LAURENT-DU-PONT

ANNEXE III : RÉSULTATS NUMÉRIQUES DES ANALYSES CHIMIQUES

ANNEXE IV : RÉSULTATS NUMÉRIQUES DU MODÈLE MATHÉMATIQUE

SONDAGES A LA TARIERE MECANIQUE

(Localisation des sondages fig 21)



SONDAGES ET FORAGES MECANIQUES A L'AMONT DE ST-LAURENT DU PONT

Réalisés entre 1968 et 1970

(Localisation sur la fig 21)

<u>Sondage mécanique n°1</u> Coupe des terrains 0 - 30m.50 : graviers comprimés secs 30,50 - 38m. : molasse	<u>Sondage mécanique n°2</u> Coupe des terrains 0 - 35m. : graviers argileux 35 - 37m. : graviers perméables 37 - 44m. : molasse	<u>Sondage mécanique n°3</u> Coupe des terrains 0 - 4m.20 : argile 4,20 - 29m.50 : alternance d'argile et de graviers 29,50 - 48m. : graviers argileux 48,00 - 62m. : molasse (marnes bleues)
<u>Sondage mécanique n°4</u> Coupe des terrains 0 - 4m.80 : graviers argileux 4,80 - 14m.80 : graviers secs 14,80 - 16m.80 : argile 16,80 - 22m. : graviers argileux 22,00 - 26m. : graviers argileux perméables 26,00 - 28m. : graviers argileux comprimés	<u>Sondage mécanique n°5</u> Coupe des terrains 0 - 3m.50 : argile 3,50 - 38m. : graviers argileux comprimés 38,00 - 39m. : graviers perméables 39,00 - 46m. : molasse	<u>Sondage mécanique n°6</u> Coupe des terrains 0 - 2m.40 : remblai 2,40 - 19m.70 : graviers argileux 19,70 - 22m. : argiles 22,00 - 33m.70 : graviers argileux 33,70 - 36m. : molasse Essais de débit : (septembre 1968) 27m³/h, rabattement 40cm hauteur crépinée : 6m diamètre : 125 mm
<u>Sondage mécanique n°7</u> Coupe des terrains 0 - 0m.80 : terre végétale 0,80 - 14m.40 : alternance argile et graviers 14,40 - 16m. : argile Essais de débit : (Aout 1968) 25 m³/h, rabattement 28cm hauteur crépinée : 8m diamètre : 125mm	<u>Forage mécanique n°1</u> Coupe des terrains 0 - 2m.70 : remblai 2,70 - 5m.50 : graviers argileux 5,50 - 19m.50 : graviers sables, argiles et passées argileuses 19,50 - 30m. : galets, graviers, sables grossiers Essais de débit : (Avril 1970) 630m³/h, rabattement 4m64 hauteur crépinée : 10m diamètre : 550mm	<u>Forage mécanique n°2</u> Coupe des terrains 0 - 1m.90 : argile jaune 1,90 - 3m.80 : tourbe 3,80 - 24m.70 : graviers perméables 24,70 - 26m. : graviers argileux comprimés Essais de débit (Janvier 1968) 520m³/h, rabattement 2m42 hauteur crépinée : 10m diamètre : 550 mm

ANNEXE III

RÉSULTATS NUMÉRIQUES DES ANALYSES CHIMIQUES

- Tableau des résultats numériques
- Relation conductivité-Ca⁺⁺ sur les eaux de la vallée de St-Laurent-du-Pont
- Relation conductivité-HCO₃⁻ sur les eaux de la vallée de St-Laurent-du-Pont

Les analyses chimiques des eaux ont été effectuées soit au laboratoire d'hydrogéologie de l'Institut Dolomieu, soit au laboratoire de la faculté de pharmacie de Grenoble (pour Na⁺ et K⁺).

Les différentes méthodes de dosage des ions ont été les suivantes :

- Ca⁺⁺ et Mg⁺⁺ : dosage complexométrique ;
- Na⁺ et K⁺ : dosage par spectrométrie d'absorption (Na⁺) et d'émission atomique (K⁺) ;
- HCO₃⁻ : dosage acidimétrique ;
- Cl⁻ : méthode au nitrate mercurique ;
- SO₄⁻⁻ et NO₃⁻ : dosage colorimétrique.

PIERRE-CHAVE — Source karstique - versant occidental du chaînon du Ratz

Localisation sur la figure 52 Z = 550 m

Date	(°C)	Débit l/s	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) μ S/cm	pH	THT °F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations me/l	anions me/l	e balance ionique	Minéralli- sation totale calculée mg/l
Fév 81			2685	390		22	14,6	64,1	3,0	1,0	245,2	4,37	6,0	1,24	4,54	4,25	3,3	340
Mars 81	8,4		3090	338	8,0	18,0	7,8	59,3	2,6	0,8	213,5	4,82	8	1,5	3,72	3,78	-0,9	298
Avril 81	8,4		2855	366	8,2	21,0	12,9	62,9	3,35	0,9	237	4,71	7	1,24	4,37	4,14	2,7	331
Mai 81	8,8		2800	374	7,9	21,5	5,6	79,9	3,4	0,9	248,9	3,72	5	1,5	4,45	4,23	2,6	346
Juin 81	9,1	130	2480	422	7,8	24	3,2	100,0	4,75	0,95	230,6	4,79	3	1,24	4,26	4,56	3,4	373
Juil 81	9,2	55	2555	409	7,85	23,4	5,1	85,4	3,85	1,20	269,6	4,71	1	1,24	4,26	4,56	2,2	453
Août 81	9,8	50	2340	447	7,9	28,0	6,1	102,2	4,1	1,10	333	3,4	1	1,2	5,78	5,56	2,2	412
Sept 81	9,8	10	2340	441	7,8	25,7	13,1	81,4	5,9	1,0	305,2	1,3	3	1,3	5,4	5,16	2,2	448
Oct 81	9,8	69	2280	482	7,9	26,5	6,1	96,2	5,5	1,3	330,3	3,0	3	2,2	5,54	5,57	-0,3	448
Nov 81	9,5	180	2300	455	7,9	25,3	3,6	95,4	4,95	0,9	307,4	1,6	5	2,5	5,28	5,17	1,0	421
Déc 81	9,1	58	2600	403	8,2	24,6	7,5	86,2	5,25	0,65	273,2	0,96	6	0,3	5,14	4,73	4,1	379
Janv 82	8,2	680	3000	350	7,7	20,6	2,2	78,9	4,3	0,8	241,6	2,9	5	2,1	4,35	4,13	1,9	338
Fév 82	8,6	130	2680	390	7,9	23	1,9	89	4,9	1,0	270,8	4,3	6		4,24	4,70	1,4	375,4
Mars 82	9	69	2670	392	8,0	20,6	5,6	73,3	5,4	1,16	269,6	4,6	3	2,1	4,38	4,64	-2,9	365
Avril 82	8,4	160	2705	387	7,9	20,5	7,3	70,1	5,2	0,68	256,2	4,2	2		4,34	4,38	-0,6	348

ST-AUPRE — Source karstique - versant occidental du chaînon du Ratz

Localisation sur la figure 52 Z = 520 m

Date	(°C)	Débit l/s	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) μ S/cm	pH	THT °F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations me/l	anions me/l	e balance ionique	Minéralli- sation totale calculée mg/l
Mai 81		1,5	2900	360	8,1	21,2	3,2	79,8	2,1	0,45	241,6	1,82	7	1,5	4,33	4,14	2,2	337
Juin 81		30	2980	351	7,8	20,8	2,7	78,9	3,35	0,40	240,3	2,01	2	1,5	4,30	4,02	3,3	331
Juil 81		5	2640	396	7,75	22,8	5,3	82,6	2,1	0,4	269,6	2,24	2	1,5	4,52	4,65	1,4	366
Août 81		7	3000	349	8,0	21,2	4,9	76,9	2,15	0,35	233	3,2	3	1,26	4,32	3,98	4,4	325
Sept 81		1	3140	333	7,9	19,6	4,4	71,3	5,3	0,5	235,5	0,2	4	0,62	4,17	4,02	2,8	322
Oct 81		20	3180	329	7,8	20,1	2,7	76,2	2,35	0,35	224,5	1,1	5	2,2	4,11	3,82	3,9	314
Nov 81		50	2850	367	7,9	20,8	1,2	81,4	3,0	0,4	250,1	0,4	5,5	1,2	4,29	4,21	0,8	342
Déc 81		15	2400	425	8,05	23,6	2,9	89,8	3,85	0,75	257,4	0,6	30	1,3	4,88	4,84	0,4	386
Janv 82		95	3190	328	8,0	19,5	2,1	74,8	3,3	0,45	226,9	1,34	6	1,0	4,06	3,9	2,0	316
Fév 82		27	2980	351	7,9	20,6	1,7	79,8	3,1	0,38	240,3	1,3	8		4,26	4,15	1,3	335
Mars 82		3	3440	304	8,0	15,4	2,2	58,1	3,1	1,5	205,0	3,0	5,5	1,3	3,25	3,58	-4,9	240
Avril 82		23	3480	302	8,2	16,6	1,0	50,1	3,4	0,26	202,5	2,1	8		3,48	3,54	-0,9	276

LE FONTANIL — Source karstique - versant oriental du chaînon du Ratz - contact calcaire-molasse

Localisation sur la figure 52 Z = 520 m

Date	(°C)	Débit l/s	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) μ S/cm	pH	THT °F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations me/l	anions me/l	e balance ionique	Minéralli- sation totale calculée mg/l
Mai 81	9	10	2620	399	7,6	20,6	2,9	77,7	4,2	0,75	256,2	3,34	5	1,94	4,31	4,48	-1,7	352
Juin 81	9	40	2760	379	7,7	21,0	1,94	80,96	4,4	0,75	244	3,57	6	1,94	4,39	4,21	1,5	344
Juil 81	9,1	20	2840	369	7,4	20,4	1,5	79,4	3,6	0,80	231,8	4,26	3	2,6	4,24	4,01	2,8	327
Août 81	9,1	10	2390	438	7,7	25,6	6,1	92,6	6,3	1,20	295,2	6,2	2	2,82	5,41	5,09	3,0	412
Sept 81	9,3	5	2310	453	7,8	25,2	5,1	92,6	7,0	1,15	305,0	2,5	4	3,7	5,35	5,2	1,4	421
Oct 81	9,2	30	2435	430	7,8	21,7	1,2	85	5,05	1,90	261,6	2,7	6	1,76	4,58	4,50	0,8	365
Nov 81	9,2	60	2410	434	7,9	22,8	3,2	86,2	4,1	0,85	270,8	1,1	5,5	3,2	4,74	4,6	1,4	375
Déc 81	9,1	20	2750	380	7,6	21,2	1,7	82,2	4,1	1,05	251,3	0,6	4	1,9	4,42	4,23	2,2	347
Janv 82	8,8	105	3500	299	7,65	17,5	1,7	67,3	3,4	0,50	201,3	0,9	6	0,8	3,66	3,46	2,7	282
Fév 82	9	25	3105	337	8,02	19,5	1,7	75,3	4,1	1,0	222	3	7		4,10	2,91	2,9	314
Mars 82	9,1	3	2780	376	7,8	20,4	2,2	78,2	5,3	1,64	245,2	6,2	2	3,5	4,35	4,29	0,7	344
Avril 82	8,8	18	2920	358	7,6	19,2	14,6	52,9	4,9	0,55	235,5	4,98	8,5		4,07	4,18	-1,3	322

LA COTE — Source karstique - versant oriental du chaînon du Ratz - amont de St Joseph-de-Rivière

Localisation sur la figure 52 Z = 420 m

Date	(°C)	Débit l/s	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) μ S/cm	pH	THT °F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations me/l	anions me/l	e balance ionique	Minéralli- sation totale calculée mg/l
Juin 81	11,0	1,7	2 325	450	7,7	24,0	0,48	95,39	3,05	1	298,90	3,49	3,0	1,06	4,94	5,06	-1,0	406,4
Juil 81	10,7	0,95	2 546	411	7,4	23,5	2,91	89,37	2,95	1	274,50	2,62	2,0	1,06	4,83	4,62	2,5	376,4
Août 81	11,3	1,1	2 150	486	7,6	26,5	7,77	93,38	3,05	0,95	315,98	2,40	2,0	1,5	5,44	5,29	1,5	427
Sept 81	12,2	1	2 700	387	7,9	22,0	2,43	84,17	5,50	1,05	257,42	0,5	5,0	1,5	4,64	4,34	3,6	353
Oct 81	11,5	0,86	2 400	435	7,8	23,8	2,18	91,78	3,50	1,2	278,16	1,9	6,0	1,1	4,93	4,74	2,1	386
Nov 81	10,8	1,9	2 170	482	7,9	26,1	4,37	97,39	4,50	1,0	307,44	1,5	4,5	2,7	5,42	5,20	2,5	423
Déc 81	9,7	1,3	2 571	407	7,87	23,7	4,37	87,77	4,55	1,25	263,52	1,7	12,5	2,2	4,95	4,64	3,5	378
Janv 82	9,6	4,0	2 853	367	7,5	21,2	1,2	83,0	4,15	0,8	248,9	2,3	5	2,4	4,44	4,29	1,8	347,5
Fév 82	9,1	1,2	2 783	376	8,1	22,2	2,9	84,2	4,15	0,94	255,0	2,8	7		4,64	4,40	2,6	357
Mars 82	9,0	0,8	2 830	370	8,0	20,4	3,6	75,7	4,4	1,44	257,4	3,5	6,5	2,9	4,30	4,50	-2,2	355,4
Avril 82	9,1	1,1	2 740	382	7,7	19,8	3,6	73,3	4,5	0,8	256,2	3,47	7		4,17	4,44	-3,0	350,4

GORGE DE CROSSEY -- Source karstique - diacrise - gorge de crossey versant sud
Localisation sur la figure 52 Z = 470 m

Date	(°C)	Débit l/s	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) μ S/cm	pH	THT °F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations me/l	anions me/l	e balance ionique	Minérall- sation totale calculée mg/l
Fév 81		1	3 220	325		18,8	9,96	58,91	1,70	0,50	214,7	1,38	10,0	1,06	3,53	3,76	1,0	298
Mars 81	8,1	2	3 430	305	7,8	16,9	1,21	65,7	1,70	0,45	187,9	1,19	10,0	2,02	3,5	3,33	2,1	270
Avril 81	8,2	2,8	3 385	309	8,2	18,4	9,96	57,3	1,70	0,40	191,5	1,94	11,0	1,06	3,75	3,42	4,7	275
Mai 81	8,2	0,5	3 220	325	7,9	18,2	1,7	70,1	1,90	0,45	211,1	1,64	9,0	1,06	3,72	3,69	0,5	297
Juin 81	8,3	1,5	3 280	319	8,1	18,5	8,5	60,1	3,10	0,35	219,9	1,98	6,0	1,5	3,82	3,72	1,0	297,5
Juil 81	8,5	0,8	3 190	328	7,85	19,5	4,86	70,1	2,05	0,35	220,8	1,48	4,0	1,28	3,97	3,75	3,2	305
Août 81	8,6	0,7	2 920	358	7,9	20,7	5,59	73,07	2,10	0,50	231,8	1,10	5,0	1,5	4,23	3,94	3,7	321
Sept 81	8,7	0,3	2 900	361	7,9	21,5	8,26	72,5	4,95	0,50	236,7	0,0	4,0	1,28	4,51	3,97	6,5	328
Oct 81	9,0	0,5	2 940	356	8,0	21,0	0,7	83,0	2,75	0,40	229,3	1,10	6,0	1,32	4,31	3,92	5,0	325
Nov 81	9,1	1,1	2 790	375	8,0	21,2	1,45	82,5	3,0	0,40	242,7	0,0	7,5	1,9	4,37	4,15	2,8	340
Déc 81	8,5	0,4	2 850	367	8,3	21,0	2,91	79,3	3,20	10,50	226,9	1,2	9,5	1,3	4,58	3,95	7,6	335
Janv 82	8,5	1,9	3 240	323	7,8	18,8	2,2	71,7	3,1	0,30	215,9	0,7	9,5	1,0	3,9	3,7	1,5	304
Fév 82	8,4	1,1	3 230	324	8,03	19,4	1,2	75,7	3,0	0,30	222,0	1,2	10		4,0	3,8	1,5	313
Mars 82	8,4	0,3	3 120	335	7,85	18,3	2,4	69,3	2,85	0,50	223,3	2,0	9,0	2,6	3,7	3,9	- 1,9	312
Avril 82	8,4	0,8	3 200	327	7,7	17,5	2,7	65,7	3,3	0,20	214,7	2,3	8,5		3,6	3,7	- 1,5	295

PIED - BARLET -- Source molassique - vallon des Combes

Localisation sur la figure 11 Z = 630 m

Date	(°C)	Débit l/s	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) μ S/cm	pH	THT °F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations me/l	anions me/l	e balance ionique	Minérall- sation totale calculée mg/l
Fév 81			2950	355		16,3	1,21	63,3	3,40	1,10	212,3	2,65	6,5	2,32	3,41	3,71	-4,2	293
Mars 81	8,9	6,7	2910	359	7,6	19,2	2,43	72,9	3,40	1,20	222,0	3,25	7,0	2,15	4,0	3,89	1,4	314
Avril 81	10,3	25	2830	370	8,3	19,8	3,96	78,0	2,80	1,30	219,6	4,52	7,0	2,38	4,27	3,89	4,5	320
Mai 81	10,3	5	2830	370														
Juin 81	10,5	7	2945	355														
Juil 81	10,6	7	2900	361														
Août 81	10,4	10	2830	370														
Sept 81	10,2	5	2730	383	8,0	20,2	4,13	74,1	5,95	1,35	239,1	1,50	6,0	1,94	4,31	4,1	2,4	334
Oct 81	10,4	6	2710	386	8,1	21,0	2,43	80,2	3,05	1,35	235,5	2,30	7,0	2,2	4,35	4,09	3,0	334
Nov 81	9,4	9	2660	393	8,1	20,7	0,97	81,4	3,60	1,50	244,0	1,30	5,0	3,2	4,31	4,17	1,6	341
Déc 81	8,5	9,5	2840	368	8,1	19,6	2,43	74,5	3,85	1,60	217,2	2,50	6,0	3,5	4,11	3,30	2,9	312
Janv 82	8,9	20	2570	407	8,0	22,2	2,43	85,0	4,4	1,30	260,0	3,2	6,5	3,2	4,66	4,5	1,3	366
Fév 82	8,2	20	2770	378	7,9	19,7	1,9	75,7	3,8	6,0	230,6	3,2	8	2,8	4,25	4,08	2,2	332

forage S C 1 -- CHAMPTORA - Nappe de St Aupre

Localisation sur la figure 19

Date	(°C)	Prof. de l'eau m	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) μ S/cm	pH	THT °F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations me/l	anions me/l	e balance ionique	Minérall- sation totale calculée mg/l
Août 81	9,9	7,00	2280	463	7,7	27,0	6,80	96,99	4,30	2,30	317,2	5,10	1,0	1,94	5,62	5,38	2,1	436
Sept 81		9,70	2130	491	7,7	27,6	6,3	100,2	7,40	2,40	323,3	5,10	6,0	2,32	5,38	5,59	2,5	454
Oct 81	10,5	8,87	2040	513	7,6	28,8	4,13	108,6	4,35	2,10	338,4	3,60	3,0	4,4	5,98	5,78	1,7	469
Nov 81	12,1	6,44	2200	475	7,7	27,3	5,34	102,6	5,85	2,30	319,6	2,90	6,0	4,3	5,35	5,50	3,0	440
Janv 82	9,7	3,37	2400	436	7,3	26,1	3,9	98,2	5,7	1,95	295,2	4,4	5,0	3,7	5,52	5,13	3,7	418
Févr 82	9,3	5,48	2190	478	7,6	27,7	3,2	105,3	5,5	1,95	319,6	7,0	8,5		5,33	5,67	1,4	455
Mars 82	9,7	7,45	2050	510	7,5	26,0	2,4	100,2	5,9	4,6	329,4	10,1	9,0	8,5	5,6	6,0	-3,7	470
Avril 82	9,0	6,04	2335	439	7,3	23,5	2,4	88,1	6,1	2,2	301,3	5,4	8,0		5,02	5,4	-3,5	414

forage S N 1 -- Vallon de St Nicolas de Macherin

Localisation sur la figure 17

Date	(°C)	Prof. de l'eau m	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) μ S/cm	pH	THT °F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations me/l	anions me/l	e balance ionique	Minérall- sation totale calculée mg/l
Juin 81	12,5	2,27	2120	493	7,6	27,4	4,37	102,6	5,0	1,40	311,1	10,18	8,0	3,7	5,71	5,59	1,1	446
Juil 81	12,5	2,38	2155	485	7,3	28,0	7,2	100,2	4,80	1,45	311,1	9,65	7,0	3,26	5,82	5,55	2,3	444
Août 81	12,2	2,33	2040	513	7,5	29,0	8,0	103,0	4,70	1,30	329,40	11,90	4,0	2,82	6,02	5,35	1,4	465
Sept 81	12,8	2,37	2100	498	7,7	27,6	4,86	102,6	8,20	1,55	312,3	6,20	9,0	4,36	5,90	5,53	3,2	449
Oct 81	12,8	2,56	2070	505	7,4	27,2	4,13	106,2	5,20	1,30	335,2	5,40	4,0	4,4	5,38	5,79	0,8	466
Nov 81	11,2	2,48	2170	482	7,7	24,3	3,64	91,4	6,40	1,70	295,7	2,90	8,0	3,3	5,16	5,14	0,2	413
Déc 81	10,9	2,91	2035	514	7,4	29,9	5,10	111,4	7,50	1,75	342,8	6,30	8,50	6,1	6,33	6,05	2,2	489
Janv 82	9,8	2,08	1990	526	7,3	31,0	4,6	116,6	6,30	1,40	348,9	5,7	7,0	3,9	6,50	6,09	3,3	494
Févr 82	9,0	2,25	1965	532	7,6	31,9	5,1	119,4	6,30	2,72	358,7	7,8	9,0		6,72	6,35	2,8	513

LE MOULIN -- Source issue du vallon de Hautefort.

Localisation sur la figure 11 Z = 490 m

Date	(°C)	Débit l/s	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) μ S/cm	pH	THT °F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations me/l	anions me/l	e balance ionique	Minérall- sation totale calculée mg/l
Fév 81			2795	374		20,5	4,9	74,1	2,95	1,05	248,8	2,58	2,0	1,94	4,29	4,21	0,2	338
Mars 81	9,4	22	2700	387	7,8	21,0	4,13	77,3	3,10	1,10	255,0	2,97	6,0	1,5	4,34	4,39	-0,3	351
Avril 81	9,6	30	2750	380	8,3	21,2	4,14	75,1	3,0	1,2	248,9	4,33	5,0	1,5	4,25	4,31	-0,7	343
Mai 81	9,5	18	2740	382	8,3	21,5	7,29	74,1	2,8	1,05	250,1	4,64	5,0	1,5	4,43	4,34	1,0	346
Juin 81	10		2760	379	7,7	21,4	5,10	77,3	3,95	1,05	252,5	4,14	4,0	1,5	4,45	4,34	1,2	349
Juil 81	10,2		2800	373	7,8	21,2	4,47	74,5	2,95	1,10	250,1	4,33	3,0	1,5	4,22	4,29	-0,8	342

Source LE CHARAT -- versant occidental du chaînon du Ratz - au contact calcaire - Quaternaire

Localisation sur la figure 19 Z = 470 m

Date	(°C)	Débit l / mm	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) u S/cm	pH	THT F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations mé/l	anions mé/l	e balance ionique	Minérali- sation totale calculée mg/l
Mars 81	7,8	14,4	1880	582	7,6	32,8	11,18	113,0	2,40	0,80	398,9	3,07	0	1,05	6,87	6,63	0,3	530
Avril 81	7,6	20,0	1980	528	7,8	32,2	10,4	110,5	2,40	0,70	380,8	4,43	3,0	1,06	6,49	6,43	0,5	513
Août 81	11,1	12,5	1770	591	7,6	33,5	7,29	122,2	2,20	0,65	405,0	5,20	0	1,06	6,79	6,79	0	544
Nov 81	12,0	13,8	1740	601	7,6	34,0	2,91	131,5	3,65	0,70	407,5	1,60	1,0	2,3	6,95	6,77	1,3	551
Déc 81	11,1	8,5	1850	565	8,1	30,6	4,61	115,0	4,70	0,85	389,2	2,30	1,50	2,8	6,33	6,52	-1,4	521
Janv 82	9,8	18,6	1950	536	7,3	32,5	2,4	126,2	3,60	0,60	385,5	1,7	0	1,7	6,67	6,39	2,0	522
Févr 82	9,0	10,3	1920	545	7,7	32,0	3,4	122,6	3,70		386,7	1,8	4		6,57	6,49	0,6	524
Mars 82	8,5	5,5	2015	519	7,3	30,4	2,9	117,0	3,65	1,38	381,9	2,7	1	2,2	6,27	6,39	-0,9	513
Avril 82	8,0	13	2040	513	7,2	30,1	7,0	109,4	4,4	0,50	379,4	2,0	1		6,23	6,33	-0,3	498

ST ETIENNE DE CROSSEY -- Emergence de la nappe de St-Aupre

Localisation sur la figure 19 Z = 420 m

Date	(°C)	Débit l/s	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) u S/cm	pH	THT o_F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations mé/l	anions mé/l	e balance ionique	Minérali- sation totale calculée mg/l
Fév 81		1	1720	608		27,6	4,8	100,3	18,0	3,4	286,7	45,14	11,5	8,98	6,38	6,33	0,4	484
Mars 81	9,1	1,6	1730	605	7,5	27,1	4,13	101,3	16,3	7,4	287,9	41,96	9,42	9,42	6,32	6,23	0,7	479
Avril 81	9,4	1,6	1885	555	7,8	27,0	5,83	98,5	18,0	3,4	287,9	30,21	11,0	7,22	6,38	5,9	3,9	467
Mai 81	10,1	1,2	1900	551	7,5	27,0	4,8	96,99	18,6	8,2	290,4	23,4	11,0	5,9	6,23	5,75	4,0	459
Juin 81	12	1,2	1970	531	8,0	26,3	3,16	95,2	20,0	9,0	294,0	24,85	9,0	5,9	6,09	5,79	2,5	461
Juil 81	11,6	1,15	1950	536	7,3	27,2	4,7	96,19	17,0	9,0	294,0	24,39	9,0	5,0	6,14	5,75	3,2	459
Août 81	12,1	0,9	2080	503	7,5	27,3	3,7	98,59	16,6	9,6	311,1	21,80	9,0	4,6	6,19	5,95	1,9	475
Sept 81	12,4	0,7	1820	575	7,5	28,6	4,1	95,58	19,0	8,4	307,4	20,5	9,0	8,5	6,12	5,92	1,6	472
Oct 81	12,7	0,9	1830	572	7,5	27,5	4,61	100,6	15,8	7,2	305,7	16,6	8,0	11	6,25	5,82	3,5	469
Nov 81	12,4	0,80	1840	568	7,6	26,6	4,86	98,59	17,5	8,7	305,0	16,4	10,0	12	6,29	5,84	3,7	473
Déc 81	11,7	0,80	1870	559	7,9	27,4	4,8	98,59	17,8	8,6	301,3	20,5	9,0	11,6	6,29	5,87	3,4	472
Janv 82	11,1	1,25	1740	601	7,3	27,6	5,3	101,3	17,5	7,6	299,0	24,6	10,0	14,2	6,47	6,04	3,4	480
Fév 82	10	1,2	1980	528	7,8	26,9	4,1	125	11,8	3,6	363,6	15,0	14,0		6,39	5,99	3,2	

forage S C 4 -- LE-CHARAT - Localisation sur la figure 19 Z = 460 m

Date	(°C)	Prof. de l'eau m	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) u S/cm	pH	THT F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations mé/l	anions mé/l	e balance ionique	Minérali- sation totale calculée mg/l
Oct 81	10,8	5,32	2070	505	7,9	27,9	7,77	99,0	2,40	0,90	317,2	1,10	4,0	0	5,69	5,3	3,5	432
Nov 81	10,9	5,08	2040	513	7,8	27,4	7,29	97,8	3,35	0,90	317,2	0,40	5,50	0,7	5,63	5,31	2,9	433
Déc 81	10,8	5,37	2280	459	7,9	23,0	6,32	91,7	3,90	0,90	306,4	0,70	4,0	0,9	5,26	5,12	1,3	415
Janv 82	10,8	4,23	2090	500	7,3	27,3	7,7	98,6	3,5	0,8	320,9	0,9	5,0	0,2	5,7	5,4	2,2	438
Févr 82	10,4	5,21	2140	489	7,7	27,4	10,9	91,8	3,1	0,77	322,1	1,0	9,0		5,63	5,5	1,2	439
Mars 82	10,4	5,45	2235	468	7,5	22,8	4,4	84,2	3,3	0,87	323,3	1,8	2,0	1,1	4,73	5,07	-3,4	421

FAVERGE -- Source issue des dépôts deltaïques de St Etienne de Crossey

Localisation sur la figure 19 Z = 430 m

Date	(°C)	Débit l/s	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) u S/cm	pH	THT o_F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations mé/l	anions mé/l	e balance ionique	Minérali- sation totale calculée mg/l
Fév 81			1830	571		27,5	3,16	105,2	11,5	3,6	290,6	23,4	11,0	6,78	6,09	5,74	2,7	455
Mars 81	11,2	15,5	1805	579	7,7	30,4	2,67	117,4	12,0	4,0	313,5	31,86	15,0	10,3	6,39	6,50	1,4	507
Avril 81	11,3	16,5	1855	564	7,8	29,5	2,43	114,2	11,6	3,5	310,0	20,1	12,0	9,42	6,47	6,03	3,5	483
Mai 81	12,4	8,7	1820	575	7,7	30,6	3,07	106,6	12,0	3,5	297,7	11,86	12,0	8,98	6,17	5,60	4,3	456
Juin 81	12,8	8	1920	545	7,5	28,8	3,16	107,2	10,0	2,5	301,3	17,1	10	9,42	6,08	5,76	2,7	461
Juil 81	11,2	10	1785	586	7,4	31,8	3,88	121,04	8,80	2,80	341,2	14,97	10,0	6,34	6,80	6,31	3,6	509
Août 81	11	6,8	1650	634	7,5	32,8	5,59	122,24	10,0	3,5	340,4	35,4	10,0	5,9	7,06	6,85	1,5	533
Sept 81	11	6,5	1795	583	7,4	32,5	7,77	117,43	10,0	3,5	353,8	14,7	11,0	10,3	7,0	6,59	3,0	528
Oct 81	11,1	5,6	1725	606	7,5	33	3,64	126,2	9,6	3,2	351,6	10,6	10,5	14	7,08	6,50	4,2	529
Nov 81	12,8	9	1760	594	7,7	32,6	4,61	123,0	11	3,2	349,0	10,9	13	16	7,06	6,55	3,7	531
Déc 81	11	9	1875	567	7,7	25,3	6,1	101,4	12,2	3,35	296,7	12,5	12,5	14	6,15	5,71	3,7	459
Janv 82	10,7	12	1850	565	7,6	30,4	5,1	113,4	12,7	3,87	311,1	14	13	15,6	6,72	6,17	4,2	489
Fév 82	10,7	10	1790	586	7,4	32,9	4,1	125	11,8	3,62	363,6	15	14		7,18	6,67	3,6	

LA COTE — Source de trop plein de nappe - Alimentation par la nappe et le versant mollassique

Localisation sur la figure 90

Date	(°C)	Débit l/s	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) μ S/cm	pH	THF F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3-- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations mé/l	anions mé/l	e balance ionique	Minérali- sation totale calculée mg/l
Fév 81			3 200	326		19,2	10,7	59,3	2,90	1,05	214,72	2,88	8,0	3,7	3,98	3,81	2,18	303,25
Mars 81	8,2	260	3 225	324	8,03	18,9	11,18	57,31	3,0	1,0	212,28	4,38	9,0	2,86	3,92	3,82	1,88	301,01
Avril 81	8,3	287	3 240	322	8,1	19,0	13,85	53,3	3,35	1,05	212,28	5,47	8,5	3,26	3,95	3,84	2,07	301,06
Mai 81	8,4	190	3 320	315	7,9	18,5	6,8	62,92	2,60	1,0	207,4	3,65	9,00	2,38	3,82	3,71	1,97	295,8
Juin 81	8,8	220	3 190	328	7,8	19,2	8,02	63,72	4,4	0,9	214,7	4,52	5,0	2,38	4,04	3,77	3,88	304,0
Juil 81	8,9	160	3 310	316	7,7	19,1	9,48	60,92	2,6	0,65	211,06	3,76	5,0	2,38	3,93	3,69	3,67	295,85
Août 81	9	186	3 160	331	7,7	20,0	9,72	64,12	3,35	1,0	223,26	3,3	5,0	1,94	4,15	3,87	3,9	311,7
Sept 81	9	117	3 125	335	8,1	20,5	9,39	61,72	5,35	1,0	219,6	5,1	6,0	2,82	4,1	3,89	2,6	311,0
Oct 81	9	213	3 170	330	7,8	20,0	8,26	66,53	3,40	1,0	223,5	2,6	5,0	7,04	4,15	3,94	2,25	317,3
Nov 81	8,9	259	3 110	336	7,8	20,1	9,72	64,52	3,85	1,0	223,26	2,5	7,5	4,8	4,19	3,95	4,0	317,2
Déc 81	8,5	215	3 160	331	8,08	19,3	9,48	61,72	3,70	1,0	218,38	2,1	6,0	3,9	4,03	3,80	3,6	306,3
Janv 82	8,2	440	3 085	339	7,7	19,4	6,8	66,5	4,3	1,12	225,7	3,1	7,5	2,4	4,09	3,98	1,3	317,4
Fév 82	8,1	318	3 235	323	7,96	19,6	8,3	64,9	3,9	0,94	217,2	3,2	9,5		4,11	3,8	3,3	310,3
Mars 82	8,2	208	3 265	320	7,7	17,6	6,3	60,1	3,65	1,06	213,5	4,2	6,0	5,0	3,7	3,8	- 1,6	320,4

F 80 - Forage récent - projet de captage (S.M.A.V.)

Localisation sur la figure 90

Date	(°C)	Prof. de l'eau m	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) μ S/cm	pH	THF F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3-- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations mé/l	anions mé/l	e balance ionique	Minérali- sation totale calculée mg/l
Mai 81	8,9	2,84	2 860	365,7	7,7	21	2,4	80,2	3,35	0,80	235,5	4,6	6,0	1,9	4,35	4,12	2,9	335
Juin 81		3,0	2 660	393,0	7,8	22,7	4,9	82,9	5,2	1,30	250,1	6,5	7,0	1,5	4,75	4,43	3,0	352
Juil 81	9,4	3,32	2 530	413	7,6	22,7	7,04	79,35	4,2	1,25	252,5	6,9	5,0	1,9	4,74	4,45	3,4	358,2
Août 81	9	3,24	2 450	427	7,8	24,0	9,7	80,16	4,4	1,45	272,1	5,9	4,0	2,4	5,0	4,73	3,3	376,9
Sept 81	9,2	3,80	2 430	430	8,0	22,8	11,4	72,5	7,2	1,3	268,4	5,2	9,0	3,3	4,89	4,76	1,7	378,0
Oct 81	9,7	3,64	2 490	420	7,7	23,1	8,26	78,9	4,75	1,2	257,4	5,4	6,0	3,5	4,84	4,54	3,8	365,5
Nov 81		3,07																
Déc 81	8,9	3,64	2 520	415	8,1	22,9	10,21	74,9	5,85	1,30	252,5	8,2	6,0	3,0	4,86	4,53	3,5	362,0
Janv 82	8,8	2,28	2 500	418,4	7,6	22,6	7,8	77,8	5,9	1,25	257,4	5,7	8,0	2,8	4,81	4,59	2,3	366,6
Fév 82	8,6	2,71	2 600	402,3	7,7	22,7	9,5	75,3	4,7	2,37	247,7	6,2	9,0	-	4,80	4,42	+ 4,1	354,8
Mars 82	8,7	3,40	2 650	394,7	7,7	20,8	11,7	64,1	5,65	1,16	253,8	7,4	8,0	4,1	4,44	4,60	- 1,8	355,9
Avril 82	8,7	3,15	2 870	364,5	7,6	20,0	7,3	67,3	5,8	1,2	248,9	7,25	9,0	-	4,28	4,47	- 2,1	346,7

LES LARDS — Source de trop plein de nappe - aval de St Joseph de Rivière

Localisation sur la figure 90

Date	(°C)	Débit l/s	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) μ S/cm	pH	THF F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3-- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations mé/l	anions mé/l	e balance ionique	Minérali- sation totale calculée mg/l
Février 81			2 374	440		25,2	18,7	70,1	4,2	1,80	294,02	4,56	8,0	4,1	5,22	5,16	0,5	405,5
Mars 81	7,6		2 920	358	7,8	18,6	9,72	58,5	8,50	1,75	253,50	4,6	7,0	3,2	4,11	4,47	- 4,20	347,0
Avril 81	9		2195	476	8,0	27,0	18,7	70,9	4,35	1,75	314,8	6,0	8,5	3,7	5,29	5,5	1,13	429,0
Mai 81	8,9		2400	436	7,6	23,2	8,75	78,15	6,60	1,60	284,3	7,9	8,0	2,4	4,93	5,07	- 1,0	398,0
Juin 81	9,2		2370	441	7,6	24,6	12,4	78,15	7,20	1,50	283,0	7,9	8,0	2,4	5,25	5,05	2,3	401,0
Juillet 81	9,4		2280	459	7,8	26,1	16,04	78,15	4,20	1,90	297,7	6,6	8,0	1,5	5,42	5,23	2,0	414,5
Août 81	9,6		2230	469	7,7	26,5	20,6	72,14	6,60	1,70	298,9	5,7	6,0	2,8	5,61	5,21	4,1	414,5
Sept 81	10,5		2230	469	7,9	25,5	18,5	71,74	10,0	1,80	298,9	1,4	7,0	3,3	5,56	5,11	4,6	413,0
Oct 81	10,3		2340	404,5	7,6	24,4	12,9	76,55	7,20	1,60	290,9	4,1	10,0	4,0	5,22	5,14	0,7	404,5
Nov 81	10,2		2250	465	7,7	25,2	17,2	72,5	7,50	1,60	292,8	4,4	9,0	4,6	5,39	5,16	2,8	410,0
Déc 81	9,8		2300	455	8,1	25,6	13,1	80,96	8,20	1,70	292,8	4,6	8,0	4,1	5,5	5,14	3,9	413,5
Janv 82	9,6		2290	457	7,8	25,3	11,9	81,8	7,4	1,74	290,4	5,9	9,5	2,8	5,4	5,2	2,4	411,0
Fév 82	9,1		2330	448	8,0	25,4	12,9	80,6	7,1	1,58	290,4	6,8	10,0		5,4	5,2	2,5	409,0
Mars 82	9,5		2220	471	7,65	23,9	11,9	76,1	7,1	3,36	292,8	9,8	10,0	7,0	5,2	5,4	- 2,1	418,0

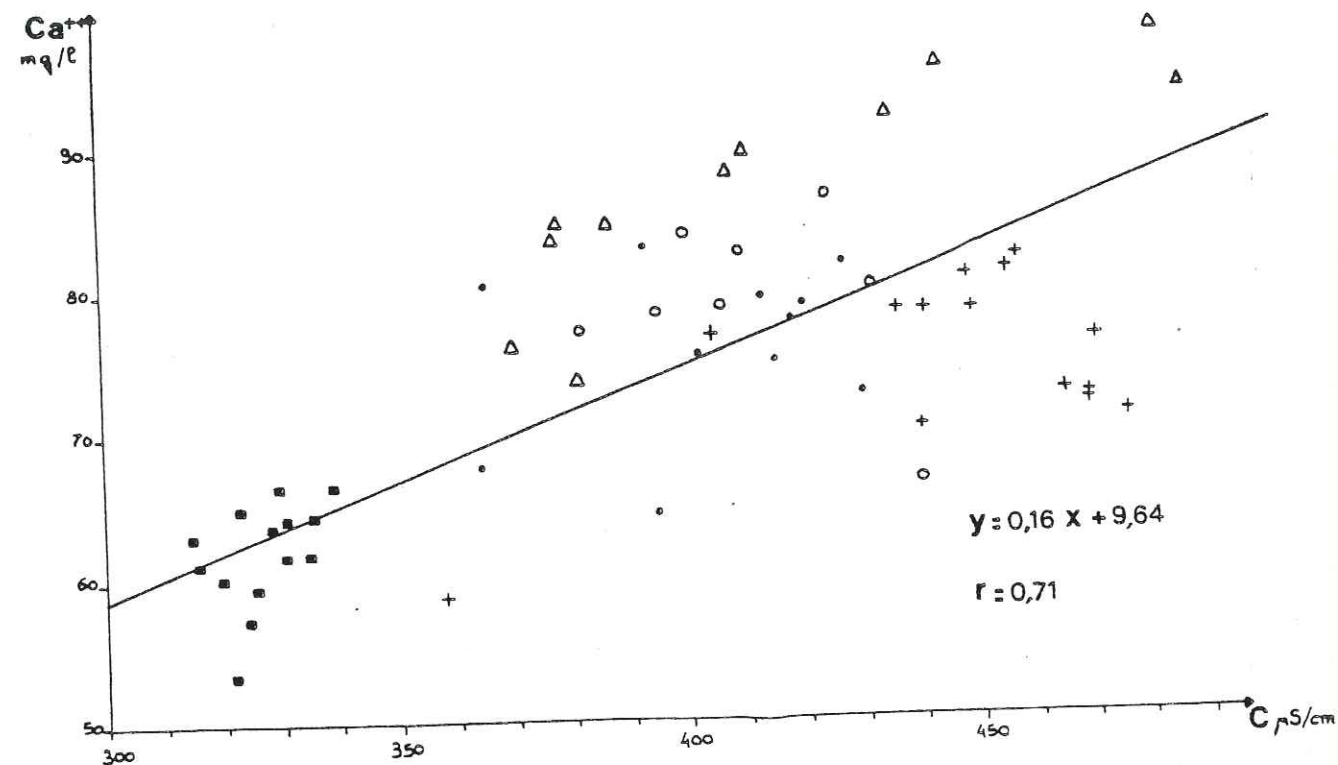
Puits E - LA JALLA — Station de pompage en aval de Saint-Laurent-du-Pont

Localisation sur la figure 90

Date	(°C)	Prof. de l'eau m	Résis- tivité à 18°C Ω cm	Cond. (20°C) μ S/cm	pH	THF F	Mg+ mg/l	Ca++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	HCO3-- mg/l	Cl- mg/l	SO4-- mg/l	NO3- mg/l	Cations mé/l	anions mé/l	e balance ionique	Minérali- sation totale calculée mg/l
Sept. 81	9,6	4,02	2 420	432	7,9	23,3	8,0	80,1	6,60	1,60	259,9	5,2	7,0	2,8	4,97	4,57	4,5	371
Oct. 81	10,5	3,34	2 650	395	7,7	22,8	8,0	78,2	4,90	1,20	242,8	3,8	6,0	2,2	4,79	4,19	6,5	347
Nov. 81	9,9	3,24	2 560	408	8,1	22,0	9,7	82,5	5,35	1,20	250,1	1,6	5,0	4,1	5,14	4,7	4,6	359
Déc. 81	9	3,92	2 465	424	7,8	24,3	6,8	86,2	5,40	1,55	268,4	4,9	6,0	4,6	5,11	4,71	4,8	384
Jan. 82	9,3	3,08	2 740	382	7,7	22,5	8,0	77,0	5,5	1,4	247,7	4,0	8,5	2,6	4,4	4,7	4,1	355
Fév. 82	9,1	3,37	2 620	400	7,8	23,1	5,3	83,8	5,25	1,12	262,3	5,0	6,5		4,6	4,8	3,1	369
Mars 82	8,7	3,68	2 570	406	7,8	21,3	4,1	78,6	5,0	1,0	264,7	7,1	8,0	4,8	4,7	4,5	- 3,0	373
Avril 82	9	3,14	2 680	390	7,7	19,3	6,6	66,5	5,5	1,0	240,3	5,74	9,5		4,3	4,1	- 2,0	343

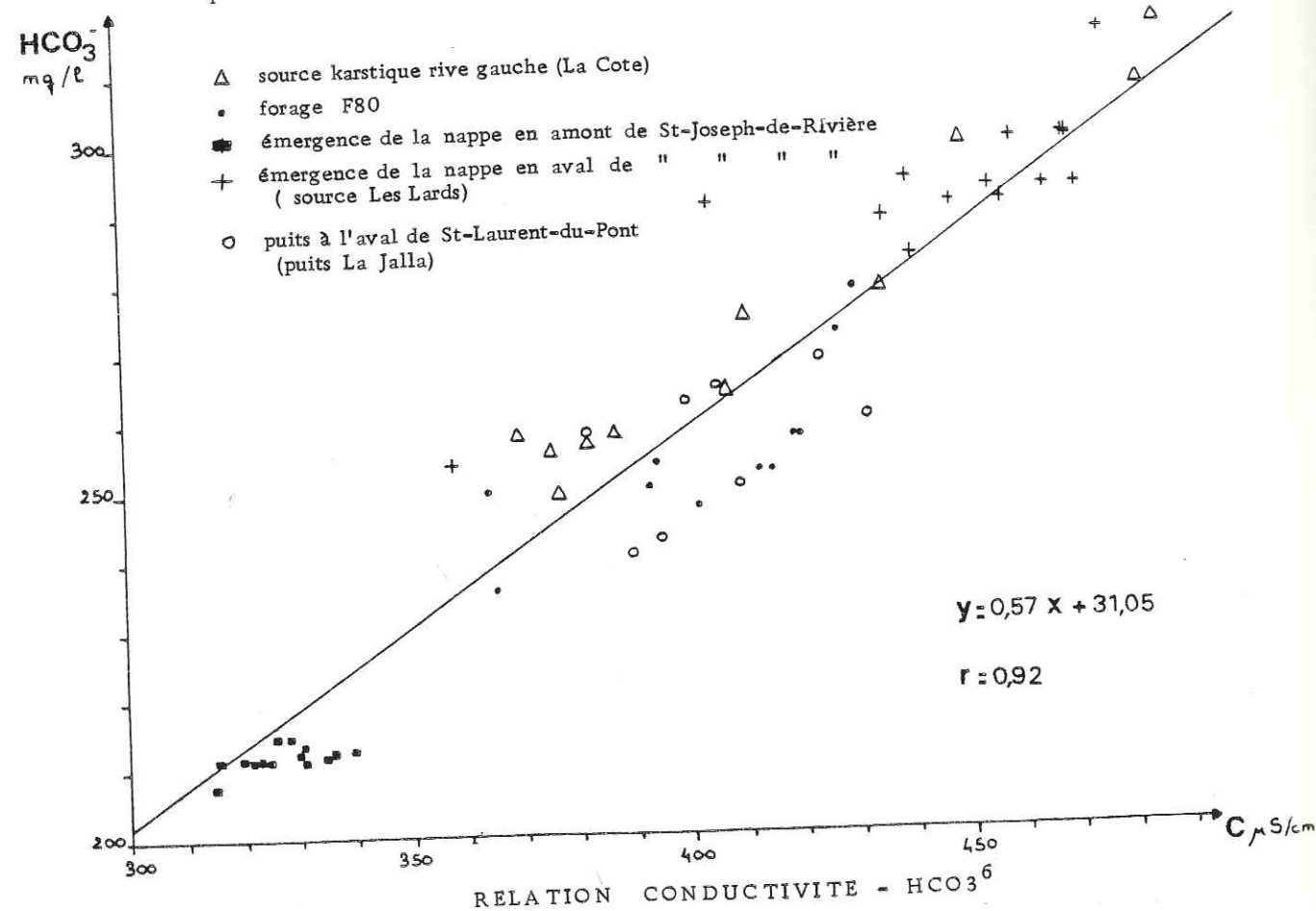
Forage S9 - LA GUILLOTIERE — Station de pompage de Saint-Laurent-du-Pont en amont de la ville

Juil. 81	9,4	6,77	2 340	447	7,6	24,2	10,4	79,7	5,6	1,3	275,7	7,4	7,0	3,48	5,1	4,92	2,4	391
Puits C (VILLETTE) — Puits fermier près de Villette au droit de Saint-Laurent-du-Pont, rive droite de l'Herretang																		
Avril 82	8,5	3,66	1 870	559	7,2	27,2	21,4	73,7	10,0	2,85	348,9	13,3	8,5		5,9	6,2	- 2,6	479



RELATION CONDUCTIVITE- Ca^{++}
pour les eaux de la vallée de St-Laurent-du-Pont

à partir des relevés mensuels aux points suivants:



RELATION CONDUCTIVITE - HCO_3^-

ANNEXE IV

RÉSULTATS NUMÉRIQUES DU MODÈLE MATHÉMATIQUE

- Perméabilités retenues après réglage du modèle
- Transmissivités relatives à l'état d'équilibre
- Ecart entre la piézométrie d'équilibre et celle de référence
- Bilan final des débits par maille

0.001 PERMEABILITE KX1

1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	1.5	1.5
1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	1.5	1.5
1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	1.5	3.5
	1	1		1	1	1.1	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	3	3.5
			1	1	1	1	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	3	3
					1	1	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	3	3
									0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	1.5	3
											0.8	0.8	1.25	1.5	1.5
												0.8	0.8	1.25	1.5

0.001 PERMEABILITE KX1

[illegible]

0.001 PERMEABILITE KX2

4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	8	8	4	1
4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	8	8	4	1
	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	8	8	4	0.5
		4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	8	8	7	0.5
			4	4	4	4	4	4	4	4	4	8	8	7	0.5
				4	4	4	4	4	4	4	4	8	8	7	0.5
					4	4	4	4	4	4	4	8	8	4	0.5
						4	4	4	4	4	4	8	8	4	1

0.001 PERMEABILITE KX2

[illegible]

0.001 PERMEABILITE KYL

1	1	1	1	1	1	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	1.5	3.
1	1	1	1	1	1	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	1.5	3.
1	1	1	1	1	1	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	1.5	3.
	1	1	1	1	1	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	3	3.
		1	1	1	1	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	3	3.
			1	1	1	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	3	3.
				1	1	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	3	3.
					1	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	3	3.
						0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	3	3.
							0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	3	3.
								0.8	0.8	0.8	0.8	1.25	1.5	3	3.

0.001 PERMEABILITE KY1

[illegible]

0.001 PERMEADILITE KY2

4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	8	8	8	1
4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	8	8	8	2
	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	8	8	8	4
		4	4	4	4	4	4	4	4	4	8	8	8	4
			4	4	4	4	4	4	4	4	8	8	8	0.5
				4	4	4	4	4	4	4	8	8	8	0.5
					4	4	4	4	4	4	8	8	8	0.5
						4	4	4	4	4	8	8	8	
							4	4	4	4	8	8	8	
								4	4	4	8	8	8	
									4	4	8	8	8	
										4	8	8	8	
											8	8	8	

0.001 PERMEABILITE KY2

[illegible]

CALCUL EN REGIME PERMANENT
TRANSMISSIVITES RELATIVES A L'ETAT D'EQUILIBRE SUIVANT OX (10-3 M2/S)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
15	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
14	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
13	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
12	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
11	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.12	2.97	4.44	7.71	11.00	14.18	37.73	62.09	97.21	61.60
10	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.07	4.86	7.45	9.98	12.74	15.58	23.20	55.51	84.52	132.34	77.37
9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	16.53	17.24	15.33	16.68	20.63	27.94	34.34	68.95	80.04	136.61	105.36
8	2.56	0.28	5.34	10.08	15.70	22.03	20.74	20.07	27.83	36.02	42.54	47.57	90.24	103.30	79.74	104.24
7	0.60	15.32	17.86	26.86	28.94	29.40	30.01	37.55	43.87	51.99	56.65	57.19	106.92	119.09	84.96	54.49
6	0.15	7.86	19.41	26.30	28.40	28.47	25.12	24.01	38.10	54.04	60.45	56.13	97.70	68.48	62.77	54.41
5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

F80 : $T = 1,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
15	0.0	0.0	5.69	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
14	16.59	22.00	21.15	13.12	14.27	13.97	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
13	33.56	35.20	29.01	22.55	27.03	20.72	28.69	21.36	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
12	58.70	56.42	46.62	51.29	56.78	42.24	38.45	28.86	19.23	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
11	74.84	112.78	103.37	90.63	90.77	83.17	41.85	31.86	15.67	14.88	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10	86.85	121.65	111.45	120.45	115.52	88.28	46.05	35.66	19.69	17.69	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
9	100.66	152.69	134.30	133.78	126.55	93.89	63.80	39.86	26.68	23.69	14.65	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
8	101.53	118.56	129.63	146.77	144.12	107.56	89.90	63.67	49.37	46.13	38.34	39.96	0.0	0.0	0.0	0.0
7	68.30	88.44	106.82	117.64	143.71	821.19	796.82	770.73	771.99	770.13	743.49	741.45	727.71	717.65	0.0	0.0
6	73.03	68.68	90.63	93.42	151.91	119.12	89.77	83.82	95.54	96.00	76.40	68.33	41.50	22.48	28.47	0.0
5	0.0	0.0	54.33	31.29	30.78	16.81	24.51	26.39	19.90	55.73	65.53	64.22	53.71	38.64	42.23	0.0
4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	12.57	18.22	17.29	74.04	110.79	113.72	131.43	236.58	210.35	0.0
3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	11.66	53.51	100.49	117.80	349.04	183.85	146.60	0.0
2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	21.71	60.03	114.47	136.07	164.00	236.44	0.0
1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	35.40	101.54	110.85	125.94	149.93	0.0

CALCUL EN REGIME PERMANENT
TRANSMISSIVITES RELATIVES A L'ETAT D'EQUILIBRE SUIVANT OY (10-3 M2/S)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
15	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
14	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
13	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
12	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
11	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.78	4.67	5.73	8.69	11.76	14.83	37.76	61.54	124.07	84.67
9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.72	9.10	10.54	12.24	14.43	17.79	25.19	55.85	75.93	139.63	128.20
8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.96	16.88	16.88	17.82	24.53	32.13	38.35	77.70	89.28	94.06	139.68
7	0.54	3.23	11.14	14.93	18.65	21.94	19.85	25.94	31.68	40.02	48.00	51.19	97.25	107.59	114.80	123.79
6	0.14	3.48	20.40	22.03	26.30	25.83	21.42	24.16	35.03	46.94	59.09	58.00	100.43	102.17	85.40	116.41
5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
15	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
14	0.0	0.0	26.47	22.58	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
13	25.76	32.00	31.80	14.30	27.04	7.51	27.19	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
12	44.11	50.82	48.43	29.65	41.44	31.02	38.84	37.85	19.46	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
11	59.17	65.63	62.84	48.45	49.24	53.63	40.84	39.46	21.27	20.03	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10	73.00	78.23	72.04	63.45	58.64	62.04	45.64	42.26	25.27	10.09	22.48	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
9	90.50	88.84	79.45	69.26	69.04	63.64	50.85	46.26	29.27	17.10	24.28	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
8	97.21	96.25	98.45	75.86	80.44	71.04	56.05	50.66	33.67	24.10	27.88	12.02	0.0	0.0	0.0	0.0
7	97.10	99.45	103.12	93.36	97.66	90.00	66.25	62.58	48.17	65.44	43.78	31.75	42.61	0.0	0.0	0.0
6	74.00	67.34	79.11	69.90	76.11	109.54	69.66	54.33	44.72	71.26	55.27	51.12	46.36	15.44	20.70	0.0
5	0.0	0.0	34.45	33.50	28.24	13.55	14.56	18.29	15.72	52.02	41.27	77.76	61.48	20.64	34.02	28.04
4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.87	22.21	22.40	59.04	85.72	129.24	117.10	86.70	155.46	142.20
3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	16.67	44.13	105.09	154.32	186.39	302.83	142.62	145.00
2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.76	68.32	148.83	288.37	199.62	203.09	182.54
1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	30.20	120.23	144.47	164.46	174.91	178.02

CALCUL EN REGIME PERMANENT
ECART ENTRE LA PIEZOMETRIE D'EQUILIBRE ET CELLE DE REFERENCE

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
15	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
14	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-1.09
13	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.34	-1.32	-1.06	-0.78	-0.88
12	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-1.00	-1.10	-1.15	-1.09	-0.83	-0.59	-0.23
11	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.26	-1.41	-1.37	-1.14	-0.99	-0.91	-0.95	-0.74	-0.69	-0.21
10	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.18	-0.64	-0.87	-0.91	-0.93	-0.82	-0.82	-0.86	-0.67	-0.79	-0.12
9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.27	-0.11	-0.37	-0.60	-0.70	-0.76	-0.75	-0.68	-0.43	-0.30	0.14
8	0.28	-1.96	0.29	2.03	1.20	0.45	0.0	-0.22	-0.55	-0.62	-0.65	-0.68	-0.52	-0.33	-0.12	0.34
7	-0.03	0.43	1.63	1.93	1.10	0.63	0.12	-0.19	-0.43	-0.63	-0.67	-0.61	-0.50	-0.29	-0.09	0.45
6	0.03	-0.67	1.77	1.93	0.90	0.74	0.22	-0.09	-0.49	-0.66	-0.68	-0.59	-0.60	-0.43	-0.29	-0.07
5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
15	0.0	0.0	-0.46	-1.65	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
14	0.09	-0.00	0.11	0.30	0.50	0.43	0.44	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
13	0.05	0.29	0.49	0.84	0.57	0.39	0.42	0.48	0.45	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
12	1.00	0.72	0.81	1.31	0.54	0.45	0.40	0.47	0.41	-0.08	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
11	0.42	0.79	1.05	1.23	0.58	0.39	0.48	0.45	0.47	0.60	0.43	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10	0.38	0.99	1.40	0.90	0.59	0.39	0.42	0.43	0.54	0.57	0.42	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
9	0.62	1.47	1.10	0.58	0.15	0.23	0.44	0.50	0.51	0.56	0.49	0.14	0.0	0.0	0.0	0.0
8	0.74	1.34	0.89	0.37	-0.18	0.10	0.34	0.47	0.60	0.57	0.46	0.10	0.62	0.0	0.0	0.0
7	0.62	0.66	0.58	0.19	-0.49	0.0	0.35	0.45	0.59	0.58	0.45	0.0	0.72	1.41	-0.69	0.0
6	-0.10	0.11	0.28	-0.03	-0.84	-0.12	-0.11	0.39	0.60	0.56	-0.08	-0.12	1.13	1.55	1.58	0.59
5	0.0	0.0	0.54	0.29	-1.17	-0.72	-0.03	0.60	1.19	0.61	-0.17	-0.55	-0.02	0.85	1.00	0.0
4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.47	1.12	0.75	-0.56	-1.48	-0.69	0.94	0.62	0.0
3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.47	0.09	-1.17	-1.44	-1.55	0.0	0.0	0.0
2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.03	0.0	-1.57	-2.42	-3.89	-1.97	-1.31
1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-3.00	0.0	-1.83	-2.84	-2.19	-1.75

CALCUL EN REGIME PERMANENT
BILAN FINAL DES DEBITS PAR MAILLE (L/S)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
15	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
14	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
13	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.00
12	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.01	-0.01	-0.00	-0.01
11	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	-0.00	0.00	0.00	-0.00	-0.00	-0.00	0.01	0.02	0.02
10	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	-0.00	-0.00	0.00	-0.01	0.01	-0.00	-0.00	-0.03	-0.00	0.04
9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.00	0.00	-0.00	-0.00	-0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	-0.02	0.04
8	-6.79	7.05	-0.02	-0.00	0.01	-0.01	-0.00	0.00	-0.00	-0.00	-0.01	0.01	0.02	-0.07	0.01	-0.04
7	-0.33	0.09	0.00	0.01	-0.01	0.01	0.01	-0.00	-0.01	0.01	0.00	-0.00	-0.01	0.03	0.03	-0.01
6	0.00	-0.00	0.00	-0.01	0.00	-0.01	0.01	-0.02	0.01	0.01	-0.01	0.02	-0.02	0.02	-0.01	-0.01
5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
15	0.0	0.0	0.00	-0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
14	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	-0.00	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
13	0.00	-0.01	-0.03	-0.01	-0.04	0.03	-0.00	-0.01	-0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
12	-0.01	0.00	0.06	0.02	0.03	-0.02	-0.01	-0.00	0.00	-0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
11	-0.01	0.00	-0.05	-0.04	0.03	-0.00	0.01	-0.03	0.01	0.00	-0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10	0.03	0.03	-0.02	0.06	-0.02	-0.06	-0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
9	-0.04	-0.00	0.03	-0.08	0.00	0.10	-0.06	0.02	-0.03	-0.02	-0.00	-0.01	0.0	0.0	0.0	0.0
8	0.05	-0.05	0.04	0.03	-0.06	-0.01	0.11	0.01	0.03	-0.01	0.02	0.03	0.02	0.0	0.0	0.0
7	-0.05	0.07	-0.07	0.05	0.05	0.0	-0.13	0.09	-0.06	0.06	-0.00	0.0	0.02	-0.06	0.03	0.0
6	0.02	-0.03	0.02	-0.03	0.02	0.01	0.05	-0.04	-0.01	-0.03	0.01	0.04	-0.02	0.02	-0.01	-0.00
5	0.0	0.0	0.00	-0.00	-0.01	0.00	-0.00	0.02	-0.00	-0.01	0.02	-0.03	-0.01	0.01	0.02	0.0
4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.01	0.00	0.01	0.02	-0.01	-0.09	-0.07	0.08	0.0
3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00	-0.02	0.03	-0.09	0.0	0.0	0.0
2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.0	-0.01	0.06	-0.02	0.07	-0.03
1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.03	-0.03	-0.00

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1 : Carte de situation générale.....	4
Fig. 2 : Les bassins versants de l'Avant-Pays de Chartreuse.....	8
Fig. 3 : Les unités structurales.....	10
Fig. 4 : Coupe transversale du secteur étudié.....	10
Fig. 5 : Situation des coupes lithologiques.....	16
Fig. 6 : Variations de faciès dans le Néocomien.....	16
Fig. 7 : Colonne lithostratigraphique synthétique du massif de la Grande Sure.....	19
Fig. 8 : Coupe synthétique de la molasse miocène sur le flanc Est du chaînon du Ratz.....	22
Fig. 9 : Coupe synthétique de la molasse miocène dans la région voironnaise.....	24
Fig. 10 : Le chenal fluvioglaciaire des Vernays sur le chaînon du Ratz.....	27
Fig. 11 : Coupes géophysiques dans le vallon de Hautefort.....	29
Fig. 12 : Plaine fluvioglaciaire du Vivier des Chartreux.....	31
Fig. 13 : Coupe géologique de la gravière du Vivier des Chartreux.....	31
Fig. 14 : Les dépôts de St-Joseph-de-Rivière.....	33
Fig. 15 : Profil topographique du versant occidental de la Grande Sure.....	33
Fig. 16 : Alimentations et exutoire du lac glaciaire de St-Etienne-de-Crossey.....	39
Fig. 17 : Coupes géophysiques dans le vallon de St-Nicolas-de-Macherin Chirens.....	40
Fig. 18 : Coupes géophysiques et profil de dépression du vallon de St-Nicolas-de-Macherin.....	41
Fig. 19 : La vallée de la Morge.....	43
Fig. 20 : Coupes des forages de la vallée de la Morge.....	45
Fig. 21 : La vallée de St-Laurent-du-Pont.....	48
Fig. 22 : Corrélation résistivités-formations géologiques à l'amont de St-Laurent-du-Pont.....	51
Fig. 23 : Sondages électriques à l'aval de St-Laurent-du-Pont.....	53
Fig. 24 : Localisation des sondages électriques et profil de dépression à l'amont de St-Joseph-de-Rivière.....	56
Fig. 25 : Coupes géophysiques à l'amont de St-Joseph-de-Rivière.....	57
Fig. 26 : Coupe sédimentologique du forage F80.....	59

Fig. 27 : Coupes géophysiques C ₁ et C ₂	62
Fig. 28 : Coupes géophysiques à l'aval de St-Laurent-du-Pont.....	63
Fig. 29 : Les alluvions du Guiers Vif.....	65
Fig. 30 : Schéma d'interprétation de la structure alluviale dans le bassin du Guiers Vif.....	66
Fig. 31 : Carte du substratum.....	69
Fig. 32 : Carte des côtes intermédiaires.....	69
Fig. 33 : Carte de résistivités (AB = 120 m) à l'amont de St-Joseph-de-Rivière.....	71
Fig. 34 : Carte hydrogéologique de la vallée de St-Laurent-du-Pont...	73
Fig. 35 : Carte géologique du massif de la Grande Sure et résultats des traçages.....	78
Fig. 36 : Coupe E-W au niveau de la Grande Sure.....	80
Fig. 37 : Limites du bassin versant.....	80
Fig. 38 : Carte géologique du chaînon du Ratz.....	82
Fig. 39 : L'anticlinal jurassien du Ratz - Coupes sériées.....	84
Fig. 40 : Fracturation du chaînon du Ratz - Interprétation photogéologique.....	86
Fig. 41 : Fracturation dans les gorges de Crossey.....	88
Fig. 42 : Fracturation près de Pierre Chave.....	90
Fig. 43 : Schéma des déformations dans les gorges de Crossey.....	90
Fig. 44 : Rapports structuraux entre Jura et massifs subalpins.....	92
Fig. 45 : Fractures liées à une zone de décrochement.....	93
Fig. 46 : Histogrammes des ouvertures de fractures.....	94
Fig. 47 : Variation des ouvertures de fractures sur une perpendiculaire à l'axe de l'anticlinal.....	96
Fig. 48 : Distribution des perméabilités induites par la fracturation.	100
Fig. 49 : Carte hydrogéologique du chaînon du Ratz.....	102
Fig. 50 : Grotte de St-Aupre.....	104
Fig. 51 : Grotte de Pierre Chave.....	104
Fig. 52 : Localisation des émergences du chaînon du Ratz - Valeur du débit et de la température à l'étiage.....	106
Fig. 53 : Débit moyen journalier de la source de Pierre Chave.....	108
Fig. 54 : Comparaison des débits mesurés mensuellement aux différentes sources du chaînon du Ratz.....	108
Fig. 55 : Courbes de tarissement de la source de Pierre Chave.....	110
Fig. 56 : Hydrogrammes de crue des émergences importantes du chaînon du Ratz.....	114

Fig. 57 : Variations de la conductivité et de la température des eaux du chaînon du Ratz.....	116
Fig. 58 : Variations de la conductivité au cours d'une crue de début de cycle.....	116
Fig. 59 : Variations des caractères chimiques à Pierre Chave lors d'une crue de début de cycle.....	118
Fig. 60 : Schéma fonctionnel de l'aquifère karstique.....	121
Fig. 61 : Réseau hydrométéorologique.....	126
Fig. 62 : Carte pluviométrique régionale - Isohyètes moyennes.....	126
Fig. 63 : Histogrammes de distribution des précipitations annuelles..	128
Fig. 64 : Précipitations mensuelles trentenaires.....	128
Fig. 65 : Les précipitations en 1980.....	130
Fig. 66 : Les précipitations en 1981.....	130
Fig. 67 : Evolution mensuelle de l'intensité et de la fréquence des précipitations.....	132
Fig. 68 : Précipitations et températures mensuelles 1980-1981.....	132
Fig. 69 : Cartes isohyètes.....	134
Fig. 70 : Morphologie des bassins versants.....	136
Fig. 71 : Amplitude des températures mensuelles à St-Aupre.....	136
Fig. 72 : Calcul du bilan de l'eau sur les bassins des vallées de la Morge et de St-Laurent-du-Pont d'après la méthode de THORNTHWAITE.....	146
Fig. 73 : Evolution des précipitations efficaces en 1980 et 1981.....	147
Fig. 74 : Diagrammes du bilan de l'eau pour l'année hydrologique 1980-1981 à l'altitude moyenne des bassins.....	147
Fig. 75 : Le réseau hydrographique du bassin de la Morge.....	150
Fig. 76 : Débits moyens décennaires de la Morge.....	150
Fig. 77 : Corrélations entre les débits de la Morge et du ruisseau de St-Nicolas-de-Macherin.....	152
Fig. 78 : Comparaison des débits journaliers de la source de Pierre Chave et de la Morge à la Tivollière au cours de deux crues caractéristiques.....	152
Fig. 79 : Etude quantitative des échanges nappe-rivière dans le bassin de la Morge.....	154
Fig. 80 : Profils en long de la Morge : géologie, délit, conductivité, température.....	156
Fig. 81 : Profils de conductivité et de température des ruisseaux de St-Nicolas-de-Macherin et de l'Etang Dauphin.....	158
Fig. 82 : Profils comparés de l'Herretang et du Guiers Mort à l'étiage.....	160
Fig. 83 : Débits moyens décennaires du Guiers Mort.....	162

Fig. 84 : Etude quantitative du drainage de la vallée de St-Laurent-du-Pont (étiage 1981).....	164
Fig. 85 : Profil en long de la résistivité et de la température du canal de l'Herretang.....	166
Fig. 86 : Profil en long de la résistivité et de la température du Guiers Mort.....	168
Fig. 87 : Bilan hydrologique du bassin de la Morge.....	172
Fig. 88 : Fluctuation de la surface piézométrique des nappes de St-Aupre (SC1) et de St-Nicolas-de-Macherin (SN1)....	172
Fig. 89 : Bilan hydrologique de la vallée de St-Laurent-du-Pont..	173
Fig. 90 : Le réseau piézométrique de la vallée de St-Laurent-du-Pont.....	180
Fig. 91 : Carte piézométrique - étiage de septembre 1981.....	182
Fig. 92 : Carte piézométrique - crue de janvier 1982.....	183
Fig. 93 : Carte des battements de la nappe.....	184
Fig. 94 : Amplitude de variations de la nappe le long de son profil.....	186
Fig. 95 : Cartes de la surface piézométrique avant et pendant le pompage de St-Joseph-de-Rivière.....	188
Fig. 96 : Courbes caractéristiques des ouvrages F80 et F1 sur la nappe de St-Joseph-de-Rivière.....	190
Fig. 97 : Essai de pompage sur F80 - Diagrammes semi-logarithmiques de rabattement.....	192
Fig. 98 : Essai de pompage sur F1 - Diagrammes semi-logarithmiques de rabattement.....	194
Fig. 99 : Carte de résistivité des eaux souterraines.....	198
Fig. 100 : Relation entre les précipitations et les fluctuations piézométriques mensuelles.....	200
Fig. 101 : Relation entre les précipitations et le limnigramme du piézomètre F80.....	202
Fig. 102 : Fluctuations de la nappe à l'amont de St-Joseph-de-Rivière.....	204
Fig. 103 : Les émergences de la nappe près du forage F80.....	206
Fig. 104 : Relation conductivité-minéralisation totale des eaux de la vallée de St-Laurent-du-Pont.....	208
Fig. 105 : Carte hydrochimique de la vallée de St-Laurent-du-Pont.	210
Fig. 106 : Maillage du modèle et conditions aux limites.....	214
Fig. 107 : Débits globaux imposés par maille (l/s).....	215
Fig. 108 : Restitution des débits à l'équilibre (l/s).....	217
Fig. 109 : Cartes piézométriques de référence et après réglage....	218
Fig. 110 : Simulation du pompage de St-Joseph-de-Rivière, iso-rabattements autour du captage.....	222

TABLE DES MATIERES

	Pages
Introduction générale.....	1
Chapitre 1 : Cadre, objectifs et méthodes	
I Cadre géographique.....	5
A - Situation régionale.....	5
B - Caractéristiques morphologiques de l'Avant-Pays de Chartreuse.....	5
C - Caractéristiques des bassins versants.....	7
II Cadre géologique.....	9
A - Les unités structurales.....	9
B - Les grandes fractures.....	9
III Objectifs et méthodes.....	11
A - Les objectifs.....	11
B - Les méthodes d'étude.....	11
1) L'approche géologique.....	11
2) Géophysique et sondages.....	12
3) Détermination des bassins versants karstiques.....	12
4) Etude hydrogéologique des aquifères alluviaux.....	12
Chapitre 2 : Caractères lithologiques des bassins versants	
I Les formations calcaires.....	15
A - Les formations calcaires du chaînon du Ratz.....	15
1) Particularités stratigraphiques.....	15
a) Le Néocomien.....	15
b) Le complexe urgonien.....	17
2) Une karstification intense.....	18
B - Les formations calcaires de la Grande Sure.....	18
Conclusion.....	20
II Les formations détritiques miocènes.....	21
A - Description des différents faciès de la molasse.....	21
1) Versant oriental de l'anticlinal du Ratz.....	21
2) La molasse dans la région voironnaise.....	23
B - Conditions de dépôts et mouvements tectoniques.....	23
C - Le réseau antéglaciaire.....	25

III Le recouvrement quaternaire de versant.....	25
A - Les formations strictement glaciaires.....	26
B - Les formations fluvioglaciaires.....	26
1) Le recouvrement fluvioglaciaire des calcaires du	
chaînon du Ratz.....	26
2) Les chenaux et les plaines fluvioglaciaires des ver-	
sants molassiques.....	28
a) Le vallon de Hautefort.....	28
b) Plaine fluvioglaciaire du Vivier des Chartreux....	28
3) Les cônes de déjection issus des chenaux.....	30
4) Les terrasses en rive droite de la vallée de St-	
Laurent-du-Pont.....	32
C - Les formations postglaciaires sur les versants.....	32
Conclusion - Enseignements pour l'hydrogéologie.....	34

Chapitre 3 : Les dépôts d'alluvions

I Le remplissage des vallons de St-Nicolas de Macherin, St-	
Etienne-de-Crossey et St-Aupre.....	39
A - Le remplissage du vallon de St-Nicolas-de-Macherin.....	39
B - La vallée de la Morge.....	42
1) Le cône de déjection de la Rossatière.....	44
2) La couverture sablograveleuse du delta de Crossey....	44
3) Les dépôts de l'Etang-Dauphin.....	46
Conclusion.....	46
II Le remplissage de la dépression de St-Joseph-de-Rivière,	
St-Laurent-du-Pont, Entre-Deux-Guiers.....	47
A - Les méthodes d'étude.....	47
1) Etude documentaire.....	47
a) Les résultats obtenus.....	49
b) Les causes d'erreur sur les mesures.....	50
2) Sondages à la tarière mécanique.....	50
3) Les corrélations résistivités-formations géologiques.	50
B - Description des différents dépôts alluviaux.....	54
1) Les alluvions du Guiers Mort.....	54
a) Le secteur amont.....	54
a1 - Description des différents dépôts.....	54
a2 - Etude sédimentologique sur la coupe du forage	
F80.....	55

b) Le secteur aval.....	60
b1 - Les argiles lacustres en rive gauche de la	
vallée.....	61
b2 - Le cône de déjection de St-Laurent-du-Pont...	61
2) Les alluvions du Guiers Vif.....	64
3) Conclusion.....	67
C - Géométrie du réservoir alluvial.....	68
1) Morphologie de la base des alluvions.....	68
2) Carte des cotes intermédiaires.....	68
3) Précisions apportées sur la forme du substratum à	
l'amont de St-Joseph-de-Rivière.....	70
D - Conclusions : mode de creusement et de remplissage.....	72

Chapitre 4 : Les bassins versants karstiques

I Le bassin versant karstique de la Grande Sure.....	79
A - Structure et morphologie structurale.....	79
B - Les expériences de traçage.....	79
II L'aquifère karstique du chaînon du Ratz.....	83
A - Rôles de la structure et de la fracturation sur les cir-	
culations.....	83
1) La géométrie des structures.....	85
2) La fracturation.....	87
a) Distribution spatiale de la fracturation.....	87
a1 - Interprétation photogéologique.....	87
a2 - Mesures sur le terrain.....	89
a3 - Genèse des déformations.....	93
b) Détermination des directions préférentielles d'é-	
coulement induites par la fracturation.....	95
b1 - Les ouvertures de fractures.....	95
b2 - Distribution des perméabilités induites par	
la fracturation.....	98
3) Conclusion.....	105
B - Hydrodynamique karstique.....	107
1) Choix des sources étudiées.....	107
a) Répartition des sources du chaînon du Ratz.....	107
b) Les sources étudiées.....	109

2) Analyse des hydrogrammes de crue.....	111
a) Décomposition des hydrogrammes de Pierre Chave....	111
b) Comparaison des hydrogrammes entre différentes sources du massif.....	113
C - Les caractères hydrochimiques des eaux du Karst.....	117
1) Variations saisonnières de la minéralisation.....	117
2) Variations du chimisme au cours d'une crue.....	119
a) Variation de la conductivité.....	119
b) Variation des teneurs en ions à Pierre Chave.....	120
Conclusion.....	120

Chapitre 5 : Etude hydroclimatique

I Les données climatiques.....	125
A - Les précipitations.....	125
1) Répartition régionale.....	125
2) Répartition dans le temps.....	127
a) Précipitations moyennes mensuelles.....	127
b) Précipitations moyennes saisonnières.....	129
c) Fréquence des précipitations.....	129
3) Les précipitations en 1980 et 1981.....	131
a) Les valeurs annuelles.....	131
b) Les valeurs mensuelles.....	133
c) L'intensité des précipitations.....	133
4) La neige.....	135
5) Les gradients pluviométriques.....	137
a) Les valeurs annuelles.....	137
b) Les valeurs mensuelles.....	137
6) Calcul de la lame d'eau précipitée.....	139
a) Les valeurs annuelles.....	139
b) Les valeurs mensuelles.....	141
B - Les températures.....	142
1) Comparaison entre les années d'étude et la moyenne annuelle.....	142
2) Evolution des températures en 1980 et 1981.....	143

II L'évapotranspiration.....	143
A - Calcul de l'évapotranspiration potentielle.....	144
B - Evapotranspiration réelle et précipitations efficaces.....	145
III Hydrologie des cours d'eau.....	149
A - La Morge et ses affluents.....	149
1) Régimes comparés de la Morge et du ruisseau de St-Nicolas-de-Macherin.....	149
2) Drainage des eaux souterraines.....	153
a) Quantification de l'apport global.....	153
b) Répartition des apports.....	155
B - Le Guiers Mort et ses affluents.....	161
1) Les grands traits des cours d'eau majeurs.....	161
2) Régime du Guiers Mort.....	163
3) Alimentation et drainage.....	165
a) Drainage de l'Herretang.....	167
b) Alimentation et drainage du Guiers Mort.....	167
c) Conclusion.....	169
C - Bilans hydrologiques comparés et infiltration.....	170
1) Bilan hydrologique de la vallée de la Morge.....	170
2) Bilan hydrologique de la vallée de St-Laurent-du-Pont.....	174
3) Conclusion.....	174

Chapitre 6 : Etude hydrodynamique de la nappe dans la vallée de St-Laurent-du-Pont

I Observations de la surface piézométrique.....	179
A - Le réseau piézométrique.....	179
B - Examen des cartes piézométriques.....	180
1) Ecoulement général de la nappe et limites hydrodynamiques.....	181
2) Fluctuations de la nappe.....	185
II Les paramètres hydrodynamiques.....	187
A - Synthèse des données recueillies par l'étude documentaire.....	187
B - Essais de pompage sur le site du forage F80.....	189
1) Présentation des essais.....	189
a) Les différentes phases des essais.....	189
b) Etat de la surface piézométrique avant et pendant les essais.....	189

2) Courbes caractéristiques.....	191
3) Calcul des paramètres hydrodynamiques.....	193
a) Exploitation des essais sur F80.....	193
b) Exploitation de l'essai sur F1.....	195
4) Synthèse des résultats et commentaires.....	196
C - Conclusion : répartition des perméabilités.....	197
III Dynamique de l'écoulement.....	199
A - Observations générales : examen d'une carte de résis- tivité des eaux de la nappe.....	199
B - Les alimentations.....	201
1) Influence des précipitations.....	201
a) Observations générales.....	201
b) Observation du limnigramme F80.....	203
2) Les débits d'apport dans la zone d'alimentation amont.....	203
C - Les émergences.....	205
IV Composition chimique des eaux de la nappe.....	209
A - Composition chimique moyenne.....	209
B - Relation conductivité-minéralisation totale.....	209
C - Vulnérabilité de la nappe.....	211
V Synthèse des connaissances par simulation numérique.....	212
A - Choix du type de modèle.....	212
B - Construction.....	213
1) Dimensions du modèle.....	213
2) Entrée des données de base.....	213
C - Réglage.....	216
D - Restitution.....	219
E - Exploitation du modèle: Simulation d'un pompage à proximité du forage F 80	221
Conclusion générale	225
Bibliographie.....	229
Annexe I : Sondages à la tarière mécanique.....	235
Annexe II : Sondages et forages mécaniques à l'amont de St-Laurent-du-Pont.....	236
Annexe III : Résultats numériques des analyses chimiques.....	237
Annexe IV : Résultats numériques du modèle mathématique.....	247
Liste des figures.....	255

RESUME

L'avant-pays de Chartreuse est une zone de transition entre les chaînes subalpines (massif de la Grande Sure), la terminaison méridionale du Jura (chaînon du Ratz) et le bassin molassique du Bas-Dauphiné. La grande diversité des dépôts (calcaire karstique, molasse marneuse et conglomératique, alluvions fluviales, glaciaires et interglaciaires) a justifié l'emploi de méthodes variées dans le but de définir le comportement hydrodynamique des différents aquifères et d'en déterminer les potentialités.

La description des particularités lithologiques et hydrogéologiques des différentes formations a permis de préciser les conditions aux limites des réservoirs alluviaux.

L'étude du remplissage alluvial, réalisée à partir d'une campagne de prospection géophysique et de nombreux forages, a défini la géométrie de ces réservoirs et a permis l'ébauche d'un schéma de la configuration des dépôts en fonction des phases glaciaires et interglaciaires.

Les limites de bassins versants ont été déterminées par l'étude des circulations karstiques dans les massifs calcaires. L'analyse de la structure et de la fracturation, l'observation des débits et des caractères physico-chimiques des eaux des émergences ont donné un schéma cohérent du fonctionnement des systèmes karstiques qui participent pour une grande part à l'alimentation des aquifères alluviaux.

L'évaluation des volumes d'eau infiltrée à partir des données hydroclimatiques a mis en évidence de remarquables potentialités d'exploitation de la nappe dans la vallée de St-Laurent-du-Pont.

L'étude hydrodynamique de cette nappe a fait apparaître que l'effet transitoire des apports est rapidement effacé vers l'aval, la nappe acquérant en permanence un régime de quasi-équilibre entre les effets d'alimentation amont et le drainage des zones argileuses. L'ensemble des connaissances concernant l'aquifère et ses limites a donc pu être contrôlé par un modèle d'écoulement permanent qui permet de simuler les effets d'un captage.

MOTS-CLES

Aquifère alluvial, hydrodynamique karstique, avant-pays de Chartreuse, Grande Sure, chaînon du Ratz, karst noyé, prospection électrique, drainage, piézométrie, modèle mathématique.

6 JUIL. 1984

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